536251

Biblioteka Politechniki Krakowskiej
100000299115

ELEMENTE DER GEOLOGIE

ELEMENTE

DER

GEOLOGIE

VON

Dr. HERMANN CREDNER

ORD. PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG UND DIREKTOR DER K. SÄCHS. GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT, K. S. GEHEIMEN RAT

ELFTE, NEUBEARBEITETE AUFLAGE

MIT 636 ABBILDUNGEN IM TEXT



LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1912

BIBLIOTEKA
KRAKÓW
Politechniczna
II 5480

Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung, werden vorbehalten.

Copyright 1912 by Wilhelm Engelmann, Leipzig.

Akc. Nr. 5334/50

IN DANKBARER ERINNERUNG

AN

SEINEN TEUREN VATER UND LEHRER

D^R. HEINRICH CREDNER

DEN

UNERMÜDLICHEN FORSCHER IM GEBIETE
NORDDEUTSCHER GEOLOGIE

DER VERFASSER

Vorwort zur neunten, neubearbeiteten Auflage.

Bereits vor nun fast zwei Jahren war die 8. Auflage meiner »Elemente der Geologie« vergriffen, doch gestatteten mir damals meine Berufspflichten nicht, mich der Bearbeitung einer neuen Auflage zu unterziehen. Die anhaltende Nachfrage nach dem Buche machte deshalb die Veröffentlichung eines unveränderten Neudruckes desselben erforderlich, der aber dem sich steigernden Bedarf auch nur für kurze Zeit genügte.

Die sich auf solche Weise kundgebende Würdigung meines Lehrbuches, wie sie demselben von Seiten meiner Fachgenossen fortdauernd zu teil wurde, mußte mich einerseits mit dem Gefühle dankbarer Befriedigung, anderseits mit dem Bewußtsein erhöhter Verantwortlichkeit gegenüber den Jüngern unserer Wissenschaft erfüllen. Letzterem habe ich nach Kräften versucht, gerecht zu werden.

Auf das dankbarste aber muß ich anerkennen, daß die Erreichung meines Zieles auch diesmal von Seiten wohlwollender Fachgenossen durch Mitteilung von Berichtigungen, Ergänzungen und guten Ratschlägen wesentlich gefördert worden ist. Durch derartige willkommene Hilfsleistungen haben mich die Herren R. Beck, C. Councler, J. Früh, F. Katzer, K. Martin, W. Salomon, A. Steusloff und J. Walther, in besonders hohem Maße aber die Herren Rud. Credner, L. Beushausen, E. Holzapfel, H. Klaatsch, R. Reinisch, E. Schumacher, T. Sterzel und E. Zimmermann zu lebhaftem Danke verpflichtet. Ebensolchen schulde ich Herrn F. Etzold, der sich der Anfertigung des Registers auf das umsichtigste unterzogen hat.

Den in den früheren Auflagen dieses Lehrbuches als »physiographische Geologie« bezeichneten, kurzen ersten Abschnitt habe ich als solchen nicht mehr aufrecht erhalten, vielmehr den größten Teil seines Inhaltes, nämlich »die gedrängte Beschreibung derjenigen Erscheinungen des Erdganzen, in welchen die frühesten Zustände unseres Planeten ihren Ausdruck gefunden haben«, direkt mit der Lehre von den endogenen Vorgängen verflochten.

Der Abschnitt über dynamische Geologie ist, um dem Studierenden gleich von Beginn an durch die Schilderung der Lebensprozesse der Erde ein warmes, einsichtiges Interesse für die Aufgaben der geologischen Wissenschaft einzuflößen, dem rein beschreibenden petrographischen Abschnitte vorangestellt worden.

Zu besonderer Genugtuung gereicht es mir, daß das Buch trotz durchgreifender Neubearbeitung und trotz tatsächlicher Vermehrung seines Inhaltes auch in seiner neuen Gestalt den Umfang der letzten Auflage nur um wenige Seiten überschreitet.

Leipzig, im Oktober 1902.

Vorwort zur elften, neubearbeiteten Auflage.

Vierzig Jahre sind seit dem ersten Erscheinen meiner »Elemente der Geologie« dahingeschwunden. Im Verlaufe dieser vier Jahrzehnte hat das geologische Wissen beträchtlich an Umfang und Vertiefung gewonnen. Die Umgestaltungen, welche sich infolge dessen in unserer Disziplin vollzogen haben, spiegeln sich in den während dieses Zeitraumes erschienenen Auflagen meines Lehrbuches wieder. Wie ich stets bestrebt gewesen bin, dieselben zum Ausdruck unserer jeweiligen geologischen Kenntnisse und der herrschenden geologischen Überzeugungen zu gestalten, so ist dies auch bei der Bearbeitung dieser neuesten elften Auflage mein Ziel gewesen.

Eine von Auflage zu Auflage immer schwieriger gewordene Aufgabe war es, das sich in reicher Fülle aufzwingende Material in den alten, knappen, durch den Erfolg bewährten Rahmen einzufügen. Deshalb freue ich mich, daß die Seitenzahl des Buches trotz dessen durchgreifender, fast keinen Absatz des Textes verschonender Neubearbeitung fast dieselbe geblieben ist, wie in den letzten Auflagen.

Wie früher hat mir auch diesmal mein langjähriger Mitarbeiter, Herr Dr. F. Etzold, beim Anfertigen der neuen Zeichnungen, beim Korrekturlesen und Anlegen des Registers treu zur Seite gestanden, wofür ich ihm an dieser Stelle danke.

Leipzig, im September 1912.

Hermann Credner.

Inhalt.

Einleitung.

Seite
§ 1. Aufgabe der Geologie 1
§ 2. Einteilung der Geologie 1
§ 3. Geologische Literatur 2

Erster Abschnitt.

Dynamische Geologie.

I. Die endogenen Vorgänge.

§ 1. Begriff 4
§ 2. Abstammung und früheste Zustände der Erde 4
§ 3. Die Gestalt der Erde 6
§ 4. Das spezifische Gewicht der Erde 7
§ 5. Temperatur der Erdtiefe. Glutiger Erdkern 7
§ 6. Gliederung des Erdganzen 11
§ 7. Die endogenen Vorgänge. Ihre Mannigfaltigkeit 12

1. Die Eruption glutflüssiger Gesteinsmagmen.

Die Vulkane und ihre Tätigkeit.

Literatur 13
Begriff eines Vulkanes 14

a) Schicht- oder Stratovulkane.

§ 1. Charakter derselben 14
§ 2. Material der Vulkankegel 16
§ 3. Von Lavaströmen geöffnete, hufeisenförmige Kratere 18
§ 4. Zusammengesetzte Vulkanberge 18
§ 5. Erosionsschluchten. Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen 19
§ 6. Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln 22
§ 7. Maare 23
§ 8. Vulkanreihen und Vulkangruppen 24
§ 9. Vulkanzonen 26
§ 10. Die Eruptionskanäle 27
§ 11. Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer 28
§ 12. Erloschene (ruhende) und tätige Vulkane 29
§ 13. Solfataren, Fumarolen, Mofetten 29
§ 14. Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe 31
§ 15. Die normale Tätigkeit der Vulkane 32
§ 16. Zustand der Eruption der Vulkane 34
§ 17. Lavaströme 38

b) Massige Vulkane.

Vulkanische Kuppen (Stau- oder Quellkuppen) und vulkanische Decken.

§ 18. Charakter der massigen Vulkane 42
§ 19. Struktur der massigen Vulkane 45
§ 20. Die Ursache und der Ausgangsort der vulkanischen Eruptionen 46

Seite

2. Heiße Quellen (Thermen).

Heiße Quellen, Geysirs 50

3. Einbrüche der Lithosphäre.

§ 1. Deren Ursächlichkeit 54
§ 2. Ozeanische Bruchfelder und Kontinentalblöcke 55
§ 3. Brüche der Kontinentalschollen 56

4. Säkulare Hebungen und Senkungen des Bodens.

§ 1. Säkulare Hebungen und Senkungen in der Neuzeit. Anhaltspunkte für Konstatierung derselben 57
§ 2. Beispiele von Hebungen 59
§ 3. Beispiele von Senkungen 62
§ 4. Unbeständigkeit in der Verteilung von Festland und Meer 65

5. Die Bildung der Gebirge.

Literatur 67
§ 1. Der Prozeß der Gebirgsbildung 68
§ 2. Die Bruchgebirge 68
§ 3. Die Faltengebirge 69
§ 4. Asymmetrischer Bau von Faltengebirgen 74
§ 5. Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfgebirge 75
§ 6. Biegsamkeit der Gesteinsschichten 77
§ 7. Transversale Schieferung durch Gebirgsdruck 77
§ 8. Dynamometamorphose 79

6. Erdbeben.

§ 1. Begriff derselben 81
§ 2. Die Ursachen der Erdbeben 82
§ 3. Die Natur der Erdbeben 84
§ 4. Wirkung der Erdbeben 85
§ 5. Fortpflanzungsweise der Erdbeben 88
§ 6. Dauer der Erdbeben 89
§ 7. Abhängigkeit der Lage des Herdes und der Wirkung der Erdbeben vom geologischen Untergrunde 89
§ 8. Seebeben 90

II. Die exogenen Vorgänge.

A. Die geologische Tätigkeit des Wassers.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug.

a) Die chemische Tätigkeit des Wassers.

§ 1. Das Wasser 96
§ 2. Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser 96
§ 3. Die hydrochemischen Prozesse 98
1. Auflösung 98
2. Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien 101
3. Oxydation 102
4. Karbonatbildung durch Zersetzung von Silikaten 104
§ 4. Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen (Sekretionen) 111
§ 5. Mineralquellen und deren Absätze 115
§ 6. Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen 117
§ 7. Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schichtenstörungen infolge der unterirdischen Tätigkeit des Wassers 119

b) Die mechanische Tätigkeit des Wassers.

§ 8. Die fließenden Gewässer 123
§ 9. Erosion 126
§ 10. Ausweitung der Erosionsschluchten; Schutthalden, Bergstürze 129
§ 11. Längs- und Quertäler 130

Seite
§ 12. Der Prozeß der Talbildung 131
§ 13. Riesentöpfe und Erdpyramiden 135
§ 14. Denudation 136
§ 15. Transport und Absätze von seiten fließender Gewässer 137
§ 16. Deltas 139
§ 17. Abflußlose Gebiete 142
§ 18. Die mechanische Tätigkeit des Meeres 143

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

§ 1. Wesen der Gletscher 146
§ 2. Innerer Bau der Gletschermasse 148
§ 3. Bewegung der Gletscher 148
§ 4. Untere Grenze der Gletscher 152
§ 5. Verbreitung der Gletscher 153
§ 6. Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen. Moränen und Glazialschliffe 154
Glaziale Talformen 159
§ 7. Erosion durch Gletscher 160
§ 8. Eisberge 162

B. Die geologischen Wirkungen der Winde. (Äolische Tätigkeit.)

§ 1. Äolischer Transport von vulkanischen Aschen 163
§ 2. Flugsand. Dünen 164
§ 3. Staubfälle. Lößbildung 166
§ 4. Deflation, Sandgebläse, Sandschliffe 167

C. Das organische Leben als geologisches Agens.

§ 1. Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Tätigkeit vermittelten Vorgänge 168

1. Reduktion durch verwesende Organismen.

§ 2. Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz 170

2. Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Tätigkeit.

§ 3. Die Bauten der Riffkorallen 174
§ 4. Kalkabscheidung durch Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen und Algen 175

3. Aufspeicherung von Kohlenstoff durch organische Tätigkeit.

§ 5. Der Verkohlungsprozeß und die kohlenbildenden Pflanzen 177
§ 6. Erdöl, erzeugt aus organischen Resten 181
§ 7. Gasquellen als Produkte der Zersetzung organischer Substanzen 181
§ 8. Schlammsprudel als Resultate organischer Zersetzungen 182

D. Die Zeit als geologischer Faktor.

Größe der geologischen Zeiträume 183

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

A. Allgemeines.

Literatur 186
§ 1. Aufgabe der Petrographie 186
§ 2. Wesentliche Bestandteile der Gesteine 186
§ 3. Zufällige (akzessorische) Bestandteile der Gesteine 188
§ 4. Akzessorische Bestandmassen 188
§ 5. Struktur der Gesteine 189
§ 6. Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien 192

Seite
§ 7. Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen 195
§ 8. Klassifikation der Gesteine 200

B. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Klasse. Einfache Gesteine.

a) Eisgesteine. 1. Eis 201
b) Chlorid- und Nitratgesteine. 2. Steinsalz 202. — 3. Chilisalpeter 203.
c) Sulfatgesteine. 4. Gips 203. — 5. Anhydrit 204.
d) Posphatgesteine. 6. Phosphorit 205.
e) Karbonatgesteine. 7. Kalkstein 205. — 8. Dolomit 207. — 9. Spateisenstein 208.
f) Kieselgesteine. 10. Quarzit und Quarzitschiefer 209. — 11. Kieselschiefer (Lydit) 209.
g) Silikatgesteine. 12. Hornblendeschiefer 210. — 13. Augitschiefer, Erlan und Enstatitfels 211. — 14. Chloritschiefer 211. — 15. Talkschiefer 212. — 16. Serpentin 212.
h) Oxydische Erzgesteine. 17. Roteisenstein 213. — 18. Brauneisenstein 213. — 19. Magneteisenstein 214.
i) Kohlengesteine (Kaustobiolithe). 20. Torf 214. — 21. Braunkohle (Lignit) 214. — 22. Steinkohle (Schwarzkohle) 215. — 23. Anthrazit 216. — 24. Graphit 217. — 25. Petroleum (Erdöl) 217. — 26. Asphalt (Erdpech) 218.

2. Klasse. Gemengte kristalline Gesteine.

1. Abteilung. Massige Gesteine 219

Tabellarische Übersicht der Massengesteine nach F. Zirkel . . . . . 220—221

1. Quarzhaltige Orthoklasgesteine; Familie des Granites.

27. Granit 222. — 28. Granitporphyr 225. — 29. Quarzporphyr (Felsitporphyr) 226. — 30. Pechstein (Felsitpechstein), Pechsteinporphyr (Vitrophyr) 228. — 31. Liparit, Rhyolith oder Quarztrachyt 230. — 32. Liparitgläser 231.

2. Quarzfreie Orthoklasgesteine; Familie des Syenites.

33. Syenit 232. — 34. Orthoklasporphyr (quarzfreier Porphyr, Orthophyr) 234. — 35. Trachyt (Sanidintrachyt) 234.

3. Quarzfreie Orthoklas-Nephelin- oder Leuzit-Gesteine; Familie des Eläolithsyenites.

36. Eläolithsyenit (Nephelinsyenit) 236. — 37. Phonolith (Klingstein) 237.

4. Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit; Familie des Diorites.

38. Diorit 238. — 39. Porphyrit 240. — 40. Andesite und Dazite 240.

5. Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine; Familie des Gabbros.

41. Gabbro 242. — 42. Norit.

6. Plagioklas-Augit-Gesteine; Familie des Diabases und Melaphyres.

43. Diabas (Grünstein) 244. — 44. Melaphyr 247.

7. Familie der Basalte.

45. Plagioklasbasalt (Feldspatbasalt, Trapp) nebst Plagioklasdolerit und Anamesit 249. — 46. Nephelinbasalt, Nephelinit (Nephelindolerit) 251. — 47. Leuzitbasalt, Leuzitit 252. — 48. Melilithbasalt 253. — 49. Basanite und Tephrite 254.

8. Familie der Olivingesteine.

50. Peridotite (Olivinfels) 255.

2. Abteilung. Kristalline Schiefergesteine.

51. Gneis 256. — 52. Granulit 258. — 53. Hälleflinta (Adinole, Hornschiefer) 259. — 54. Porphyroid 259. — 55. Glimmerschiefer 260. — 56. Phyllit (Urtonschiefer, Glanzschiefer) 262. — 57. Turmalinschiefer 263. — 58. Amphibolit 263. — 59. Eklogit 264. — 60. Pyroxengranulit 264.

3. Klasse. Klastische (Trümmer-) Gesteine.

1. Familie. Lose Haufwerke (Akkumulate).

a) Produkte mechanischer Zerkleinerung älterer Gesteine durch das Wasser.

61. Sand, Kies, Seifen, Grus, Gerölle, Geschiebe 265.

Seite

b) Lose vulkanische Auswürflinge (vulkanischer Schutt).

62. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand, Bimssteingeröll 266.

2. Familie. Durch ein Bindemittel verfestigte Akkumulate: Sandsteine, Konglomerate, Breccien.

63. Sandstein 267. — 64. Konglomerate 268. — 65. Breccien 269.

3. Familie. Tongesteine.

66. Kaolin 271. — 67. Ton, Lehm, Löß 271. — 68. Mergel 273. — 69. Schieferton 273. — 70. Tonschiefer 273.

4. Familie. Tuffe (vulkano-klastische Gesteine).

71. Porphyrtuff 275. — 72. Grünsteintuff, Diabastuff, Schalstein 275. — 73. Tuffe der trachytischen, phonolithischen und basaltischen Gesteine 276.

Dritter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

§ 1. Aufgabe der petrogenetischen Geologie 278

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2. Die Entstehung der Eruptivgesteine 278
§ 3. Die vulkanischen Gesteine 280
§ 4. Die plutonischen Gesteine: Granite, Syenite, Diorite, Gabbros und Norite, sowie deren parallelstruierte Modifikationen 282
§ 5. Differenzierung (Spaltung) der Eruptivmagmen 284
§ 6. Veränderung des Nebengesteins durch Eruptivgesteine (Kontaktmetamorphose) 286

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 7. Entstehung und Material der Sedimentärgesteine 297
§ 8. Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine 298
§ 9. Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges 298
§ 10. Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges 300
§ 11. Organogene (zoogene und phytogene) Sedimentgesteine 304
§ 12. Die Entstehung der Kalksteine und Dolomite 306
§ 13. Die Ansichten über die Entstehung der Gneis- und kristallinen Schieferformation 309

C. Die glazialen Ablagerungen 311

D. Die äolischen Gesteine 311

Vierter Abschnitt.

Tektonische Geologie.

Aufgabe derselben 312

A. Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 1. Die Schicht 312
§ 2. Schichtenreihen 315
§ 3. Schwebende Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung 316
§ 4. Schichtenstörungen durch Faltung 319
§ 5. Schichtenstörungen durch Absenkung 324
§ 6. Schichtenstörungen durch Spaltenbildung und Verwerfung 324
§ 7. Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zueinander 329
§ 8. Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge 330

B. Die massigen Gebirgsglieder.

§ 9. Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder 333
§ 10. Die Absonderungsformen der massigen Gesteine 339

Seite

C. Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

§ 11. Wesen und Entstehung der Mineralgänge 341
§ 12. Material der Mineralgänge 343
§ 13. Die Struktur der Mineralgänge 344
§ 14. Tektonisches Verhältnis der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine 345
§ 15. Verhältnis mehrerer Gänge zueinander 346

Fünfter Abschnitt.

Historische Geologie.

A. Einleitendes.

§ 1. Die Aufgabe der historischen Geologie 349
§ 2. Abstammungs-, Selektions- oder Transmutationstheorie 351
§ 3. Geologische Perioden und Formationen 354
§ 4. Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Fazies gleichaltriger Ablagerungen 356
§ 5. Grenzen der Formationen von oben nach unten 357
§ 6. Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichtenkomplexen 357
§ 7. Gliederung der Entwicklungsgeschichte und der entsprechenden Schichtenreihe der Erdkruste in Perioden und Formationen 359
Tabellarische Übersicht der Perioden und Formationen 362

B. Formationslehre

I. Das Archäikum. (Das Azoikum.)

Die Fundamentalformation 366
Die archäische oder Urgneisformation 367
Petrographischer Charakter 367
Aufbau und Gliederung 372
Tektonische Verhältnisse 373
Lagerungsverhältnisse der Urgneisformation zu den übrigen Formationen 373
Verbreitung 374

II. Das Proterozoikum. Das Algonkium. Das Präkambrium.

Charakteristik 374
Petrographischer Charakter 375
Organische Reste 375
Beispiele proterozoischer Formationen 375

III. Die paläozoische Formationsgruppe. (Das Paläozoikum.)

Charakteristik und Gliederung 380

Die kambrische Formation. (Das Kambrium.)

Literatur 382
Petrographischer Charakter 383
Paläontologischer Charakter 383
Dreigliederung und Verbreitung 385
Gliederung und Parallelisierung des Kambriums verschiedener Länder 386

Die silurische Formation.

Petrographischer Charakter 392
Paläontologischer Charakter 392
Zweiteilung der silurischen Formation 402
Geographische Verbreitung und speziellere Gliederung 403
Ergußgesteine silurischen Alters 412
Gliederung und Parallelisierung der Silurformation verschiedener Länder 413

Seite

Die devonische Formation. (Das Devon.)

Literatur 414
Petrographischer Charakter 414
Paläontologischer Charakter 416
Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe 423
Old Red Sandstone 424
Geographische Verbreitung der Devonformation und ihre Gliederung 425
Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der devonischen Formationen 435
Gliederung und Parallelisierung devonischer Formationen verschiedener Länder . 434

Die karbonische oder Steinkohlenformation.

Literatur 438
Petrographischer Charakter 439
Paläontologischer Charakter 440
Verschiedene Fazies und Zweiteilung der karbonischen Formation 452
Das Unterkarbon (Subkarbon) 453
Das Oberkarbon 455
Geographische Verbreitung der karbonischen Formation 456
Die Bildung der Steinkohlenflöze 468
Eruptionen während der karbonischen Periode 471
Gebirgsbildung und Schichtenstörungen zur Karbonzeit 472

Die permische Formation.

Charakteristik und allgemeine Gliederung 478

A. Die Binnenfazies des Perm.

Die Dyas Deutschlands.

Literatur 479

1. Das Rotliegende.

Petrographischer Charakter 479
Paläontologischer Charakter 481
Ergußgesteine des Rotliegenden 485
Gliederung und Beispiele derselben 488

2. Der Zechstein.

Charakteristik, Gliederung und organische Reste 492
Tabellarische Gliederung 497
Steinsalzlagerstätten 498
Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe 501
Verbreitung der deutschen Dyas 502
Die permische Formation Englands 504
Die permische Formation Frankreichs 505
Die permische Formation der Südtiroler Alpen 505
Die permische Formation Zentralrußlands 505

B. Die pelagische Fazies des Perm.

Charakteristik, Gliederung und organische Reste 506

C. Die Glossopteris-Fazies und die Glazialablagerungen des Perm.

Verbreitung, organische Reste, Gliederung 508

IV. Die mesozoische Formationsgruppe.

Charakteristik und Gliederung 510

Die Trias.

Charakteristik 511

Seite

A. Die Binnenfazies der Trias.

Die deutsche Trias.

Literatur 512
Gliederung 514

1. Der Buntsandstein.

Petrographischer Charakter 514
Erzführung 516
Paläontologischer Charakter 516
Entstehung des Buntsandsteins 519
Gliederung des Buntsandsteins 519
Tabellarische Gliederung und Parallelisierung des Buntsandsteins 520

2. Der Muschelkalk.

Petrographischer Charakter 521
Erzführung 522
Paläontologischer Charakter 523
Gliederung der Muschelkalkformation 527
Tabellarische Gliederung und Parallelisierung 528

3. Der Keuper.

Petrographischer Charakter 531
Paläontologischer Charakter 531
Gliederung des Keupers 535
Tabellarische Gliederung und Parallelisierung 536
Verbreitung der Trias in Deutschland 538

Die englische Trias (New Red Sandstone).

Charakteristik 540

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Charakteristik, organische Reste, Verbreitung 541

B. Die pelagische Fazies der Trias.

Die alpine Trias.

Literatur 544
Charakteristik 545
Gliederung der alpinen Trias 547
1. Der alpine Buntsandstein 546
2. Der untere alpine Muschelkalk (die anisische Stufe) 548
3. Der mittlere und obere alpine Muschelkalk (die ladinische Stufe) . 549
4. Der untere alpine Keuper (die karnische Stufe) 552
5. Der mittlere alpine Keuper (die norische Stufe) 552
6. Die rätische Stufe 553
Eruptivgesteine der alpinen Trias 555

Die außeralpine pelagische Trias.

Mediterrane Provinz 555
Asiatische Provinz 556
Australasiatische Provinz 556
Arktische Provinz 556
Westamerikanische Provinz 556

Der Jura.

Literatur 556
Charakteristik und allgemeine Gliederung 557

1. Der Lias.

Petrographischer Charakter 559
Paläontologischer Charakter 560
Allgemeine Gliederung des Lias 563

Seite
Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland, im Elsaß und in Deutsch-Lothringen 567
Lias der Alpen 572

2. Der Dogger oder braune Jura.

Petrographischer Charakter 572
Paläontologischer Charakter 573
Allgemeine Gliederung des Dogger 575
Speziellere Gliederung des Dogger in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und im Elsaß 578
Der Dogger Englands und Frankreichs 581
Der Dogger der Alpen 582

3. Der Malm, weiße oder obere Jura.

Petrographischer Charakter 582
Paläontologischer Charakter 583
Allgemeine Gliederung des oberen Jura 588
a) Der Oxford 588
b) Der Kimmeridge 590
c) Das Tithon 590
Der Purbeck 593
Speziellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland 594
Gliederung und Parallelisierung des oberen Jura 595

Provinzen der Juraformation 598
Geographische Verbreitung der Juraformation 599

Die Kreideformation.

(Kretazeïsche Formation, Quaderformation.)

Literatur 607
Petrographischer Charakter 608
Paläontologischer Charakter 611
Südliche und nördliche Kreidefazies 616
Gliederung der Kreideformation 617

I. Die untere Kreide.

Wealden 618
Marines Neokom 622
Gault (Albien) 624
Spezielle Gliederung der norddeutschen unteren Kreide 624
Die südliche Fazies der unteren Kreide 627

II. Die obere Kreide.

Cenoman 628
Turon 630
Senon 630
Danien 633
Spezielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands und Westfalens, sowie Nordfrankreichs 635
Die südliche Fazies der oberen Kreide 638
Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide und die Transgression der oberkretazeïschen Schichtenkomplexe 640
Tabellarische Gliederung der oberen Kreide 642

V. Die känozoische Formationsgruppe.

Das Tertiär.

Charakter der Tertiärperiode und Gliederung des Tertiärs 653

Das Alttertiär.

Das Eozän.

Tabellarische Übersicht 660
Das Eozän im südlichen England 660
Das Eozän Norddeutschlands 663

Seite
Das Eozän des Pariser Beckens 664
Das Eozän des Südens 666
Das Alttertiär der Rocky Mountains 669

Das Oligozän.

Tabellarische Übersicht 670
Das Oligozän in Südengland 670
Das Oligozän im Pariser Becken 671
Das Oligozän in der Schweiz (untere Molassenformation) 673
Das Alttertiär des Elsaß 673
Die Bohnerzformation im südwestlichen Deutschland 675
Die Oligozänformation in Norddeutschland 675
a) Die norddeutsche Braunkohlenformation 676
b) Die marinen Gebilde 679
Tabellarische Übersicht 685

Das Jungtertiär (Neogen).

Die Miozän- und Pliozänformation.

Allgemeiner paläontologischer Charakter 685
Gliederung des Jungtertiärs 689
Das Becken von Mainz 690
Das Wiener Becken 693
Das Jungtertiär Norddeutschlands 697
Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns 699
Der Crag Englands 700
Das Pliozän Italiens 701
Pliozäner Knochenlehm von Pikermi in Griechenland 702
Das Jungtertiär Nordamerikas 702
Die Siwalikformation Ostindiens 703

Vulkanische Eruptionen während der Tertiärperiode 703

Das Quartär.

Das Diluvium (Pleistozän).

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiet 709
Friktionserscheinungen 711
Die Grundmoräne 713
Lokalfazies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes des letzteren . . 715
Riesentöpfe und Sölle 715
Geschichtetes Glazial- und Interglazialdiluvium. Dessen organische Reste . . . 716
Glaziale Rückzugsgebilde 718
Die Stromsysteme Norddeutschlands während der Glazialzeit 720
Glazialseen 721
Jung- und postglaziale marine Ablagerungen 721
Gliederung des norddeutschen Glazialdiluviums 723
Diluviale Flußschotter. Diluvium des Rheintales 725
Löß 727
Diluviale Kalktuffe 728
Knochenhöhlen 729
2. Das britische Glazialgebiet 730
3. Das alpine Glazialgebiet 732
4. Das nordamerikanische Glazialgebiet 736

Über den allgemeinen Charakter der Säugetierfauna Zentraleuropas während der Diluvialzeit 738
Diluviale Säugetierfauna Sibiriens, Amerikas, Australiens 739

Der diluviale Mensch 744
Das ältere Paläolithikum 745
Das jüngere Paläolithikum 747
Menschliche Skelette 750

Das Alluvium 752

Register 753

Einleitung.

§ 1. **Aufgabe der Geologie.** Die Geologie faßt die Erde als ein kosmisches Individuum auf, dessen Aufbau, dessen Kraftäußerungen und dessen Entwicklungsgeschichte sie zu erforschen hat. Sie bezweckt demnach nicht allein das Studium des fertigen Erdganzen und seiner einzelnen Glieder, — ihr Endziel ist vielmehr die Ergründung der Geschichte unseres Planeten und seiner Bewohner. Sie soll versuchen, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen und das Wirken der bei diesem Entwicklungsprozesse tätigen Naturkräfte zu ermitteln; sie soll versuchen, von den Zuständen der Erde während verflossener Perioden, von den jeweiligen Faunen und Floren auf ihrer Oberfläche, von der Verteilung von Festland und Meer, von den klimatischen und vulkanischen Erscheinungen früherer Zeitalter ein Bild zu gewinnen und endlich die allmählichen Veränderungen zu verfolgen, welchen alle diese Verhältnisse im Laufe der Entwicklungsgeschichte der Erde unterworfen waren.

Die Geologie liefert nach alledem nicht eine nackte Naturbeschreibung, ihre Aufgabe ist ebensoviel geschichtlicher Art; — sie ist die Lehre von der Zusammensetzung, dem Bau und der Entwicklung der Erde.

§ 2. **Einteilung der Geologie.** Die geologische Erforschung des Erdkörpers hat folgende, sich logisch auseinander entwickelnde Fragen aufzustellen und zu beantworten:

1. Welche Kräfte sind es, die sich bei dem Entwicklungsprozeß der Erde und zwar namentlich bei der Bildung und Umbildung des Materials und der Oberflächengestaltung der Erdrinde betätigt haben und noch betätigen? Mit Beantwortung dieser Frage befaßt sich die dynamische Geologie.

2. Aus was für Material besteht der uns zugängige Teil der Erde? Auskunft hierüber erteilt die petrographische Geologie.

3. Auf welche Weise haben sich unter Mitwirkung der irdischen Kräfte die verschiedenartigen Gesteine gebildet? Darauf antwortet die petrogenetische Geologie.

4. Wie sind die Gesteine zum Aufbau der Erdfeste benutzt worden, wie sind sie zum Ganzen verbunden, welches ist die Tektonik der Erdrinde? Diese Frage behandelt die tektonische Geologie.

5. Welches ist die Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner? Eine Frage, welche die historische Geologie zu beantworten sucht.

§ 3. **Geologische Literatur.** Die wissenschaftliche Entfaltung der Geologie war abhängig von der Entwicklung der Chemie, Physik, Mineralogie und Paläontologie und gehört wie die ihrer eben genannten Hilfswissenschaften der neuesten Zeit an. Ein fesselndes Bild ihres Werdens gibt:

K. v. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München u. Leipzig 1899.

Über die reiche geologische Literatur der Neuzeit kann an dieser Stelle nur das Folgende erwähnt werden. Dieselbe setzt sich zusammen aus:

a) **Handbüchern,** welche das ganze Gebiet der Geologie umfassen; von solchen sind vor allen zu nennen:

C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 3 Bände, 2. Aufl. Leipzig 1858—1872.
W. von Gümbel, Grundzüge der Geologie. 1885—88.
M. Neumayr, Erdgeschichte. 2 Bände. 2. Aufl. bearb. von V. Uhlig. Leipzig 1895.
E. Kayser, Lehrbuch der Geologie. 2 Bände. 4. Aufl. Stuttgart 1911—12.
J. Walther, Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908.
K. Keilhack, Lehrbuch der praktischen Geologie. 2. Aufl. Stuttgart 1908.
F. Toula, Lehrbuch der Geologie. 2. Aufl. Wien 1906.
A. Geikie, Text-Book of geology. 2 Vol. 4. edit. London 1903.
A. de Lapparent, Traité de Géologie. 5 éd. Paris 1906.
J. D. Dana, Manual of geology. 4. edit. New York 1895.
Th. C. Chamberlin and R. Salisbury, Geology. 3 Vol. New York 1906.
E. Haug, Traité de Géologie. 4 Vol. Paris 1908—1911.

b) **Lehrbüchern einzelner geologischer Disziplinen,** z. B. über Formationslehre, Petrographie, Erzlagerstättenlehre und einzelne Abschnitte der dynamischen Geologie.

c) **Monographischen Arbeiten.** Dieselben behandeln teils gewisse Gesteinsarten oder Schichtenkomplexe, teils den geologischen Bau gewisser Gegenden, oder endlich geologische Vorgänge und bilden die Hauptmasse der Literatur. Zahlreiche dieser Publikationen, ebenso wie die Lehrbücher einzelner geologischer Disziplinen werden sich über und in den Abschnitten dieses Lehrbuches zitiert finden. Die Mehrzahl der Monographien ist enthalten in den

d) **geologischen Zeitschriften,** nämlich:

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, gegründet von K. C. von Leonhard und H. G. Bronn 1830, fortgesetzt von G. Leonhard und H. B. Geinitz, seit 1879 herausgegeben von Benecke, Klein und Rosenbusch, seit 1885 von Bauer, Dames, Liebisch, seit 1899 von Bauer, Koken, Liebisch. Seit 1900 mit dem Centralblatt f. Min., Geol. und Pal. (Abkürzung = N. Jahrb.)

Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, erscheint seit 1848 in Berlin. (Abkürzung = Z. d. D. geol. Ges.)

Geologische Rundschau, Zeitschrift für allgemeine Geologie, unter Mitwirkung der Deut. Geol. Ges. herausgegeben von der Geolog. Vereinigung, seit 1910.

Hieraus separat:

Berichte über die Fortschritte der Geologie, herausgegeben von der Deut. geolog. Ges. und der Geolog. Vereinigung, seit 1910. Leipzig.

Jahrbuch der Königl. Preußischen geologischen Landesanstalt. Berlin; seit 1880. (Abkürzung = Jahrb. d. k. pr. geol. La.)

Zeitschrift für praktische Geologie, Berlin; seit 1893 herausgegeben von M. Krahmann. (Abkürzung = Z. f. prakt. Geol.)

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, seit 1910.

Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, erscheint seit 1850 in Wien (Abkürzung = Jahrb. d. k. k. geol. R.)

Geological Magazine. London. Erscheint seit 1864.

Quarterly Journal of the geological Society of London.

Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.

Bulletin de la Société géologique de France.

Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Bruxelles.

Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Firenze.

Journal of Geology. Chicago. Seit 1893.

Als selbständiger Inhaltsanzeiger der neuesten geologischen, petrographischen und paläontologischen Publikationen erscheint seit 1901

Geologisches Zentralblatt, herausgegeben von K. Keilhack, Berlin.

e) **Geologische Karten**, begleitet von Profilen, sind der graphische Ausdruck unseres geologischen Gesamtwissens über eine Gegend. Als wesentlich deutsche Beispiele mögen hier angeführt werden:

von Übersichtskarten:

Internationale geologische Karte von Europa. 1 : 1 500 000. Berlin. Seit 1894.

von Dechen, Geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich, England und den angrenzenden Ländern, 2. Ausgabe. 1869.

von Dechen, Geologische Karte von Deutschland. Berlin 1869. 2. Aufl. 1884.

R. Lepsius, Geologische Karte des Deutschen Reiches. 27 Blätter. 1 : 500 000. Gotha 1894. Hierzu R. Lepsius, Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. I. und II. Band. Leipzig.

H. Credner, Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen. 1 : 250 000. Leipzig 1908.

von Spezialkarten im Maßstabe 1 : 25 000:

Geologische Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Herausgegeben seit 1870 unter Leitung von Beyrich und Hauchecorne, seit 1900 von Schmeisser und Beyschlag, seit 1907 von Beyschlag. Mit erläuternden Texten. Berlin.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Bearbeitet unter der Leitung von H. Credner. Mit erläuternden Texten. Leipzig. Seit 1877.

Geologische Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg. Bearbeitet unter der Leitung von E. W. Benecke und H. Bücking. Seit 1887.

Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Baden. Bearbeitet unter der Leitung von H. Rosenbusch. Seit 1894.

Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. Bearbeitet unter der Leitung von R. Lepsius. Darmstadt. Seit 1886.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Bearbeitet unter der Leitung von A. Sauer. Seit 1906.

Erster Abschnitt.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie ist die Lehre von den Agentien in dem Entwicklungsprozesse der Erde, — sie ist die Lehre von den Kräften, die sich beim Aufbau und bei der Oberflächengestaltung der Erdrinde betätigt haben und noch betätigen. Diese Kräfte sind, je nachdem ihre Ausgangspunkte in der Tiefe des Erdballes oder in dessen Wasser- und Lufthülle zu suchen sind, entweder endogen oder exogen. Für das großartige Maß ihrer Wirksamkeit ist die unübersehbare Länge der geologischen Zeiträume, während deren sich jene Vorgänge abgespielt haben, ein Hauptfaktor.

I. Die endogenen Vorgänge.

§ 1. **Begriff.** Als endogen werden alle diejenigen Vorgänge bezeichnet, welche mit der Glut des Erdkernes und dessen Abkühlung in ursächlichem Zusammenhange stehen. Die Beweisführung für das Vorhandensein eines solchen glutigen Zustandes des Erdinnern geht von der Abstammungsgeschichte unseres Planeten aus, sieht dessen früheste Entwicklungsstadien in gewissen Erscheinungen des Erdganzen, so in der Gestalt und im spezifischen Gewichte der Erde verkörpert und wird durch die Verwertung der Beobachtungen über die Temperaturverhältnisse der erreichbaren Erdtiefe zum Ziele geführt.

§ 2. **Abstammung und früheste Zustände der Erde***). Unser Planetensystem verdankt sein Dasein einer einheitlichen mechanischen Entwicklung, — alle seine Glieder besitzen einen gemeinsamen Ursprung. Diese Vorstellung wurde i. J. 1755 zum ersten Male von Kant in seiner

*) I. Kant, Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels. 1755. (Auch in Ostwald's Klassikern der exakten Wissenschaften. Nr. 12. 2. Aufl. Herausg. von A. J. v. Oettingen.) — P. S. Laplace, Exposition du système du monde. 1796. — Siehe auch F. Zöllner, Über die Natur der Kometen. Leipzig 1872. S. 459 u. a. O.

Nebulartheorie entwickelt und begründet. Nach dieser erfüllte ursprünglich die Materie in feinster Verteilung den gesamten Weltraum. Durch Ballung derselben um Punkte stärkster Attraktion entstanden die Zentralkörper der späteren Sternensysteme und so auch derjenige unseres Planetensystems, die Sonne. Auf dieses letztere beschränkt sich die von Laplace i. J. 1796 aufgestellte Theorie, die für den Urnebel, aus dem sich dasselbe herausbildete, einen glühend-gasförmigen Zustand und als Ursächlichkeit seiner Entwicklung zum Planetensystem die Abkühlung durch fortdauernde Wärmeausstrahlung in Anspruch nimmt. Sie geht dabei aus von einem von West nach Ost rotierenden Nebelfleck von ungemein hoher Temperatur, dessen zentralen Kern die Sonne bildete und dessen äußerste Grenze weit über die Bahn der entferntesten unserer heutigen Planeten hinausreichte. Durch Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum erfolgte seine Abkühlung, somit Zusammenziehung und infolge davon Beschleunigung der Rotation des Urnebelfleckes. Sobald aber letztere gewisse Grenzen überschritt, trat jedesmal die Bildung von äquatorialen Ringen ein, welche infolge ungleicher Beschaffenheit und Erkaltung zerrissen und sich in einzelne Nebelballen auflösten, die alle von West nach Ost rotierten. Aus jedem der letzteren ging ein Planet hervor; auch an ihnen konnte sich der Vorgang der Bildung von Ringen und deren Quergliederung wiederholen, — daher die Trabanten der Planeten und die Saturnringe.

Diese Theorie von der Abstammung der Erde findet ihren tatsächlichen Ausdruck in den Gesetzen und Erscheinungen, welche unser Planetensystem beherrschen. Es umkreisen die Planeten die Sonne als den Zentralkörper des Systems, — sie bewegen sich um diese und gleichzeitig um ihre Achse in der gleichen Richtung, wie sich die Sonne selbst um ihre Achse dreht, von Westen nach Osten, — sie alle beschreiben auf ihrer Bahn vom Kreise nur gering abweichende Ellipsen, welche nur wenig gegen den Äquator der Sonne geneigt sind, — sie besitzen polare Abplattung, — die äußeren großen Planeten haben eine geringere Dichtigkeit als die inneren, — die chemischen Elemente, welche in der Sonne auf spektralanalytischem Wege nachgewiesen werden konnten, sind die nämlichen, wie sie an der Zusammensetzung der Erde und anderer Planeten teilnehmen, — endlich bestehen die Meteoriten, also die auf die Erdoberfläche niederstürzenden kleinsten Weltkörper oder deren Fragmente, ausschließlich aus sich auch auf der Erde findenden Substanzen.

Vom Standpunkte der Laplace'schen Theorie von der genetischen Einheitlichkeit unseres Planetensystems und von der Herausbildung desselben aus einem glutigen Urnebel durch dessen allmähliche Abkühlung lassen sich folgende Entwicklungsphasen unseres Planeten unterscheiden:

Erste Phase, die des glühend-gasförmigen, nebularen Zustandes;

Zweite Phase, die der Verdichtung und der ersten Stadien der Abkühlung zu einem erst noch in weißem, dann in gelbem Lichte glühenden Gasball, einem Stadium, in dem sich gegenwärtig die Sonne befindet;

Dritte Phase, die des glühend-flüssigen Zustandes;

Vierte Phase, die der Bildung von Schlackenfeldern und dann der Entstehung einer nicht leuchtenden ringsgeschlossenen Erstarrungskruste;

Fünfte Phase, die der gewaltsamen Zerberstung der bereits gänzlich erstarrten Erdoberfläche durch innere Glutmasse und dadurch bedingte Eruption und oberflächliche Ergießung der letzteren zu Panzerdecken, ein Ereignis, welches sich in dem zeitweiligen Aufleuchten des Erdballes offenbarte;

Sechste Phase, die der fortschreitenden Verdickung der Erstarrungskruste, auf welcher sich die Wasserdünste kondensiert und zur Bildung der Hydrosphäre geführt haben.

Die Erde hat die fünf ersten Stadien des kosmischen Entwicklungsprozesses durchlaufen und befindet sich in der sechsten Phase desselben.

§ 3. **Die Gestalt der Erde.** Die Gestalt der Erde ist im allgemeinen die eines an den Polen abgeplatteten Ellipsoides (Sphäroides), also eines kugelähnlichen Rotationskörpers mit verkürzter Drehungsachse. Von dieser mathematischen Gestalt entfernt sich jedoch diejenige der Erde durch geringfügige, bald positive, bald negative Abweichungen (Anschwellungen oder Einsenkungen) um etwas. Diese in ihren Einzelheiten noch zu ermittelnde wahre Gestalt der Erde wird als Geoid bezeichnet. Das ideale Rotationsellipsoid, welchem sich die Geoidflächen möglichst anschmiegen, besitzt nach Bessel folgende Hauptmaße:

Durchmesser des Äquators	12754,8 km.
Länge der Erdachse	12712,2 km.
Ersterer übertrifft letztere an Länge um	42,6 km.
Die Abplattung beträgt an jedem Pole	21,3 km. $= 1/299$.

Früher glaubte man in der Gestalt der Erde als der eines Rotationsellipsoides einen vollgültigen Beweis für den ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten zu erblicken. Später aber, als Thomson und G. Darwin rechnerisch zu dem Resultate gelangten, daß auch eine vollkommen starre Kugel von der Größe und Drehungsgeschwindigkeit der Erde unter dem Einflusse der Zentrifugalkraft sich an den Polen ähnlich wie die Erde abplatten müsse, hat die geometrische Gestalt der letzteren ihre Beweiskraft für deren Urzustand eingebüßt. Jedenfalls aber steht dieselbe, da sich außerdem die polare Abplattung auch an allen übrigen meßbaren Planeten

unseres Sonnensystems wiederholt, in vollem Einklange mit unserer Anschauung über die früheren Zustände der Erde und gewährt derselben in diesem Zusammenhange eine gewisse Unterstützung.

§ 4. **Das spezifische Gewicht der Erde.** Die mittlere Dichte der Erde ist 5,6 mal größer als die des Wassers (nach Poynting und Jolly = 5,69; nach Wilsing = 5,59; nach Richarz = 5,50; nach Sterneck = 5,7).

Das hohe spezifische Gewicht der Erde muß überraschen, wenn man es mit dem der bekannten festen Erdkruste vergleicht, welches nur etwa 2,7 beträgt, während sich die Dichte der kontinentalen und ozeanischen Erdoberfläche zusammen auf kaum 1,6 beläuft. Hieraus ergibt sich, daß das spezifische Gewicht des Erdinnern bedeutend größer als 5,6 ist, daß also unter dem spezifisch leichteren Steinmantel des letzteren sehr viel schwerere Massen folgen müssen, eine Differenzierung, die einen ursprünglich flüssigen Zustand unseres Planeten voraussetzt, besonders wenn man noch in Betracht zieht, daß Mittelpunkt und Schwerpunkt der Erde zusammenfallen, mit anderen Worten eine regelmäßige Anordnung der gleich dichten Massen zu konzentrischen Zonen stattfinden muß, wobei die spezifisch schwersten, wohl metallischen Materialien den inneren Kern (die Barysphäre) einnehmen, um welchen sich Schalen von nach außen immer geringer werdender Dichte lagern.

Aus der Zunahme der Dichte der Erde gegen ihr Zentrum, sowie aus der Tatsache, daß das Eisen die allgemeinste Verbreitung unter allen metallischen Bestandteilen der zugängigen Erdrinde besitzt und daß viele der auf die Oberfläche der Erde niederstürzenden Trümmer von Weltkörpern, nämlich der Meteoriten, gänzlich oder zum Teil aus nickelhaltigem Eisen gebildet werden, ist zu schließen, daß auch der Erdkern vorzüglich aus Eisen und zwar aus Nickeleisen (Nife)*) bestehen dürfte. Hierfür scheinen auch die großen, bis 500 Zentner schweren Blöcke von gediegenem Eisen zu sprechen, welche, vom Basalte aus der Erdtiefe mit hervorgebracht, von Nordenskjöld bei Ovifak an der Westküste von Grönland gefunden wurden.

§ 5. **Temperatur der Erdtiefe. Glutiger Erdkern.** Die Beeinflussung der Temperatur unseres Planeten durch die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beschränkt sich auf die äußerste Oberfläche der Erde und hört bereits in einer Tiefe von 20 bis 25 m vollständig auf. In diesem Niveau herrscht, da sich hier selbst die jährlichen Wechsel in der Einwirkung der Sonne nicht mehr geltend machen können, eine jahrein, jahraus konstante Temperatur, und zwar müßte dieselbe die nämliche sein

*) E. Sueß, Das Antlitz der Erde. III. 2. S. 626.

wie die mittlere Temperatur des an der Erdoberfläche vertikal darüber gelegenen Punktes, wenn sie nicht durch eine andere, von unten emporsteigende Wärmequelle beeinflußt würde (A. Schmidt).

Während sonach die Wärme der äußersten Erdkruste wesentlich eine fremde, von der Sonne geborgte und von dieser abhängige ist, gelangen unterhalb der Grenze dieser Beeinflussung Temperaturverhältnisse zur ausschließlichen Herrschaft, die mit Sicherheit auf einen in der Tiefe der Erde selbst liegenden, also tellurischen Wärmequell schließen lassen, und zwar macht sich überall, wo und so weit man bis jetzt in die Erdrinde eingedrungen ist, nach der Tiefe zu eine stete Temperaturzunahme geltend. Es herrscht also in den verschiedenen Niveaus der Erdtiefe eine an jedem Punkte zwar konstante, aber mit der Tiefe zunehmende Wärme. Dieser in geologischer Beziehung hochwichtige Satz findet seine Begründung in den Resultaten zahlreicher in Bohrlöchern, artesischen Brunnen, Bergwerken und Tunneln angestellten Beobachtungen.

Namentlich gab das Abteufen von Bohrlöchern, durch welche die Aufsuchung technisch nutzbarer Lagerstätten bezweckt wird, oder die zu artesischen Brunnen dienen sollen, Gelegenheit, genaue Temperaturmessungen des in konstatierten Tiefen austretenden Wassers vorzunehmen und aus diesen auf die Temperaturverhältnisse der durchbohrten Gesteinszonen selbst zu schließen. Diese Beobachtungen haben ausnahmslos zu dem Resultate geführt, daß vom Jahresmittel des oberflächlichen Ansatzpunktes des betreffenden Bohrloches aus zugleich mit dessen Tiefe eine fortgesetzte Zunahme der Temperatur stattfindet. Die Anzahl von Metern, welche man in die Tiefe gehen muß, um eine Erhöhung der Temperatur um 1° C. wahrnehmen zu können, nennt man die geothermische Tiefenstufe. Über das Maß derselben ergaben die Beobachtungen in nachstehenden Bohrlöchern folgende Zahlen:

Ort des Bohrloches	Tiefe in Metern	Geotherm. Tiefenstufe
Grenelle, Paris	547	32,6
Sudenburg b. Magdeburg . .	568	32,3
Neusalzwerk i. Westfalen . .	671	29,6
Rüdersdorf b. Berlin	696	26,9
Mondorf i. Luxemburg . . .	715	28,6
Sennewitz b. Halle	1084	36,5
Sperenberg s. v. Berlin . . .	1273	33,0
Lieth b. Altona	1338	35,0
Schladebach b. Merseburg . .	1748	35,4
Paruschowitz i. Oberschlesien	2002	31,8
Czuchow s. v. Gleiwitz i. Oberschlesien	2221	318,

Im letztgenannten, tiefsten z. Z. vorhandenen Bohrloche stieg die Temperatur bei 2220 m bis zu 83,4° C. Ferner ergaben die Beobachtungen in diesem und in zwei der nächst tiefsten deutschen Bohrlöcher, dem von Sperenberg südlich von Berlin (1273 m) und dem von Schladebach bei Merseburg (1748,4 m) folgende Temperaturzunahmen:

Sperenberg		Schladebach		Czuchow i. Oberschles.*)	
Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)	Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)	Tiefe in Metern	Beobachtete Temperatur (Celsius)
26,7 =	9°	36 =	10,75°	296,25 =	22,9°
223,0 =	21,6°	246 =	16,12°	574,13 =	27,8°
286,7 =	23,5°	516 =	23,75°	671,42 =	20,9°
350,4 =	26,4°	726 =	29,12°	882,51 =	33,4°
414,1 =	26,9°	936 =	35,62°	974,47 =	38,6°
477,8 =	30,9°	1116 =	40,25°	1097,21 =	44,9°
605,2 =	33,1°	1266 =	45,25°	1189,91 =	52,4°
669,0 =	35,9°	1356 =	48,50°	1283,66 =	60,4°
1080,0 =	46,5°	1446 =	51,12°	1470,93 =	66,8°
1268,6 =	48,1°	1536 =	53,12°	1686,94 =	74,3°
		1626 =	55,00°	1843,53 =	77,2°
		1716 =	56,62°	2025,88 =	78,8°
				2158,61 =	82,0°
				2221,00 =	83,4°

Bestätigt werden diese Resultate durch Temperaturbeobachtungen in Bergwerken, in deren einigen man bis über 1000 m Tiefe hinabgedrungen ist. In Schächten des Erzgebirges wurde die hier jedoch überall durch die abkühlende Ventilation der Gruben beeinflußte geothermische Tiefenstufe im Mittel zu 42,5 m, in solchen des Monsrevieres in Belgien zu 29,6 m, bei Manchester zu 38,3 m, bei Newcastle zu 33,3 m, in dem 1070 m tiefen Adalbertschachte zu Przibram aber zu 57,5 m festgestellt. Für den St. Gotthard berechnete man nach Beobachtungen im dortigen Tunnel eine Tiefenstufe von 52 m, eine ebensolche im Tunnel des Mt. Cenis. Auch andere Bohrlöcher und Schächte lieferten Resultate, welche von den oben aufgezählten mehr oder weniger, z. T. aber recht weit abweichen, was durch lokale Ursachen (unterirdische Wasserzirkulation, Verkohlungs- und Zersetzungsprozesse in den Nachbargesteinen, Nähe heißer Quellen und Vulkane oder tiefer, kalter Seebecken) bedingt ist**). So ergab sich in dem 337,5 m tiefen Bohrloche bei Neuffen in Schwaben eine durchschnittliche

*) R. Michael, Z. d. D. geol. Ges. 1909. Monatsber. No. 11. S. 410.

**) J. Königsberger, X. Congrès Géol. Internat. Mexico 1907 und Centralbl. f. Mineral. 1907. — J. Königsberger und M. Mühlberg, N. Jahrb. Beilageband 31. 1911.

geothermische Tiefenstufe von nur 11,3 m, in der 348 m tiefen Kohlengrube von Monte Massi in Toskana eine solche von 13,5 m, im Bohrloche bei Macholle in der Limagne eine solche von 14,6 m, dahingegen in den direkt am tiefen und kalten Becken des Lake Superior gelegenen Kupfergruben eine solche von 67 bis 70 m. Überall aber wurde übereinstimmend festgestellt, daß eine Wärmezunahme mit der Tiefe stattfindet und daß die Temperatur in jeder beträchtlicheren Tiefe konstant ist, während die Größe der geothermischen Tiefenstufe nach Maßgabe lokaler Einflüsse örtlich schwankt, jedoch in einer runden Mittelzahl auf 33 m veranschlagt werden kann.

Eine ebensolche Erhöhung der Temperatur mit zunehmender Tiefe, wie sie für die äußerste Schicht der Erdkruste schon seit langen Jahren konstatiert ist, und wie sie durch jede neue noch tiefere Bohrung für immer größere Teufen bestätigt wird, muß auch in für uns unerreichbaren Niveaus stattfinden. Und in der Tat legen die heißen Quellen, welche an zahlreichen Punkten hervordringen, Zeugnis ab von dem Temperaturzustande jener Tiefen des Erdinnern, aus denen sie emporbrechen, und die mit Zugrundelegung des vorher Mitgeteilten bei einer Temperatur der Quelle von 100° mindestens 3300 m unter Tage liegen müssen. Steigen nun ähnlich wie heiße Quellen und Dampfstrahlen sogar schmelzflüssige Magmen aus dem Erdinnern auf, so können wir nicht anders als schließen, daß sie aus Tiefen stammen, in welchen genügende Hitzegrade herrschen, um jene Laven in Fluß zu erhalten, also wenigstens 1200° C. Eine derartige Temperatur würde man, falls die Wärmezunahme in gleichem Schritte mit der Tiefenzunahme erfolgte, in etwa 40 000 m Tiefe erreichen. Ob eine solche Gleichmäßigkeit der Temperaturzunahme in allen Tiefen stattfindet, ist jedoch nicht festzustellen, vielmehr sogar unwahrscheinlich. Da nämlich die Wärmeabgabe an der Oberfläche der sich abkühlenden Erdkugel am intensivsten sein und um so geringer werden muß, je weiter die Tiefenpunkte von ersterer entfernt liegen, so wird die Wärmezunahme sich nach innen verlangsamen, d. h. die Tiefenstufen werden mit der Tiefe wachsen. Weil aber das dieser Temperaturzunahme zu Grunde liegende Gesetz unbekannt ist, so müssen wir darauf verzichten, aus der geothermischen Tiefenstufe die Tiefe zu berechnen, in welcher Schmelzhitze herrscht. Unbestreitbare Tatsache aber bleibt es, daß die Temperatur der Erdkruste nach der Tiefe zu, überall und soweit man bis jetzt in sie eingedrungen ist, zunimmt, und daß in größerer, nicht erreichbarer Tiefe noch höhere Temperaturgrade herrschen, wie dies aus dem Empordringen heißer Quellen und geschmolzenen Gesteinsmaterials hervorgeht. Nun ist aber die Verbreitung der Vulkane, welche Laven zum Austritte dienen oder gedient haben, sowie diejenige der heißen Quellen auf der Erdoberfläche eine allgemeine, von den physikalischen Ver-

hältnissen und der geologischen Zusammensetzung der Erdoberfläche vollkommen unabhängige. Aus der Allgemeinheit der Verbreitung aller dieser identischen vulkanischen Erscheinungen ergibt sich das Überallvorhandensein ihrer Ursächlichkeit. Da diese in der hohen Temperatur der Erdtiefe zu suchen ist, so muß auf einen in letzterer überall vorhandenen Wärmequell, auf einen glühenden Erdkern geschlossen werden. Er ist der zentrale Glutrest unseres ursprünglich glühend-gasförmigen Planeten, welcher sich in einer späteren Phase seines Abkühlungsprozesses zunächst mit einer Erstarrungskruste umgeben hat, die sich allmählich durch Auflagerung von eruptiven Ergüssen (Panzerdecken) und später von Schichtgesteinen wesentlich verstärkte. Die Dicke dieses Steinmantels festzustellen, fehlten uns jedoch die Unterlagen. Neuerdings aber hat Wiechert dieselbe mit Hilfe von Erdbebenbeobachtungen auf 1400 bis 1500 km, also auf etwa ein Viertel des Erdradius, berechnet*). Im Innern würde dann der homogene Metallkern (S. 7) von 3000° Temperatur und einer mittleren Dichte von etwa 8,5 folgen.

Die Ansichten über den Aggregatzustand dieses glühenden Erdinnern gehen weit auseinander. So halten viele Geologen letzteres nicht für glutflüssig, sondern für verfestigt durch Druck, jedoch durch lokale Verminderung desselben (z. B. Spaltenbildungen in der Erdrinde) für sich wieder verflüssigend und ausbruchsfähig. Noch andere beanspruchen für die Erde einen glühend-gasförmigen, aber infolge des enormen Druckes starren Kern von extremer Temperatur, welcher durch konzentrisch aufeinander folgende Zonen von schmelzflüssigen, schließlich plastischen Gemengen geschmolzener und gasförmiger Substanzen (Magmaschichten) umgeben wird, deren äußerste in die feste Erstarrungskruste übergeht (Ritter, Zöpperitz, Günther und ähnlich auch Arrhenius).

§ 6. **Gliederung des Erdganzen.** In ihrem jetzigen Entwicklungsstadium stellt die Erde ein Rotationsellipsoid vor, dessen glühendes, zu oberst glutig-plastisches Innere durch 3 konzentrische Hüllen von verschiedenem Aggregatzustande umgeben wird: der festen Erdrinde (Lithosphäre), der Wasserhülle (Hydrosphäre) und der Lufthülle (Atmosphäre).

a) Die Lithosphäre, die Erdrinde, wird gebildet von einer Gesteinsschale von neuerdings auf 1500 km geschätzter Stärke, welche anfänglich nur aus der sich mit der Zeit verdickenden Erstarrungskruste bestand, dann von wiederholt und an zahlreichen Stellen ausbrechenden und sich auf ihr ausbreitenden Glutmassen, von mächtigen Panzerdecken (Stübel) überzogen wurde (vgl. S. 6, Fünfte Phase), um später als Fundament für

*) E. Wiechert, Die Erdbebenforschung und ihre Resultate für die Geophysik. Physikal. Zeitschr. 1908. — H. Benndorf, Über die physikalische Beschaffenheit des Erdinnern. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien. I. 1908. S. 323.

alle sich ihr auflagernden Formationen zu dienen. Dieselbe geht nach unten allmählich in die plastische Magmaschicht des Erdinnern über und dürfte ebenso wie ihre Panzerdecke Nester von z. T. noch jetzt schmelzflüssigem Magma einschließen.

b) Die Hydrosphäre, eine anfänglich einheitliche, jetzt von den Festlanden durchragte, nur auf der südlichen Halbkugel wenig unterbrochene Wasserhülle, deren Fläche sich zu derjenigen des aus ihr hervortretenden Landes wie 2,54 zu 1 verhält und deren mittlere Tiefe sich auf 3500 m berechnet.

c) Die Atmosphäre, die allgemeine Lufthülle, welche sich aus 75,6 Prozent Stickstoff, 23,1 Prozent Sauerstoff, 1,3 Prozent Argon und anderen Edelgasen (Ramsay) nebst geringen und wechselnden Beimengungen von Kohlensäure (0,03 bis 0,04 %) und von Wasserdampf zusammensetzt. Ihre Mächtigkeit dürfte 50, nach anderen 100 bis 200 km erreichen, doch hat ihre Verdünnung, Kälte und Trockenheit bereits in geringeren Höhen einen solchen Grad erlangt, daß sich alle meteorologischen Erscheinungen, so weit sie geologische Vorgänge im Gefolge haben, nur in den bis 15 km hinaufreichenden Luftschichten abspielen.

§ 7. **Die endogenen Vorgänge. Ihre Mannigfaltigkeit.** Die Lithosphäre, das Gebiet der geologischen Forschung, unterliegt und unterlag von jeher in ihrer ganzen Ausdehnung der Beeinflussung von seiten ihrer allgemeinen Unterlage, nämlich der glutig-plastischen Magmaschicht, — anderseits derjenigen von seiten ihrer peripherischen Hüllen, wo sie mit diesen in Berührung tritt. Während man die letzteren Vorgänge, weil sie sich von außen her geltend machen, als exogen bezeichnet, faßt man die Gesamtheit der Erscheinungen, welche mit dem Glutzustand der Erdtiefe in ursächlicher Verbindung stehen, als endogen zusammen. Es sind die folgenden:

1. die Eruption glutflüssiger, z. T. durch Explosion zerstäubter Magmen, die sich nach den Massenausbrüchen früherer geologischer Zeitalter gegenwärtig auf die Tätigkeit der Vulkane beschränkt und mit der Exhalation von Gasen und Dämpfen durch Solfataren, Mofetten und Fumarolen in Verbindung steht;
2. die heißen Quellen und Geysirs;
3. die Einbrüche der Lithosphäre;
4. die säkularen Hebungen und Senkungen des Bodens;
5. die Bildung der Gebirge;
6. die Erdbeben (seismischen Erscheinungen), soweit sie Begleiter der vulkanischen Eruptionen und der Gebirgsbildung sind.

1. Die Eruption glutflüssiger Gesteinsmagmen.

Bei der Eruption glutflüssig emporgepreßter Gesteinsmagmen erreichen die letzteren entweder die Oberfläche nicht und erstarren langsam in der Tiefe der Erdkruste zu plutonischen Gesteinen, oder sie gelangen bis zu Tage, um hier durch rasche Abkühlung zu vulkanischen Gesteinen verfestigt zu werden, nachdem sie z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zu lockeren Auswürflingen zerstäubt worden sind. In diesem zweiten Falle spielen sich die Eruptionen der Jetztzeit vor unseren Augen ab oder haben allseitig zugängige Produkte hinterlassen. Letztere, die Vulkane sowie ihre Tätigkeit werden deshalb an dieser Stelle zunächst in Betracht zu ziehen sein, während die übrigen Eruptionsvorgänge und ihre Erzeugnisse in den Abschnitten über Eruptivgesteine (Petrogenetische und Tektonische Geologie) abgehandelt werden sollen.

Die Vulkane und ihre Tätigkeit.

Einige Literaturangaben über die wichtigsten europäischen Vulkangebiete.

H. v. Dechen, Geogn. Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. 2. Aufl. Bonn 1886, und Geogn. Führer zum Laacher See und seinen vulkanischen Umgebungen. Bonn 1864. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 69—156.

L. Dressel, Geogn.-geolog. Skizze der Laacher Vulkangegend. Münster 1871.

H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1901.

A. Knop, Der Kaiserstuhl. Leipzig 1892.

Fr. Graeff, Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Heidelberg 1892.

E. Proft, Kammerbühl und Eisenbühl. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1894. S. 25

W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Stuttgart 1894.

W. Branco und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Berlin 1901.

A. Makowsky, Die erloschenen Vulkane Nordmährens und Österr.-Schlesiens. Brünn 1883.

P. Scrope, Geology and extinct volcanoes of Central France. 2. Ed. London 1858.

Lecoq, Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris 1867. 5 Bände.

Ad. Reyer, Die Euganeen. Wien 1877.

P. di Tucci, Studi geologici sui peperini del Lazio. R. Accad. d. Lincei 1878—79. Roma.

W. Branco, Die Vulkane des Herniker Landes in Mittel-Italien. N. Jahrb. 1877. S. 561.

W. Deecke, Monti Cimini; ebend. VI. Beil.-B. 1889. S. 205. — Monte Vulture; ebend. VII. Beil.-B. 1891. S. 556. — Fossa Lupara. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 166.

de Lorenzo, Phlegr. Fields. Qu. Journ. of the Geol. Soc. London 1906.

de Stefani, Die phlegr. Felder. Petermanns Geogr. Mitt. 1907.

J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857. Studien am Monte Somma. Berlin 1877.

A. Lacroix, L'Éruption du Vésuve en Avril 1906. Paris 1906.

Stübel-Bergt, Der Vesuv. Leipzig 1909.

A. Heim, Der Vesuv im April 1872. Z. d. D. geol. Ges. 1873. S. 1.

C. W. C. Fuchs, L'Isola d'Ischia. (Monografia e carta geol. 1 : 25 000.) Firenze 1872.

Sartorius von Waltershausen, Atlas des Ätna. Weimar 1848 u. f. J.

S. v. Waltershausen, Der Ätna. Hrsg. v. A. v. Lasaulx. 2 Bände. Leipzig 1880.

Carta geolog. d'Italia. 1:100 000. Fo. 261 Bronte; Fo. 262 Monte Etna; Fo. 269 Paterno; Fo. 270 Catania; Fo. 244 Isole Eolie; Fo. 160 Roma (Albano).
A. Bergeat, Die äolischen Inseln. München 1899.
C. Doelter, Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Wien 1875.
G. Mercalli, Vulcani e Fenomeni vulcan. in Italia. Milano 1883. — Ders., L'Isola d'Ischia. Milano 1884.
K. von Fritsch, W. Reiß und A. Stübel, Santorin. Heidelberg 1867.
K. von Fritsch, Geologische Beschreibung des Ringgebirges von Santorin. Z. d. D. geol. Ges. 1871. S. 125.
Jul. Schmidt, Vulkanstudien. Santorin. Leipzig 1874.
F. Fouqué, Santorin et ses éruptions. Paris 1879. Avec 61 planches.
Th. Thoroddsen, Island. Erg.-H. zu Peterm. Mitt. No. 152 u. 153. Gotha 1905 u. 1906.
K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911.
H. Haas, Unterirdische Gluten. Berlin 1910.

Begriff eines Vulkanes. Ein Vulkan ist ein der früheren Erdoberfläche aufgesetzter Berg, der durch einen Kanal mit der Erdtiefe in Verbindung steht oder gestanden hat, aus welcher das ihn aufbauende Material in glutflüssigem, z. T. durch Gas- und Dampfexplosionen zerspratztem Zustande emporgedrungen ist.

Nach ihrer Bauart und Entstehungsweise unterscheidet man nach K. v. Seebachs Vorgang*) zweierlei Vulkantypen. Ist mit der Eruption von glutflüssigem Material eine explosive Entwicklung von reichlichen Gasen und Dämpfen verbunden, so baut sich durch lagenweise Anhäufung der infolge solcher Explosionen entstandenen und emporgeschleuderten losen Auswürflinge, die mit Strömen von geflossener Lava abwechseln können, ein geschichteter Vulkan auf; steigen hingegen glutflüssige Massen mit nur geringfügiger Beteiligung von Gasen und Dämpfen in die Höhe, so stauen sie sich auf der Erdoberfläche zu massigen Vulkankuppen (Quellkuppen) an oder breiten sich zu vulkanischen Decken aus (vgl. § 19).

a) Schicht- oder Stratovulkane.

(Vulkane im engeren Sinne.)

§ 1. **Charakter derselben.** Die Schichtvulkane bestehen aus mehr oder weniger regelmäßigen Lagen, Schichten und Bänken von ausgeworfenem oder ausgeflossenem vulkanischem Materiale, welche von einer durch den Eruptionskanal repräsentierten Achse aus allseitig nach außen (periklinal) geneigt sind.

Die Form der meisten Schichtvulkane ist die eines mehr oder weniger stark abgestumpften, flachen oder steilen und auf seinem Gipfel vertieften

*) Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 643.

Kegels. Nach ihrer Entstehungsweise ist die Gestalt dieser Vulkane steten Schwankungen unterworfen, jeder vulkanische Ausbruch vermag eine Veränderung der Konturen hervorzubringen. Ebensowenig wie diese sind die Dimensionen der Vulkankegel konstant; eine fortgesetzte gemäßigte Tätigkeit erhöht im allgemeinen den Berg durch die ausgeworfenen Produkte, heftige, explosive Ausbrüche hingegen pflegen ihn teilweise zu zerstören oder ihn zu erniedrigen. So wurde z. B. der in der Sundastraße gelegene 800 m hohe Krakatau durch die Eruption im August 1883 nebst seinem submarinen Sockel zum weitaus größten Teile in die Luft gesprengt. Überhaupt aber schwanken die Höhen der verschiedenen Vulkane in eben den weiten Grenzen wie die der nicht vulkanischen Berge. So überragt der Ätna das Meer um 3274 m, der Pic von Teneriffa um 3716 m, der Mount Kea auf Hawaii um 4208 m, — andere erheben sich kaum 30 m über das Territorium, auf das sie aufgesetzt sind, besitzen also nur sehr geringe relative Höhe.

Als der wichtigste Teil der Stratovulkane ist der Kanal anzusehen, welcher durch die feste Erdrinde bis zu jenem glutigen Herde reicht, wo der Ausgangspunkt der dortigen vulkanischen Tätigkeit zu suchen ist. Er bildet den Weg, auf welchem gasförmige oder glutflüssige Eruptionsmaterialien aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche gelangen, ist übrigens nur bei im Zustande der Tätigkeit befindlichen Vulkanen offen, d. h. für vulkanische Produkte passierbar, bei erloschenen oder im Zustande der Ruhe befindlichen Vulkanen hingegen durch zurückgefallene Auswürflinge oder durch erstarrte Laven verstopft. Seine obere, anfänglich meist schacht- oder steil trichterförmige, später durch erneute explosionsartige Eruptionen oder durch Nachsturz kessel- oder tellerförmig erweiterte Mündung (Fig. 1) heißt der Krater, an welchem man wiederum den Kraterrand, die Kraterwände und

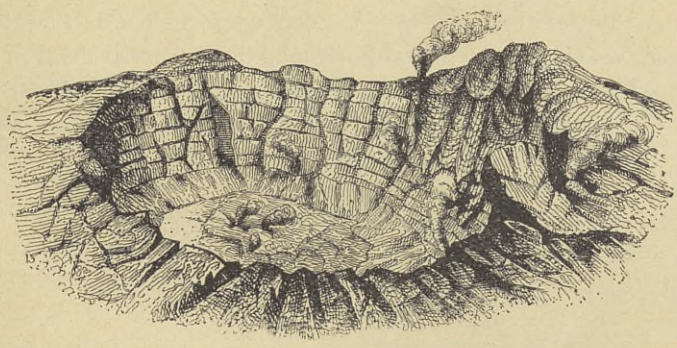


Fig. 1. Durch Nachsturz kesselförmig erweiterter Krater auf Réunion. Nach *Vélain*.

den Kraterboden unterscheidet. Viele Vulkane besitzen außer dem meist zentralen, zuweilen aber auch auf dem Abhange gelegenen noch einen zweiten

Hauptkrater oder zahlreiche, z. T. radial angeordnete Nebenkratere mit dazu gehörigen parasitischen Kegeln. So haben der Pic von Teneriffa und der Mt. Loa zwei Hauptkratere und der Ätna neben seinem Gipfelkrater noch gegen 900 parasitische Kraterkegel. Einigen der höchsten Vulkane fehlt überhaupt ein eigentlicher Gipfelkrater. Ihre Eruptionserscheinungen erfolgen aus Spalten, die sich an den Abhängen des Kegels bilden, so am großen Ararat, am Antisana in Südamerika u. a. Die Dimensionen der Kratere sind außerordentlich ungleich; von einer schwachen Vertiefung auf dem Gipfel des Vulkanes bis zu schroffen, kesselförmigen Becken von 3000, 4000 und 5000 m Durchmesser sind alle Größen vertreten. Der Krater des Stromboli mißt gegen 670, der des Vesuvs 570, der des Ätna etwa 450, der des Popocatepetl 600, des Kilauea auf Hawaii etwa 4700 m im Durchmesser.

§ 2. **Material der Vulkankegel.** Die Materialien der vulkanischen Kegel sind Laven, welche entweder in flüssigem Zustande aus dem Ausbruchskanal abgeflossen sind und Lavaströme oder -lagen bilden, oder aber als lose Auswürflinge aus dem Schlunde emporgeschleudert wurden, zurückfielen und sich rings um diesen anhäuften und mehr oder weniger schnell zu einem Berge anwuchsen. Je nachdem nun entweder nur Laven oder vulkanischer Schutt und Sand oder Asche jedes für sich allein, oder alle gemeinsam an dem Aufbau der Vulkankegel teilgenommen haben, sind die Charaktere der letzteren verschieden, so daß man dieselben als Lavakegel, Schutt-, Aschen- und Sandkegel und als gemischte Vulkankegel bezeichnet.

Die Lavakegel, Schildvulkane (Hawaiitypus) verdanken zeitweilig aus dem Vulkanschlot sich ergießenden, dünnflüssigen, gasarmen Laven ihren Ursprung, welche imstande waren, sich selbst auf wenig geneigten Ebenen fortzubewegen. Folge davon war die Bildung z. T. außerordentlich flacher, schildförmiger Kuppeln, deren Böschung gewöhnlich nur 3 bis 10 Grade beträgt, und die aus lauter einzelnen, den wiederholten Lavaergüssen entsprechenden, wenig geneigten, fast horizontal liegenden Lavabänken bestehen. Die großen Vulkane auf der Insel Hawaii, der Mt. Loa und der Mt. Kea, die beide den Meeresspiegel mehr als 4000 m hoch überragen, sind solche Lavakuppeln mit einem Böschungswinkel von nur 4 bis 8 Graden (Fig. 2),

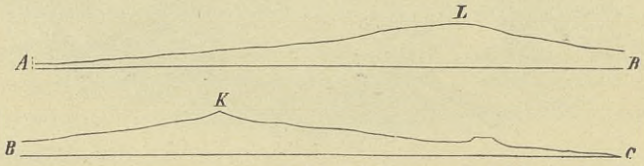


Fig. 2. Profil der beiden Lavakegel Mt. Loa und Mt. Kea auf Hawaii

so daß der Durchmesser des Mt. Loa 600 m unter seinem Gipfel über 4 deutsche Meilen beträgt. Die Wände seiner beiden scharfrandig in das

Gipfelplateau eingelassenen Kratere, von denen der Kilauea der größte der Erde ist, stürzen terrassenförmig 200 bis 350 m fast senkrecht ab und sind aus horizontalen Lavabänken aufgebaut.

Nicht immer jedoch sind diese durch allmähliche Übereinanderlagerung von über den Kraterrand laufenden Laven entstandenen Lavakegel so flach, wie bisher angenommen, manche Laven vielmehr erstarren so leicht, daß sie sich zunächst zu außerordentlich steilen Kuppen aufstauen, später auf deren Abhängen hinabrinnen, auf diesem ihrem Wege fest werden und zusammenhängende Lagen und Ströme bilden, die eine Neigung von 20, 30 und mehr Graden besitzen. Ein derartiger Vulkan ist der Cotopaxi, der sich aus lauter vom Gipfelkrater ausgehenden Lavaströmen aufbaut (Reiß). Kleinere Schollenkegel hingegen, wie die Schlackenkrater Islands, entstehen bei trägem Auswurf von zähflüssigem Magma, welches sich dann zu Hügeln von randlich miteinander verschmolzenen, ineinander gepreßten Schollen, Blöcken und Fetzen aufstaut (Bergeat).

Die Aschen-, Sand- und Schuttkegel, aus denen durch Verfestigung ihres lockeren Materiales die Tuffkegel hervorgehen, werden durch Anhäufung der aus dem Eruptionskanale in fast senkrechter Richtung und zuweilen bis zu erstaunlicher Höhe emporgeschleuderten, dann in unmittelbare Umgebung des Schlundes zurückfallenden, losen vulkanischen Auswürflinge gebildet und bestehen demgemäß aus Blöcken von Lava, schlackigen Lavaklumpen, vulkanischen Bomben, Lapilli, vulkanischen Sanden und Aschen (siehe S. 34). Dieses Material ist schichtenweise gesondert, so daß Lagen von grobem und feinem Haufwerke miteinander abwechseln. Die zurückfallenden Auswürflinge häufen sich mit der Zeit zu Kegeln an, deren Flanken und schichtenartige Lagen je nach dem Böschungswinkel, welchen lose, verschieden grobe Aufschüttungen annehmen, 15 bis 35, ja 45 Grad Neigung nach außen besitzen und deren Kratere ursprünglich die Form enger, steiler und schlotähnlicher Schlünde haben, später durch randlichen Nachsturz kessel- oder beckenförmige Vertiefungen bilden (Fig. 3 und Fig. 1).

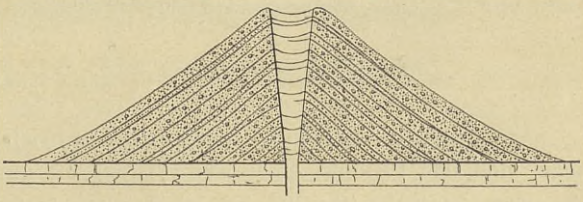


Fig. 3. Profil eines Stratovulkankegels.

Die Kegel von gemischtem vulkanischen Materiale bestehen aus abwechselnden, mehr oder weniger mächtigen, bankartig ausgebreiteten Lavaströmen und Lagen von losen Auswürflingen, welche wiederum von radiär vom Eruptionskanal ausstrahlenden Lavagängen durchsetzt werden können. In der Aufeinanderfolge des verschiedenartigen Materiales herrscht

keine Gesetzmäßigkeit. Doch pflegt bei hohen Vulkanen nach deren Gipfel zu die Beteiligung von Lavabänken abzunehmen und infolgedessen die Steilheit ihrer Abhänge von wenigen Graden an ihrer Basis bis zu 35, ja 40° nach oben zu wachsen, so daß ihr Profil eine sanft nach innen geschweifte konkave Kurve beschreibt. Zur Klasse der gemischten Kegel gehören die meisten größeren Vulkane.

§ 3. **Von Lavaströmen geöffnete, hufeisenförmige Kratere.** Die ringsgeschlossene Trichtergestalt der Kratere solch einfacher Stratovulkane, sowie die normale Kegelform dieser letzteren erleidet jedoch sehr häufig eine wesentliche Veränderung dadurch, daß die in den Krater tretende Lava sich einen Ausweg bahnt, eine Kraterwand einreißt oder einschmilzt und sich durch die Durchbruchsstelle als Lavastrom ergießt. So entstehen die einseitig geöffneten hufeisenförmigen Kratere, aus deren Zentrum oft sehr bedeutende Lavaströme geflossen sind. Ein großartiges Beispiel hierfür liefert das Innere der Insel Ischia, wo ein gewaltiger, öder Lavastrom, L'Arso, aus einem verhältnismäßig kleinen hufeisenförmigen Krater von Auswürflingen hervortritt. Dasselbe wiederholt sich in der Gegend von Laach am Bausenberge, Hochsimmer u. a., an zahlreichen parasitischen Kegeln des Ätna und an vielen Vulkanen der Auvergne. Letzterem Vulkangebiet ist das durch Fig. 4 wiedergegebene Beispiel entnommen.

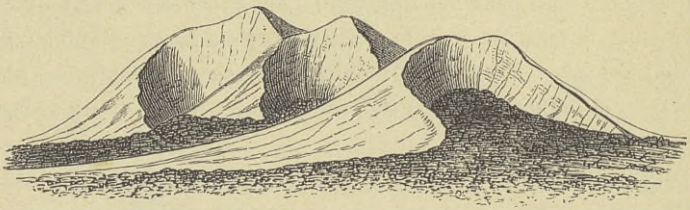


Fig. 4. Die Puys Noirs, Solas und La Vache in der Auvergne, durch hervordringende Lavaströme geöffnete, hufeisenförmige Kratere.

Viele der im vorigen Paragraphen beschriebenen Schutt- und Aschenkegel sind das Produkt einer einzigen, oft nur wenige Tage dauernden Eruption (einfache Kegel), erreichen aber trotzdem ziemlich bedeutende Dimensionen, wie z. B. der etwa 134 m hohe Monte Nuovo bei Neapel, der i. J. 1538 in 4 Tagen aufgeworfen wurde. Aus der Wiederholung zahlreicher derartiger Eruptionsakte sind allmählich gewaltige zusammengesetzte Vulkanberge hervorgegangen.

§ 4. **Zusammengesetzte Vulkanberge.** Die einzelnen Vorgänge in dem Entstehungsprozesse solch zusammengesetzter Vulkanberge sind: 1) Wiederholte, durch kürzere oder längere Pausen der Ruhe unterbrochene Eruptionen von bedeutenden Mengen grober Auswürflinge, Lapilli, Sande und Aschen, wodurch der Kegel wächst; 2) wiederholtes Überfließen der Lava über die niedrigsten Punkte der Kraterränder, wodurch zusammen-

hängende Gesteinslagen und sich kreuzende oder stellenweise bedeckende Lavaströme und -decken entstehen, die von neuem durch lose Auswürflinge bedeckt werden; 3) die Injektion von Lavabänken zwischen die Tuffschichten und das Aufreißen von radialen Spalten, in welche vom Eruptionsschlunde aus Lava gepreßt wird, so daß sie zu Gesteinsgängen (Radiärgängen) werden, welche wie ein Gerippe den lockeren Bau der Schutt- und Aschenkegel verfestigen; 4) Eruption von Lava und die Bildung von parasitischen Schuttkegeln am Fuße oder auf den Abhängen des älteren und höheren Vulkanes infolge der Berstung seiner Wandungen. Bei hohen Vulkanbergen erreicht nämlich die von unten in den Vulkanschlund gepreßte Lava den Gipfelkrater nicht, vielmehr ist der Druck der in der Achse des Vulkanes emporsteigenden, mit komprimierten Gasen und Dämpfen getränkten Lavasäule ein zu gewaltiger, als daß der aus nur lose aufgeschüttetem Materiale bestehende Kegel denselben auszuhalten vermöchte. In dem Berge bilden sich deshalb radial ausstrahlende Spalten, aus denen Dämpfe hervorströmen, Aschen ausgeworfen werden und Laven entquellen, — kurz, auf welchen parasitische Kegel und Nebenkratere mit Lavaströmen entstehen. Niemals aber werden bei späteren Eruptionen die alten durch Lava ausgefüllten und dadurch zu Radiärgängen umgestalteten Ausbruchsspalten wieder benutzt. Der ganze Vulkan ist deshalb von zahllosen solchen Lavagängen durchschwärmt, die von dessen verschiedenen Eruptionen herrühren, und von Lavaströmen überflutet, welche, von neuen Auswürflingen überdeckt, als der Schichtenreihe des Stratovulkanes eingeschaltete Lager erscheinen.

Durch solche über Jahrtausende verteilte, intermittierende Materialproduktionen aus ein und demselben Vulkanschlunde können sich allmählich höhe, mit zahlreichen, ja Hunderten von parasitischen Kegeln besetzte Vulkangebirge aufbauen.

Durchaus andere Form aber gewinnt der vulkanische Bau, wenn die Lage des Eruptionskanales nicht wie diejenige des einheitlichen (»zentralen«) Vulkangebirges vom Sommatypus stabil bleibt, sondern sich in einer bestimmten Richtung verschiebt. Dieser Vorgang erzeugt nacheinander eine geradlinige, kürzere oder längere Reihe von Einzelkegeln, die an ihrer Basis miteinander verschmelzen können (Zentralamerika, Java, Lanzarote).

§ 5. **Erosionsschluchten. Ringförmige Umwallungen, Einsturzkratere, Vulkanruinen.** Die auf einen Vulkankegel fallenden Regenwasser vereinen sich zu Wasserfäden und dann zu Bächen, welche die verhältnismäßig steilen Böschungen rasch hinabfließen. Sie schneiden hierbei in letztere Furchen ein, die vom Gipfel mancher, z. B. japanischer Vulkane allseitig ausstrahlen, die Abhänge hinablaufen, nach dem Fuße des Berges zu immer tiefer und breiter und dann nur noch durch scharfe, gratförmige Radiärrippen getrennt werden. Schließlich kann eine der so entstehenden Schluchten den Kraterwall durchschneiden, so daß der ursprünglich allseitig

geschlossene Gipfelkrater weit geöffnet wird. Indem sich nun letzterer sowohl wie die Schlucht durch Nachsturz immer mehr erweitern, entsteht als schließliches Produkt dieses Erosionsprozesses ein gewaltiges, sich nach außen öffnendes Kesseltal, ein Einsturzkrater. Die zur Gruppe der Canaren gehörige Insel Palma zeigt diese Gestaltung in vollkommenster Weise. Das gegen 1700 m tiefe Kesseltal dieser Insel führt den Namen Caldera, die tiefe Schlucht, die diesen Kessel geöffnet hat, die Bezeichnung Barranco*). Beide Namen hat man auf die entsprechenden Erscheinungen bei anderen, durch Erosion in ihrer ursprünglichen Gestalt modifizierten Vulkanen übertragen.

Eine kompliziertere Modifikation der Vulkanberge entsteht dadurch, daß eine spätere Eruption innerhalb eines solchen Einsturzkraters einen neuen Vulkankegel aufbaut, der dann in größerer oder geringerer Entfernung konzentrisch von einer halbmond- bis ringförmigen Umwallung umgeben ist (Sommatypus). Dieser Ringwall besteht aus von steilen Lavagängen durchsetzten Tuffschichten, welche mit Lavabänken wechsellagern und nebst diesen nach außen geneigt sind, nach innen zu aber steil abstürzen, so daß sie einen weiten Kessel umschließen, innerhalb dessen sich später ein jüngerer Eruptionskegel aufgebaut hat. Der Monte Somma ist eine solche, freilich nur teilweise erhaltene ringförmige Umwallung des eigentlichen Vesuvkegels (vgl. Fig. 5). Zwischen beiden dehnt sich eine ebene Fläche

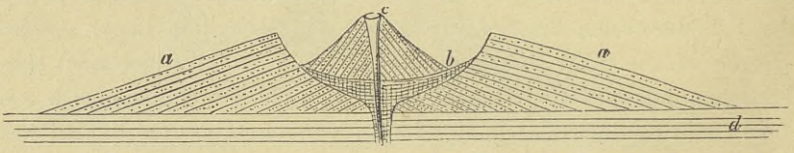


Fig. 5. Profil eines älteren Stratovulkanes (eines Ringwalles) und eines jüngeren Eruptionskegels in dem Einsturzkrater des ersteren. *a* Verstürzter alter Stratovulkan. *b* Teilweise Ausebenung des Kraters desselben durch Schutt von den Kraterwänden. *c* Neuer Eruptionskegel. *d* Untergrund in ungestörter Lagerung. (*H. Crd.*)

der Boden des alten Einsturzkraters, das Atrio del Cavallo, aus. In ganz ähnlicher Weise ist z. B. der Kegel des Pic von Teneriffa von einer Hochebene (dem Atrio) und diese von einem Zirkus (dem steilen Absturze des Einsturzkraters) umgeben.

Diese Umwallungen verdanken ihre Gestaltung dem nämlichen Zerstörungs- und Abtragungsprozesse wie die Calderen und Barrancos, der sich wesentlich des aus wenig festen, durch die vulkanischen Gasausströmungen noch mehr gelockerten Tuffen aufgebauten alten Gipfelkraters bemächtigt hat. Zunächst ist es der den beiderseitigen Angriffen am meisten ausgesetzte Kraterrand, der zerbröckeln und in die Tiefe stürzen wird; ihm folgen die oberen Teile der Kraterwände und des jeweiligen neuen Krater-

*) Vgl. C. Gagel, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1908. S. 168.

kranzes. Durch diese Vorgänge wird der trichterförmige Kraterschlund allmählich zu einer erst kesselförmigen, dann tellerartigen Vertiefung umgestaltet, deren flacher, stetig an Ausdehnung wachsender Boden von einem je nach dem Stadium des Verfalles des ursprünglichen Vulkanes verschieden hohen und steilen Ringe vulkanischer Tuffe, dem zum Teil nur noch ruinenhaften Überbleibsel des allmählich verschwindenden Stratovulkankegels, umschlossen wird. Endlich mögen sich solche Vulkanruinen mit Vegetation, ja mit Waldung bedecken, so daß fast alle Andeutungen des vulkanischen Ursprunges derselben verwischt werden. Die Entführung des abgebröckelten Schuttes wird dadurch ermöglicht, daß der Kraterwall entweder bereits ursprünglich hufeisenförmig geöffnet war, oder später durch einen Barranco angeschnitten wurde, welcher den wegschwemmenden Gewässern einen Ausweg bot.

Findet nun durch den zeitweise verstopft gewesenen alten Eruptionsschlund eine neue Eruption statt, so häufen sich deren Produkte rings um diesen genau in derselben Weise auf, als wenn der Ausbruch auf einem bisher von vulkanischen Einwirkungen noch unberührten Gebiete stattfände. Es bildet sich ein Schuttkegel, Lavamassen ergießen sich aus diesem und neue Aschenauswürfe erfolgen, — der neue Vulkankegel wächst und mag bald den mehr oder weniger vollständigen Kranz des alten Einsturzkraters an Höhe überragen. In diesem Zustande des Sommatypus befindet sich augenblicklich z. B. der Vesuv. Hört jetzt die vulkanische Tätigkeit für längere Zeit auf, so ereilt den zweiten jüngeren Vulkan das Schicksal seines dann zum äußeren Ringwall umgewandelten Vorgängers, seine Ränder und Wände brechen zusammen, ein zweiter Einsturzkrater bildet sich innerhalb des ersten; zwei nach außen flach abfallende, nach innen steil abstürzende Ringwälle sind einer im weiten Atrium des anderen entstanden. Dieses Stadium wird z. B. durch den Doppelring des Albaner Gebirges bei Rom repräsentiert. Bleibt aber eine Wiederbelebung des alten Vulkans aus, so geht schließlich dessen Abtragung so weit, daß als Ruinen des einstigen Vulkangebirges neben einigen Tuffhügeln nur noch die radialen Lavagänge übrig bleiben, welche seinen Untergrund durchsetzen, denselben stellenweise mauerartig überhöhen und auf den früheren Eruptionskanal zulaufen, der sich dann nicht selten durch das kuppenartig herausragende Ende der in ihm erstarrten Lavasäule oder des ihn erfüllenden Schlacken- und Tuffzylinders als Neck (A. Geikie) oder Kraterkuppe kenntlich macht.

Abweichend von der oben entwickelten Anschauung über die Herausbildung der Calderen und Atrien durch Abtragung erklären andere Geologen deren Entstehung durch die Wegsprengung und Herausblasung der Gipfelpartie des alten Vulkankegels von seiten explosiv aus dem Vulkanschlund hervorbrechender Gase und Dämpfe, halten also jene Kesseltäler für maarähnliche Explosionskratere (s. § 7). Noch andere führen die Genesis der-

selben darauf zurück, daß der zentrale Teil eines alten Stratovulkans in die Hohlräume eingebrochen und nachgestürzt sei, die sich unter ihm durch die Entleerung ihres vulkanischen Inhaltes gebildet hätten, deuten also die Atrien als lokale Bruchfelder*).

§ 6. **Unterseeische Vulkane und Vulkaninseln.** Bei dem überwiegend großen Areale, welches das Wasser auf Erden einnimmt, ist zu erwarten, daß, so wie auf dem trockenen Lande, auch auf dem Meeresgrunde vulkanische Eruptionen stattfinden, infolge deren Vulkankegel entstehen. Die große Mehrzahl derselben mag die Oberfläche des Meeres gar



Fig. 6. Die Vulkaninsel Santorin im griechischen Archipel im Jahre 1866. Nach *v. Seebach.* Thera, Therasia, Aspro-Nisi repräsentieren den zerrissenen Rand eines alten Einsturzkraters und bestehen bis auf den Großen Eliasberg aus periklinal gelagerten Tuffen und Laven, — dieser aus kristallinischen Schiefern und Kalksteinen. Im Zentrum dieses Ringwalles erheben sich die Kaymeni-Inseln als Gipfel jüngerer Eruptionskegel, welche aus massiger Andesitlava und Auswürflingen aufgebaut sind.

nicht erreichen, während andere dieselbe hoch überragen. So steigt der Stromboli aus einer Meerestiefe von 2300 m noch 926 m, Hawaii mit dem Mt. Kea sogar aus einer solchen von etwa 6000 m noch 4208 m über die See. Noch andere submarine Vulkane erheben sich nur mit ihrem Kraterrande über den Meeresspiegel, in welchem Falle vollkommen geschlossene,

*) Vgl. A. Bergeat, Die äolischen Inseln. 1899. S. 229 u. f.

meist aber an einer Stelle unterbrochene, ringförmige Kraterinseln gebildet werden. Zum größten Teil sind dieselben nichts als die Ruinen einst bedeutend höherer Vulkaninseln. Findet nämlich der allmähliche Einsturz eines Kraters, wie solches im § 5 beschrieben, innerhalb eines Inselvulkanes statt, so durchbricht das Meer den Kraterring und bildet eine tiefe, kreisförmige Bucht innerhalb der Kraterwände. Wiederholt sich auf dem Boden des unterseeischen Kraters die vulkanische Tätigkeit, so entstehen in der Mitte des Kraterringes Inselchen, welche den Gipfeln der jüngeren Eruptionskegel (siehe Fig. 5) entsprechen, wie dies z. B. bei Santorin der Fall ist (siehe Fig. 6). Die vulkanischen Inseln sind infolge der leichten Zerstörbarkeit ihres losen Materiales zum Teil so vergänglicher Natur, daß sie häufig der zerstörenden Gewalt der Wogen nicht zu widerstehen vermögen und dann nach kurzem Dasein wieder verschwinden. Nur wenn ihnen durch solide Lavamassen Halt gegeben wird, gewinnen dieselben an Bestand. Santorin im griechischen Archipel, Barren Island im Bengalischen Busen, Deception-Island (Süd-Wales), St. Paul, Amsterdam-Island sind ausgezeichnete Beispiele solcher ringförmiger Vulkaninseln vom Monte-Sommatypus, während die im Jahre 1831 im Mittelländischen Meere südlich von Sizilien entstandene vulkanische Insel Ferdinandea, die unter fortwährender Eruption bis zu 72 m Höhe gewachsen war, nach halbjährigem Bestehen wieder verschwand.

Mit submarinen Ausbrüchen pflegen Seebeben, Emporwallungen des Meeres durch aufsteigende vulkanische Dämpfe, die Entstehung von Dampfsäulen, sowie die Erhitzung des Wassers und mit dieser die Tötung seiner Bewohner, ferner die Bildung von vulkanischem Schlamm und von schwimmenden Bänken von Bimsstein in Verbindung zu stehen (so bei Pantellaria im Oktober 1891).

§ 7. **Maare.** Während die eigentlichen Vulkane aus einem Schutt- oder Lavakegel bestehen, in welchen der Krater eingesenkt ist, treten in vielen vulkanischen Gegenden kesselartige Explosionskratere im Gesteinsuntergrunde selbst auf, welche nur von einem niedrigen Walle von Aschen, vulkanischen Sanden und blasigen Lapilli nebst ausgeschleuderten, scharfkantigen Bruchstücken ihrer Untergrundsgesteine umgürtet zu werden pflegen, nie aber Laven zum Ausflußpunkte gedient haben (Fig. 7). Sie besitzen meist ovale oder vollkommen kreisrunde Umrisse, einen durch Einschlämmung eingeebneten

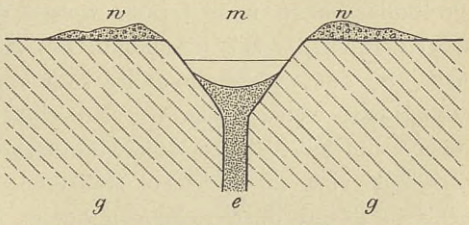


Fig. 7. Profil eines Maares.
g Grundgebirge, *e* verstopfter Explosionskrater, *m* Maar, z. T. mit Wasser ausgefüllt, *w* Wall von vulkanischen Sanden, Aschen und Lapilli.

Boden und steile Ränder, sind häufig, aber nicht immer mit Wasser angefüllt und bilden dann regelmäßige, nur selten mit einem Zu- oder Abfluß versehene kleine Seebecken. Dieselben werden als Maare bezeichnet und repräsentieren das erste Stadium in dem Bildungsprozesse der Vulkane, also »Vulkanembryonen« (Branca), indem Zwischenformen zwischen Vulkankegeln und den der Umwallung entbehrenden Maaren den genetischen Zusammenhang beider bekunden (vgl. § 10). Auch Deutschland besitzt in den vulkanischen Gebieten der Eifel und der Umgegend von Laach, sowie in der Schwäbischen Alb eine große Anzahl solcher Maare. Die bekanntesten der erstgenannten Gruppen sind das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Weinfelder und das Gemündener Maar bei Daun, sowie der Laacher See, welche in devonische Grauwacke und Tonschiefer eingesenkt sind. In der Schwäbischen Alb konzentrieren sich nicht weniger als 127 Maare zu dem vulkanischen Gebiete von Urach*). Dieselben stellen die z. T. kesselförmig erweiterten Mündungen zylindrischer Explosionskanäle dar, deren Füllwerk fast durchweg aus Basalttuff nebst Fragmenten der geschichteten und massigen Gesteine des durchbrochenen Untergrundes besteht (Tuffröhren) und nur ausnahmsweise von solidem Basalt gebildet wird. Ihrer Schönheit wegen berühmt sind zwei mit Wasser gefüllte Kesselmaare im Albaner Gebirge, der See von Albano und der von Nemi; reich ist ferner Java an ähnlichen, den Maaren analogen Bildungen.

§ 8. **Vulkanreihen und Vulkangruppen.** Die räumliche Verknüpfung der Stratovulkane erfolgt nach 2 verschiedenen Grundrissen, wonach sich dieselbe entweder zu einer reihenförmigen oder zu einer unregelmäßig gruppenförmigen gestaltet. Solche Vulkanreihen und Vulkangruppen können sich, wenn auch durch größere oder kleinere Lücken getrennt, zu langgestreckten Vulkanzonen vergesellschaften.

Vulkanreihen. Die reihenförmige Anordnung von Vulkankegeln macht sich zunächst im kleinen in der linearen Gruppierung der parasitisch einem Hauptvulkan aufsitzenden Nebenkegel geltend und beruht auf dem Aufreißen von Radiärspalten in ersterem, welche dann den Eruptionsprodukten zum Auswege dienen. Die Geschichte des Ätna liefert hierfür zahlreiche Beispiele. So bauten sich im Jahre 1874 auf einer derartigen Spalte von 5 km Länge nicht weniger als 36, auf einer solchen des Jahres 1819 sieben größere und 24 kleinere Aufschüttungskegel auf. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich in größerem Maßstabe. So sind z. B. einer den Laki im südlichen Island durchziehenden Spalte 34 größere und etwa 60 kleinere Kegel und Kratere aufgesetzt, welche eine schnurgerade, 24 km lange Reihe bilden (Fig. 8). Viel beträchtlichere Längen erreichen die Spaltenzüge, auf denen sich gewisse Vulkanreihen Zentralamerikas aufgebaut haben. So be-

*) W. Branco, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. Stuttgart 1894.



Fig. 8. Reihenförmige Anordnung der Kratere des Laki auf Island. Nach *Helland*.

sitzt diejenige von Nicaragua vom Coseguina bis zum Madera bei vollkommen geradlinigem Verlauf eine Länge von 285 km, auf der sich streckenweise (Fig. 9) die Vulkanberge eng aneinander drängen*).

Eine nicht seltene Erscheinung ist es, daß sich derartige Vulkanreihen gabeln oder auf Querspalten rechtwinkelige Äste abgeben oder endlich sich sprungweise und staffelförmig gegeneinander verschieben. Die gleiche reihenförmige Anordnung wie auf dem Festlande spiegelt sich in vulkanischen Inselschnuren wie den Aleuten und Kurilen wieder. Im allgemeinen aber sind wirkliche, also auf Spaltenzügen aufgebaute Vulkanreihen nur in geringer Zahl nachzuweisen, vielmehr vergesellschaftet sich die große Mehrzahl der Vulkane zu

Vulkangruppen. Im kleinsten Maßstabe werden dieselben repräsentiert z. B. durch die phlegräischen Felder bei Neapel mit über 20 ordnungslos verstreuten, z. T. ausgezeichnet erhaltenenen Kraterkesseln, z. T. ruinenhaften Ringwällen und dem Kegel des Monte Nuovo; ferner durch den Isthmus von Auckland auf Neuseeland mit seinen zahllosen 100 bis 300 m hohen Vulkanen, endlich durch die Vulkangebiete der Eifel und

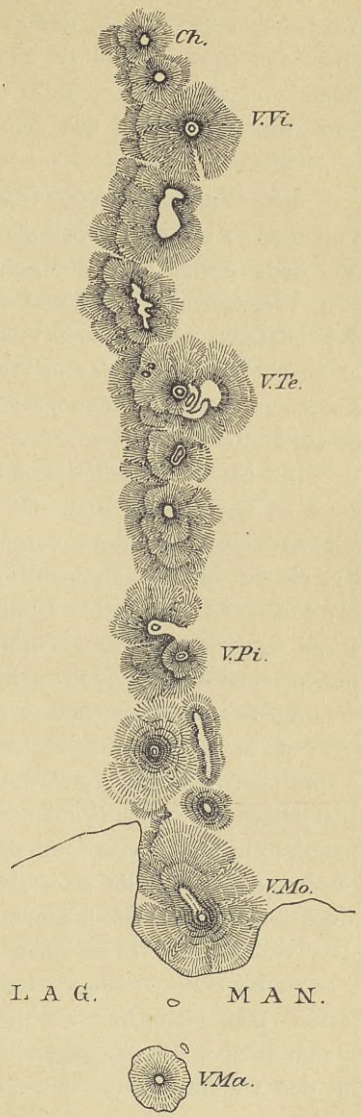


Fig. 9. Teilstrecke der Nicaragua-Vulkanreihe vom Chonco im NW bis zum Momotompita in der Lagune von Managua im SO. (Länge 80 km.) *Ch.* = Chonco, — *V. Vi.* = V. el Viego, — *V. Te.* = V. Telica, — *V. Pi* = V. de las Pilas, — *V. Mo.* = V. Momotombo, — *V. Ma.* = V. Momotompita, — Lag. Man. = Lagune von Managua.

*) C. Sapper, Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 679.

des Laacher Sees sowie der Auvergne. In ihren Dimensionen verschwinden aber dieselben gegenüber z. B. den Vulkangruppen nahe der pazifischen Küste von Südamerika, unter denen diejenige von Ecuador aus 40 Vulkanen und zwar aus Riesen wie dem Antisana, Cotopaxi, Chimborazo und Sangay besteht*).

§ 9. **Vulkanzonen.** Überblickt man die geographische Verteilung der Vulkane, so springt sofort die Tatsache ins Auge, daß dieselben nicht wirr und ordnungslos über der gesamten Erdoberfläche zerstreut liegen, sondern sich vorzugsweise auf ganz bestimmte Striche konzentrieren. Innerhalb der letzteren pflegen sich Vulkanreihen, Vulkangruppen und Einzelvulkane in anscheinend gesetzlosem Wechsel und durch bald größere, bald kleinere Zwischenräume voneinander getrennt zu streifenartigen Schwärmen zu vergesellschaften.

Die Ursächlichkeit dieser Lokalisierung und zonalen Scharung der Vulkane ist darin begründet, daß das glutflüssige Magma die leichtesten Wege zur Erdoberfläche dort vorgezeichnet fand, wo gewisse Striche der Erdrinde infolge besonders intensiver tektonischer Störungen eine Zerrüttung oder Lockerung ihres Gefüges erlitten haben. Derartige Spaltenschwärme, Zerklüftungen und Stauchungserscheinungen begleiten einerseits diejenigen Senkungs- und Bruchfelder, welche zur Entstehung der Meeresbecken geführt haben, erhalten anderseits unabhängig hiervon in den kontinentalen Gebirgen und Grabenbrüchen ihren topographischen Ausdruck und mögen endlich Veranlassung zur unterirdischen Anstauung von vulkanischem Magma zu lokalen Herden gegeben haben (vgl. S. 48). Infolge davon sind die Bruchfelder der Meere und die ihre Steilküsten nicht selten bis zu weiter Entfernung begleitenden Zerrüttungsgebiete, sowie kontinentale Bruchzonen und Gebirgszüge zum hauptsächlichen Schauplatz vulkanischer Eruptionen geworden.

So ist denn im Gegensatze zu den vulkanfrei gebliebenen Kontinentalflächen des nördlichen Europa, Nordasiens und des östlichen Nord- und Südamerika z. B. das jugendliche Bruchgebiet des Mittelländischen Meeres mit den Vulkanen Cataloniens, der Columbreten, Sardiniens, der Liparischen Inseln, Siziliens, der apenninischen Halbinsel, der griechischen Inseln und Kleinasiens besetzt und ebenso trägt der südliche Bruchrand Asiens den geschlossenen Vulkangürtel der Andamanen und Sunda-Inseln von Barren Island über Java bis Timor. Als Typus einer den ozeanischen Steilabsturz eines Kontinentes begleitenden, wenn auch lückenhaften Vulkanzone kann diejenige gelten, welche mit den Vulkanreihen Zentralamerikas beginnt, an die sich nach Süden die Vulkangruppen von Columbia und Ecuador und nach einer größeren Unterbrechung diejenigen von Peru und Bolivia, dann

*) A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897. S. 391.

die Vulkanreihen der Wüste Atakama und endlich von Südchile anschließen, um in ihrer Gesamtheit eine Vulkanzone von fast 8000 km Länge zu bilden.

Im großartigsten Maßstabe aber offenbart sich als vulkanische Begleiterscheinung ozeanischer Einbrüche der den gewaltigsten derselben, das Becken des pazifischen Meeres, umrahmende Kranz von Vulkangruppen und -reihen. Derselbe erstreckt sich von den antarktischen Inseln aus über Neuseeland, die neuen Hebriden, Salomonen, Philippinen, Formosa, Japan, die Kurilen, Kamtschatka, die Aleuten, Alaska, die Westküste von Nord-, Mittel- und Südamerika entlang bis zu den Süd-Shetlands. Dem vulkanisch umgürteten pazifischen Bruchfelde selbst gehören u. a. die Vulkaninseln der Galapagos, von Hawaii und die Marquesas an.

§ 10. **Die Eruptionskanäle.** Die unterirdischen Wege, auf denen die vulkanischen Magmen zur Erdoberfläche gelangten, sind zu einem Teile auf Klüften zu suchen, wie sie mit dem Wesen der Bruch-, Zerrüttungs- und Faltungszonen untrennbar verknüpft sind, an die ja die Vulkane der Mehrzahl nach gebunden erscheinen. Derartige, stellenweise durch explosive Gasentwicklung zu Eruptionsschloten, den Diatremen Daubrées, erweiterte Klüfte waren es, auf welchen sich die Vulkanreihen aufbauten. Anderseits aber offenbaren die Vulkangruppen und zahlreiche Einzelvulkane eine vollständige Unabhängigkeit von derartigen durch Spalten vorgeschriebenen Ausbruchsbahnen, sind vielmehr auf spaltenlosem Untergrund aufgesetzt. In solchen Fällen hat sich das Magma durch eigene Kraft und zwar auf die Weise einen Ausweg geschaffen, daß sich die aus dem Glutfluß ausgeschiedenen Gase und Dämpfe selbständig Explosionskanäle durch die überlagernde Gesteinsmasse aussprengten, also Durchschußröhren durch die oberen Horizonte der Erdrinde ausbliesen*). Daß sich hochgespannte Gase, um einen Ausweg zu suchen, tatsächlich auf Rissen und auf Linien geringsten Widerstandes zylindrische Kanäle z. T. mit trichterförmigen Öffnungen (Diatremen) ausfegen, hat Daubrée durch das Experiment bewiesen**). Derartige Vorgänge konnten sich nur an solchen Stellen vollziehen, wo die explosive Gasentwicklung in verhältnismäßig geringer Tiefe, also in peripherischen Magmaherden (vgl. S. 48) oder in nicht bis zur Erdoberfläche reichenden (abyssischen) Spalten stattfand, auf welchen der Schmelzfluß emporgestiegen war. Als Mündungen solcher vulkanischen

*) W. Branco, l. c. S. 613—644 und 703—724 und N. Jahrb. 1898. Bd. I. S. 175. — Ders., Das vulkanische Ries. Berlin 1901. S. 15. — Ders., Sitzber. k. Pr. Ak. d. Wiss. 1903. S. 757. — Ders., Vulkane und Spalten. Verh. Internat. Geol.-Kongr. Mexico 1907. — Vgl. A. Bergeat, Die äolischen Inseln.

**) G. A. Daubrée, Compt. rend. LXI. S. 768 und 857. — Ders., Bull. de la soc. géol. de France. XIX. 1891. S. 313. — Vgl. auch Stapff's Referat in Z. f. prakt. Geol. 1893. S. 284.

Sprengschüsse sind uns die Maare überliefert (s. S. 23). Viele dieser Röhren sind bis oben mit Tuffen, oft auch mit Injektionen solider Lava ausgefüllt worden und können jetzt nach Denudation ihrer Umgebung knopf- oder kuppenförmig emporragen (Necks). Folgten aber reichlichere glutflüssige Magmen den geöffneten Wegen, so bauten sich über den Mündungen der Explosionskanäle Vulkanberge auf.

Für die räumliche Verteilung dieser Art von Eruptionskanälen ist es charakteristisch, daß sie im Gegensatze zu den direkt auf Spalten aufsitzenden Vulkanreihen wirre, mehr oder weniger dichte, gruppenförmige Vergesellschaftungen von Vulkanen oder deren Embryonen, den Maaren, erzeugten. Beispiele hierfür liefern die z. T. einheitlichen Magmaherden zugehörigen, von Maaren und Tuffröhren siebartig durchlöcherten vulkanischen Gebiete von Urach in Schwaben (Branca), der Rhön (Bücking), von Schottland (Geikie), sowie des Böhmischen Mittelgebirges (Hibsch) nebst dem Quaderplateau der Sächsischen Schweiz, ferner die Ansammlungen kleiner Vulkankegel in der Eifel und der Auvergne und endlich die imposanten Vulkangruppen Südamerikas, so von Ecuador (Stübel).

§ 11. **Lage der Stratovulkane mit Bezug auf Land und Meer.** Eine bedeutsame Erscheinung ist das Gebundensein der wesentlich aus Auswürflingen aufgebauten Vulkane, also der Stratovulkane an die Nachbarschaft großer Wasserflächen, während die massigen Vulkane ein solches Abhängigkeitsverhältnis nicht zeigen. Diese Tatsache erklärt sich dadurch, daß die explosive Erzeugung des zerspratzten Materiales, sowie die Bauart der Stratovulkane wesentlich mit durch den unterirdischen Zutritt von Wasser zu den Mündungsstrecken der Eruptionskanäle und zu den in ihnen emporsteigenden Laven bedingt ist. Bei dem Konflikte zwischen den sich hierbei entwickelnden Dämpfen und frei werdenden Gasen einerseits und dem glutflüssigen Magma anderseits wird letzteres in Spratzlinge zerstiebt, die als Auswürflinge in die Luft geschleudert werden und durch deren Aufschüttung um die Kanalmündung ein Vulkankegel schichtweise emporwächst. Die bei weitem meisten der existierenden Stratovulkane liegen deshalb auf Inseln oder längs der Meeresküsten oder auch in der Nähe großer Binnengewässer. Nur scheinbare Ausnahmen machen die im Innern der Kontinente gelegenen erloschenen, z. T. nur sehr kleinen oder isolierten Vulkankegel der Eifel, der Auvergne, Arizonas, Tibets, der Mandschurei und Ostafrikas — nur scheinbare, weil ihre Tätigkeit in Zeiten fällt, wo sich das Meer bis in ihre Nachbarschaft erstreckte oder wo Gewässer in ihrer Nähe vorhanden waren, deren Eintritt in die Vulkanschlünde genügte, um hier Explosionen und durch diese die Zerstäubung des emporsteigenden Magmas zu bewirken. Im Gegensatze hierzu beschränken sich die aus unzerspratzten Massenergüssen hervorgegangenen Vulkankuppen und -decken nicht auf Küsten und Inseln, sondern sind von der Nähe

des Meeres völlig unabhängig und können deshalb eine allgemeine kontinentale Verbreitung erlangen.

§ 12. **Erloschene (ruhende) und tätige Vulkane.** Nicht fortwährend und beständig entweichen aus dem Kanale, um dessen Mündung sich die Vulkane aufgebaut haben, aus der Tiefe heraufsteigende glutflüssige, zerstäubte oder gasförmige Materialien, vielmehr sind die derartigen Eruptionserscheinungen durch größere oder geringere Pausen unterbrochen, während deren der Kraterkanal verstopft ist, ja bei vielen, selbst den meisten der Vulkane hat, so lange menschliche Nachrichten zurückreichen, ein Ausbruch nicht stattgefunden. Man bezeichnete dieselben als erloschen im Gegensatz zu denen, von deren Eruptionstätigkeit wir Kunde besitzen, den tätigen. Diese Unterscheidung ist schon deshalb eine sehr unsichere, weil die Zeitmaße, welche man hierbei in Anwendung bringen kann, in verschiedenen Gegenden sehr verschieden groß sind und in manchen Fällen nur wenige Jahrzehnte oder Jahrhunderte zurückreichen. Man hat denn auch viele Vulkankegel als erloschen betrachtet, bis um so furchtbarere Eruptionen den Namen zu Schanden machten. So erfolgte der Ausbruch des Vesuvs (79 n. Chr.), durch welchen Herculanum und Pompeji vernichtet wurden, nach der Ruhe vieler Jahrhunderte, während deren jener Vulkan als längst erloschen galt, und 16 Jahrhunderte (von 300 v. Chr. bis 1302 n. Chr.) vergingen zwischen zwei aufeinander folgenden Eruptionen am Fuße des Epomeo, einer gewaltigen Vulkanruine auf der Insel Ischia.

Aber selbst in als erloschen betrachteten Vulkandistrikten erlischt die vulkanische Tätigkeit nicht gänzlich. Heiße oder kohlensäurereiche Wasserquellen und Gasausströmungen sind die letzten unscheinbaren Nachwirkungen der großartigen Ereignisse früherer Zeiten. So tritt in dem alten Vulkangebiete des Laacher Sees die Kohlensäure an unzähligen Punkten, bald als freies Gas (Mofetten), bald an Wasser gebunden als Säuerling zutage; besonders reichlich sind solche Exhalationen in dem tief eingeschnittenen Brohltale vorhanden. Eine einzige natürliche Sauerquelle bei Burgbrohl führt der Atmosphäre in jedem Jahre gegen 120 000 cbm Kohlensäure zu. Eines der dortigen Bohrlöcher liefert täglich 2160, im Jahre über 788 000 cbm Kohlensäure (Heusler). Ganz ähnliches ist in dem Vulkandistrikte der Eifel und des nördlichen Böhmens der Fall, — auch das Gebiet erloschener Vulkane in der Auvergne ist reich an Kohlensäure-Exhalationen, welche somit der letzte Akt vulkanischer Tätigkeit sind.

§ 13. **Solfataren, Fumarolen, Mofetten.** Ausströmungsstellen von Schwefelwasserstoff, Schwefeldämpfen und schwefeliger Säure in erlöschenden Vulkangebieten nennt man **Solfataren,** solche von vorwaltendem, z. T. mit Gasen gemischtem Wasserdampf **Fumarolen** und solche von Kohlensäure **Mofetten.** Diese verschiedenartigen Exhalationen bezeichnen zugleich

die aufeinander folgenden Stadien in dem allmählichen Ersterben der Vulkantätigkeit.

Einen noch ziemlich intensiven Grad der letzteren repräsentieren die Solfataren. So ist die Solfatara bei Neapel ein alter Krater, dessen letzte Lavaeruption in das Jahr 1198 fällt. Aus zahlreichen Spalten und Rissen, und namentlich aus einer kluftartigen Höhlung auf seinem Grunde der Bocca) dringt heißer Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure mit Wasserdampf gemischt hervor. Sie haben die trachytischen Kraterwände zu einem mulmigen und bröckeligen Grus zersetzt und stellenweise vollkommen gebleicht. An vielen Stellen, besonders rings um die Mündung des hauptsächlichen Exhalationsschlundes haben sich gelbe bis orangerote Inkrustate von Schwefel, sowie solche von Gips und Alaun gebildet. Die Insel Vulcano, ferner Island, Chile, Java und Neuseeland haben ausgezeichnete Beispiele von Solfataren aufzuweisen. Auch die »Schwefelhöhlen« am Büdös in Ost-Siebenbürgen sind noch tätige Solfataren und zugleich Mofetten.

Von Wasserdampf-Fumarolen mögen an dieser Stelle z. B. diejenigen von Ischia Erwähnung finden. Dort dringen an zahlreichen Punkten, z. B. am Monte Tabor, aus den Spalten im Trachyte der alten Lavaströme heiße Wasserdämpfe hervor und werden hier zum Teil für Heilzwecke benutzt. Die Karapiti auf Nord-Neuseeland ist eine Dampfquelle, welche aus einem kraterähnlichen Loche unter lautem Brausen einen heißen Strahl von Wasserdampf entsendet. Die Zahl der z. T. mit großer Gewalt emporbrausenden Dampfquellen im Nationalpark am Yellowstone in Nordamerika wird auf mehr als 3000 geschätzt. Übrigens gehören die Wasserdampfwolken, die aus den Krateren vieler ruhender Vulkane emporsteigen, ferner die Dampfstrahlen, die aus zahlreichen Krateren und Vulkanwandungen hervorbrechen, unter diese Rubrik. Zu derartigen Fumarolen stehen die heißen Quellen, an denen fast alle vulkanischen Distrikte reich sind, in nächster Beziehung. Wo solche heiße Quellen in tonigem Erdreiche münden, führen sie häufig feinverteilten Ton (Schlammquellen) oder nehmen so viel desselben auf, daß sie zu einem zähflüssigen Schlamm werden, den die im aufsteigenden Wasser enthaltenen Gase mit explosiver Gewalt durchbrechen, emporschleudern und randlich anhäufen und auf diese Weise Schlammvulkane aufbauen (Yellowstone-Nationalpark, S. Salvador, Java). Viele Fumarolen enthalten Schwefelwasserstoff, diejenigen von Sasso, Laderello in Toskana und von Vulcano Borsäure*) beigemengt, welche sich als Sassolin an den benachbarten Gesteinswänden absetzt.

Das letzte Anzeichen verlöschender vulkanischer Tätigkeit bilden die Mofetten. Zu diesen gehört die vielbesuchte Hundsgrotte in den phle-

*) A. Bergeat, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. S. 45.

gräischen Feldern bei Neapel, eine sich langsam nach der Tiefe senkende kluftartige Höhle im alten Krater von Agnano, in deren Tiefe sich eine dichte Schicht von Kohlensäure ansammelt. Die dortigen Führer pflegen die Existenz dieses Gases und seinen erstickenden Einfluß auf brennende Gegenstände und auf das tierische Leben durch Experimente mit Fackeln und Hunden zu demonstrieren. Überhaupt aber gehören, wie schon oben berührt, Mofetten zu den verbreitetsten und gewöhnlichsten Erscheinungen in sehr alten vulkanischen Gebieten (Eifel, Laacher See, Wetterau, Driburg, an den Hundsköpfen bei Salzungen, nördliches Böhmen) und stehen hier in innigster Verknüpfung mit Sauerquellen (Säuerlingen) und Mineralquellen (Eifel, Laacher See, Neuwied, Franzensbad, Marienbad, Karlsbad, Brüx, Bilin, Teplitz).

§ 14. **Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe.** Den Krateren der Vulkane, sowie den Spalten, welche in vulkanischen Gegenden den Erdboden durchziehen, entströmen, wie eben gezeigt, Kohlensäure, Wasserdämpfe, Chlorwasserstoff, Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure. Namentlich ist es die Schwefelsäure, das Oxydationsprodukt der beiden letztgenannten Gase, welche bei ihrer Einwirkung auf das Nebengestein rascher als Kohlensäure die Kieselsäure aus ihren Verbindungen austreibt und, mit den Basen sich vereinigend, zahlreichen neuen Substanzen Ursprung gibt. Im allgemeinen werden die Gesteine dadurch gebleicht, ihre dunkle, oft schwarze Farbe geht in eine zum Teil blendend weiße oder gelbliche über, ihre Festigkeit nimmt ab, sie werden porös, morsch und zerreiblich und verwandeln sich endlich in tuff- oder tonartige Massen, von welchen bisweilen die Kristalle der weniger leicht angreifbaren Mineralien in unzersetztem Zustande umschlossen werden. Besonders energisch und tiefeingreifend wirken derartige Zersetzungen dort, wo die Ausströmungen von gasartigen Substanzen durch gleichzeitig hervorbrechende Wasserdämpfe oder heiße Quellen unterstützt werden. In großartigem Maßstabe geht diese Umwandlung an den Palagonittuffen verschiedener Lokalitäten Islands vor sich, wo diese durch zahlreiche, mit Gewalt aus den Gesteinsspalten des Palagonittuffbodens hervorbrausende Strahlen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdämpfen in abwechselnde Lagen von bunten und weißen Tonen verwandelt werden. Ähnliches spielt sich auf Java, auf der Insel Vulcano, in der Solfatara bei Neapel, am Pic von Teneriffa ab.

Als Neubildungen aus den sauren Wasserdämpfen und den aus dem Gestein extrahierten Stoffen setzen sich Hyalith, Alaun, Eisenvitriol und zumal Gips ab. So vermag die anhaltende Einwirkung von Solfataren auf trachytische Gesteine dieselben zu Alaunstein zu zersetzen, wie es im Beregher Komitat in Ungarn, ferner in Tolfa geschehen. In den Schluchten des Yellowstone-Nationalparkes erkennt man, daß der dortige Liparitguß

streckenweise in seiner ganzen Mächtigkeit von 400 m durch die dortigen Solfataren und Fumarolen zu buntfarbigen kaolinischen Umwandlungsprodukten zersetzt worden ist. Nicht selten gehen mit der Umwandlung der vulkanischen Tuffe in tonähnliche Massen Gipsbildungen Hand in Hand. Die zersetzte Tuffmasse wird dann von weißen, faserigen Gipstrümern durchzogen, oder umfaßt Lagen, Stöcke oder blätterige Kristallgruppen dieses Minerales (Island, Lipari). Kommt Kalkstein in der Nähe von Solfataren oder von schwefelwasserstoffhaltigen Quellen vor, so wird die Kohlensäure desselben durch Schwefelsäure ersetzt und das Gestein zum Teil unter gleichzeitiger Ablagerung von Schwefel in Gips umgewandelt. So ist an der Solfatara bei Neapel, am Maar Agnano und an der Grotte des S. Calogero auf Lipari aus Kalkstein der reinste Alabaster entstanden.

§ 15. **Die normale Tätigkeit der Vulkane.** Auch ein tätiger Vulkan befindet sich nicht fortwährend im Zustande der Aufregung, vielmehr stellt sich ein solcher nur von Zeit zu Zeit, nach längeren oder kürzeren Perioden der Ruhe als eine gewaltsame Unterbrechung der stetigen normalen Tätigkeit ein. Die letztere besteht in dem Auf- und Absteigen, in der wallenden Bewegung der glutflüssigen Lava innerhalb des Kraterschlundes, in dem ruhigen, zum Teil kontinuierlichen Ausfließen der Lava mancher Vulkane, in dem Ausströmen von Gasen und Dämpfen aus Spalten des Vulkanes oder aus dem mit flüssiger Lava gefüllten Kanale, und in letzterem Falle aus Auswürfen von Lavafetzen. Die gewöhnlichsten Merkmale stetiger vulkanischer Tätigkeit innerhalb der Vulkane sind die Exhalationen gasförmiger Produkte. Als das bei weitem vorwaltendste der letzteren galt Wasserdampf, der oft zischend und brausend aus allen Klüften und Spalten des Vulkanes hervorbricht und dann die aus dem letzteren aufsteigenden Dampfwolken bildet, welche das weithin sichtbare Kennzeichen eines tätigen Vulkanes sind. Vor wenig Jahren jedoch führte A. Brun aus, daß die vulkanischen Magmen selbst überhaupt keine Wasserdämpfe enthalten, also wasserfrei seien, daß vielmehr der Wassergehalt der vulkanischen Exhalationen erst sekundär aus der Atmosphäre aufgenommen werde und aus der Feuchtigkeit der Luft oder des Bodens stamme*).

Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Schwefelsäure, Schwefeldampf, Chlorwasserstoff, Kohlensäure, Wasserstoffgas, Stickstoff, Kohlenwasserstoff und Borsäure sind die gewöhnlicheren Begleiter oder Stellvertreter des Wasserdampfes. Durch Entzündung des Wasserstoffes und Schwefelwasserstoffes entstehen Flammen (so nach Schmidt und Fouqué auf Santorin 1866 und 1867, nach Baltzer auf Vulcano 1873 u. a.). Aus der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes und aus der Sublimation des Schwefels gehen

*) Alb. Brun, Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genève 1911.

die grellfarbigen Inkrustate von Schwefel hervor, welche ebenso wie Krusten von Selenschwefel die Wände der Kratere und Spalten vieler Vulkane bedecken. In ähnlicher Weise kommen Sublimations- und Zersetzungsprodukte von Chlorverbindungen (Kochsalz, Chlorcalcium, Salmiak, Eisenchlorid, Eisenchlorür, Chlorkupfer, Chlorblei u. a.) als rindenartige Inkrustationen vor. Aus ihnen gehen durch Einwirkung von Schwefelsäure wieder eine Anzahl schwefelsaurer Salze hervor, die dann wie jene die Kraterwände tätiger Vulkane auskleiden; hierher gehören vor allem Alaun, Glaubersalz, Bittersalz, Gips und Eisenvitriol. Auch Salmiak-Sublimationen sind nicht selten. Der Eisenglanz, welcher in glänzenden Schuppen und Kristallen die Lava mancher Vulkane bedeckt, ferner Magnetit, Tenorit, Kupferoxydul und Spinell sind die Zersetzungsprodukte der Chloride mit Wasserdampf, wobei sich Salzsäure bildet.

Steigen die oben genannten Gase und Dämpfe innerhalb der glutflüssigen Lavamassen, welche bei einigen Vulkanen den Kanal und einen Teil des Kraters ausfüllen, empor, so werden sich die Erscheinungen des kochenden Wassers einstellen, über dessen Oberfläche Dampfblasen Wasserteilchen mehrere Fuß hoch emporreißen. Nur ist die Gewalt, mit welcher die durch die Lava sich drängenden Gas- und Dampfblasen explodieren, weit größer, so daß z. B. die dünnflüssige Lava, welche im Kilauea-Krater zuweilen einen See von 600 m Durchmesser bildet, in 10 bis 15 m hohen Strahlen emporspritzt. Dabei wird die Lava durch die emporsteigenden und entweichenden Gase in feine Fäden ausgezogen, welche der Wind fortträgt, und welche die Eingeborenen »Haar der Göttin Pélé« nennen*). Bei zähflüssiger Lava, wo dem Entweichen der Dämpfe und Gase ein noch größerer Widerstand entgegengesetzt wird, wo sie sich demnach ansammeln müssen, um letzteren zu überwinden, ist die Gewalt der zur Oberfläche gelangenden, explodierenden Gase so bedeutend, daß die noch weichen Schlackenfragmente Hunderte von Metern hoch in die Luft geworfen werden können, oft auf ihrem Wege infolge rascher Rotation kugelige oder ellipsoidische Gestalt annehmen und als vulkanische Bomben rings um den Krater zurückfallen.

Mit der Entwicklung und dem Emporsteigen von Gasen und Dämpfen innerhalb des Kraterkanals und der damit Hand in Hand gehenden Ausdehnung der Blasen, je mehr sie sich der Oberfläche nähern, steht das rhythmische Aufsteigen und Explodieren und das darauffolgende Zurücksinken der Lava im Kraterschlunde einiger Vulkane, so des Stromboli im Zusammenhang, ein periodisches Aufkochen, welches mit der Tätigkeit der Geysirs eine gewisse Ähnlichkeit hat. Wiederum ein Resultat des Emporwallens der Lava ist ihr Überkochen, infolgedessen sie sich an den nied-

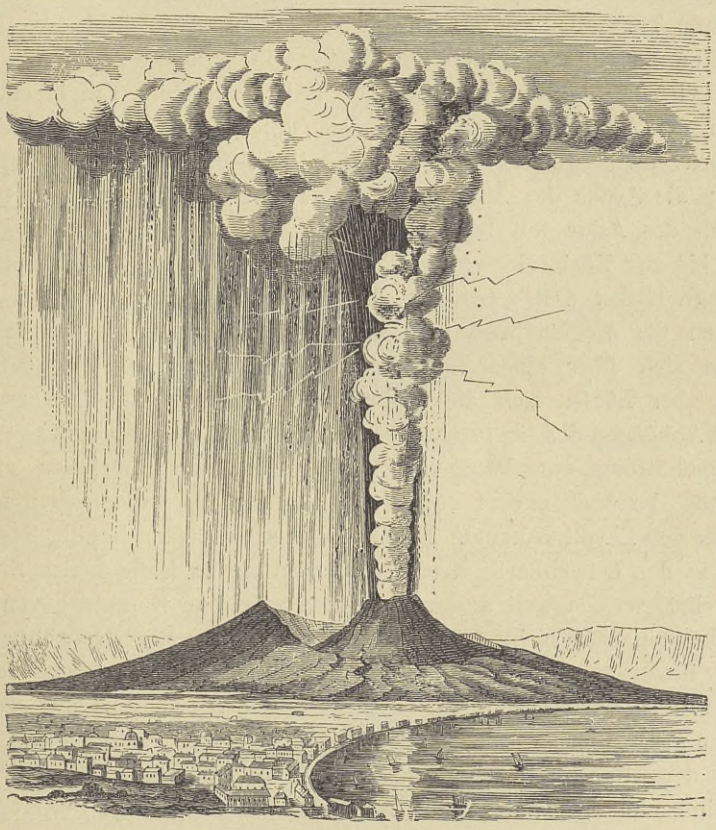
*) Dutton, Hawaiian Volcanoes. IV. Ann. Rep. U. St. geol. Survey 1884.

rigen Stellen des Kraterrandes über denselben ergießt, wodurch Gipfelströme sowie Systeme von Lavabänken gebildet werden.

§ 16. **Zustand der Eruption der Vulkane.** Steigert sich die beschriebene normale Tätigkeit der Vulkane zu einem ungewöhnlichen Grade, wird namentlich die Gas- und Dampfentwicklung im Kraterkanale eine besonders energische, so tritt der Vulkan in den Zustand der Eruption. Dann werden aus den von den emporsteigenden Dampfblasen in die Höhe geworfenen Auswürflingen den Himmel verdunkelnde Aschen- und Sandregen, die sonst ruhig über den Kraterrand rieselnde Lava bricht sich jetzt in verheerenden Strömen Bahn. Besonders furchtbar sind die Eruptionserscheinungen bei Vulkanen, deren Kanal infolge langer Ruhepausen von erkaltender Lava verstopft ist (z. B. Ausbrüche des Vesuvs i. J. 79 und 1631), oder dann, wenn die Eruptionen sich als großartige Explosionen äußern, welche größere Teile alter vulkanischer Bauwerke in die Luft blasen (Krakatau 1883, Bandaisan in Japan 1888), oder in denselben sich weithin ausdehnende Schluchten und lange Reihen von Explosionstrichtern aussprengen können (Tarawera auf Neuseeland 1886).

Anfänglich schwache, immer heftiger werdende Erbebungen des Bodens, dumpfes unterirdisches Rollen und Donnern, das Austrocknen der benachbarten Brunnen, das Versiegen der Quellen, der besonders reichliche Austritt von Kohlensäure und von Chloriddämpfen, das Schmelzen des Schnees, welcher manche Vulkangipfel bedeckt, sie sind oft, aber nicht immer, die Vorläufer einer Eruption, deren Schrecken sie den Bewohnern der Umgegend ankündigen. Das Zittern der Erde steigert sich zum heftigen Schwanken, das Rollen wird zu dröhnenden, bald sich steigernden, bald aussetzenden Donnerschlägen oder zu heulendem Pfeifen, krachend zerbirst der Krater, oder der Eruptionskegel selbst, Bruchstücke beider und der Wandungen des Eruptionskanales, sowie glühende Lavabrocken (Bomben, Lapilli) werden empor geschleudert, blitzschnell erhebt sich im Beginne des Ausbruches eine oft schwarze Rauchwolke gen Himmel, die sich an ihrem oberen Ende ausbreitet (Pinie) und im Dunkel der Nacht die Glut der Lavamassen im Grunde des Kraters wiederspiegelt, so daß sie wie eine Feuersäule erscheint. Diese Pinie besteht aus den aus dem Vulkankanal emporschießenden Gasen und Dämpfen nebst dem durch ihre explosive Entwicklung erzeugten Lavastaube. Manche dieser Pinien setzen sich aus zahllosen kugelig geballten Wolken von reinster weißer Farbe zusammen, welche durch fortgesetzte Explosionen im Kraterschlunde unter dem Drucke frischen Nachschubes emporgedrängt werden. Diese weiße Dampfsäule wird von einem dunklen Strahl aus Asche, Schlackenfetzen und Bomben begleitet, aus welchem die größeren und schwereren Stücke sichtlich auf die Abhänge des Eruptionskegels zurückfallen, nachdem sie eine parabolische Kurve beschrieben haben. Solche Pinien erreichen eine Höhe von oft mehreren tausend Metern, ja zuweilen

von 20 bis 30 km. Nicht selten fahren lebhafte Blitze aus den Rändern dieses Dampf- und Aschengewölkes. (Siehe Fig. 10.) Aus dem Vulkanschlunde emporbrechender Wasserstoff, Schwefelwasserstoff und Kohlenwasserstoff entzünden sich zu leuchtenden Flammen und Garben und haben bei der furchtbaren Eruption des Mt. Pelée auf Martinique am 8. Mai 1902 wie ein lohender Wirbelsturm die an seinem Fuße gelegene Stadt St. Pierre verheert, die in ihrem Hafen liegenden Schiffe in Brand gesetzt und über 30 000 Menschen den Tod gebracht.



Monte Somma. Vesuv (Höhe 1269 m).
Fig. 10. Ausbruch des Vesuvs im Oktober 1822.

Bei den außerordentlich rasch aufeinander folgenden stürmischen Gas- und Dampfexplosionen, welche sich stoßweise durch die glutflüssigen Lavamassen Bahn brechen, werden letztere in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehre abgeschossene Wasser, in außerordentlich zahlreiche Tröpfchen zerstiebt und erstarren zu einem meist glasigen oder bimssteinartigen Steinstaub, den vulkanischen Aschen und Sanden (s. Petrogr. Geol.).

Daher rührt der Reichtum der letzteren an selbständiger oder von den Kristallen eingeschlossener Glassubstanz, die abwechslungsvolle gegenseitige Umhüllung der einzelnen Kristalle, die Unzahl der Gasporen innerhalb derselben; zugleich aber deuten diese Erscheinungen darauf hin, daß diese Kristalle schon als feste Körper aus dem Krater ausgeworfen sein müssen, so daß die Lavamasse, welche der Zerstäubung anheimfiel, einen Schmelzfluß darstellte, in welchem die Kristallausscheidung bereits begonnen hatte, z. T. sogar bereits weit fortgeschritten war. Bei ununterbrochener Aufeinanderfolge intensiver Explosionen werden die dadurch produzierten Aschen und Sande Tausende von Metern hoch in die Luft geblasen, wo sie sich gewöhnlich zu einer ausgedehnten Wolkenschicht ausbreiten und von den Winden viele Meilen weit weggeführt werden, um zum Teil in entfernten Ländern als Aschenregen niederzufallen. (Siehe unter äolische Tätigkeit.) Vom Vesuv im Jahre 512 ausgeworfene Asche fiel in Konstantinopel und Tripolis; die Asche des Ätna wird oft bis nach Afrika getragen; bei dem Ausbruch des Askia auf Island am Ende März 1875 wurden vulkanische Aschen bis zur Küste Norwegens, ja bis in die Nähe von Stockholm, also 257 geogr. Meilen weit getragen. Bei der Eruption des Krakatau i. J. 1883 erreichten die Auswürflinge eine Höhe von mehr als 50 km und verbreiteten sich über einen Flächenraum von über 800 000 qkm*). Besonders aber häufen sich die Aschen und Sande in der Umgegend und auf den Abhängen des sie produzierenden Vulkanes zu erstaunlichen Massen an (Verschüttung von Pompeji). Beruht doch das Entstehen und das Wachstum der Vulkankegel auf der Anhäufung des vulkanischen Schuttes rings um den Eruptionskanal. Fallen die ausgeworfenen Lapilli, Sande und Aschen in das benachbarte Meer, so werden sie zu horizontalen Schichten ausgebreitet, welche weit ausgedehnte und mächtige Komplexe von Tuffen bilden können und nicht selten die Überreste von Meeresbewohnern umfassen. Bimssteinmassen werden auf der See in weit entfernte Gegenden getrieben. Die Wasserdämpfe, welche in so enormer Menge von den Vulkanen ausgestoßen werden, verdichten sich, sobald sie in höhere, kältere Niveaus der Atmosphäre gelangen, zu Wolken, die sehr häufig stark elektrisch sind und sich unter Blitz und Donner als gewaltige Platzregen auf den Vulkan und dessen Abhänge ergießen, wo sie den dort angehäuften vulkanischen Schutt in Form von Schlammfluten mit sich fortführen. Diese Regen enthalten zuweilen (am Ätna, August 1852) Schwefelsäure und schwärzen und verbrennen dann die Vegetation der benachbarten Landstriche. Zu den Wassern des herabstürzenden Regens gesellen sich nicht selten diejenigen, welche von der Entleerung von Kraterseen, namentlich

*) R. D. M. Verbeek, Krakatau. Batavia 1884 und 1885. — Ausführl. Ref. im N. Jahrb. 1885. I. S. 52 und 1886. I. S. 276. — Eruption of Krakatoa etc. Rep. of the Krakatoa Commitee Roy. Society. London 1888.

aber aus der Schmelzung von Schneemassen auf dem Gipfel der Vulkane herrühren und gleichfalls verheerende Schlammströme erzeugen können, so die alles vernichtenden Avenidas des Cotopaxi.

Die nächste Folge der Tätigkeit der Vulkane ist die Vergrößerung ihrer Kegel, dadurch daß sich ihre Auswurfsprodukte rings um den Krater anhäufen und so zur ersten Entstehung und zum späteren Wachstume des Vulkanberges beitragen. So erfolgte die Bildung der fast 300 m hohen Monti rossi, eines parasitischen Doppelkegels des Ätna, im Jahre 1669 durch einen drei Monate andauernden Schlackenauswurf. Enorm muß die Menge der bei dieser Eruption emporgeschleuderten Aschen und Sande gewesen sein, denn sie haben bis auf eine Entfernung von nahezu einer halben Meile um die Monti rossi fast alle Unebenheiten des Bodens ausgeglichen. Ferner schätzt man die Masse der Auswürflinge des Ätna während der Jahre 1864 und 1865 auf 7 Millionen cbm, der seines Ausbruches am 29. August 1874 auf fast $1^1/_2$ Millionen cbm, derjenigen aber der Krakatau-Eruption i. J. 1883 auf nicht weniger als 18 cbkm, der des Coseguina i. J. 1835 auf 50 und endlich der des Temboro i. J. 1815 sogar auf über 200 cbkm. Überhaupt ist es eine der Mehrzahl der Vulkane und zwar allen denen vom Typus des Vesuvs gemeinsame Erscheinung, daß die Masse der von ihnen ausgeworfenen Aschen und Sande außerordentlich vor den stromartig ausgeflossenen Laven vorwaltet.

Bei der Eruption eines zweiten Typus der Stratovulkane hingegen, dem des Hawaii-Typus (Kilauea auf Hawaii), machen sich fast keine explosiven Erscheinungen bemerklich; Aschen- und Sandauswürfe fehlen deshalb beinahe gänzlich, vielmehr steigt die Lava ruhig aus dem Eruptionsschlote in das weite, steilrandige Kraterbecken, hebt dessen Boden um 100—250 m, schmilzt denselben zugleich von unten ab, wobei aus den zunächst entstehenden Löchern und Ritzen hohe Lavafontainen emporspritzen, und bildet dann einen flüssigen Lavasee, welcher sich durch großartige Ergüsse an der Flanke des Vulkans entleert, womit ein jedesmaliges Zurücksinken des Kraterbodens verknüpft ist*). Derartige Vulkane bestehen deshalb durchweg aus flach aufeinander gelagerten Lavabänken (s. S. 16).

Im Gegensatz hierzu ist ein dritter Typus vulkanischer Eruptionen durch den fast vollständigen Mangel an Lavaergüssen gekennzeichnet, beschränkt sich vielmehr wesentlich auf gewaltige Gas- und Dampfexplosionen. Durch eine solche wurde am 27. August 1883 der in der Sundastraße gelegene Inselvulkan Krakatau unter Erzeugung einer bis 30 m hohen Flutwelle in die Luft gesprengt und z. T. in Form feinsten Staubes 40 bis 70 km hoch emporgerissen (s. S. 34), um sich von hier aus fast über das ganze

*) J. D. Dana, Amer. Journ. of Science. XXXIII. S. 433; XXXIV. S. 81 und 349; XXXV. S. 15, 213 und 282; XXXVI. S. 14, 81, 167. — E. C. Dutton, Hawaiian Volcanoes. An. Rep. U. St. Geol. Surv. 1882—83.

Erdenrund zu verbreiten. Auch die Eruption des Mont Pelée auf der westindischen Insel Martinique im Mai 1902 bestand wesentlich in dem plötzlichen Ausbruch einer gewaltigen, von feinster Asche beladenen, über 2000 m Höhe erreichenden Glutwolke von überhitztem Wasserdampf nebst Chlorwasserstoff, Schwefelwasserstoff, Kohlenwasserstoff, Kohlensäure und Kohlenoxyd, die dem Gelände folgend (Fig. 11) in rasender Geschwindigkeit bis



Fig. 11. Ausbruch einer Glutwolke aus dem Mt. Pelée auf Martinique im Mai und im Dezember 1902. Nach *Lacroix*.

über die Stadt St. Pierre dahinschoß und diese von Grund aus verheerte. Während dieser Eruption und der ihr im Laufe der nächsten Zeit folgenden ähnlichen Ausbrüche stieg aus dem Krater des Mont Pelée eine gigantische Nadel von Andesit bis zu einer Höhe von 850 m empor (Fig. 12), um schließlich wieder in sich zusammenzustürzen*).

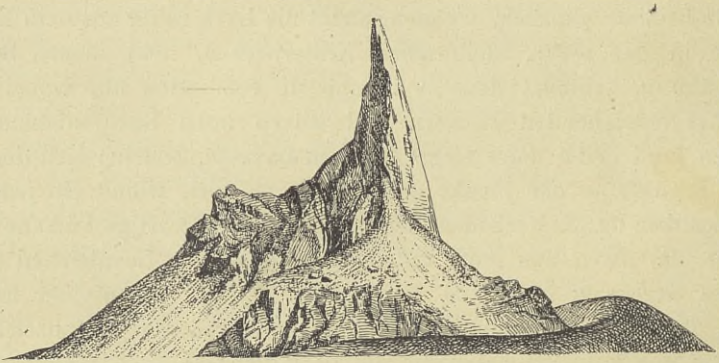


Fig. 12. Andesitische Felsnadel, 850 m hoch, im Jahre 1902 aus dem Gipfelkrater des Mt. Pelée emporgestiegen. Nach *Lacroix*.

§ 17. **Lavaströme.** Das vulkanische Getöse, die Erdbeben, die Aschenwolken und Bombenauswürfe erreichen bei manchen Eruptionen ihren

*) E. O. Hovey, Verh. Internat. Geol. Kongreß. Wien 1904. S. 707. — A. Lacroix, La Montagne Pelée. Paris 1904 und 1908. — K. Sapper, In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens. Stuttgart 1905.

Höhepunkt kurz vor dem Augenblicke, in welchem entweder aus dem Krater selbst, oder aus Spalten, welche am Abhange des Vulkanes aufbersten, die Lava hervorbricht, um als Lavastrom den Berg hinab in die Umgebung zu fließen und dort nicht selten weit ausgedehnte Lavafelder

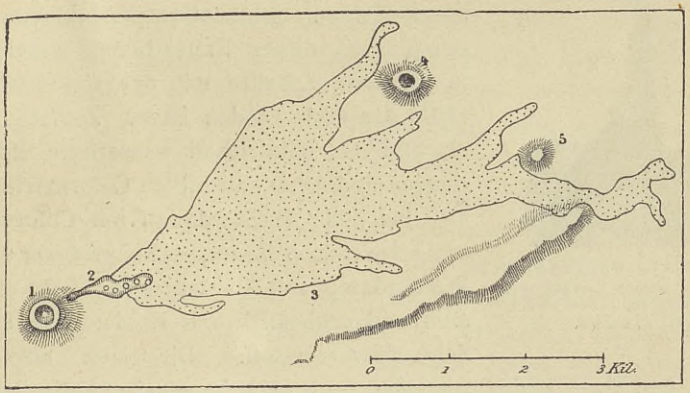


Fig. 13. Lavastrom des Jahres 1865 am Ätna.
1 = Monte Frumento, ein Nebenkrater des Ätna, 2 = Spalte mit Krateröffnungen, 3 = Wald von Corrita, 4 = Monte Crisimo, 5 = Monte Stornello; südlich von letzterem eine 50 m hohe Kaskade des Lavastroms.

zu bilden. Bei größeren Vulkanen erfolgen die Lavaergüsse höchst selten aus dem Gipfelkrater (so am Cotopaxi), sondern in Gestalt von Flankeneruptionen aus Nebenkrateren auf seitlichen Spalten, obwohl ersterer nicht ruhig bleibt, vielmehr Dampf- und Gasmassen, sowie Aschen, Sanden und Bomben zum Auswege dient. Den Gesetzen der Schwere folgend, fließt die Lava die Bergabhänge hinab, breitet sich auf flachen Ebenen seeartig aus, füllt alle Vertiefungen, die sie auf ihrer Bahn antrifft, aus, staut sich an ihr den Weg versperrenden Hindernissen auf, stürzt sich ähnlich wie ein Wasserfall über diese hinweg (so über die Mauer von Catania im Jahre 1669), teilt sich in mehrere Arme, welche die Hindernisse umfließen und sich dann wieder vereinigen können. Die Geschwindigkeit, mit welcher sich ein solcher Strom bewegt, ist von dem Flüssigkeitsgrade der Lava, von der Menge der nachdrängenden Lavamasse und von der Neigung und Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Manche besonders dünnflüssigen Ströme, z. B. solche des Mt. Loa, schossen die Abhänge mit der Schnelligkeit des Windes hinab, bei anderen der Erstarrung nahen Laven ist deren Bewegung kaum merklich und beträgt nur wenige Fuß innerhalb einer Stunde.

Die in dem vulkanischen Magma reichlich enthaltenen Gase und Dämpfe, hauptsächlich Wasserdampf, entweichen anfänglich auf der gesamten Oberfläche der Lavaströme und hüllen diese in dichte Wolken ein. Später, bei beginnender Erstarrung der Oberfläche, bilden sich lokale

Fumarolen und, falls diese Lavafetzen auswerfen, bis mehrere Meter hohe, steile Schlackenschornsteine (Fig. 14) oder selbst bis 10, ja 20 m hohe parasitäre Eruptionskegel, Boccas. Die ihnen entströmenden flüchtigen Bestandteile des Lavamagmas bedecken deren Umgebung mit ihren buntgefärbten Sublimationsprodukten. Die Beschaffenheit dieser Exhalationen ändert sich oft in gleichem Schritte mit der sinkenden Temperatur der erstarrenden Lava. Zuerst, bei mehr als 500° C., entweichen wasserfreie Chlorverbindungen und zwar namentlich Chlornatrium, — bei 400 bis 300° Wasserdampf mit Chlorwasserstoff und schwefeliger Säure, — bei größerer Abkühlung Wasserdampf mit Ammoniak und Schwefelwasserstoff und schließlich mit Kohlensäure und wenig Schwefelwasserstoff. Die sich entwickelnden Dämpfe und Gase bilden zuweilen 2—3 m hohe blasige Auftreibungen des Schlackenpanzers (Hornitos z. B. des Jorullo), überall aber in der festwerdenden Lava kleinere Blasenräume und bedingen so die poröse, blasige oder cavernöse Struktur, welche die Lavaströme nahe ihrer Oberfläche zu zeigen pflegen.



Fig. 14. Schlackenschornstein auf einem Lavastrome des Vesuvs im Jahre 1891. Nach *F. Etzold.*

Die Oberfläche eines Lavastromes erkaltet ziemlich rasch zu einer schlackenartigen Rinde, die ein so schlechter Wärmeleiter ist, daß man sie betreten kann, während durch ihre Zwischenräume und Spalten die noch glühend flüssige Lavamasse sichtbar ist. Steigert sich im Verlauf der Eruption die Menge der nachdringenden Lava, so zerreißt sie den Schlackenpanzer in lauter Schollen, bricht zwischen diesen aufs neue hervor und bildet kleine parasitische Ströme. Die Oberfläche der Lavaströme kann



Fig. 15. Oberfläche von Lavaströmen des Vesuvs (*F. Etzold*).
1 wulstige Fladenlava, 2 spratzige Lava, 3 Blocklava.

sehr verschiedenartige Gestaltung haben (Fig. 15), bald eine wulstig-runzelige, ähnlich wie die mancher unserer Hochofenschlacken (Fladenlava), bald eine außerordentlich zackig-zerrissene (spratzige), wie im Aufkochen und in die Höhe Spritzen erstarrt, bald kann sie lose block-

artig (Block- oder Schollenlava) sein, so daß der Lavastrom wie ein gewaltiger Haufen klein geschlagener Gesteinsstücke aussieht und endlich können Lavaströme aus zu mehlartigen Fragmenten zerfallenem Lavamateriale bestehen, ein eigentümlicher Zustand, in welchen manche Laven während der Erkaltung durch Dekrepitation übergehen (Heim).

Sehr verschieden ist auch die Zeitdauer, während deren sich ein Lavastrom überhaupt im Zustande der Fortbewegung befinden kann, und die in einzelnen Fällen mehrere Jahre übertrifft. Dahingegen sind Lavaströme sehr häufig bis 20, 30, ja 40 Jahre nach ihrem Ausbruche im Innern noch glühend oder zeigen wenigstens eine sehr bedeutende Wärme, während ihre Oberfläche längst die Temperatur der Atmosphäre angenommen hat und mit Flechten bewachsen sein mag. Es beruht dies einerseits darauf, daß die ausgestrahlte Wärme teilweise durch die bei der Kristallisation der erstarrenden Lava frei werdende Wärme ersetzt wird, anderseits auf der außerordentlich geringen Wärmeleitungsfähigkeit der erstarrten Lava, welche bereits die noch fließenden Lavaströme wie mit einem Panzer bedeckt, innerhalb dessen die Fortbewegung der glutflüssigen Masse stattfindet, und der sich in gleichem Schritte mit dem Fortschreiten des Stromes verlängert. Infolge dieses raschen Erstarrens der Außenfläche der Lavaströme bereiten sich diese gewissermaßen eine aus Schlackenstücken gepflasterte Bahn (einen Schlackensack), indem sich bei der wälzenden Vorwärtsbewegung des Stromes, wobei dessen unterer Teil langsamer vorwärts schreitet, als der obere, die Lavakruste des vorderen Stromendes auf den Boden legt, um so den eingeschlagenen Weg mit einer schlackigen Lavaschicht zu bedecken. Deshalb zeigt auch der Durchschnitt jedes Lavastromes (siehe Fig. 16) eine obere Schlackendecke und eine untere Schlackengrundlage, zwischen beiden die oft prismatisch abgesonderte, solide, steinartige Lava.

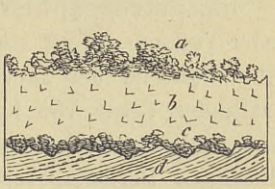


Fig. 16. Profil durch die Vesuvlava von 1872 zwischen San Sebastiano und Massa di Somma. *a* Schlackenkruste, *b* steinartige Lava mit viel Olivin, *c* Schlackengrundlage, *a* und *c* Schlackensack, *d* alte Somma-Tuffe. (*H. Crd.*)

Dieser Schlackenhülle wegen sind auch die Erscheinungen, welche sich ins Meer ergießende Laven bieten, nicht so furchtbar, wie man erwarten sollte, und daher ist es möglich, daß sich Lavaströme über Schneefelder ergießen, ohne diesen ihren Untergrund vollkommen wegzuschmelzen.

Schlackensäcke, wie die eben beschriebenen, bleiben zuweilen wie gewaltige, unregelmäßige, schlauchartige Höhlen erhalten, nachdem die noch flüssige Lava längst weitergeströmt und frischer Zufluß nicht erfolgt ist, meist aber bricht dann die obere Wölbung derselben zusammen, so daß oben offene Rinnen oder Schlackenkanäle entstehen (siehe Fig. 17). Die Quantität der Gesteinsmassen, welche durch Lavaströme der Erdoberfläche

zugeführt werden, ist zum Teil ganz enorm. Auf der Südseite des Atna ergoß sich im Jahre 1669 aus dem Doppelgipfel der Monti rossi ein ungeheurer Strom, dehnte sich in einer Breite von mehr als einer halben Meile aus, begrub und verbrannte vierzehn Städte und Dörfer und erlangte, nachdem er eine Strecke von 2 Meilen zurückgelegt, bei Catania als ein 12 m hoher, 500—600 m breiter Wall das Meer. Von den zwei Lavaströmen des Skaptar Jökul auf Island vom Jahre 1783 erreichte der eine 80, der andere 45 km Länge bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 m, die aber lokal bis zu 230 m anwächst. Auch der Mt. Loa auf Hawaii entsandte 1885 einen Lavastrom von 72 km Länge, 6—7 km Breite und bis 80 m Dicke. Der Lavaausfluß des Vesuvs, welcher 1891 begann, währte drei Jahre und produzierte nicht weniger als 36 Mill. cbm Lava und einen 163 m hohen Schlackenhügel im Atrio (Colle Umberto I.).

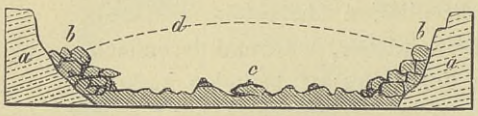


Fig. 17. Profil des Vesuvlavastromes von 1872 in dem Erosionstale des alten Somma-Abhanges oberhalb Massa di Somma.
a Sommatuffe, *b* 5—7 m in die Höhe ragende Lavaränder der Stromrinne, *c* Block- und Schlackenlava, *d* ursprüngliche Höhe des Lavastromes. (*H. Crd.*)

Die petrographische Beschaffenheit der Laven selbst benachbarter Vulkane ist oft eine durchaus verschiedenartige. So lieferten gleichzeitig während der Jahre 1865 und 1866 der Ätna solche von Feldspatbasalt, der Vesuv von Leuzitbasalt, die Vulkaninsel Santorin von Trachyt. Aber auch ein und derselbe Vulkan kann die Natur seiner Laven in verschiedenen Perioden seiner Eruptionstätigkeit wesentlich ändern. So folgten sich beim Stromboli Andesit, — Basalt, bei der Rocca Monfina Trachyt, — Leuzitphonolith, beim Monte Ferru auf Sardinien Trachyt, — Phonolith, — Leuzitbasalt, beim Krakatau Andesit, — Basalt, — Andesit.

b) Massige Vulkane.

Vulkanische Kuppen (Stau- oder Quellkuppen) und vulkanische Decken.

§ 18. **Charakter der massigen Vulkane.** Unter solchen versteht man glockenförmige Kegel, kuppenförmige Hügel, wallartige Rücken oder domförmige Piks, sowie Decken eruptiven Ursprungs, die einem einmaligen ununterbrochenen Ausbruche von gas- und dampfarmem Magma ihre einheitliche Entstehung verdanken. Infolgedessen besitzt das Gesteinsmaterial jedes derselben eine ziemlich gleichartige petrographische Beschaffenheit, es fehlt ihnen ein Krater und ihr ursprünglicher Eruptionskanal ist durch eine solide Gesteinsmasse vollkommen ausgefüllt und geschlossen. Hierher gehören die Liparit-, Trachyt-, Phonolith-, Basalt- und Andesit-Kegel,

-Kuppen und -Dome aller Vulkangegenden der Erde und somit auch Deutschlands und des nördlichen Böhmens. Als besonders charakteristisch und allgemein bekannt sind aus letzteren Gebieten beispielsweise zu nennen: unter den trachytischen Vulkankuppen diejenigen des Lohrberges, Drachenfels, Kühlsbrunnen im Siebengebirge; unter den phonolithischen der glockenförmige Milleschauer, der spitzkegelförmige Kletschenberg, die zackige Felskuppe des Boržen bei Bilin, sämtlich im nördlichen Böhmen, der Heldburger Schloßberg bei Koburg, die Milseburg in der Rhön, die Kegel des Hegau in Baden und der kleine, aber spitze Hartenfelser Kopf im Westerwalde; unter den Andesitkuppen die Wolkenburg und der Stenzelberg im Siebengebirge; unter den basaltischen Vulkankuppen die Hohe Acht, die Nürburg, der Hohe Kelberg in der Eifel, der schöne Kegel des Karpfenbühl bei Dettingen in der schwäbischen Alb, die Stoffelskuppe, die kuppenförmigen Kegel des Dolmar bei Meiningen, der Gleichberge bei Römhild, der blauen Kuppe bei Eschwege, des Löbauer Berges und des Schloßberges von Stolpen in Sachsen, der Landeskrone bei Görlitz u. v. a.

Bei manchen massigen Vulkanen ist die stielartige Ausfüllung ihres ursprünglichen Eruptionskanales sichtbar oder nachgewiesen, so z. B. diejenige der Basaltkuppen des Druidensteines bei Kirchen unweit Siegen, des Schloßberges von Stolpen (Fig. 18) und der sich nach unten

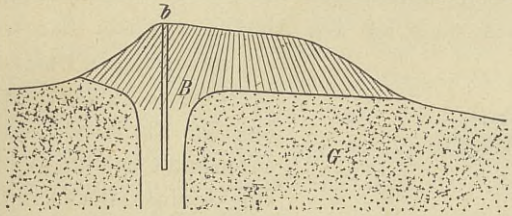


Fig. 18. Schloßberg von Stolpen i. S.
B = Basaltkuppe, 36 m hoch, auf Granit (*G*) aufgesetzt; — *b* = Schloßbrunnen, 81,3 m tief, im Basalt.

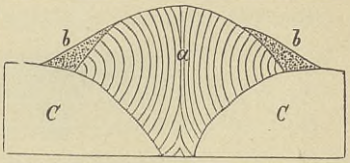


Fig. 19. Profil des Scheitsberges bei Remagen.
a prismatisch abgesonderter Basalt, *b* Basaltgrus und -haufwerk, *c* devonischer Tonschiefer.

trichterförmig zusammenziehenden Doleritkuppe der Pflasterkaute im Thüringer Walde; ferner des Annaberges in Oberschlesien, des Weilberges im Siebengebirge, des Scheitsberges bei Remagen (Fig. 19), des Perlenkopfes am Laacher See und des Meißners in Hessen.

Nicht selten hat sich das zu oberflächlichen Quellkuppen aufgetürmte eruptive Gesteinsmaterial an seinen Rändern strom- oder deckenartig über die nächste Umgebung ausgebreitet, so daß mit den Vulkankegeln lavastromähnliche Ergüsse verknüpft sind (Phonolithausbreitungen an der Milseburg in der Rhön, bei Brüx in Böhmen). Diese Erscheinung vermittelt zugleich den Übergang der typischen Quellkuppen zu der deckenartigen Modifikation derselben, d. h. zu den bis mehrere hundert Meter mäch-

tigen und sich über viele Quadratmeilen ausdehnenden, ziemlich horizontal ausgebreiteten und zum Teil zu gewaltigen Komplexen übereinander gelagerten Decken von vulkanischem Gesteinsmateriale. Dieselben stehen in engster genetischer Verknüpfung mit Tuffen und mit zahlreichen, den Untergrund durchsetzenden Stöcken und zuweilen meilenlangen Gängen, welche die ausgefüllten Eruptionskanäle oder -spalten vorstellen, aus denen sich die glutflüssigen Gesteinsmassen ergossen, in ihrer Nachbarschaft ausbreiteten und aufeinander türmten. Augenscheinlich war es demnach der Flüssigkeitsgrad und die Quantität des Eruptivmagmas, welche es bedingten, daß sich letzteres entweder zu einem Kegel aufstaute oder nach den Seiten ausweichend ausbreitete. In letzterem Falle kann die Menge des ergossenen Materiales und die Größe des von ihm bedeckten Flächenraumes enorme Dimensionen erreichen. So wird z. B. die ganze Kergueleninsel von einer großen Anzahl zusammen gegen 700 m mächtiger Basaltdecken aufgebaut; in Oregon nehmen solche von durchschnittlich 600 m Mächtigkeit einen Flächenraum von mehr als 250 000 qkm, in Südindien sogar von 500 000 qkm ein. In kleinerem Maßstabe wiederholt sich ähnliches auf den Faröer, vielen Inseln der Westküste Schottlands und auf Island. Das ein Areal von 40 □Meilen bedeckende Vogelsgebirge ist das bedeutendste derartige deutsche Vorkommen, unter denen übrigens die mächtigen Basaltdecken des Habichtswaldes und des Meißners besonders instruktiv sind. Auf dem Braunkohlen führenden Tertiärgebirge des Meißners (Fig. 20), welches rings an den Abhängen dieses Berges mit nur geringen Unterbrechungen zutage tritt und der Triasformation aufgelagert ist, hat sich eine mächtige Decke von Plagioklasbasalten und -doleriten ausgebreitet, deren z. T. gangförmige, z. T. stielförmige Eruptionskanäle durch den ausgedehnten dortigen Bergbau aufgeschlossen sind (Fig. 20, *b*). Im Kontakte mit diesen vulkanischen Gesteinsmassen ist die Braunkohle in Anthrazit, Stangen- und Glanzkohle umgewandelt worden (siehe unter Kontaktmetamorphose).

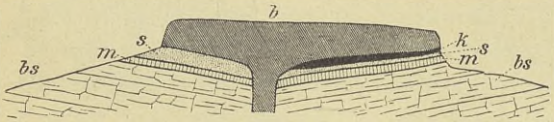


Fig. 20. Profil durch den westlichen Teil des Meißners. Nach *Uthemann*.
bs Buntsandstein, *m* Muschelkalk, *s* Sande und Letten des Tertiär, *k* Braunkohlenflöz, *b* Basalt nach oben in Dolerit übergehend.

Bei der Eruption der Quellkuppen wurde das glutflüssige Material zugleich in neugebildete oder bereits früher vorhandene Spalten gepreßt. Auf diese Weise ausgefüllt, wurden dieselben zu den Basalt-, Phonolith- und Trachytgängen, welche in der Umgebung von Basalt-, Phonolith- und Trachytkegeln das Nebengestein, oft radiär, zu durchschwärmen pflegen (z. B. in den vulkanischen Distrikten Nordböhmens und des Siebengebirges).

§ 19. **Struktur der massigen Vulkane.** Höchst charakteristisch für die kuppenförmigen, sowie für die deckenförmig ausgebreiteten vulkanischen Massenergüsse sind deren Strukturverhältnisse, welche aus der Zusammenziehung des erkaltenden Magmas resultierten, und infolge davon, daß diese Erkaltung von den Grenzflächen der Gesteinsmasse auszugehen pflegte, sehr oft in einem ganz bestimmten Zusammenhange mit deren Lagerungsform stehen. Die Volumenverringerung des erstarrenden Eruptivmagmas bedingte nämlich vorzüglich zweierlei Absonderungsformen, einerseits eine bank- oder plattenartige, anderseits eine prismatische oder säulenförmige (vgl. Tekton. Geologie unter Massige Gesteine). Sehr gewöhnlich wird nun die Anordnung dieser Platten und Säulen von dem Gesetze beherrscht, daß die Lage der ersteren der Gestaltung der Vulkankuppen oder der Oberfläche der Decken konform ist, während die Prismen rechtwinkelig zu deren Grenzflächen gestellt sind. In ersterem Falle werden die Vulkankegel in lauter tutenartig, zwiebelschalenartig oder glockenförmig übereinander liegende Schalen zerlegt, welche allseitig abfallen, auf dem Gipfel aber eine ziemlich flache Lagerung annehmen. Diese der äußeren Form entsprechende Struktur zeigt sich namentlich bei Phonolithkegeln, so besonders ausgezeichnet am Heldburger Schloßberge, am Hohentwiel und Hohenkrähen, am Milleschauer, am Teplitzer Schloßberge, sowie den Kuppen des Velay, tritt aber auch bei Andesitkegeln, z. B. dem Puy de Sarcouy in der Auvergne auf. Andere massige Vulkane sind zwar plattenförmig oder bankartig abgesondert, doch äußert sich in der Richtung der Kluftflächen keine bestimmte Gesetzmäßigkeit, vielmehr verlaufen sie bald horizontal, bald wellig, bald ganz ordnungslos, wie es bei vielen Trachyt-, Andesit- und Liparitkegeln der Euganeen, Zentralfrankreichs, der Ponza-Inseln und Islands der Fall ist. Stellt sich bei Quellkuppen prismatische Absonderung ein, so divergieren die Gesteinssäulen entweder büschelförmig nach außen, also vom Innern aus nach allen Punkten der Oberfläche, oder sie strahlen umgekehrt vom Gipfel nach der Basis des Berges aus. Allgemein verbreitet ist die prismatische Absonderung bei den vulkanischen Decken, wo die Säulen rechtwinkelig zur Oberfläche, also vertikal gestellt sind. Dies ist bei fast allen Basaltdecken, aber auch bei solchen von Andesit, Trachyt und Liparit der Fall. Dergleichen Strukturverhältnisse beweisen, daß die massigen Vulkane einer einzigen einheitlichen Masseneruption und einem Festwerdungsakte ihre Entstehung verdanken.

Eine dritte die Quellkuppen und Decken lokal beherrschende Absonderungsform ist die kugelige, die mit einer konzentrisch-schaligen in Verbindung stehen kann.

Ähnlich wie auf den Lavaströmen die Boccas (S. 40), so sind auch zuweilen mächtigen vulkanischen Decken durch gewaltsames Ausströmen

von Gasen und Dämpfen aus dem erkaltenden Ergußmagma bis über 100 m hohe sekundäre Ausbruchskegel aufgesetzt, so z. B. deren mehr als 300 dem Basaltplateau von Nordsyrien (Stübel). Anderseits haben sich hier und dort im Mittelpunkte alter Tuff-Ringwälle jüngere massige Quellkuppen aufgetürmt (z. B. Astroni bei Neapel, Santorin, Puy de Sarcouy in Zentralfrankreich). Sehr oft stehen jedoch auch Massenergüsse mit Ablagerungen von Tuff und vulkanischem Schutt in wechsellagerndem Verband, deren Auswurf der jedesmaligen Eruption von glutflüssigem Magma unmittelbar vorausging (siehe Fig. 21).

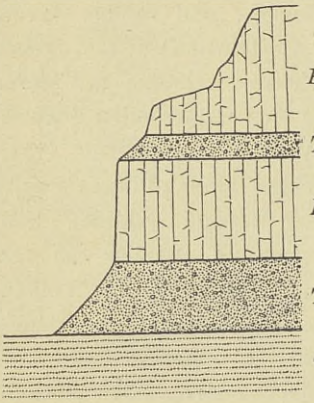


Fig. 21. Profil zweier Deckenergüsse von Nephelinbasalt (*B*) mit zwischengelagerten Basalttuffen (*T*). *o* = Oligozän. Schanzenberg am Gehänge des rechten Elbufers südlich von Außig. Nach *J. E. Hibsch*.

§ 20. **Die Ursache und der Ausgangsort der vulkanischen Eruptionen.** Die Ursache der vulkanischen Eruptionen, also des Empordringens von glutflüssigem Materiale aus der Erdtiefe hat man zunächst dadurch zu erklären versucht, daß infolge des fortdauernden Wärmeverlustes des Erdinnern durch Wärmeabgabe an die Erdrinde und von dieser an den Weltenraum eine wenn auch noch so geringe Kontraktion der Lithosphäre stattfindet. Der hierdurch auf das von letzterer umschlossene glutige Erdinnere ausgeübte Druck preßt, so nahm man an, Teile des glutflüssigen oder bei Druckverminderung durch Spaltenbildung glutflüssig werdenden Magmas dieses Zentralherdes in die Spalten und Schlöte der Erdrinde, auf welchen sie zur Erdoberfläche emporsteigen, wo sie sich zu Kuppen auftürmen, sich zu Decken ausbreiten oder in Strömen tieferen Punkten zufließen. Die weithin bemerkbaren und imposanten, die Gesteinseruptionen begleitenden oder einleitenden Phänomene (Erderzitterungen, Dampfpinien, explosiven Zerstäubungen, Aschenregen, Bombenauswürfe) hingegen sind trotz ihrer Großartigkeit sekundäre Erscheinungen, welche dadurch resultieren, daß Wasser von oben aus bis zu einer gewissen Tiefe in die Eruptionskanäle und in die mit diesen in Verbindung stehenden Spalten und Klüfte eindringt und hier in Berührung mit den emporsteigenden Laven zu jenen explosiven Ereignissen Veranlassung gibt. Als reinste und normalste Form vulkanischer Eruptionsgebilde sind deshalb die massigen Vulkankegel (Quellkuppen) und vulkanischen Decken zu betrachten, während die aus Tuffen, Aschen, Lapilli, Bomben und einzelnen Lavaströmen aufgebauten Stratovulkane ihre auffälligsten Eigenschaften, ihre Struktur und ihre ganze Bauart wesentlich der Mitwirkung des von oben her hinzutretenden Wassers verdanken.

Daher erklärt sich auch die Erscheinung, daß die Stratovulkane meist auf die Nähe des Meeres und zwar namentlich auf die großen, die marinen Senkungs- und Bruchfelder begleitenden Zerrüttungszonen und schwarmartigen Spaltenzüge beschränkt sind (s. S. 28), wo die Mündungsstrecken der in die Tiefe reichenden Kluftsysteme mit Meereswasser gespeist werden konnten, während die massigen Vulkane eine derartige Abhängigkeit nicht zeigen.

Die Eruptionen der Vulkane liefern aber nicht nur Wasserdampf und Chlorwasserstoff, die z. T. vom eindringenden Meereswasser herrühren können, sondern u. a. auch noch Schwefeldämpfe, schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Ammoniakgas, Stickstoff, namentlich aber ungeheure Mengen von Kohlensäure. Diese Stoffe können nicht aus den von oben in die Eruptionskanäle eintretenden vadosen Wassern stammen, entströmen vielmehr, ebenso wie ein Teil des Wasserdampfes, als Entgasung des glutigen Magmas dem Erdinnern selbst, in welchem sie seit Ballung und Kondensation des kosmischen Glutnebels zur glühend flüssigen Erdkugel absorbiert enthalten sind (Emanationstheorie). Das Innere der letzteren repräsentiert demnach noch heute ein Magma, welches von Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, Chlor, Schwefel und Kohlenstoff in erheblicher, und von Bor, Fluor, Selen, Arsen, Phosphor in geringerer Menge durchtränkt ist*).

Auf diesen von der Lithosphäre umspannten glutigen Erdkern selbst führte früher die Mehrzahl der Geologen die vulkanischen Eruptionen zurück. Auf Grund späterer Erwägungen hingegen glauben jetzt viele derselben von der direkten Mitwirkung eines solchen allgemeinen Zentralherdes bei der vulkanischen Tätigkeit absehen zu müssen und verlegen deren Ausgangspunkt in außerhalb des ersteren gelegene, selbständige und voneinander unabhängige lokale Magmaherde. Nach dieser Anschauung hat die Erdrinde bereits eine viel zu große Dicke erlangt, als daß durch sie eine Kommunikation des glutigen Inneren mit der Oberfläche der Erde stattzufinden vermöchte. Auch eine Vermittlung derselben durch Spalten sei ausgeschlossen, da letztere von der starren Rinde aus keinesfalls durch die deren Unterlage bildende zähplastische Magmaschicht hindurchsetzen und bis zu ausbruchsfähigen Regionen hinabreichen könnten. Schon wiederholt ist deshalb der Versuch gemacht worden, den Sitz der vulkanischen Tätigkeit in isolierte Magmaherde zu verlegen, die man als von der sich verfestigenden Erdrinde rings umschlossene Glutnester innerhalb der Erstarrungskruste selbst suchte.

*) E. Reyer, Physik der Eruptionen usw. Wien 1877. — G. Tschermak, Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien 1877. Märzheft. — A. Streng, Tscherm. min. und petrogr. Mitteil. 1878. S. 40. — W. Siemens, Monatsber. d. Berlin. Akad. d. Wiss. 1878. Sept. und Okt.

Ganz neuen Wegen folgte A. Stübel*). Er beansprucht für die Zeit nach Bildung der ersten, noch dünnen Kruste eine langdauernde Periode, in welcher zuerst an zahllosen Stellen, bei allmählicher Verdickung der Rinde aus immer wenigeren Eruptionsschächten gewaltige Ergießungen von glutflüssigem Magma erfolgten, welche sich aufeinander lagerten und schließlich die Erstarrungskruste mit einem mächtigen System von schalig angeordneten Gesteinsbänken, einer Panzerdecke, umgaben. Von nun an fanden Ausbrüche aus der Erdkernmasse nicht mehr statt, weil die eruptive Kraft des Magmas den Widerstand der durch Tiefenzuwachs immer mächtiger werdenden und zugleich auf ihrer Außenseite durch die Panzerdecke verdickten Erstarrungskruste nicht mehr zu überwinden vermochte. Innerhalb der einzelnen, langsam erstarrenden Glieder dieser Panzerdecke und zwischen denselben erhalten sich nach Stübel infolge ungleichmäßiger Erkaltung zahlreiche Nester von glutflüssigem Magma, welche die Tätigkeit des Zentralherdes genau nachahmen und von da an zu den Herden der vulkanischen Erscheinungen auf der jeweiligen Erdoberfläche werden. Zunächst erstarren die kleineren dieser Herde, die größeren verkleinern sich, beide unter Eruption der durch den Erkaltungsprozeß ausgepreßten Magmamassen, die sich von neuem deckenartig ausbreiten und wiederum zu vulkanischen Herden werden konnten. Auf diese Weise rücken die letzteren mit in gleichem Schritte verminderter Ausbruchsfähigkeit immer höher. Schließlich werden dieselben auf ein Minimum reduziert, die Zahl der Ergußstellen wird eine immer beschränktere, die Mitwirkung des von oben zudringenden (vadosen) Wassers bei den Eruptionserscheinungen kommt mehr zur Geltung, die Aufschüttung von Stratovulkanbergen waltet gegenüber den Massenergüssen bei weitem vor. Die Ausgangspunkte der jetzigen vulkanischen Tätigkeit liegen somit in von Erstarrungsgesteinen rings umschlossenen, lokal ziemlich dicht gruppierten peripherischen Magmaherden von wechselnder Größe, von verschiedenen Altersstufen und Tiefenlagen.

Was nun die Ursache der Eruptionen dieser Herde betrifft, wie sie sich in den vulkanischen Erscheinungen offenbart, so beruht diese nach Stübels Theorie auf dem Wesen des sich in den Magmanestern vollziehenden Erstarrungsprozesses, indem in dessen Verlaufe, ähnlich wie bei dem des Wassers, eine Expansionsphase, eine Phase der molekularen Volumenvergrößerung eintreten soll, eine Ansicht, die freilich vielfach, zunächst von Doelter und Barus, Widerspruch erfahren hat. Diese Schwellung des erstarrenden Magmas und die mit ihr verbundene Kraftäußerung sei es, welche einen gewissen Teil des noch glutflüssigen Magmas zum Ausweichen

*) A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897. S. 351—398. — Ders. Über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Berlin 1901. — Ders. Über genet. Verschiedenheiten vulkan. Berge. Leipzig 1903.

und zur Eruption auf einem gewaltsam gebahnten Ausbruchskanal zwinge. Ist durch die einmalige Ausstoßung des Überschusses der zur Erstarrung der gesamten Herdmasse erforderliche Raum geschaffen und dadurch deren Eruptionsfähigkeit erschöpft, so resultiert ein monogener, nach seiner Erzeugung erloschener Vulkan. Erwacht dahingegen nach längerer Ruhe infolge erneuten Raummangels die vulkanische Tätigkeit des Herdes von neuem und macht sich einen Kommunikationsschacht gangbar, so beginnt eine zweite Eruptionsphase, die sich mit Unterbrechungen über lange Zeiträume erstrecken kann und Vulkanbauten vom Somma-Vesuv-Typus produziert.

So sei denn jede Vulkangruppe, ja die Mehrzahl der Einzelvulkane auf je einen solchen Separatherd zurückzuführen und diene dazu, eine ganz bestimmte, der Erstarrung des Restes im Wege stehende Magmamenge auszustoßen. Ist dieser einmalige oder intermittierende Prozeß durch schließliche gänzliche Erstarrung des Herdmagmas beendet, so hören die Eruptionen auf. Welche Struktur aber die aus letzteren hervorgehenden Vulkane erhalten, ob sie zu Aufschüttungskegeln, also Stratovulkanen, oder zu massigen Kuppen und Decken, oder zu Kombinationen beider Typen werden, das wird nach wie vor von der Menge der sich an der Eruption beteiligenden Gase und Dämpfe und von dem Maße abhängen, in welchem Tagewasser Zutritt zu den Eruptionskanälen gefunden haben.

Also nicht der Druck der sich kontrahierenden Erdkruste auf den glutigen Erdkern bewirkt die vulkanischen Erscheinungen, sondern es ist nach Stübel das gasreiche Magma der rings von starrem Gestein umgebenen, oberhalb der ursprünglichen Erstarrungsrinde liegenden Glutreste selbst, welches durch seine Erstarrung zur Ursache und Trägerin der vulkanischen Kraft wird.

Diese Beschränkung des Ausgangsortes der vulkanischen Tätigkeit der Jetztzeit auf lokalisierte peripherische Herde macht in der Tat eine Reihe von Erscheinungen verständlich, deren Ableitung von einem allgemeinen Zentralherde fast unüberwindlichen Schwierigkeiten begegnet. So erklärt sich die Ursächlichkeit der vulkanischen Eruptionen überhaupt, sowie deren Wiederaufleben nach z. T. sehr langen Ruhepausen aus dem Verlaufe des mit einer Expansionsphase verbundenen Erstarrungsprozesses im Magmaherde, — das z. T. sehr rasche Erlöschen von Vulkanen durch den Abschluß dieses Vorganges, — die zeitliche Unabhängigkeit der Eruption selbst benachbarter Vulkane, ebenso aber auch die Verschiedenheit deren Eruptionsprodukte aus ihrer Zugehörigkeit zu gesonderten Herden, — umgekehrt die gruppenweise Vereinigung einer Familie von Vulkanen mit gleichartigen Laven (deren Gauverwandtschaft) durch ihre Zugehörigkeit zu einem gemeinsamen Magmaherd*), die Koinzidenz zwischen Eintritt einer neuen

*) Siehe jedoch A. Bergeat. Mitt. d. Geogr. Ges. München III. 1908. S. 2.

Eruptionsperiode mit dem petrographischen Wechsel der ausgestoßenen Laven durch eine im Laufe des Erstarrungsprozesses bewirkte Seigerung (Spaltung) des Herdmagmas, — die örtliche Verschiedenheit der geothermischen Tiefenstufe (S. 9) durch die unregelmäßige Verteilung und Tiefenlage der Vulkanherde.

Auch in dem immerhin noch zweifelhaften Falle, daß der Ausgangspunkt der vulkanischen Eruptionen aus dem glutigen Erdinneren in Residua desselben innerhalb seiner Erstarrungskruste oder gar in deren Panzerdecke verlegt werden müßte, so würden doch die vulkanischen Erscheinungen ihre Zugehörigkeit zur Gruppe der endogenen Vorgänge nicht einbüßen, ihr kausaler Zusammenhang mit der ursprünglichen Glutflüssigkeit unseres Erdballes bleibt unberührt, nur ist derselbe aus einem unmittelbaren zu einem mittelbaren geworden.

2. Heiße Quellen (Thermen).

Die aus der Erdtiefe aufsteigenden heißen Quellen sind entweder juvenilen oder vadosen Ursprungs*). Die juvenilen Wasser haben sich zunächst in Dampfform durch Entgasung des sich abkühlenden Magmas des Erdinnern neu gebildet und treten nach erfolgter Kondensation, oft reich an gelösten magmatischen Bestandteilen, in Gestalt von Thermen an die Erdoberfläche. Vadose Quellen hingegen gehen aus dem Eindringen von Tagewassern in die Lithosphäre hervor und müssen dabei eine um so höhere Temperatur annehmen, in je tiefere Regionen sie gelangen. Da diese Wärmezunahme auf durchschnittlich je 33 m einen Grad Celsius beträgt, so muß demnach im allgemeinen solchen Quellen, welche ihren Zufluß aus einer Tiefe von mehr als 3300 m erhalten, Siedehitze innewohnen. Jedenfalls steigen deshalb auch manche vadose Wasser als warme und heiße Quellen zu Tage. Anderseits können juvenile Wasser bei ihrem Empordringen von ihrer ursprünglichen Temperatur einbüßen, sich auch mit Tagewassern mischen, so daß Temperaturunterschiede keine trennenden Kriterien für beide Quellarten bieten.

Von den bekannteren Thermen Mitteleuropas besitzt die Höllenquelle in Baden-Baden 86, die Schwertbadquelle in Burtscheid 76, der Sprudel in Karlsbad 75, der Kochbrunnen in Wiesbaden 68, die Kaiserquelle in Aachen 55, die Badequelle in Ems 50, Teplitz 37, Gastein 48, der Sprudel in Nauheim 37, der Hohenzollern-Brunnen bei Hönningen a. Rh. 31, der Soolsprudel von Soden 29° C.

Da heiße Wasser eine größere Lösungsfähigkeit besitzen als kalte, so beschweren sich die meisten auch der vadosen heißen Quellen durch Auslaugung

*) E. Sueß. Verh. d. 74. Vers. d. Ges. Deut. Naturf. u. Ärzte. Karlsbad 1902.

ihres Nebengesteines mit mineralischen Substanzen und sind dann zugleich Mineralquellen, welche sich nicht selten ihrer Last beim Erreichen der Erdoberfläche entledigen. Die gewöhnlichsten ihrer Bestandteile sind Karbonate, Sulfate oder Chlorverbindungen von Calcium, Magnesium oder Natrium, sowie Kieselsäure und Eisenoxydul, von welchen sich namentlich kohlensaure Kalkerde, Kieselsäure und Eisenoxydhydrat am Austrittspunkte der heißen Quellen ausscheiden und zu oft ziemlich mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen Veranlassung geben. Die Bildung von Kieselsinter geht am großartigsten an den juvenilen Thermen Islands, Neu-Seelands und des Yellowstone-Nationalparkes in Nordamerika oft unter Mitwirkung von Fadenalgen vor sich. Infolge der Verdunstung des heißen Quellwassers bleibt die bis dahin in kohlensauren Alkalien und als Hydrat gelöste Kieselsäure als Kieselsinter zurück und bildet um die Quellen herum Rinden und Stalaktiten, aus welchen sich bald flachere oder steilere Kegel, sowie von phantastischen Sintergebilden ausgekleidete Becken, bald vielgestaltige und weitausgedehnte, oft terrassenförmige Decken aufbauen. Viel rascher als dergleichen Kieselabsätze gehen die Niederschläge von kohlensaurem Kalk und Eisenoxydhydrat aus kalk- und eisenkarbonathaltigen heißen Quellen vor sich, wie z. B. die Ablagerungen von Sprudelstein und Pisolith aus den Karlsbader Thermen und die schnellen Inkrustationen der in diese Quellen gelegten Gegenstände beweisen*). Hochstetter hat berechnet, daß der dortige Sprudel täglich 1440, jährlich über eine halbe Million Kilogramm Kalksinter (Sprudelstein) zu liefern vermag. Das Karlsbader Wasser enthält außer kohlensaurem Kalk unter anderen auch etwas Fluorcalcium, und zwar einen Teil in 300 000 Teilen Wasser aufgelöst; diese anscheinend verschwindend kleine Menge summiert sich im Laufe eines Jahres zu etwa 12 500 kg, welche in gelöstem Zustande an die Erdoberfläche geschafft werden. Außerdem fördern die Karlsbader heißen Quellen jährlich fast 1 400 000 kg kohlensaures Natron und etwa $2^1/_2$ Mill. kg Glaubersalz, endlich neben sehr bedeutenden Mengen von kohlensaurem Kalk auch solche von Kochsalz zutage. Die heiße Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Kroatien liefert jeden Tag 77 000 Eimer Wasser von 56° C., und dieses enthält an festen Bestandteilen, nämlich Schwefel, Kali, Natron, Eisenoxyde, Kalk-, Talk-, Ton- und Kieselerde soviel, daß sie seit Beginn der christlichen Zeitrechnung bereits gegen 4000 Mill. kg dieser Mineralsubstanzen der Erdoberfläche zugeführt hat, welche einen Würfel von über 140 m Seitenlänge bilden würden.

Ganz besonderes Interesse erregen die intermittierenden heißen Springquellen oder **Geysirs,** aus welchen in mehr oder weniger regelmäßigen Zeitzwischenräumen Eruptionen von juvenilem Wasser und Dampf

*) J. Knett, Festschr. z. 74. Vers. d. Deut. Naturf. u. Ärzte. Prag 1902.

stattfinden*). Die am längsten gekannte derselben ist der Geysir auf Island. Er liegt nordwestlich von der höchsten Spitze der Hekla inmitten einer Ebene am Fuße des Barnafell. Durch allmählichen Absatz der in seinem Wasser aufgelösten Kieselsäure hat sich derselbe rings um seine Ausmündung einen flachen Kegel von 4 m Höhe und gegen 40 m Durchmesser aufgebaut, in dessen Gipfel ein seichtes Becken von 1,3 m Tiefe und 16—20 m Durchmesser eingesenkt ist. An der tiefsten Stelle des letzteren mündet ein 5 m weiter zylindrischer Kanal, dessen Wände aus Kieselsinter bestehen und wie poliert erscheinen. Das Wasser, welches das Becken anfüllt, ist gewöhnlich ruhig und zeigt 76 bis 89° C., während es innerhalb des Kanales nach unten zu an Wärme zunimmt In 32 m Tiefe besitzt es über 130° C., würde also an dieser Stelle sieden und sich in Dampf verwandeln, wenn es nicht durch den Druck der auf ihm lastenden Wassersäule daran verhindert würde. Allein von Zeit zu Zeit, früher regelmäßig alle 24 bis 30 Stunden, tritt eine äußerst heftige und großartige Wassereruption ein, welcher mehrere kleinere Eruptionen vorausgehen. Sie beginnen mit starkem unterirdischem Donner und Erschütterungen des Bodens, worauf das Wasser bis zum Rande des Beckens ansteigt, aufkocht und hoch emporwallt, bis endlich eine mächtige Wassersäule in kurzen explosionsartigen Stößen und von Dampfwolken eingehüllt, pfeilschnell bis zu mehr als 30 m Höhe emporschießt, um nach einigen Minuten zurückzusinken. Die Ursache dieser Geysireruptionen ist nach Bunsen**) darin zu suchen, daß das Wasser am Boden der Röhre unter dem Drucke der auf ihm lastenden Wassersäule auf über 100° C. erhitzt werden kann, während sich dasselbe an ihrer Mündung bedeutend abkühlt. Sobald nun das in der Tiefe des Kanales befindliche Wasser durch allmähliche Steigerung seiner Temperatur von seiten fortwährend neu hinzuströmender überhitzter Wasser den der Druckhöhe entsprechenden Siedegrad erreicht hat, wird sich dasselbe in Dampf verwandeln. Dieser wirft das über dem Explosionspunkte befindliche Wasser der Röhre mit großer Vehemenz in die Luft, wobei es sich z. T. in Dampf verwandelt. Die allmähliche Überhitzung der tieferen Schichten des sich in dem Geysirkanale wieder ansammelnden Wassers beginnt nun von neuem, bis Dampfexplosionen auch diese Wassermassen in ein höheres Niveau des Kanales treiben, wodurch sich die Eruptionserscheinungen wiederholen.

Auf Nord-Neu-Seeland sind in einem einzigen und zwar kleineren der dortigen Quellengebiete, dem bei Tokanu, auf dem Raume von 2 englischen Quadratmeilen über 500 Dampf- und heiße Quellen, gewaltige Spru-

*) Holmes a. Peale, Yellowstone National Park. XII. Ann. Rep. Geol. Survey of the Territ. Washington 1883. Mit bis dahin vollständ. Zusammenstellung der Thermen-Literatur.

**) Annal. d. Chemie u. Pharmac. 1847. LXII. S. 24 u. Poggend. Annal. 1847. S. 159.

del, mit kochendem Wasser gefüllte Kessel, Kieselsinterkratere, welche sich periodisch füllen und leeren, tätig. Ferner sind im Tale des Waikato zahlreiche kontinuierliche und intermittierende Spring- und Dampfquellen konzentriert. Ein drittes Thermengebiet, dasjenige des Rotomahana, wurde durch den gewaltsamen Ausbruch des Tarawera im Jahre 1886

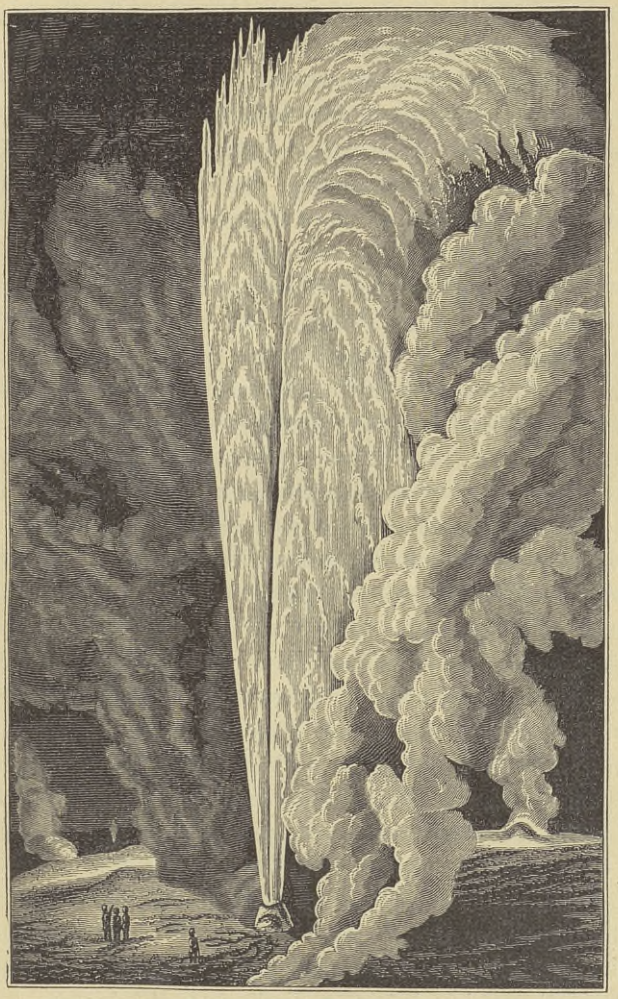


Fig. 22. Der Beehive Geysir in Tätigkeit. Nach *Holmes*. Höhe des Wasserstrahles gegen 70 m. (Siehe S. 54.)

(s. S. 34) zerstört. Die imposanteste der dortigen intermittierenden Springquellen war die Tetarata. Hochstetter beschreibt sie wie folgt: Ihr Quellbassin ist 26 m lang, 20 m breit und bis an den Rand mit klarem, in der Mitte fortwährend mehrere Fuß hoch aufwallendem Wasser gefüllt, das in dem schneeweiß übersinterten Becken herrlich blau erscheint. Ungeheure

Dampfwolken, die das Blau reflektieren, wirbeln auf. Am Abhange des Hügels, über welchen der Quellabfluß stattfindet, haben sich weiße, marmorartige Terrassen von Kieselsinter gebildet, einem plötzlich erstarrten, von Stufe zu Stufe sich stürzenden Wasserfalle vergleichbar. Jede dieser Terrassen hat einen kleinen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche kleinere Wasserbecken vom schönsten Blau einschließt. Zuweilen und unvermutet wird die ganze Wassermasse des Hauptbassins ausgeworfen, das 10 m tiefe Becken erscheint dann leer, füllt sich aber rasch wieder.

Das großartigste aber aller Thermalgebiete ist der Nationalpark am Yellowstone in den Rocky Mountains. Dieses von Bergketten umrahmte Plateau von durchschnittlich 2400 m Meereshöhe besteht aus einem bis 600 m mächtigen Massenergusse von Quarztrachyt, dem sich an fast unzähligen Stellen kochende Quellen und Dampfstrahlen entringen. Man kennt dort etwa 4000 heiße Quellen, darunter 84 Geysirs, und schätzt die Zahl der Fumarolen, zischenden Dampfstrahlen und brodelnden grellfarbigen Schlammsprudel auf ebenfalls 4000. Die sämtlichen Thermalwasser dieses Plateaus enthalten Kieselsäure in Lösung, welche sich beim Verdampfen der ersteren, namentlich aber unter Mitwirkung von Algen, die selbst noch bei Temperaturen von 85° C. vegetieren, als Kieselsinter (Geyserit) abscheidet und allmählich steile Kegel und flache Kuppeln mit Quellröhren oder Kraterkesseln sowie wasserfallartige Terrassen und weite Sinterflächen in wechselvollster Mannigfaltigkeit aufgebaut hat. Nur eine einzige Gruppe von Thermen, die Mammutquellen, welche in der Tiefe kretazëische Kalksteine durchsetzen, enthalten kohlensauren Kalk in Lösung und haben diesen als einen weißen, gletscherähnlichen Travertinzug von 1,50 km Länge und 60 bis 80 m Dicke, den White Mountain, abgesetzt, auf dessen einzelnen Terrassen kreisrunde Wasserbecken kochen, deren Abflüsse an den Terrassenrändern eiszapfen- oder fransenartige Stalaktiten erzeugen. — Von den 84 Geysirs des Nationalparkes sprang z. B. der Old Faithfull alle 65 Minuten 50 m hoch, — der Beehive (Fig. 22) alle 8 Stunden gegen 70 m hoch, — der Giant alle 6 Tage 85 m hoch, — der Riverside alle 8 Stunden 35 m hoch, — der Castle Geysir alle 30 Stunden 50 m hoch, — der Minute Man jede Minute 10 bis 15 m hoch. Die Regelmäßigkeit der dortigen Geysireruptionen hat jedoch neuerdings nachgelassen.

3. Einbrüche der Lithosphäre.

§ 1. **Deren Ursächlichkeit.** Der dem Entwicklungsprozesse unserer Erde zu Grunde liegende Vorgang ist deren Abkühlung und in ihrer Begleitschaft deren Zusammenziehung. Infolge der letzteren treten in der Erdrinde Spannungen ein, die sich schließlich durch Berstungen auslösen.

Die hiernach durch Schwärme von Spaltrissen voneinander abgetrennten größeren oder kleineren Schollen werden den Drang haben, der sich kontrahierenden Erdtiefe zu folgen, also ihr nachzusinken, hindern sich aber gegenseitig so lange hieran, bis einzelne von ihnen infolge des herrschenden gewaltigen Seitendruckes durch örtliche Aufwölbung von Falten oder durch randliche Aufstauung und Fältelung eine Verminderung ihrer Ausdehnung erfahren haben. Hierdurch wird Raum gewonnen zum Absinken einzelner der Schollen, also zu Einbrüchen der Lithosphäre. Gleichzeitig müssen unter dem hydrostatischen Drucke dieser nach unten rückenden Rindenstücke andere eine Aufpressung in ein höheres Niveau erleiden.

Einbrüche der Lithosphäre können entweder weit ausgedehnte Flächen umfassen (ozeanische Bruchfelder), oder sich auf räumlich viel enger begrenzte Areale beschränken (einseitige Brüche, Graben- und Kesselbrüche). Die im Zusammenhange mit solchen gewaltsamen Vorgängen gelockerten Randzonen der angrenzenden stabil gebliebenen oder gehobenen Schollen sind es, welche zu den hauptsächlichen Ausgangspunkten vulkanischer Eruptionen und seismischer Erscheinungen werden (s. S. 26).

§ 2. **Ozeanische Bruchfelder und Kontinentalblöcke.** Der bei weitem größte Teil der Lithosphäre ist auf Bruchzonen in die Tiefe gesunken. Die hierdurch erzeugten Hohlformen nahmen die Wasser auf und wurden zum Ozean, die stehen gebliebenen oder emporgepreßten, den Meeresspiegel durchragenden Schollen bilden die Kontinente oder, wo sie gegenüber diesen nur minimalen Flächeninhalt besitzen, die Kontinentalinseln.

Die ozeanischen Bruchfelder haben sich zu einer zusammenhängenden abyssischen Region aneinander geschlossen. Die sie bis zu einer gewissen Höhe ausfüllenden Wasser bilden deshalb einen einheitlichen Ozean, der nur durch die kontinentalen Emporragungen durchbrochen und gegliedert wird. In der jetztzeitlichen Verteilung von Meer und Festland übertrifft die Ausdehnung des ersteren diejenige des letzteren um mehr als das zwei und einhalbfache, indem sich ihre Flächen verhalten wie 2,54 zu 1.

Die Oberflächengestaltung des Tiefseegrundes ist im Vergleiche mit den Kontinentalflächen im allgemeinen eine einförmige, ebene oder flach wellige, hebt und senkt sich in meist sanften Terrassen, wird aber vielfach auch von recht steilen Bodenschwellen oder rinnen- und beckenförmigen Einsenkungen, lokal auch von horstartigen Aufragungen unterbrochen, deren höchste und steilste Partien den Meeresspiegel als Inseln durchstoßen.

Die mittlere Höhe, bis zu welcher diese ozeanischen Einbrüche vom Meere erfüllt sind, beträgt nach H. Wagner 3500 m, nach A. Penck 3650 m, doch steigt die Höhe der Wasser dort, wo der Meeresboden grabenartig zu seinen größten Tiefen einschießt, bis zu 8000, ja über 9000 m, so z. B. östlich von den Kurilen, bis zu 8515 m, in der Tonga-Rinne im

südpazifischen Ozeane bis zu 9427 m und bei Guam, einer der Ladronen, bis zu 9636 m.

Über die ozeanischen Senkungsfelder steigen die Kontinentalblöcke mit verhältnismäßig steiler Böschung empor und überragen den Meeresspiegel mit einer mittleren Höhe von 700 bis 735 m, so daß ihr Abbruch zum ozeanischen Grund durchschnittlich 4300 m betragen würde. Im Gegensatze zum Meeresgrunde ist ihre Oberfläche reich gegliedert und mit Gebirgen besetzt, deren jüngste und deshalb auch noch höchste in ihrem Verlaufe einer gewissen Abhängigkeit von den Abbruchzonen der Kontinente unterliegen können. In den Gipfeln dieser Gebirgszüge erreicht das Festland seine bedeutendsten Höhen von 6800 bis 8800 m und zwar im Gaurisankar deren Maximum, nämlich 8840 m über dem Meerespiegel.

Um eine Vorstellung von der Konfiguration der eigentlichen Erdoberfläche zu bekommen, muß man sich dieselbe ganz ohne Wasser denken, dann würden sich die Kontinente als steil geböschte Plateaus inmitten des fast dreimal so weit ausgedehnten Tieflandes im Durchschnitte 4300 m hoch emporheben. Vom niedrigsten Punkte dieses letzteren, des Meeresgrundes, bis zu dem Kontinentalplateau würde man fast 10 km Vertikalhöhe, und von diesem bis zu den ihm aufgesetzten höchsten Gebirgsgipfeln von neuem 8—9 km zu steigen haben, — Höhenunterschiede, die im Vergleiche mit einem Erddurchmesser von etwa 12755 km fast verschwinden.

Von dieser Vertikalgliederung der Lithosphäre in ozeanische (abyssische) Tiefen und kontinentale Blöcke gibt jedoch die oberflächliche Verteilung von Wasser und Land, also die vom Meeresspiegel markierte Grenzlinie zwischen beiden letzteren, kein wahres Bild, vielmehr greift der Ozean aus seinen tiefen Steilbecken mehr oder weniger weit, bisweilen in tiefen Buchten auf die sich bis zum pelagischen Absturz sanft absenkenden Ränder der Kontinentalblöcke über. Aus dieser Flachsee ragen dann nur noch die Erhebungen des submarinen Kontinentalstreifens als Gestade-Inseln hervor.

§ 3. **Brüche der Kontinentalschollen.** Auch das Innere und die Ränder der Kontinente werden von Spalten durchsetzt, auf denen Absenkungen größerer oder kleinerer, sehr verschieden gestalteter Schollen stattgefunden haben. Ist es nur eine Einzelspalte, welche den Zusammenhang der Kontinentalfläche unterbricht, und sinkt auf ihr ein Flügel der letzteren in die Tiefe, so entstehen einseitige Abbrüche. Bei parallelem Verlaufe mehrerer Bruchspalten wird entweder ein zwischenliegender schmaler Streifen zu einem Grabenbruche absinken, oder als Horst stehen bleiben, wenn die seitlichen Streifen in die Tiefe brechen. Noch andere Klüfte haben bogenförmigen Verlauf und können sich ungefähr konzentrisch anordnen, so daß unregelmäßig gekrümmte Streifen oder deren polygonale Teilstücke staffelförmig zum Einbruch gelangen (Kesselbrüche). Areale,

in denen sich derartige Absenkungen auf Spalten mosaikartig häufen, nennt man Bruchgebiete, die innerhalb der letzteren stehen gebliebenen Emporragungen Horst- oder Schollengebirge.

Unter den einseitigen Abbrüchen gelangen auf dem Festlande besonders diejenigen zum topographischen Ausdrucke, welche den Innenrand der Faltengebirge unvermittelt abschneiden. So brechen die Alpen im Süden zur piemontesisch-lombardischen Ebene ab, das Erzgebirge zum nordböhmischen Tieflande, die Karpathen zu ihrem ungarischen Vorlande.

Als charakteristisches Beispiel eines Grabenbruches kann das Rheintal zwischen Mainz und Basel gelten (Fig. 30). Dasselbe stellt einen streifenförmigen Einbruch auf dem Scheitel eines flachen Gewölbes dar, welches sich aus kristallinen Gesteinen, dem Rotliegenden, der Trias und dem Jura aufbaute. Die während der Tertiärzeit staffelförmig eingesunkene Zentralzone dieser Wölbung wird beiderseits von den stehen gebliebenen, aber später durch Denudation wesentlich erniedrigten Flügeln der letzteren, rechts von dem Schwarzwald und Odenwald, links von den Vogesen und der Hardt überhöht.

Ähnliche, aber viel großartigere Einbrüche jungtertiären Alters stellen die afrikanischen Gräben vor. Der nordwestliche Zweig derselben, der Zentralafrikanische Graben, erstreckt sich vom Nyassa See aus über den Tanganjika- und Albert-See, während der Große Ostafrikanische Graben im Süden den Njassa-See beherbergt, von hier aus mehr oder weniger scharf ausgeprägt zuerst in nördlicher, dann nordöstlicher Richtung fortsetzt, darauf zunächst das Rote Meer, weiterhin das Tote Meer aufnimmt, dann dem Jordangesenke folgt, um sich erst im Libanon zu zerschlagen.

Dem Vollzug von ganz jugendlichen, nämlich diluvialen Kesselbrüchen verdankt z. B. das Mittelländische Meer seinen gegenwärtigen Umfang. Zunächst wurde das Gebiet des Ägäischen Meeres von einem Netzwerke von Bruchflächen durchzogen, auf denen die ganze Landmasse zwischen Kreta, den Cycladen, Kleinasien und Morea in die Tiefe gesunken ist. Auch weiter im Osten und Westen brachen verhältnismäßig breite Küstenstriche des bis dahin nur schmalen Mittelländischen Meeres stellenweise bis zu mehr als 3000 m Tiefe ab und schufen dessen und seiner Nebenmeere jetzige Umrisse. Rhodus, Kreta, die dalmatinischen Inseln, Malta, Sizilien, Sardinien und Korsika sind innerhalb dieser jetzt vom Mittelländischen Meere eingenommenen Bruchfelder horstartig stehen gebliebene Schollen.

4. Säkulare Hebungen und Senkungen des Bodens.

§ 1. **Säkulare Hebungen und Senkungen in der Neuzeit. Anhaltspunkte für Konstatierung derselben.** Säkulare, also außerordent-

lich langsame, in kürzeren Zeiträumen kaum nachweisbare Niveauveränderungen einzelner Schollen der Erdkruste können sich als Hebungen oder als Senkungen geltend machen. Infolge der Allgemeinheit und Langsamkeit dieser Schwankungen, aus Mangel an einem an der Bewegung des Festlandes unbeteiligten Beobachtungspunkte gehen jedoch diese Oszillationen an dem Bewohner des Binnenlandes unvermerkt vorüber und würden überhaupt schwer nachweisbar sein, wenn nicht der Meeresspiegel einen Vergleichshorizont abgäbe, an welchem sich die Hebungen und Senkungen der Kontinente und Inseln durch Strandverschiebungen wahrnehmbar machen und messen lassen. Felsriffe und Sandbänke, welche früher von Wasser bedeckt waren, steigen empor, Küstenstriche wachsen an Breite in der Richtung nach dem Meere zu, einstige Hafenplätze werden landeinwärts geschoben, flache Meeresarme vollständig unfahrbar gemacht, Meeresbuchten zu Strandseen umgewandelt, Korallen- und Austernbänke trocken gelegt, Deltas tauchen aus den Flußmündungen hervor. Andere Ufer und mit ihnen Hochwälder und menschliche Bauten sinken allmählich unter den Spiegel des benachbarten Ozeanes, bis sich die Wasser über ihnen schließen.

Solche Hebungen und Senkungen äußern sich der Natur der Sache nach, ebenso wie dies bei Ebbe und Flut der Fall ist, am auffälligsten an flachen Ufern und würden an steilen, felsigen Gestaden spurlos vorübergehen, wenn das Meer nicht unverkennbare Merkzeichen überall da zurückließe, wo es einst gegen die Ufer gebrandet hat. Durch den Anprall der Wogen hat es die Felswände angeschnitten und unterwaschen und die Klippen glatt geleckt (Strandlinien), es hat Haufwerke von runden Kieseln, Sand und Ton aufgetürmt und Muschel- und Korallenbruchstücke, sowie Seetange zusammengeschwemmt (Strandterrassen), kurz jene eigentümlichen Strandbildungen, welche den Ozean wie ein Saum umgürten, erzeugt. Hebt sich der Kontinent, so entzieht er diese Strandlinien und Strandterrassen dem Bereiche des Meeres, rückt sie landeinwärts und versetzt sie in die Höhe von Hunderten von Metern. Bei jeder Unterbrechung dieses Hebungsvorganges wirft das Meer neue Strandbildungen auf, um dieselben eine nach der anderen einem gleichen Schicksale anheimfallen zu sehen. Anscheinend horizontal umsäumen sie dann die Abhänge der steilen Meeresküsten. Eine ähnliche Beweiskraft besitzen die Reliktenseen. Sie stellen Tümpel des Meeres vor, welche in Vertiefungen eines durch Hebung trocken gelegten und dadurch zum Festlande umgewandelten Meeresgrundes stehen blieben und allmählich mehr und mehr ausgesüßt wurden, ohne dabei ihrer ursprünglich marinen Fauna gänzlich verlustig zu gehen*).

*) Rud. Credner, Die Relikten-Seen. Ergänzungsheft zu Petermanns geographischen Mitteilungen. 1887.

Nach dem Vorgange von Suess, der jedoch versucht hat, die nach ihm vermeintlichen Hebungen und Senkungen des Festlandes auf fortwährende Veränderungen in der Gestalt der ozeanischen Hülle der Erde zurückzuführen, pflegt man »Senkungen« (Ansteigen des Meeresspiegels) als positive, »Hebungen« (Sinken des Meeresspiegels) als negative Verschiebungen der Strandlinie zu bezeichnen.

§ 2. **Beispiele von Hebungen.** Am einleuchtendsten und zugleich am genauesten untersucht sind die durch Hebungen des Landes erzeugten Erscheinungen Skandinaviens*). Die Küsten dieses Landes befinden sich zum Teil noch jetzt im Zustande der säkularen Hebung, welche der Nachklang mehrerer Hebungsperioden ist, die sich in vorhistorischer, nämlich in spät- und postglazialer Zeit auf der skandinavischen Halbinsel abgespielt haben. An der norwegischen Küste finden sich die Beweise für diese Niveauveränderungen erhalten in Strandlinien, in Terrassen und in marinen Muscheltonbänken.

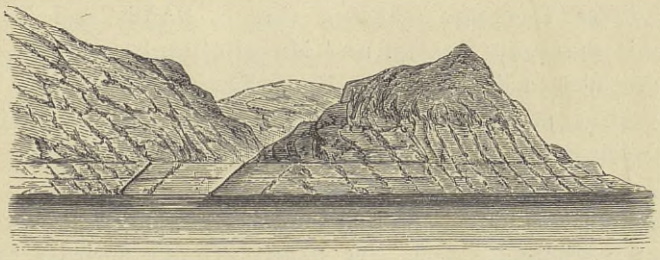


Fig. 23. Doppelte Strandlinie bei Grötnes (Insel Renö) mit den entsprechenden Terrassen an der Talmündung in der Mitte des Bildes. Nach *Mohn*.

1. Die Strandlinien sind horizontale, durch den Wogenschlag in die z. T. bereits durch Glazialwirkung abgeschliffenen Felswände eingegrabene Wassermarken, welche namentlich aus der Entfernung, oder wenn sich auf ihnen Schnee konserviert hat, wie wegartige Felseinkerbungen erscheinen. Sehr häufig treten deren 2 oder 3, zuweilen aber 4 oder 5 übereinander auf (Fig. 23). Lange Strecken der Meeresküste sind mit einem Kranze solcher Strandlinien umgeben. Dieselben laufen jedoch nicht vollkommen horizontal, sondern steigen von den peripherischen Partien der Küstenregion in der Richtung nach dem Inneren des Landes allmählich an, so daß sie

*) Th. Kjerulf, Die Geologie des südl. und mittl. Norwegen. Deutsch v. Gurlt. Bonn 1880. S. 1—23. — R. Lehmann, Über ehemalige Strandlinien in Norwegen. Halle 1879 und Z. f. d. ges. Naturw. Halle 1881. — G. de Geer, Om Skandinaviens Nivoförändringar under Qvartärperioden. Stockholm 1890. — A. M. Hansen, Strandlinje-Studier. Archiv f. Math. og. Naturv. XIV. 1890 und XV. 1891. — E. Brückner, Schwankungen der Seen und Meere. Verh. d. IX. Deutsch. Geographentages. Berlin 1891. — R. Sieger, Strandverschiebungen in Skandinavien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1893. — W. C. Brögger, Nivåforandringer i Kristianiafeltet. Kristiania 1900 og 1901.

in dem am tiefsten gegen letzteres eingebuchteten Trondhjems-Fjord eine Meereshöhe von 145 und 162 m erreichen. Dieses Ansteigen der Strandlinien erfolgt jedoch nicht in gleichem, sondern in verschiedenem Maße, indem sich die oberen rascher erheben als die unteren, wodurch deren gegenseitiger Abstand landeinwärts wächst, was nur durch ungleichmäßiges Emportauchen des Landes zu ermöglichen war. Mit diesen Strandlinien stehen 2. Terrassen in deutlichstem Zusammenhange, welche sich als Fortsetzungen der ersteren in den in die Fjords einmündenden Tälern finden. Es sind dem Talboden aufgesetzte, oben ebene Stufen, die aus Schichten von Sand und Kies aufgebaut sind und deren steile Böschung talabwärts gerichtet ist. Sie sind an der Mündung der Flüsse in die Fjords entstanden und tragen oft noch deutlich das Gepräge alter Deltabildungen an sich. Sie wiederholen sich innerhalb der Täler in gewissen Abständen stufenweise zu mehreren (3—4) hintereinander. Die höchste derselben, also die höchste Meeresstufe, liegt bei Kristiania und Trondhjem in etwa 200, bei Bergen in etwa 150, im Nordfjord und Fördefjord in etwa 75 m Meereshöhe. An den Fuß dieser Terrassen schließen sich 3. Sand- und Tonablagerungen mit marinen Resten und Muschelbänke an. Die höchst gelegenen, also ältesten derselben, die Yoldia-Tone, enthalten eine Fauna mit viel arktischerem Habitus als alle tieferen, also späteren Ablagerungen an der jeweiligen Meeresküste und weisen ähnlich wie gewisse Terrassen auf eine Hebung von mehr als 200 m hin.

In direktem Anschlusse an die Hebungserscheinungen Norwegens stehen diejenigen Schwedens. Auch hier finden sich die höchsten Strandlinien und marinen Ablagerungen in dem zentralen Teile des Landes, nämlich 260—300 m über dem Meere, um sich nach außen zu, also in der Richtung nach der Küste, auf diese herabzusenken.

Nach den in Skandinavien gemachten Beobachtungen steht somit fest, daß diese Halbinsel in spätglazialer und postglazialer Zeit Hebungen erfahren hat, welche sich in ungleichem Maße, nämlich nach dem Inneren des Landes zu in höherem Grade geltend machten, als in dessen peripherischen Teilen, und sich zugleich nicht stetig, sondern mit Unterbrechungen durch Stillstände vollzogen haben. Diese, wenn auch abgeschwächte Hebung scheint auch heute noch im mittleren und nördlichen Teile Schwedens anzuhalten, beträgt z. B. an der Küste zwischen Stockholm und Gefle nach den an eingehauenen Wassermarken angestellten Beobachtungen im Zeitraume eines Jahrhunderts bis zu 1,36 m, und hat sich bei Stockholm nach den dortigen Pegelaufzeichnungen während der Jahre 1827—75 auf 19 cm belaufen (Brückner).

Ganz ähnliche Anzeichen von stattgehabten, durch Stillstände unterbrochenen Hebungen hat auch Schottland aufzuweisen und zwar namentlich in Gestalt ausgedehnter und zum Teil mehrere Kilometer breiter

Meeresterrassen (raised beaches), welche die Gestade umsäumen. Dieselben bestehen aus Kies, Sand, Lehm und Ton und sind oft reich an marinen Resten. Die niedrigste, also jüngste und deshalb best erhaltene dieser Terrassen nimmt seewärts ein Niveau von 8—10 m über dem Meere ein (daher »30 feet-beach«), erreicht 1—2 Miles Breite und trägt die meisten Hafenstädte der Ostküste Schottlands, steigt aber landeinwärts bis zu 15 oder 18 m an und geht hier in alte, sich ins Gebirge ziehende Flußterrassen über. Sie enthält Reste einer Fauna, welche mit der jetzigen der benachbarten Meere übereinstimmt, und hat außerdem mannigfaltige Produkte menschlicher Tätigkeit geliefert, so namentlich zahlreiche alte Kähne (Canoes) und vereinzelte Steinbeile. Die nächst höhere Meeresterrasse besitzt an der Küste eine Höhe von 15—16 m, die höchste und älteste dieser Ablagerungen aber eine solche von einigen 30 Metern (daher 100-feet-terrace), führt die Reste einer arktischen Molluskenfauna, so z. B. von Leda arctica und Pecten grönlandicus und findet ihre Fortsetzung in sich weit in die alten Fjordtäler erstreckenden Strandlinien.

Außer in den oben erwähnten Landstrichen haben sich im Laufe der jüngsten Zeiten stattgehabte säkulare Hebungen namentlich an folgenden Küsten konstatieren lassen: an denen von Finnland, an denjenigen des westlichen Mittelmeerbeckens, Siziliens, an der Landenge von Suez und den Küsten des Roten Meeres, Ceylons und Hinterindiens, an den Inseln des ostindischen Archipels, an der Ostküste Neuseelands, am südlichen Teile der Ostküste von Asien, an der Westküste von Südamerika, ebenso an derjenigen von Zentral- und Nordamerika, sowie von Grönland, von Spitzbergen, von Franz-Josefsland und an der sibirischen Eismeerküste.

Eine gewisse Berühmtheit als Beweismittel für abwechselnde Senkungen und Hebungen des Bodens hat der Serapis-Tempel bei Puzzuoli unweit Neapel erlangt (Fig. 24). In den dicht an der Meeresküste gelegenen Ruinen desselben befinden sich noch drei 12,3 m hohe, aus je einem Stücke gearbeitete Marmorsäulen, welche nach Wegräumung des sie umgebenden vulkanischen Sandes jetzt frei dastehen. Die Oberfläche ihres untersten Teiles ist bis zu 2,5 m Höhe glatt und unverletzt, dann aber innerhalb einer 3,4 m hohen Zone von zahlreichen Löchern von Lithodomus lithophagus durchbohrt, in welchen die Schalen dieser Bohrmuschel bis vor kurzem häufig noch erhalten waren. Die obere Partie der Säulen ist wiederum völlig unverletzt. Aus diesen Tatsachen ergibt es sich, daß sich der Landstrich mit dem Serapis-Tempel infolge einer mit Erdbeben und Aschenregen

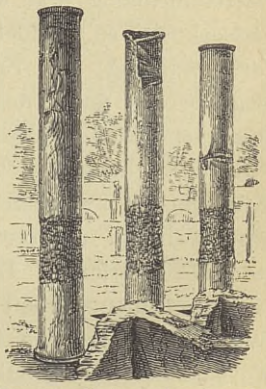


Fig. 24. Ruinen des Serapis-Tempels.

verbundenen vulkanischen Eruption um wenigstens 6 m gesenkt hat. In diesem Niveau verblieb der Tempel längere Zeit, während welcher die Bohrmuscheln ihren Wohnsitz in dem Teile der Säulen aufschlugen, welcher zwischen der 2,5 m hohen Decke von vulkanischem Sande und dem Wasserspiegel lag. Erst später erfolgte wiederum eine Hebung, infolge deren der Tempel sein heutiges Niveau erhielt. Gegenwärtig aber sinkt derselbe von neuem, und zwar um 2 cm im Jahre.

§ 3. **Beispiele von Senkungen.** Es liegt in der Natur dieses Vorganges, daß Senkungen von Küstenstrichen weit schwieriger nachweisbar sind, als Hebungen, bei welchen letzteren die Merkmale früherer Meeresbedeckung durch Trockenlegung sichtbar gemacht werden, während bei Senkungen diejenigen Gegenstände, die als Anhaltspunkte dienen könnten, unter dem Wasserspiegel verschwinden. Als Kennzeichen von Senkungen sind zu betrachten: unter das Meer gesunkene Torfmoore, Wälder und Gebäude, — vom Meer überspülte Straßenpflaster von Küstenorten, sowie Landverlust an der Küste, soweit diese nicht auf lokale Rutschung des Gestades zurückzuführen sind, — ferner submarine Fortsetzungen von Flußtälern als untermeerische Rinnen und Furchen, — Trichtermündungen von Flüssen, — endlich im offenen Ozeane die Koralleninseln.

An zahlreichen Punkten der Festlandsküsten, so an der kurischen Nehrung, an der Küste Schonens, Englands, der Normandie, der Bretagne, New-Jerseys und Nordcarolinas sind submarine, also unter die Oberfläche des Meeres gesunkene Wälder bekannt; ebenso werden in Küstengebieten durch Brunnengrabungen und tiefe Erdanschnitte Torflager, Kulturschichten und alte Waldböden unterhalb des Meeresniveaus angetroffen, — beides Erscheinungen, welche für Senkungen jener Landstriche sprechen, die vor verhältnismäßig erst kurzer Zeit stattfanden. Wie die gesamte deutsche Ostseeküste, so befindet sich auch die Küste der Nordsee im Zustande säkularer Senkung; ein Teil Hollands, und zwar ein Areal von 268 □ Meilen, liegt bereits unter dem Niveau des Meeres, dessen Eindringen nur durch künstliche Bauten abgehalten wird; das Areal des Zuider-Sees wurde erst vor fünf Jahrhunderten von den Fluten bedeckt, und eine große Zahl der Küsteninseln zwischen Texel und Elbe und an der Westküste Schleswigs sind während unserer Zeitrechnung verschwunden oder haben bedeutend an Größe verloren. Letzeres gilt in hohem Grade auch von Helgoland, welches früher eine mit der jetzigen Düne zusammenhängende Insel bildete*). Weiterhin tragen die Küstenflächen der Bretagne unterseeische Wälder, die Fortsetzung alter römischer Straßen verschwindet unter der See, die von den Urbewohnern auf flachen Inseln aufgerichteten Riesensteine werden

*) Arends, Physische Geschichte der Nordseeküste usw. Emden 1833. — Hansen, Peterm. Mitt. 1893.

nur noch bei Ebbezeit sichtbar. Auch die Südhälfte der Ostküste Nordamerikas mit ihren vorgeschobenen, alte Uferlinien bezeichnenden Inseln, mit ihren versunkenen Wäldern, untermeerischen Fortsetzungen der Stromrinnen und trichterförmigen Flußmündungen ist in Senkung begriffen. Taucht aber ein Festland von zonalem geologischen Aufbau und deshalb von ebensolcher Gliederung in Berg und Tal randlich unter den Meeresspiegel, so entsteht das von tiefen Buchten zerfranste, von Klippenschwärmen umkränzte Litoral der Rias.

Gerade so wie das reichliche Vorkommen von Seetieren in z. T. bedeutend höheren Niveaus, als jene gelebt haben können, ein untrügliches Beweismittel für Hebungen von Landstrichen abgibt, so wird auf der anderen Seite durch das massenhafte Auftreten von Produkten organischer Tätigkeit unterhalb der Lebenssphäre ihrer Erzeuger eine Senkung des Bodens bewiesen. Von dieser Tatsache ausgehend, glaubt man den Aufbau der Koralleninseln z. B. des Stillen Ozeanes mit der Annahme in ursächlichen Zusammenhang bringen zu dürfen, daß der Grund dieses von Spaltenzügen umgrenzten Meeres sich seit langen Zeiträumen im Zustande säkularer Senkung befinde. Hierbei stützt man sich auf eine von Darwin und Dana wie folgt begründete Theorie (Literatur siehe sub Dynam. Geol., Bauten der Riffkorallen). Die Korallentierchen, die bei dem Aufbau der Koralleninseln tätig waren, sind Seichtwasserbewohner und können nur bis zu einer Tiefe von etwa 40 m unter dem Wasserspiegel gedeihen. Trotzdem besteht das Material derartiger Inseln bis zu viel größerer Tiefe ausschließlich aus abgestorbenen Korallen. Diese müssen demnach durch Senkung aus der ihnen zum Leben angewiesenen obersten Meereszone allmählich in jene Tiefe gelangt sein. Ein solcher Vorgang zwang die sich auf den Riffen neu entwickelnden Generationen von Korallentierchen, um nicht aus ihrer Lebenssphäre gerissen, also ihrer Existenzbedingungen beraubt zu werden, zur fortwährenden Ansiedelung auf den oberen Rändern des sinkenden Korallenriffes, nötigte sie also, ihre Bauten statt in die Breite nach oben zu richten. Die schließliche Folge dieser Senkung und der dadurch bedingten und geleiteten Tätigkeit der Korallentierchen war die Entstehung der nach Hunderten zählenden ringförmigen Koralleninseln (Atolle). Jede derselben entspricht einer versunkenen Insel, um welche sich die Korallentierchen angesiedelt und ursprünglich ein Saumriff aufgebaut hatten, welches sich direkt an das Ufer anlehnte (Fig. 25, 1—1 und Fig. 26). Es begann die säkulare Senkung des Meeresgrundes und mit ihm der Insel und ihres Riffes, welches sich dadurch allmählich zu einem Barrierriff umgestaltete (Fig. 25, 2—2 und Fig. 26). Die Insel verschwand bei fortgesetzter Senkung unter dem Meeresspiegel, die Korallentierchen hingegen hielten ihre Bauten stets in demselben Meeresniveau, so daß dieselben, mag auch ihr Untergrund in steter Senkung begriffen sein, noch immer die Oberfläche des

Meeres erreichen und hier die Atolls bilden (Fig. 25, 3—3 und Fig. 26). Die Hauptstütze dieser Theorie ist die Voraussetzung einer Hunderte von Metern betragenden Mächtigkeit der Riffkalke. Und in der Tat hat sich dieselbe in dem bisher einzigen Falle ihrer praktischen Prüfung bewahrheitet, indem das tiefste der zu diesem Zwecke in den Jahren 1897 und 1898 auf der im Pazifischen Ozean gelegenen Koralleninsel Funafuti (Ellice-Insel) geschlagenen Bohrlöcher bis zu einer Teufe von 334 m Korallenkalke durchstieß. Im Gegensatze zu Darwin glauben Geikie, Murray, Semper, Rein, Studer, Voeltzkow, Langenbeck u. a. submarine Vulkane und vielkuppige Gebirge oder aber massig angehäufte Ablagerungen von Kalkalgen, Foraminiferen- und Molluskenschalen als Nucleus der Korallenbauten und die allmähliche Hebung oder Erhöhung dieser Untergestelle bis in das Niveau der Korallenansiedlung für die Bildung der Riffe beanspruchen zu dürfen. In Einzelfällen, und zwar namentlich für die Riffe der Flachsee, mag diese Erklärung berechtigt sein, doch gibt die Theorie Darwins immer noch für diejenigen Koralleninseln, welche von dem Boden des Pazifischen und Indischen Ozeans, sowie der Südsee steil, nämlich mit Böschungen bis über 60°, ja zuletzt senkrecht Hunderte von Metern hoch emporsteigen, die naturgemäße Deutung.

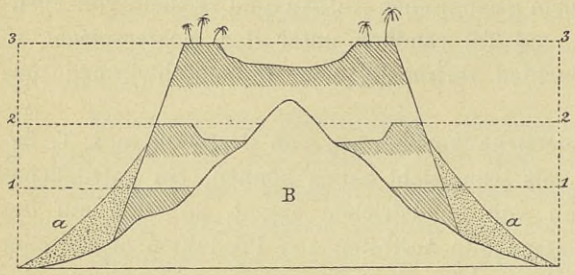


Fig. 25. Profil durch einen Atoll in den einzelnen Stadien seiner nach *Darwin* durch Senkung bedingten Entwicklung.
B Basale Insel, 1—1 Saumriff, 2—2 Barrierriff, 3—3 Atoll, *a* sich allmählich anhäufender Abbruchschutt.



Fig. 26. Feejee Koralleninseln.
a Goro mit Saumriff, *b* Augau mit Barrierriff, *c* Exploring Isles mit sehr entferntem Barrierriff, *d* Numuku, ein Atoll mit einer einzigen Felsspitze. Nach *Dana*.

Irgend eine Gesetzmäßigkeit in der geographischen Verbreitung von Hebungen und Senkungen, eine Abhängigkeit der Richtung und Stärke dieser Bewegungen von der geographischen Breite läßt sich nicht nachweisen, vielmehr wechseln beide oft in kurzen Entfernungen miteinander oder lösen sich zeitlich gegenseitig ab*).

*) Vgl. F. G. Hahn, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Leipzig 1879. — R. Credner, Die Deltas. Ergänzungsh. Nr. 56 Peterm. geogr. Mitteil. Gotha 1878. S. 60 u. f.

§ 4. Unbeständigkeit in der Verteilung von Festland und Meer.

Die Verteilung von Festland und Meer auf der Erdoberfläche war keine bleibende, keine unveränderliche, ist vielmehr im Laufe der Erdgeschichte vielfachen und vollständigen Umgestaltungen unterworfen gewesen. Die Kontinente und Ozeane sind mit anderen Worten nicht stabil und ihre Umrisse waren nicht von Anfang an vorgezeichnet, im Gegenteile haben Senkungen und Hebungen bald den einen, bald den anderen Abschnitt der Lithosphäre betroffen und dann jedesmal die Grenzen zwischen Meer und Festland verschoben, ja völlig neu gestaltet.

Die Geschichte dieser seit Urzeiten andauernden Unbeständigkeit ist im geologischen Aufbau jedes Kontinentes verkörpert. Überall breiten sich marine Schichten mit Resten einstiger Meeresbewohner aus und bilden die Kontinente bis zu den überhaupt erschlossenen Tiefen. Und zwar sind es nicht etwa nur Ablagerungen der Flachsee, also Konglomerate, Sandsteine, Grauwacken und die mit ihnen verknüpften Tonschiefer und Schiefertone, sondern ebenso auch solche des offenen Meeres, nämlich Komplexe von Kalkstein, Ton- und Kieselgesteinen mit den Faunen der Hochsee. Solche pelagische Ablagerungen, und zwar z. T. mehrere Tausend Meter mächtig, finden sich inmitten der Kontinente und beweisen, daß die weiten Flächen, die sie auf diesen einnehmen, einstmals Tiefseeboden gewesen und dann aus pelagischer Tiefe bis in ihr heutiges Niveau gehoben worden sind. Umgekehrt spiegelt sich der Vollzug einer Senkung früheren Festlandes bis zu großen Meerestiefen überall dort in größter Klarheit wieder, wo jüngere Schichtenkomplexe landeinwärts eine immer größere Ausbreitung gewinnen, als ihre unmittelbaren Vorgänger, und zuletzt weit über deren Ablagerungsgebiet auf den alten Kontinent übergreifen, also eine transgredierende Lagerungsform erhalten. So reicht z. B. die obere Hälfte der Kreideformation über die Grenzen deren unterer Hälfte weithin nach Schweden, Westfalen, Sachsen, Böhmen bis nach Regensburg, nach Schlesien und Mähren hinaus, wo sie überall auf viel älteren Formationen aufruht. Das Gleiche wiederholt sich in den Mittelmeerländern, in Indien, in Nord- und Südamerika.

Alle diese bisher erörterten Erscheinungen können indessen nur dazu dienen, den einmaligen Wechsel von Meeresgrund und Festland zu erhärten. Dafür aber, daß solche Verschiebungen zu wiederholten Malen sich vollzogen und zwar bald größere, bald kleinere Stücke der jetzigen Kontinente betroffen haben, liegen die Beweise vor. Wären die marinen Schichtenkomplexe, wie sie jetzt die Kontinente aufbauen, ununterbrochene Niederschläge eines permanenten Meeres gewesen, so müßten sich dieselben zu einer kontinuierlichen, einheitlichen Formationsreihe auf einander gelagert haben. Dies ist aber nirgends der Fall, überall fehlen Glieder derselben, hier die einen, dort die anderen. Jede dieser örtlichen Lücken in der

normalen Schichtenfolge ist das Ergebnis der Hebung des damaligen dortigen Meeresgrundes über den Wasserspiegel, in Folge deren zwar rings um das trocken gelegte Rindenstück die marinen Niederschläge fortdauerten, auf ihm selbst aber nicht stattfinden konnten (Regression der letzteren). Sank dasselbe in die Tiefe zurück, so begann die Ablagerung von marinen Sedimenten von Neuem (Transgression derselben). Die Lücke zwischen den beiden auf einander gelagerten, aber nicht direkt auf einander gehörigen Formationen entspricht der Dauer der zwischenliegenden Auftauchung. Häufig gelangen diese Lücken dadurch zu noch schärferem Ausdruck, daß mit ihnen eine Diskordanz (siehe Tekton. Geol.) verbunden ist, indem die Schichten der sich hebenden und dann wieder absinkenden Scholle vor Ablagerung des zweiten Komplexes eine Aufrichtung und während ihrer Trockenlegung z. T. auch noch eine oberflächliche Umgestaltung durch die Atmosphärilien erlitten haben.

Solche meist mit Diskordanz verknüpfte Lücken wiederholen sich nun in den Formationsreihen der verschiedensten Gegenden des Erdenrundes mehrfach übereinander: jede derselben ist der Beweis für die zeitweilige Trockenlegung eines Stückes des ozeanischen Grundes.

Nicht selten werden diese Lücken in der marinen Schichtenreihe dadurch ausgefüllt, daß sich zwischen letztere diejenigen Land-, Sumpf- und Süßwasserbildungen einschieben, die während der Festlandphase des oszillierenden Rindenstückes auf diesem zur Ablagerung gelangten, um dann von Neuem durch marine Sedimente bedeckt zu werden, so daß Wechsellagerungen zwischen beiden entstehen. Sandsteine und Schiefertone mit Resten von Landpflanzen und Flözen von Steinkohle, welche aus der Vermoderung von Farnen, Calamiten und Sigillarien oder von Koniferen, Cycadeen und Equiseten hervorgegangen sind, Schichten, auf welchen sich noch die Fußabdrücke der Tiere erhalten haben, die am Meeresstrande ihre Nahrung suchten, Schichten, auf welchen man noch die Wellenfurchen der Ufer uralter Ozeane, die Eindrücke vorzeitlicher Regentropfen erkennt, sie werden unter- und überlagert von mächtigen Formationen, deren Reichtum an Resten von Bewohnern der See auf einen ozeanischen Ursprung derselben, also auf folgenden Cyklus von Niveauveränderungen hinweist: Hebung des Meeresgrundes zum Festland, — Stillstand, — Zurücksinken des Landes in die Meerestiefe, — erneute Hebung in seine jetzige Höhenlage.

Mit diesen zum Teil sehr ausgedehnten Hebungen und Senkungen gingen stete Veränderungen der Lokalfauna und -flora, das Verdrängtwerden der bisherigen und die Einwanderung einer benachbarten Hand in Hand. Bei eintretenden Senkungen wanderten statt der damaligen kontinentalen Tier- und Pflanzenwelt mit dem langsam eindringenden Meere zuerst die Organismen des Brackwassers, dann die Bewohner der seichten See und noch später

die des offenen Ozeanes ein. Bei Hebungen der von Wasser bedeckten Landstriche zu Festland fand die umgekehrte Reihenfolge in dem Wechsel des organischen Lebens statt. Der Tier- und Pflanzencharakter ein und derselben Stelle der Erdoberfläche war demnach, ganz abgesehen von den mit der Zeit fortschreitenden Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, fortdauernden und durchgreifenden Wandlungen und gegenseitigen Ablösungen unterworfen. Nachstehende deutschem Boden entnommene Beispiele mögen zur Erläuterung derartiger geologischer Vorgänge dienen:

Beispiele von Oszillationen.

(Von unten zu lesen.)

Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Zechstein	Lias	Untere Kreide (Neokom)
Senkung	↓			
Land	Land-, Sumpf-, Süßwasser-Gebilde mit entsprechender Flora und Fauna =	Rotliegendes, produktive Steinkohlenformation	Keuper	Wealden
Hebung	↑			
Meeresboden	Marine Ablagerungen mit Meeresfauna =	Unterer Kohlenkalk	Oberer Muschel-Kalk	Oberer Jura, Kimmeridge

Auf Grund der vertikalen und geographischen Verbreitung der beschriebenen Erscheinungen läßt sich nachweisen, daß gegenseitige Verdrängungen von Festland und Meer sich während aller geologischen Perioden der Erdgeschichte vollzogen haben, sowie daß die Teilstücke der Lithosphäre unabhängig voneinander diesem Wechsel unterworfen gewesen sind. Das Endresultat aller derartigen Vorgänge ist die gegenwärtige Verteilung von Meer und Festland und die wechselvolle Beteiligung der geologischen Formationen am Aufbau des letzteren.

5. Die Bildung der Gebirge.

Literatur.

Siehe die in allgemein verständlicher Form gehaltenen Abhandlungen:

G. Steinmann, Geolog. Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. d. Deut. u. Österreich. Alpenvereins. 1906.

H. Schardt. Die modernen Anschauungen über d. Bau u. d. Entstehung des Alpengebirges. Verh. d. Schweizer Naturf. Ges. St. Gallen 1906. — Géologie de la Suisse. In »La Suisse«. Neuchâtel 1908.

C. Schmidt. Bild u. Bau der Schweizeralpen. Beil. z. Jahrb. des Schw. Alpen-Club. Basel 1906/07.
Alb. Heim. Der Bau der Schweizeralpen. Neujahrsbl. d. Naturf. Ges. 110. Stück. Zürich 1907.

§ 1. **Der Prozeß der Gebirgsbildung.** Früher glaubte man, daß die Gebirge durch Druckkräfte erzeugt worden seien, die in radiärer Richtung von unten nach oben gewirkt hätten, und erblickte namentlich in dem Ausbruche von Eruptivgesteinen die Ursache der Hebung und Faltung der Schichten zu Gebirgsmassen (Hutton, Playfair, Beaumont, Humboldt, Buch). Erst den neueren einschlägigen Arbeiten von Favre, Dana, Baltzer, Rothpletz und Diener, vor allem aber von Suess und Heim und jüngst denen von Bertrand, Schardt, Lugeon, Steinmann, Schmidt und Uhlig ist eine naturgemäßere Vorstellung von dem Prozeß der Gebirgsbildung zu danken.

Im Gegensatze 1. zu den Erosionsgebirgen, welche aus einer ursprünglich plateauartigen Ebene durch die taleinschneidende Tätigkeit der fließenden Gewässer herausmodelliert worden sind (siehe Erosion), und 2. zu den Vulkangebirgen, welche durch Hervordringen von Gesteinsmagma aus der Erdtiefe und Anhäufung desselben über den Eruptionskanälen entstanden, also der Erdoberfläche parasitisch aufgesetzt sind (siehe S. 18 und 42), bezeichnet man 3. als tektonische Gebirge solche Gebirge, welche durch Bewegungen der Erdrinde selbst und durch die damit verbundene Umgestaltung der ursprünglichen Erdoberflächenkonturen hervorgebracht worden sind. Die verbreitetsten und gewaltigsten aller Gebirge gehören dieser Rubrik an. Die sie erzeugenden tektonischen Vorgänge können sich äußern als Einbrüche von größeren oder kleineren Schollen der Erdkruste, oder aber als Faltung der den Außenteil der letzteren bildenden Schichtkomplexe. Danach unterscheidet man: Bruchgebirge und Faltengebirge. Erstere sind das Ergebnis der Abwärtsbewegung von durch Spalten abgegrenzten Krustenstücken, letztere das Resultat seitlichen Druckes, also Zusammenschubes, welche beide aus der Abkühlung und der damit in Verbindung stehenden Kontraktion und Verkleinerung unseres Planeten hervorgehen.

§ 2. **Die Bruchgebirge** entstehen durch die Zerspaltung (den Bruch) einer Rindenscholle und das Absinken einiger oder eines der durch oft parallele Spalten getrennten Bruchfelder oder Bruchzonen, während andere ihr ursprüngliches Niveau beibehalten und infolge dessen jene mehr oder weniger hoch überragen und dadurch als Terrainstufen oder als Tafelberge erscheinen. Dieser Vorgang kann sich sowohl an bis dahin ungestörten, noch in fast schwebender Lage befindlichen Gebieten (Schweizer Tafeljura; Fig. 27) wie an bereits vorher durch Faltungen betroffenen Arealen, in vielen Fällen auch auf der Grenze zwischen beiden vollziehen. Die

Bruchgebirge sind sonach der orographische Ausdruck der auf S. 26 und 56 beschriebenen Einbrüche und können sich bald als in Schollen gebrochenes Tafelland (Schollengebirge), bald als einseitige, aber oft treppenförmig abfallende Bruchgebirge (Erzgebirge), bald als Horstgebirge (Harz, Thüringer Wald), oder zu beiden Seiten einer Grabenversenkung als symmetrische Bruchgebirge (Schwarzwald—Odenwald und Vogesen—Hardt, Fig. 30, vgl. auch S. 57) geltend machen.

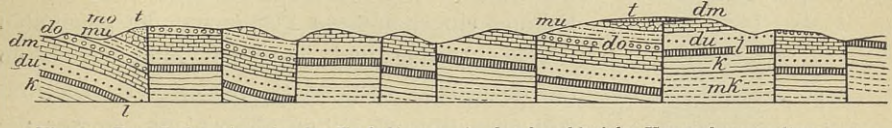


Fig. 27. Der Schweizerische Tafeljura, ein durch zahlreiche Verwerfungsspalten zum Schollengebirge umgestaltetes Tafelland. Nach *Schardt.*
mk Muschelkalk, *k* Keuper, *l* Lias, *du* unterer, *dm* mittlerer, *do* oberer Dogger, *mu* unterer, *mo* oberer Malm, *t* Molasse.

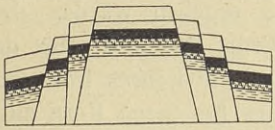


Fig. 28. Aufbau eines Horstgebirges.

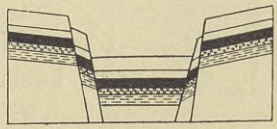


Fig. 29. Aufbau zweier durch eine Grabenversenkung erzeugten symmetrischen Bruchgebirge.

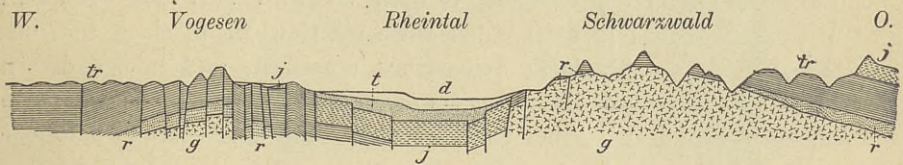


Fig. 30. Schematisches Profil durch die Vogesen, den Schwarzwald und das mittlere Rheintal. Nach *E. Schumacher.*
Vogesen und Schwarzwald sind Bruchgebirge. Das Rheintal ist eine durch staffelförmigen Einbruch erzeugte Grabenversenkung.
g Granit, Gneis usw., *r* Rotliegendes, *tr* Trias, *j* Jura, *t* marines Tertiär, *d* Diluvium und Alluvium.



Fig. 31. **Faltengebirge.** Profil durch den westlichen Kettenjura. Nach *Choffat* und *Heim.*
a Trias, *b* Jura, *c* Kreide.

§ 3. **Die Faltengebirge** bestehen aus Faltensystemen der den äußersten Teil der Lithosphäre aufbauenden Schichtenkomplexe und sind durch deren horizontalen Zusammenschub hervorgebracht worden (siehe Fig. 31 und 32). Die Ursache dieses seitlichen, erdperipherischen Druckes, welcher die Schichten der Kontinentalschollen zur Runzelung, Faltung und Überschiebung zwang, liegt ebenfalls in der fortdauernden Abkühlung

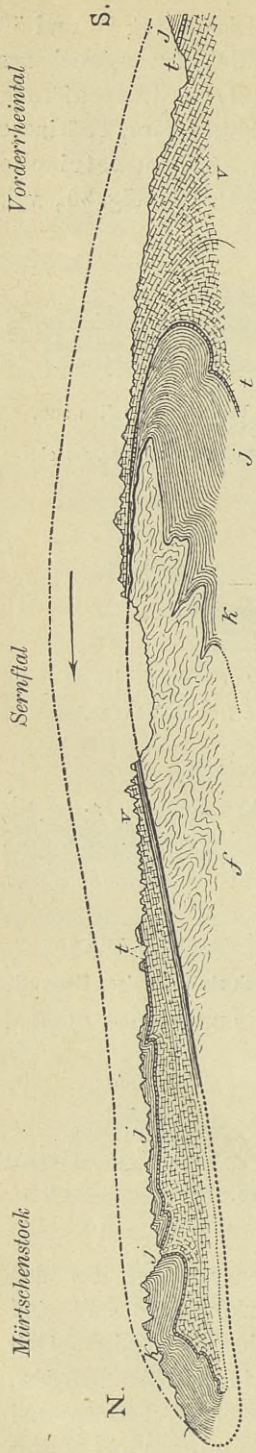


Fig. 32. Querprofil durch die Glarner Überfaltungsdecke. Nach *A. Heim*. *v* Verrucano, *t* Trias (Röthidolomit), *j* Jura, *k* Kreide, *f* Flysch.

und Kontraktion der Kernmasse der Erde. Glättet man in Gedanken die Faltengebirge wieder aus, so erhält man ein Zuviel von Erdkruste, so z. B. beim Jura einen Streifen von 5000—5300 m, bei den Alpen sogar einen solchen von 450 bis 1000 km Breite. Da die zu diesen Gebirgen gefalteten Schichten ursprünglich horizontal abgelagert waren, so war die von ihnen vor ihrer Faltung eingenommene Fläche um die genannten Beträge breiter und ist durch Zusammenschub um ebensoviel vermindert worden. Da Gleiches von allen übrigen Faltengebirgen gilt, so war die gesamte Erdoberfläche und somit der Erdumfang vor ihrer Auffaltung größer als jetzt, und zwar um soviel, als sich beim Ausglätten sämtlicher Falten Überschuß ergeben würde. Diese Verkleinerung der Erde läßt sich nur durch Abkühlung und Kontraktion ihres Inneren erklären. Wird die Erdrinde für ihren Kern zu groß, so strebt sie, ihm infolge ihrer Schwere nachzusinken. Da sie sich aber wie ein geschlossenes Gewölbe verhält, so wird sich das senkrecht nach unten wirkende Gewicht in einen horizontalen Seitendruck umsetzen, und infolge dessen irgendwo ein oberflächliches Ausweichen in Form einer Falte eintreten. Sie ist die schwache Stelle geworden, an welcher die ganze Last der betreffenden Zone der Rindenscholle sich nun als Zusammenschub äußert. Es türmt sich nach außen eine zweite, dann eine dritte Falte auf, denen später noch andere folgen. Die so entstehenden Falten können geradlinig oder bogenförmig verlaufen und sich bald dicht gedrängt scharen, ja in überkippter Lagerung flach übereinander schieben, bald weiter auseinander treten, bald sich fächerförmig zerstreuen.

Da der Horizontaldruck sich in einem großen Teile der Kontinentalscholle gleichförmig verbreiten muß, so kann er gleichzeitig an verschiedenen, voneinander entfernten, besonders schwachen, deshalb zum Ausweichen geeigneten Stellen der letzteren Faltungen erzeugen, welche

senkrecht zu dem stattfindenden Schub aufgeworfen werden und deshalb oft einander parallel verlaufen.

Die Falten, welche sich zu einem Faltengebirge zusammenscharen, pflegen sehr verschiedene Grade und Formen der Aufwölbung und Zusammenschiebung aufzuweisen. (Vergleiche hierzu Tektonische Geologie, § 4, 5 und 6.) Verhältnismäßig einfach baut sich z. B. der Schweizerische Kettenjura aus einem bogenförmigen Zuge von wenig hohen, normalen Sätteln wesentlich mesozoischer Schichten auf, welche von Synklinalen getrennt, auf ihren Kämmen aber mehr oder weniger tief denudiert sind (Fig. 31). Nur in der nördlichsten dieser Ketten, derjenigen des Mont Terrible, macht sich in deren östlichem Verlaufe die Herausbildung einer überliegenden Falte geltend, deren Gewölbekern (der Muschelkalk) schließlich schuppenförmig auf die nördlich vorlagernde Molasse des Tafeljura überschoben und deren Mittelschenkel (Keuper, Lias, Dogger, Malm) hierbei mehr und mehr, endlich (im Hauenstein) gänzlich ausgequetscht worden ist.

Weit komplizierter ist der Faltenwurf anderer Gebirge, vor allen der Alpen, deren tektonischer Aufbau beherrscht wird von der Herausbildung überliegender Falten. In den Alpen hat der durch von Süden ausgehenden Horizontaldruck bewirkte Zusammenschub ursprünglich normaler zu nach Norden überliegenden Falten sich in so gewaltigem Maße gesteigert, daß bei gleichzeitiger Reduzierung, Ausquetschung und Zerreißung ihrer Mittelschenkel Überschiebungsfalten (Überfaltungsdecken, Deckenfalten), z. T. mit vielfach gestauchten Gewölbeschenkeln, entstanden sind, welche über ausgedehnte Gebiete von bereits vorher zusammengepreßten, z. T. jüngeren Formationen in flacher Auflagerung bis mehr als 100 km weit übergreifen und entsprechend ihrer Bewegungsrichtung das Knie ihrer Gewölbebiegung nach Norden wenden.

Am imposantesten läßt sich dieses Lagerungsverhältnis an der früher als »Glarner Doppelfalte« bezeichneten, jetzt aber als einheitlich erkannten Faltendecke des Kanton Glarus überschauen (Fig. 32). Dieselbe legt sich vom Vorder-Rheintale aus als eine aus Verrucano, triadischem Röthidolomit, jurassischem und kretazeischem Hochgebirgskalk bestehende liegende Falte mit stark ausgewalztem Mittelschenkel für eine Breite von mehr als 30 km nach N. zu ganz flach auf den stark zusammengestauchten alttertiären Flysch auf, so daß die dortigen Gründe des Sernftales in diesen letzteren eingeschnitten sind, während über ihm der zu einem schmalen Bande verquetschte Jurakalk nebst dem zu einzelnen Fetzen zerrissenen triadischen Röthidolomit und über diesen, die Zinnen der höchsten Berge bildend, der Verrucano folgt, also sämtliche beteiligte Formationen zunächst in umgekehrter Reihenfolge aufeinander lagern. Erst in dem sich südlich zurück biegenden Gewölbeschenkel stellt sich die normale Schichtenfolge wieder ein.

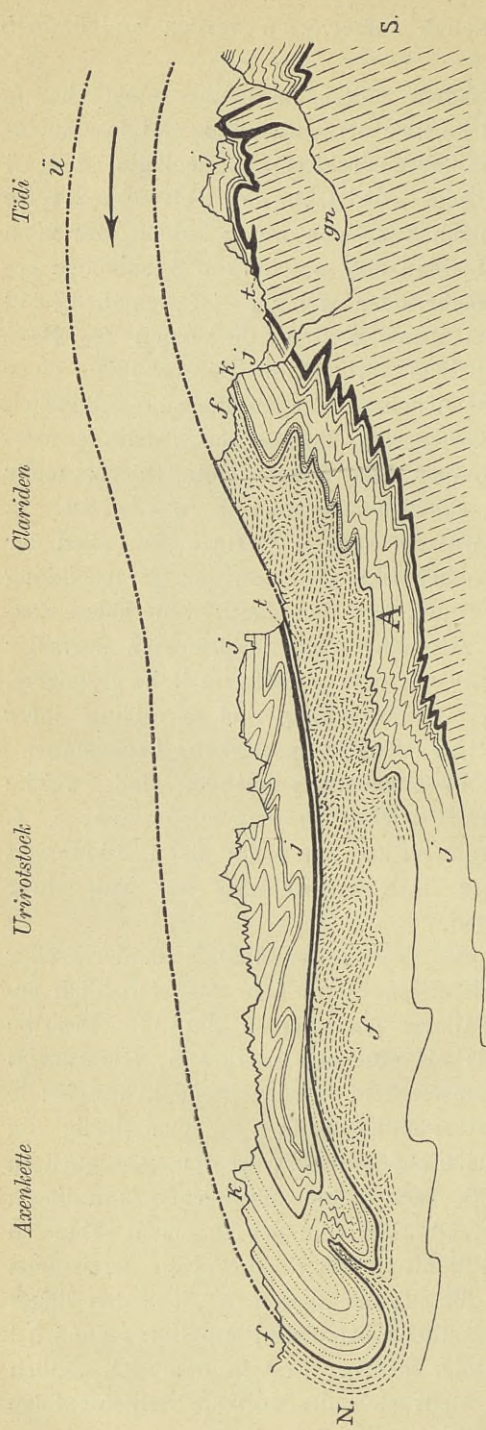


Fig. 33. Schematisches Profil durch die autochthone Faltenzone des Aarmassivs (A) und die von Süden überschobene Deckenfalte (Ü) der Axenkette. Nach *Heim*.
gn kristallines Schiefergebirge des Aarmassivs, *t* Trias, *j* Jura, *k* Kreideformation, *f* eozäner Flysch, —·— Deckenfalte der Axenkette.

Diese Deckenfalten haben demnach in ihrer Erstreckung als solche keine Wurzeln nach der Tiefe zu. Vielmehr sind diese, da alle derartigen Überschiebungen in der Richtung von S. nach N. stattfanden, stets in südlicheren Zonen des Alpengebirges zu suchen, von wo aus sich die dort ausgequetschten Falten nach N. übergelegt und auf die hier vorgefundene Unterlage aufgelagert haben. Da sie aber durch Zerreißung, Erosion und Denudation ihren direkten Zusammenhang mit ihren Wurzelzonen verloren haben, so sind sie zu selbständig erscheinenden, oft selbst wieder intensiv gestauchten und zerrütteten Decken geworden, die früher als autochthone, nämlich als an Ort und Stelle aus der Erdtiefe emportauchende Faltensysteme gedeutet wurden, tatsächlich aber wurzellos auf ihrer Unterlage schwimmen.

Durch diesen Überschiebungsvorgang gelangte eine Anzahl solcher Überfaltungsdecken übereinander und über an Ort und Stelle entstandenen (autochthonen) Faltensystemen zur Ausbildung und bewirkten die Streckung und mechanische Umformung ihrer Vorgänger (Fig. 33).

Die Vernichtung größerer Strecken der Überschiebungsfalten kann so weit gehen, daß von letzteren nur noch isolierte, z. T. hochragende ruinenhafte Reste (Klippen, Fig. 34) erhalten blieben, ja daß nur noch Block-

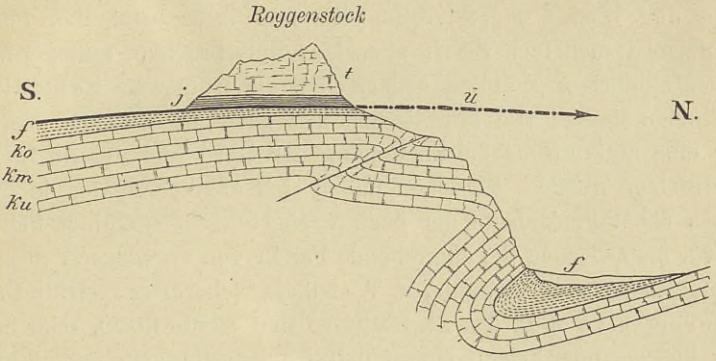


Fig. 34. Profil durch die Klippe des Roggenstock bei Iberg. Nach *Quereau* u. *Steinmann*. *t* Trias (Hauptdolomit), *j* oberer Jura. Beide exotisch, Ruinen einer südlichen Faltendecke. *ü* Überschiebungsfläche, *f* eozäner Flysch, *ko* obere, *km* mittlere, *ku* untere Kreide (Neokom) von helvetischem Habitus.

bestreuungen (exotische Blöcke) von ihnen Kunde geben, oder daß lückenhafte Unterbrechungen der Überschiebungsdecke (Fenster) erzeugt wurden, durch welche ihre jüngere Unterlage sichtbar wird.

Einen besonders deutlichen Ausdruck finden die weit ausholenden flachen Überschiebungen innerhalb der Alpen durch die Abnormitäten in der Verteilung der verschiedenen Fazies gewisser an deren Gebirgsbau beteiligter Formationen, also in deren raschem sprungweisen Fazieswechsel. Bei der Bildung überliegender Falten ist nahe zusammengerückt, ja übereinander geschoben worden, was ursprünglich an weit voneinander liegenden Stellen des Meeresgrundes unter abweichenden Verhältnissen abgelagert worden ist: es sind südliche Faziesgebilde auf eine Entfernung von 50 bis 120 km über Schichten von nördlicherer Fazies übergeschoben und an Orte transportiert worden, wo sie jetzt von ihrer Nachbarschaft durch ihren petrographischen und paläontologischen Habitus als »fremde Gäste«, als »exotische Massen« abstechen. Höchst auffällig wirken in dieser Beziehung die »Klippen« z. B. von Iberg, der Mythen, des Giswyler Stockes, deren ortsfremde Trias-, Jura- und Kreidekomplexe vom Julier, aus der Gegend von Locarno oder Bellinzona deckenförmig bis hierher überschoben worden sein müssen, um später durch Denudation in Einzelklippen zerlegt zu werden. Im ununterbrochenen Zusammenhang hingegen hat sich die südwestliche Fortsetzung dieser über den Flysch der Kalkalpen hinweg gewanderten Faltendecke von südalpinen Formationen in den Voralpen, also auf der Strecke zwischen dem Thuner See, Genfer See und dem Arvetal

in über 100 km Länge und etwa 30 km Breite erhalten, wo sie als komplizi:rtes Faltengebirge auf dem jüngeren Flysch schwimmt.

Östlich des Rheines setzen sich diese Überschiebungen in den Rhätikon und die Ostalpen fort, wo sich auf Faltendecken von südlicher Fazies die Granite und Gneise der Silvrettamasse und ihrer ostalpinen Fortsetzung deckenförmig, mehrfach durch »Fenster« unterbrochen, auflagern.

Der nämlichen Tektonik ordnen sich die früher als Zentralmassive bezeichneten Massen von granitischen und gneisigen Gesteinen ein, welchen früher eine aktive Rolle bei Entstehung der Alpen und anderer Hochgebirge zugeschrieben wurde. Dieselben haben sich nämlich später in den Alpen erwiesen als Wurzelgebiete der nach N. überschobenen alpinen Faltendecken und zwar als zwischen tief eingreifende Falten von vorwiegend mesozoischen Schichtgesteinen eingeklemmte, z. T. steil, ja fächerartig gestellte Gneiszonen (Fächermassive z. B. des St. Gotthard und Monte Rosa), oder flach domförmig übereinander gelegte Gneisfalten (Deckenmassive z. B. des Simplon),

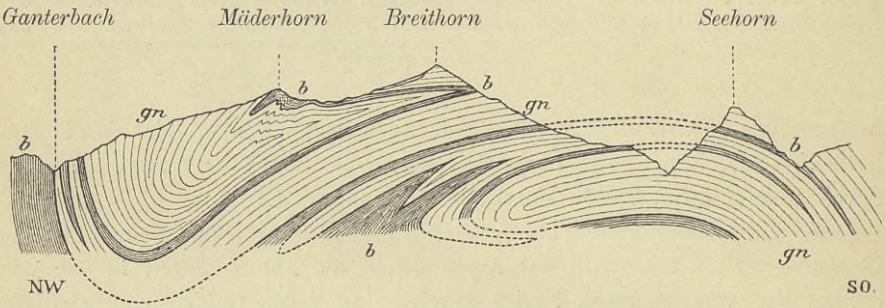


Fig. 35. Profil durch das Simplon-Deckenmassiv südwestlich von der Tunnellinie. Nach *Schmidt, Preiswerk* und *Schardt.*
gn Gneise und kristalline Schiefer, *b* Bündner Schiefer der Trias- und Juraformation nebst kristallinen Kalken.

oder als für weite Strecken auf jüngeren Schichtkomplexen schwimmende Decken (z. B. der Silvretta). Sie sind oft innig mit mesozoischen Falten verflochten und fingerartig verzackt (vgl. Fig. 35) oder wechsellagern mit solchen, tauchen dort empor, wo das Gebirge am stärksten zusammengepreßt worden ist und sind die ältesten, aus den größten Tiefen zu den höchsten Erhebungen aufgewölbten kristallinischen Gesteine.

Ähnliche mächtige Überfaltungen und aus diesen durch Zerreißung der Mittelschenkel hervorgegangene Überschiebungsdecken wie in den Alpen, wenn auch meist nicht von gleichem Ausmaß wie hier, hat man in den Karpathen, in der Provence, in Skandinavien, in den Schottischen Hochlanden und in den Alleghanies erkannt.

§ 4. **Asymmetrischer Bau von Faltengebirgen.** Eine ins Auge fallende Eigenschaft vieler Faltengebirge ist ihr einseitiger, asymmetrischer (heteromorpher) Bau, d. h. die Verschiedenheit in der Tek-

tonik, die geologische Ungleichwertigkeit ihrer beiden Flanken. Und zwar besteht dann die eine oft konvex verlaufende äußere Zone, die der Faltung und Stauung, aus mehr oder weniger steilen bis überkippten, sich nach außen verflachenden, ja in dieser Richtung übergeschobenen Falten, während auf der anderen, inneren, oft konkaven Seite (der Absenkungs- oder Bruchzone) Senkungen, Einbrüche und Spaltenbildungen stattgefunden zu haben pflegen, auf welchen letzteren sich vulkanische Erscheinungen (Eruptionen von glutflüssigem Gesteinsmagma, heiße Quellen, Erdbeben) geltend gemacht haben und z. T. noch betätigen. In anderen Fällen beschränkt sich die Asymmetrie darauf, daß sich ein allmählich flacher werdendes Faltensystem nur an eine Seite der intensivst gefalteten Zone anschließt, sowie darauf, daß dessen Einzelfalten nach dieser Richtung überhängen. Derartige Einseitigkeiten bekunden sich z. B. im Bau der Alpen und des Jura, bei beiden liegt der Steilabfall auf der Südseite, die nördlichen Falten hingegen werden im Juragebirge nach außen niedriger und hängen vorzüglich in den Alpen als Deckenfalten von südlicherer Fazies z. T. weit nach N. über, sind also von S. nach N. übergeschoben worden; an den südlichen Absturz der Alpen schließt sich das Senkungsfeld der lombardischen Ebene. Der Apennin wendet seine gefaltete Flanke der Adria, seinen Bruchrand dem Ligurischen und Tyrrhenischen Meere zu, — auf den inneren Bruchrändern der nach außen in immer flachere Falten auslaufenden Karpathen sind die vulkanischen Massen des Eperies-Tokayer Trachytgebirges hervorgedrungen. Der südliche Abbruch des erzgebirgischen Faltensystems wird von dem Senkungsfelde und dem Vulkangebirge Nordböhmens begleitet. Auch der Ural, das Alleghanysystem und andere Faltengebirge zeigen Einseitigkeit in ihrem Bau (s. Fig. 36).



Fig. 36. Profil durch die Alleghanies in Nordamerika.
1 und *2* Tertiär, *3* Kreide, *4* New Red Sandstone, *5* Steinkohlenformation, *6* Devon, *7* Silur, *8* Gneis- und Glimmerschieferformation.

§ 5. **Ablenkung der Falten. Spaltenbildung. Erosion. Rumpfgebirge.** Dort, wo die fortschreitende Faltung der Schichten auf ältere Gebirgsmassen traf, wurden die sich aufwerfenden Falten an letzteren von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt, indem sie dem sich entgegenstellenden Hindernisse auswichen, sich abbogen und um dasselbe herumzogen. So stauten sich die sonst nordöstlich streichenden Falten der Juraketten an den vorliegenden älteren Vogesen und dem Schwarzwalde, drängten sich an diesen enger zusammen und nahmen eine west-östliche Richtung an. Noch augenfälliger ist die Ablenkung der nördlichen Falten

der Ostalpen und ihrer Fortsetzung, der Karpathen, an dem gegen sie von Norden vorspringenden böhmischen Urgebirgsmassiv.

Durch den Zusammenschub der Schichten zu Falten wird die Veranlassung zur Bildung von Spalten gegeben, welche an Stellen der größten Spannung aufreißen. Auf diesen Klüften, welche entweder parallel zur Richtung der Falten, also auch der Gebirge, oder aber quer durch diese verlaufen, oder endlich radiär dieselben durchstrahlen, können sich Verschiebungen der durch sie getrennten Gebirgsteile vollziehen (einfache Verwerfungen, Staffelbrüche, Kesselbrüche (siehe Tektonische Geologie), mit denen dann wieder Erdbeben in Verbindung stehen können. Viele dieser Spalten haben glutflüssigen Massen zum Austritte gedient, andere sind später von Absätzen aus wässerigen Lösungen ausgefüllt worden und haben dadurch die Gestalt von Gesteins-, Mineral- und Erzgängen erhalten.

Der Faltenwurf, der aus der Runzelung der oberflächlichen Teile der Erdrinde hervorgeht, stellt jedoch bei weitem kein fertiges Gebirge, sondern vielmehr nur eine noch ungegliederte Masse dar, aus welcher die einzelnen Berge, Täler, Schluchten und Grate erst durch langandauernde Verwitterung, Erosion und Denudation, also durch die Tätigkeit des Wassers und der Atmosphärilien, herausmodelliert werden, wie dies in späteren Abschnitten gezeigt werden soll. Setzt sich diese Abtragung durch lange Perioden fort, so verfallen die Gebirge dem Schicksale der Vernichtung und Nivellierung. Sie werden zu flachwelligen Plateaus und Hügelländern, zu Rumpfgebirgen, welche nur noch durch ihre komplizierte innere Tektonik auf ihre einstige Natur als hohe Faltengebirge hinweisen (rheinisches Schiefergebirge, bayerisch-böhmisches Grenzgebirge, Bretagne). Nicht selten sind derartige Rumpfgebirge in viel späteren geologischen Zeiträumen von neuen tektonischen Störungen, nämlich von Spaltenbildungen und partiellen Absenkungen betroffen und orographisch umgestaltet worden.

Der Gegensatz zwischen Gebirgsland und Flachland offenbart sich nicht nur tektonisch und orographisch, sondern auch durch die Unterschiede in der Dichte, also der Schwere, in ihrem geologischen Untergrunde. So ergibt sich in den Gebirgen, z. B. den Alpen, dem Jura, dem Schwarzwald, den Karpathen, dem Kaukasus, dem Himalaya ein Zuwenig an Gewicht (also ein innerer Massendefekt), während die angrenzenden Flachländer einen durch größere Dichte erzeugten zu hohen Betrag der Schwerkraft erkennen lassen. Diese Ungleichmäßigkeit in der Gewichtsverteilung gelangt noch schärfer in dem Verhältnis zwischen Kontinentalmassen und ozeanischen Depressionen zum Ausdruck, indem die Dichte der ozeanischen Schollen eine größere ist, als diejenige der Festlandsblöcke. Der Grund dieser Schwerediffferenzen mag darin zu suchen sein, daß am Boden der Ozeane konstant eine sehr niedere Temperatur, innerhalb der Kontinentalblöcke in

dem entsprechenden Niveau hingegen eine sehr bedeutende Wärme herrscht. Hieraus würde in ersterem Falle eine Dichtevermehrung, in letzterem eine Dichteverminderung resultieren (v. Sterneck, Helmert, Faye u. a.).

§ 6. **Biegsamkeit der Gesteinsschichten.** Zur Erklärung der oft höchst komplizierten Windungen, Biegungen und Fältelungen, welche die festen, anscheinend spröden Gesteinsschichten infolge gebirgsbildenden Schubes erlitten haben, nimmt Heim zweierlei Vorgänge an. 1. Bei der Umformung der Gesteine durch Bruch bewegt sich das sich zu Falten biegende Gestein nicht als mechanische Einheit, sondern es vollzieht sich eine oft bis ins kleinste gehende Zerteilung desselben durch Klüfte, Sprünge und Rutschflächen in Fragmente. Diese letzteren verschieben und verstellen sich, soweit als es die Ausgleichung der von den gebirgsfaltenden Kräften erzeugten Spannungen erfordert, und werden dann in gegenseitig veränderter Lage durch Sekretion wieder verkittet. Dieser Prozeß macht sich im kleinsten Maßstabe in der Mikrobreccien- oder Kataklasstruktur der zusammengepreßten Gesteine bemerklich, viel auffälliger aber in deren Durchtrümerung mit oft außerordentlich dichten Netzwerken von Kalkspat- oder Quarzadern, durch welche die Brüche wieder ausgeheilt worden sind. 2. Die Umformung ohne Bruch soll nach Heim darauf beruhen, daß sich die Moleküle der gewöhnlich starren Gesteine unter hochgradiger Belastung bleibend verschieben können, daß, mit anderen Worten, die Gesteine plastisch werden. Nun sind in einer gewissen, aber sehr beträchtlichen Tiefe unter der Erdoberfläche die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort, so daß ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinsteilchen wirkt. Dadurch seien dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch den langsam wirkenden gebirgsbildenden Schub hinzu, so vollzieht sich eine plastische Umformung ohne Bruch. Nach der Ansicht vieler anderer Forscher lassen sich jedoch alle Schichtenbiegungen im wesentlichen auf Umformung mit Bruch zurückführen, also durch kontinuierliche innere Zertrümmerung des Gesteines, Verschiebung der mikroskopischen Fragmente und Wiederverkittung derselben erklären.

§ 7. **Transversale Schieferung durch Gebirgsdruck***). Die falsche oder transversale Schieferung (Clivage) besteht darin, daß die schieferige Struktur und damit verbundene Spaltbarkeit des Gesteines und zwar namentlich der paläozoischen Tonschiefer und Grauwackenschiefer nicht der Schichtung parallel läuft, sondern die Schichten unter einem größeren

*) H. Loretz, Über Schieferung. Jahresber. d. Senckenbg. naturf. Ges. 1879/80. — Ders., Über Transversalschieferung. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882. S. 258. — A. Heim, Mechanismus Gebirgsbildung. 1878. Bd. II. S. 51—72.

oder kleineren Winkel durchschneidet (Fig. 37). Die falsche Schieferung ist zuweilen so vollkommen ausgebildet und mit einer so ausgezeichneten Spaltbarkeit verknüpft, daß die ursprüngliche Schichtung durchaus verwischt und es nur dann möglich wird, letztere als solche zu erkennen und von ersterer zu unterscheiden, wenn ein stets der Schichtung entsprechender Wechsel von verschiedenartigem Gesteinsmateriale oder verschiedener Farbe die nötigen Anhaltspunkte gibt. Die falsche Schieferung läßt sich nicht selten in erstaunlicher Beständigkeit und Regelmäßigkeit durch ganze Schichtensysteme und ausgedehnte Gebirgsketten verfolgen, ohne in ihrer Richtung irgendwie von der Neigung der Schichten beeinflußt zu werden. Mögen auch letztere zu den kompliziertesten Sätteln und Mulden zusammengefaltet sein, die Richtung und Neigung, unter welcher die falsche Schieferung die Gesteinsreihe durchsetzt, bleibt dieselbe (Fig. 37). Nur ein Zusammenhang existiert zwischen ihr und der Schichtenlage und besteht darin, daß die falsche Schieferung an derartige Faltungen und Stauchungen gebunden ist, und mit beiden stets ungefähr dieselbe Streichrichtung behauptet,

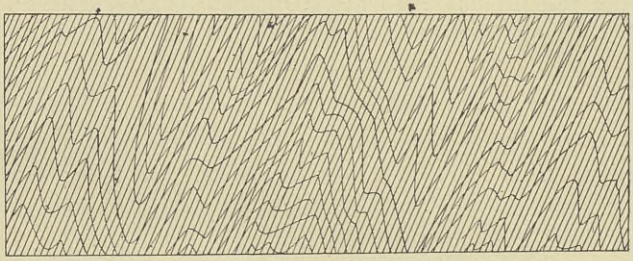


Fig. 37. Falsche oder transversale Schieferung.

woraus sich ergibt, daß die Ursache der Schichtenfaltung und der falschen Schieferung identisch ist. Und zwar ist sie das Resultat einer durch den faltenwerfenden und gebirgsbildenden seitlichen Druck verursachten Richtungsveränderung der kleinsten Teilchen, infolge deren sich letztere rechtwinkelig auf die Richtung des Druckes stellten. Das Experiment bestätigt diese Annahme. Man knetete Schüppchen von Eisenglimmer in plastischen Ton, so daß sie in demselben regellos verteilt waren, und unterwarf diese Tonmasse einem starken einseitigen Drucke. Dieser hatte zur Folge, daß alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung anordneten. Auch reiner Ziegelton, Stearin und Wachs nahmen bei starker Pressung feinschieferige Struktur an. Die blau und weiße Bänderung des Gletschereises, bedingt durch abwechselnd luftfreie und an Luftbläschen reiche Eislagen, welche nicht selten die Schichtungslinien der Gletscher rechtwinkelig durchschneiden, ist eine ganz ähnliche, durch Gletscherpressung hervorgerufene Erscheinung. Infolge der gleichzeitigen Erhaltung der ursprünglichen Schichtung und Schieferung, welche von der

transversalen Schieferung durchschnitten wird, kann eine Griffelung der Schiefermasse erzeugt werden, so z. B. bei den untersilurischen Griffelschiefern Thüringens.

Mit der Biegung, Zerklüftung und Schieferung der vom Gebirgsdruck betroffenen Schichten stehen Zerreißungen und entstellende Verzerrungen (Streckungen) der in ihnen eingeschlossenen Petrefakte und Gerölle in Zusammenhang (Fig. 38).

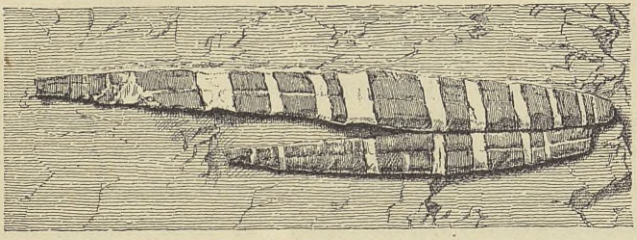


Fig. 38. Belemniten, zerrissen durch mechanische Gesteinsumformung, die Zwischenräume mit Calcit erfüllt, im dynamometamorphisch zu Chloritschiefer umgewandelten Malm von Fernigen (Kanton Uri). Nach *Schmidt*.

§ 8. **Dynamometamorphose** (Druckmetamorphose). Die häufig gemachte Beobachtung, daß die Kristallinität gewisser Schichtenkomplexe in gleichem Schritte mit dem Grade der Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wächst, weist darauf hin, daß die gebirgsbildende Kraft die Ursache metamorphischer Vorgänge sein kann, — d. h. daß ganze Komplexe nicht kristalliner Sedimentgesteine infolge seitlichen Druckes, welchem sie bei der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, eine mehr oder weniger kristallinische Beschaffenheit annehmen können. Man hat die auf solche Weise erzeugten Gesteinsumwandlungen als Druck-, Stauungs- oder Dynamometamorphose bezeichnet.

Hierher gehört beispielsweise die Umwandlung des gemeinen alpinen Jurakalkes in Marmor an Stellen stärkster Biegung und Ausquetschung (Tödi nach Heim, Finsteraarhorn, Jungfrau nach Baltzer), sowie diejenige jurassischer und kretazëischer Ton-, und Mergelschiefer in glimmer-, serizit- und chlorit-, z. T. auch granat-, epidot-, zoisit-, cyanit- und staurolithführende Phyllite (lokal mit Echinodermenresten, am Nufenen Paß mit Belemniten) innerhalb stark zusammengeschobener Mulden der Zentralalpen (Bündner Schiefer). Nach Foullon und Vacek ist das Obersilur der Radstädter Tauern in stellenweise noch organische Reste enthaltende phyllitische Muskovitschiefer mit Einlagerungen von Amphibolschiefern, Gneisen und Chloritoidschiefern, — nach Stur, Toula, Foullon und Hoernes das Subkarbon der obersteirischen Alpen in Chloritoidschiefer, Tonglimmerschiefer, Phyllitgneise und Graphit umgewandelt, letzterer noch mit Erhaltung der charakteristischen Kulmpflanzen. Nach Rothpletz und Heim sind die

Steinkohlen des Karbons am Tödi und in den Walliser Alpen in Anthrazit, stellenweise sogar in Graphit, eozäne Braunkohlen der Diablerets durch intensiven Gebirgsdruck in Anthrazit metamorphosiert worden. Auch der von kristallinen Schiefern begleitete Marmor von Carrara ist nach Lotti u. a. durch Dynamometamorphose aus obertriadischem Kalkstein hervorgegangen. Nach Liebe sind Devon- und Kulmschiefer Ostthüringens durch Druckwirkung lokal in phyllitartige oder serizitische Schiefer verändert. Im Harz und Taunus wies Lossen die umgestaltende Einwirkung des Staungsmetamorphismus auf paläozoische Schichtgesteine und die ihnen eingeschalteten Tuff- und Eruptivlager nach (Umwandlung von normalen Tonschiefern in phyllitische, serizitreiche Gesteine, von Diabasen in flaserige bis schieferige, z. T. uralitische Gebilde, von granitischen und porphyrischen Einlagerungen in Serizitgneise). Reusch beschrieb von der Halbinsel Bergen in Norwegen mächtige Komplexe von Ton- und Kalkglimmerschiefern, Muskovit-, Hornblende- und Chloritschiefern mit Einlagerungen von Gabbro, Gneis, Granuliten und Konglomeraten, welche z. T. direkt im Glimmerschiefer organische Reste des Obersilurs enthalten, als eine dynamometamorphische Fazies des letzteren usw.

Druckmetamorphose von Eruptivgesteinen. Wie Schichtgesteine, so können auch Eruptivgesteine der Druckmetamorphose verfallen und dann statt ihrer ursprünglich massigen Beschaffenheit flaserige bis schieferige Struktur und dadurch einen äußerlich gewissen Gneisen und kristallinen Schiefern ähnlichen Habitus erlangen. Diese Umgestaltung beruht auf der Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile durch Spaltrisse und auf der gegenseitigen Verschiebung (Streckung) der Zertrümmerungsprodukte, einem Vorgange, welcher in der mikroskopischen Kataklas- oder Mikrobreccienstruktur (Mörtelstruktur) der auf solche Weise metamorphosierten Gesteine seinen Ausdruck findet. So erweisen sich z. B. bei dynamisch deformierten Graniten die Glimmerlamellen gestaucht, geknickt, gebogen und zerfetzt, gleichzeitig sind die Quarze und Feldspate peripherisch, in einem späteren Stadium durch und durch zu minimalsten, verschieden gestellten eckigen Körnern und Splittern zerdrückt, was sich besonders an den Plagioklasen durch Verwerfungen und Verschiebungen der Zwillingsstreifung der erzeugten Fragmente kundgibt. Mit diesem mechanischen Prozesse der Zermalmung des kristallinen Mineralaggregates zu einem mörtelartigen Mosaik geht die hydrochemische, sekretionäre Neubildung von Quarz, Serizit, Muskovit oder Chlorit Hand in Hand. Gleichzeitig wird durch Streckung oder durch den lagenweisen Wechsel stärker oder weniger zerquetschter Partien eine Flaser- oder Augenstruktur erzeugt, welche durch die Parallelstellung der neugebildeten Glimmermineralien noch verstärkt und schließlich zu einer vollkommen schieferigen Struktur werden kann. So ist z. B. der Lausitzer Granit innerhalb gewisser Druckzonen in

flaserige, augengneisartige, ja phyllitähnliche Komplexe, diese durchweg mit der charakteristischen Kataklasstruktur, deformiert worden; ebenso der elbtalgebirgische Granit von Gottleuba und Maxen. Auch die Protogingneise ergaben sich als Alpengranite, welche durch Gebirgsdruck eine Art Schieferung angenommen haben, wobei zugleich der Biotit in feinschuppigen Chlorit oder Serizit umgewandelt wurde. Ähnlich deformierte Quarzporphyre sind die Porphyroide, schieferigen Porphyre und Serizitschiefer Thüringens, Belgiens und z. T. Westfalens, sowie an der Windgälle, in der Adamellogruppe und am Montblanc (z. T. mit »geschwänzten«, d. h. keulen-, birn- oder schmitzförmig in die Länge gezogenen Quarzeinsprenglingen, meist serizitreich). Die Dynamometamorphose von Augitgesteinen vollzieht sich zunächst durch Zertrümmerung und z. T. auch Entkalkung der Plagioklase, aus welchen dann mosaikartige Albitaggregate sowie Epidot hervorgehen können, namentlich aber durch Umsetzung der pyroxenischen Gemengteile in uralitischen oder aktinolithischen, grünen oder braunen Amphibol, dessen Individuen sich filzig, flaserig, strähnig oder gestreckt anordnen und so zugleich eine mehr oder minder scharf ausgeprägte Flaserung und Schieferung des metamorphischen Hornblendegesteines erzeugen können. So werden Gabbro und Diabas in Flasergabbro, Uralitdiabas, Flaserdiabas, chloritische Amphibolschiefer und Amphibolschiefer umgewandelt. Auf solche Weise, also durch Gebirgsdruck, Zermalmung, Verschiebung der Trümmer, Mineralneubildung, Streckung, Flaserung und Schieferung erleiden die betroffenen Eruptivgesteine eine vollkommene Änderung ihrer Struktur, ihres Mineralbestandes und ihrer charakteristischen Erscheinungsform.

6. Erdbeben.

(Seismische Erscheinungen.)

Literatur.

R. Hoernes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893. Mit bis dahin vollständiger Literaturangabe.
A. Sieberg, Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig 1904.
Comte de Montessus de Ballore, La Science séismologique. Paris 1907.
W. H. Hobbs, Erdbeben, eine Einführung in die Erdbebenkunde. Erweiterte Ausgabe in deutscher Übersetzung von J. Ruska. Leipzig 1910.

§ 1. **Begriff derselben.** Der Mensch ist gewöhnt, die Erdkruste als etwas Starres, Unbewegliches zu betrachten, und nennt den Boden, auf dem er wandelt, Erdfeste. Allein fast von Tag zu Tag wiederholen sich Erscheinungen, welche, obwohl sich nur selten zu entsetzlicher Furchtbarkeit steigernd, den Irrtum, der in jener Bezeichnung liegt, vor ihm aufdecken sollten. Es sind dies die Erderschütterungen. Nicht als ob solche seismische Vorgänge ausnahmsweise Paroxysmen wären, es sind

vielmehr Erscheinungen, welche sich zweifelsohne fortwährend an irgend einem Punkte der Erde, bald hier, bald dort geltend machen, fast täglich beobachtet werden und auch Deutschland nicht fremd sind. Glücklicherweise viel seltener steigern sie sich zum höchsten Grade ihrer Intensität, zu den furchtbarsten der irdischen Schrecknisse, den Erdbeben.

Erdbeben sind Erschütterungen der Erdoberfläche, welche durch einen oder mehrere unterirdische Stöße verursacht werden.

§ 2. **Die Ursachen der Erdbeben.** Unterirdische Stöße, welche Erdbeben erzeugen, können durch mehrfache Ursachen herbeigeführt werden. Nach der Art der letzteren kann man die Erdbeben 4 Kategorien zuteilen, von denen aber nur die beiden letztgenannten an dieser Stelle in Betracht kommen:

1. Einsturzbeben (Auslaugungsbeben).

Infolge des Zusammenbruches unterirdischer Hohlräume können Erschütterungen der Erdoberfläche erzeugt werden. Diese nur lokalen und selteneren Erdbebenerscheinungen stehen mit endogenen Vorgängen in keinerlei genetischer Verbindung, sind das Werk der gesteinsauflösenden Tätigkeit des Wassers und werden deshalb in dem diese letztere behandelnden Abschnitte ihre Besprechung finden.

2. Vulkanische Erdbeben (Explosionsbeben).

Dieselben werden durch Gas- und Dampfexplosionen in dem Eruptionskanale der Vulkane erzeugt, von welchem aus sich die Stöße in radialer Richtung, meist aber nur bis in geringe Entfernung ausbreiten. Alle tätigen Vulkangebiete und mit ihnen in Zusammenhang zahlreiche Küstenstriche sind deshalb zugleich Erdbebengebiete (vgl. S. 46). So wird zuweilen die Umgebung des Vesuvs in einem Umkreis von 30 km erschüttert, während die Seismometer im Vesuv-Observatorium Tausende von schwächeren Erzitterungen anzeigen. Auch vom Stromboli und von Vulcano gehen bis nach Palermo und nach Kalabrien reichende radiale Stöße aus. Wenn solche vulkanische Beben nur geringe Ausbreitung erlangen, so können sie doch innerhalb enger Grenzen heftig, ja zerstörend wirken. So wird das furchtbare, aber auf Ischia beschränkte Erdbeben im Juli 1883 auf mißlungene Eruptionsversuche zurückgeführt.

3. Abyssische (kryptovulkanische) Erdbeben oder Injektionsbeben*).

Nach neuerer Auffassung ist der Ausgangspunkt der Mehrzahl der ausgedehnteren Erdbeben (Fernbeben, Weltbeben) in sehr beträchtlicher Tiefe zu suchen, nämlich erst innerhalb der Grenzregion von glutigem Magma und

*) Vgl. W. Branca, Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. Berlin 1902. S. 75. — G. Gerland; G. Tammann.

bereits verfestigtem Gestein, also auch in peripherischen Herden (S. 48). Die sich hier vollziehenden Abkühlungs- und Erstarrungsvorgänge, wie die Ausscheidung von Gas- und Dampfmassen aus dem fest werdenden Magma, ferner die Injektion des letzteren in sein Deckgebirge, endlich aber auch Umwandlungen des Kristallzustandes der bereits erstarrten abyssischen Massen, mögen sich als senkrecht von unten herauf wirkende Druck- und Stoßkräfte betätigen, die zur Entstehung von Erdbeben führen*). Infolge der Tiefenlage ihrer Herde werden derartig erzeugte Erschütterungen den Erdball durchqueren, sich aber jedenfalls über so ausgedehnte Felder der Erdrinde ausbreiten können, wie sie durch die neuesten Seismometerregistrierungen festgelegt worden sind.

4. Tektonische Erdbeben (Dislokationsbeben).

Dieselben sind Folgeerscheinungen der gebirgs- und kontinentbildenden Zusammenziehung des Erdkörpers (s. S. 68), welche Spannungen der Erdrindenstücke erzeugt, die dann plötzliche Auslösungen, also Brechen, Reißen und Verschiebungen erzwingen und dadurch weithin fühlbare Erschütterungen hervorrufen. Die letzteren, also die tektonischen Erdbeben, entstehen somit durch Bewegungen der sich kontrahierenden, sich faltenden, zerreißenden und in ihren einzelnen Stücken sich verschiebenden oder senkenden Erdrinde. Der gewaltige gegenseitige Druck der Gebirgsteile, das Entstehen neuer und die Erweiterung schon bestehender Klüfte und Spalten, plötzliche Störungen der Lagerungsverhältnisse, das sind die Ursachen der tektonischen Erdbeben. Letztere beweisen, daß sich Dislokationen innerhalb der Erdrinde noch stetig weiter vollziehen und ein beständiges Bersten, Abbrechen, Rutschen und Verschieben in der Erdkruste erzeugen. So erklärt es sich auch, daß gerade gebirgige Gegenden, also gefaltete oder in Faltung begriffene Teile der Erdrinde, ferner aber auch die gelockerten Bruchzonen der Kontinentalränder und der Senkungsgebiete sehr oft, — Areale hingegen mit ungestörter Schichtung (Rußland, norddeutsches Tiefland) nur höchst selten Erdbeben den Ursprung geben. Dahingegen hat sich von vielen Erdbeben nachweisen lassen, daß sie in gewissen Gegenden stets von bestimmten Dislokationslinien (seismischen, Stoß-, Schütterlinien) ausgehen, wenn auch die jedesmaligen Stoßpunkte auf letzteren sich verschieben, also wandern können (chronische, habituelle Schüttergebiete). Diese Linien laufen entweder dem Streichen der Faltengebirge parallel und entsprechen dann häufig peripherischen Bruchzonen an der Innenseite der Kettengebirge, oder aber sie durchsetzen dieselben quer. Danach unterscheidet man Längsbeben und Querbeben (longitudinale und transversale Dislokationsbeben).

*) R. Hoernes, Kryptovulkan. Erdbeben. Geol. Rundsch. II. 1911. S. 382.

§ 3. **Die Natur der Erdbeben.** Durch einen Stoß wird eine Stelle der Erdtiefe (Erdbebenherd, Zentrum oder Hypozentrum) in elastische Schwingungen versetzt. Diese pflanzen sich von hier aus in Form von scheinbar konzentrischen Kugelwellen (Erdwellen) allseitig fort und gelangen hierbei auf kürzestem Wege zu dem vertikal darüber liegenden Gebiete der Erdoberfläche, dem Epizentrum, wo sie senkrecht von unten nach oben wirkende Stöße, also succussorische Erschütterungen, hervorrufen. Alle übrigen, scheinbar geradlinigen Stoßstrahlen treffen die Erdoberfläche unter Winkeln (Emergenzwinkeln), die mit der Entfernung vom Epizentrum immer spitzer werden, und setzen dieselbe gleichfalls in stoßförmige Bewegung, nehmen aber mit der Entfernung an Intensität ab, so daß das Epizentrum das von den Erdwellen stärkst erschütterte (pleistoseiste) Gebiet bleibt. Hier erzeugen sie die Oberflächenwellen, die sich längs der Erdoberfläche als wellenförmige (undulatorische) Erhebungen ausbreiten und mit wachsender Entfernung vom Epizentrum die längsten Schwingungen des Erdbodens hervorrufen. Da sich die Oberflächenwellen viel langsamer fortpflanzen, als die Erdwellen, nämlich erstere im Mittel 3,8, letztere aber 14 km in der Sekunde, so werden sich jene außerhalb des Epizentrums erst später als letztere bemerklich machen und zwar wird der Zeitunterschied im Eintritt der beiden Wellengruppen um so größer, je weiter der Beobachtungsort vom Ausgangsgebiet des Bebens entfernt liegt.

Diese Phasen eines Erdbebens kommen in dessen Registrierung durch seismogrammatische Instrumente als Vorphase oder Gruppe der Vorläufer (Impulse der Erdwellen), als Hauptphase oder Gruppe der Oberflächenwellen und als Endphase oder Gruppe der ausklingenden Erdbebenwellen deutlich zum graphischen Ausdruck.

Neben succussorischen und undulatorischen hat man rotatorische, also drehende Erdbebenbewegungen unterschieden. Dieselben machen sich dort bemerklich, wo Gegenstände, die nicht in ihrer Schwerpunktsachse fixiert sind oder bei denen die Stelle der größten Reibung auf ihrer Unterlage nicht in ihrer Schwerlinie liegt, von einem Erdbebenstoße betroffen werden, indem sie sich dann um diesen ihren Fixierungspunkt und zwar je nach dessen Lage bald nach rechts, bald nach links drehend bewegen.

Seismologie. In neuester Zeit hat sich die Erforschung der seismischen Erscheinungen und deren Ursächlichkeit zu einem selbständigen Zweige der Geophysik, nämlich der Seismologie entwickelt. Ihr dienen zur Feststellung der Eintrittszeit und der Ausdehnung, zum Verfolg der Intensität, des Verlaufes und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen und namentlich der mikroseismischen Erschütterungen selbstregistrierende Seismometer oder Seismographen*), deren Aufstellung man jetzt be-

*) R. Ehlert, Zusammenstellung d. wichtigsten Seismometer usw. Beitr. z. Geophysik. III. 1897. S. 350—475.

hufs einheitlich organisierter Forschungsarbeit bestrebt ist, mehr und mehr über das gesamte Erdenrund auszudehnen.

§ 4. **Wirkung der Erdbeben.** Die Erschütterungen der Erdoberfläche steigern sich von z. T. mikroseismischen Bewegungen, die vom Menschen nur unter günstigsten Verhältnissen gespürt, sonst bloß vom Seismometer registriert werden, von leichten Erzitterungen des Erdbodens (Tremors, Tremblores) bis zu Erbebungen, welche das Verrücken und Umstürzen beweglicher Gegenstände, das Anschlagen von Kirchenglocken, das Herabstürzen von Kaminen, Rißbildungen in den Mauern und allgemeinen Schrecken zur Folge haben und endlich bis zu jenen schweren Katastrophen, die Gebäude, ja ganze Ortschaften in Ruinen verwandeln, Spalten und Verschiebungen im Gesteinsuntergrund verursachen und Tausenden von Menschen den Tod bringen können.

Derartige heftige Erdbeben pflegen tektonischen oder abyssischen Ursprungs zu sein und gehören zu den zerstörendsten Naturereignissen*). Wenige Stöße oder Wellen genügen, um Hunderte von Gebäuden in Trümmerhaufen zu verwandeln und Tausende von Menschen zu vernichten. Die Zerstörung von Mendoza durch das Erdbeben von 1861, eines der furchtbarsten der Neuzeit, war innerhalb einer einzigen Minute vollendet, — am 26. März 1812 kamen durch das Erdbeben von Caracas in wenigen Minuten mehr als 20 000 Menschen um, — ein einziger, der erste Stoß des kalabrischen Erdbebens (1783) verwandelte den größten Teil der Häuser aller Städte und Dörfer seines Erschütterungskreises in Schutthaufen und tötete, ebenso wie die 3 Stöße des Bebens von Lissabon i. J. 1755 mehr als 30 000 Menschen. Das Erdbeben von Chios am 3. April 1880 brachte von 17 000 Häusern der Insel 14 000 zum Einsturz und 3540 Menschen den Tod. In Japan fanden durch das Erdbeben des Jahres 1891 nicht weniger als 7000 Menschen den Tod, 17 000 wurden mehr oder weniger schwer verletzt und über 20 000 Gebäude zerstört. Die folgenschwerste aller Erdbebenkatastrophen aber ereignete sich am 28. Dezember 1908 morgens in der Straße von Messina, indem durch zwei innerhalb einer Minute urplötzlich erfolgende furchtbare Erdstöße Messina auf Sizilien und Reggio auf der gegenüberliegenden kalabrischen Küste von Grund aus zerstört und nicht weniger als 130 000 Menschen dahingerafft wurden. Sehr verderblich äußern sich auch die Wirkungen der Erdbeben dadurch, daß sich Erd- und Felsmassen von den Bergen loslösen, in die Täler stürzen, hier Ortschaften zerstören und Flüsse in ihrem Laufe hemmen und zu Überschwemmungen zwingen können, wie bei den ausgedehnten Rutschungen infolge des großen ostindischen Bebens am 12. Juni 1897. Ebenso stürzten z. B. bei dem phokischen Erdbeben 1870 enorme Gesteinsmassen aus dem Parnaß-, Korax-

*) Vgl. W. Branco, Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. Berlin 1902.

und Kirphisgebirge herab; Felsprismen von 100 bis 140 m Länge und 20 bis 25 m Dicke brachen aus der Wand der Phädriaden oberhalb Delphi in die Tiefe.

Spaltenbildungen sind häufige Begleiterscheinungen der Erdbeben. Die Spalten, von schmalen Rissen bis zu klaffenden, viele Kilometer langen Klüften und breiten Schlünden, haben meist einen geradlinigen, bisweilen einen zickzackförmigen, selten einen krummlinigen Verlauf, entstehen oft in sehr großer Anzahl, schließen sich jedoch zum Teil direkt wieder, indem sie alles, was sie in ihrem Schlunde verschlungen, zerquetschen (so z. B. in Kalabrien i. J. 1783). Die geöffnet bleibenden Spalten zeigen häufig einen auffallenden Parallelismus, in anderen Fällen laufen sie strahlenförmig von einem gemeinsamen Mittelpunkte aus (Fig. 39), in noch anderen trat zugleich eine Verwerfung der Gesteinslagen ein, so daß die eine Seite der Spalte gehoben, meist aber gesenkt wurde.



Fig. 39. Radiärspalten, aufgerissen durch das kalabrische Erdbeben i. J. 1783.

So stand das große mitteljapanische Erdbeben vom 28. Oktober 1891*) mit der Bildung einer über 65 km langen nordwestlichen Verwerfungsspalte in ursächlichem Zusammenhang, deren nordöstlicher Flügel meist und zwar bis zum Betrage von 6 m abgesunken, an einer Stelle aber gehoben worden ist. In beiden Fällen überragt der eine Spaltenrand wie die Böschung eines Eisenbahndammes das vorliegende Gelände. Gleichzeitig hat eine Verschiebung von 1—4 m in horizontaler Richtung stattgefunden, so daß Wege, Gräben und Baumreihen um diesen Betrag gegeneinander verschoben worden sind (siehe Fig. 40). Ähnliche Spaltenbildungen wiederholten sich bei dem japanischen Beben vom 31. August 1896. Auch bei den Erdbeben in Lokris im April 1894 entstand außer zahllosen Rissen,

*) B. Koto, On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan 1891. Tokyo 1893.

sowie vielen bis mehrere Kilometer langen Spalten eine große Spalte von 55—60 km Erstreckung parallel der euböischen Küste. Der eine Flügel derselben erfuhr außer einem Absinken von 0,3—2,0 m ebenfalls eine kleine seitliche Verschiebung. Ebenso bildeten sich bei dem gewaltigen indischen Assam-Erdbeben i. J. 1897 Hunderte von größeren und kleineren Rissen, deren bedeutendster, die Chedrang-Verwerfungsspalte, eine Horizontalverschiebung von lokal 10 m bewirkte. Wo solche Dislokationen Eisenbahnstrecken durchqueren, haben sie zuweilen gewaltsame Verbiegungen der Geleise erzeugt (Fig. 41), an anderen Orten (so in San Franzisko i. J. 1906) den Bruch von Gas- und Wasserleitungen, sowie von elektrischen Kabeln bewirkt. Die Folge eines Erdbebens nahe der Küste der Yukatat-Bay in Alaska im September 1899 war die Bildung von Spalten, auf denen Hebungen von bis zu 16 m stattfanden, durch welche die Schneelast im

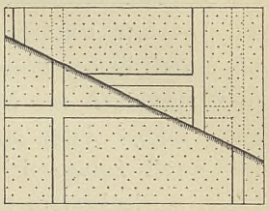


Fig. 40. Die mitteljapanische Erdbebenspalte bei Katabira (1891). Nach *Koto*.
Felder mit sich rechtwinkelig kreuzenden Wegen werden von der Erdbebenspalte durchsetzt. Absinken des nordöstlichen Flügels verknüpft mit einer Horizontalverschiebung.

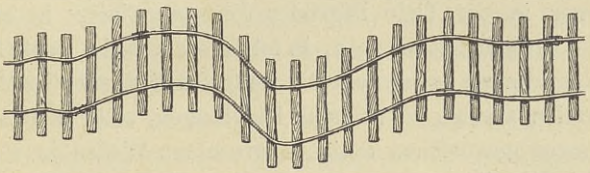


Fig. 41. Verbogener Eisenbahnschienenstrang. Folge des Erdbebens von Charleston i. J. 1886.

östlichen gebirgigen Ursprungsgebiete der sich zum Malaspina-Fächer vereinenden Gletscher zum Abrutschen in die Firnbecken gebracht wurde. Hier versetzte sie die daselbst entspringenden Eisströme in so rasche Bewegung, daß sich dieselben in wilde unzugängliche Felder von Eisschollen verwandelten (R. S. Tarr). Das zerstörende Erdbeben von Kalifornien am 18. April 1906 ist auf die teilweise Wiederaufreißung einer alten, der pazifischen Küste fast parallel streichenden Bruchlinie (San Andreas-Rift) zurückzuführen, auf der sich dann seitliche Verschiebungen von bis 6 m und vertikale von etwa 1 m vollzogen haben (A. C. Lawson).

Zuweilen verursachen derartige Spalten das Abgleiten von alluvialen Ablagerungen auf den Böschungen des Grundgebirges, wie z. B. bei dem kalabrischen Erdbeben 1783, wo ausgedehnte Flächen mit ihren Obst- und Getreidekulturen 1—2 km weit abrutschten. Bei dem phokischen Erdbeben 1861 trennte sich die flache Küstenebene von Achaja auf einer 13 km langen, klaffenden Spalte vom Hinterlande ab und bewegte sich gegen das Meer, unter welchem ihr Ufersaum bis zu 200 m Breite verschwand. In

großartigstem Maßstabe wiederholten sich ausgedehnte Abgleitungen von mit Wald bedeckten Bodenflächen bei dem ostindischen Assam-Erdbeben am 12. Juni 1897.

Mit dem Aufreißen von Spalten stehen zuweilen gewaltsame Ausbrüche von Wasser und Schlamm in Verbindung, was darin begründet ist, daß unterirdische wasserreiche Schichten und Wasseransammlungen durch die Bewegungen der Erdkruste eine starke Kompression und Spannung erleiden, infolge deren sie beim Bersten der darüber befindlichen Erdschicht mit Gewalt zutage dringen, hoch emporspritzen und trichterartige Rundlöcher, sowie kraterartige Sand- und Schlammkegel hervorbringen können, so 1783 in Kalabrien, 1861 am Golf von Ägina, 1880 bei Agram, 1891 und 1896 in Japan, 1897 in Assam, 1902 in Turkestan usw.

Die Erdbeben werden meist von donnerndem, krachendem oder rasselndem unterirdischem Geräusch begleitet, das ihnen auch vorangehen und sie überdauern kann. Derartige beängstigende Detonationen machen sich zuweilen auch unabhängig von fühlbaren Erdbebenbewegungen hörbar (Bramidos, z. B. auf der dalmatinischen Insel Meleda).

§ 5. **Fortpflanzungsweise der Erdbeben.** Die Erschütterung des Bodens geht entweder von einem unterirdischen Erregungspunkte aus, oder aber von einer in der Tiefe liegenden Erregungslinie. In ersterem Falle nennt man die Erdbeben zentrale, in letzterem axiale, oder bei sehr langgestreckter Ausdehnung lineare. Bei zentralen Erdbeben breiten sich deren Oberflächenwellen allseitig in radialen Richtungen, also nach Art der durch einen ins Wasser geworfenen Stein verursachten Wellen in sich erweiternden konzentrischen Kreisen aus, in welchen die Intensität der Bewegung mit der Entfernung vom Mittelpunkte abnimmt. Es wird sonach der erschütterte Landstrich innerhalb annähernd kreisförmiger Konturen fallen und deshalb als Erschütterungskreis bezeichnet. Die axialen und linearen Erdbeben pflanzen sich von ihrer Erregungslinie aus auf der Erdoberfläche in Gestalt von mehr oder weniger stark in die Länge gezogenen, elliptischen Wellen fort, wodurch ihr Gebiet zu einer langgestreckten Erschütterungszone wird. Relaisbeben kommen dadurch zustande, daß die Wellen eines Erdbebens auf ihrem Wege tektonische Spannungen innerhalb eines Nachbargebietes auslösen und dadurch ein sekundäres Beben mit selbständigem Ursprungsorte verursachen.

Aus der kartographischen Verbindung aller zu gleicher Zeit von der sich ausbreitenden Erdbebenwelle betroffenen Punkte resultieren ungefähr konzentrische kreisförmige oder elliptische Ringe, die Homoseisten, aus derjenigen aller Orte, welche den gleichen Stärkegrad der Erschütterung aufweisen, die Isoseisten, von denen diejenige, welche das Gebiet größter Erdbebenwirkungen umschließt, als Pleistoseiste bezeichnet wird. Aus den sich durch die Homoseisten offenbarenden Zeitdifferenzen ergeben sich

die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Entstehungszeit, aus ihrem gemeinsamen Mittelpunkt das Epizentrum des Erdbebens, unter welchem das Zentrum (Hypozentrum) zu suchen ist. Auch die Tiefenlage des letzteren hat man mit Hilfe der verschiedenartigsten Methoden zu berechnen versucht, ohne daß diese Frage bis jetzt endgültig gelöst wäre. Nur soviel steht fest, daß die Herdtiefe zwischen sehr weiten Grenzen schwankt, daß aber die Ausgangspunkte der bedeutenden Erdbeben (Weltbeben) in einer viel größeren Tiefe liegen, als früher allgemein angenommen wurde (abyssische Beben).

§ 6. **Dauer der Erdbeben.** Die Hauptstöße der Erdbeben nehmen trotz ihrer nicht selten verwüstenden Kraft meist nur wenige Sekunden in Anspruch. Ihnen pflegen leichtere Erschütterungen voranzugehen (Vorstöße) und ebensolche Nachstöße zu folgen, welche wochen-, ja monatelang fortdauern können (Erdbebenschwärme, Schwarmbeben, Bebenperioden), um allmählich nachzulassen und zu verklingen, sich aber oft nur durch seismometrische Aufzeichnung bemerklich machen.

Bei dem Erdbeben von Honduras 1856 zählte man in einer Woche 108 Stöße, bei dem von Lima im Jahre 1746 innerhalb 5 Monaten 451 Stöße; auf Hawaii hielt 1868 ein Erdbeben mehrere Monate an, in deren einem (März) man allein 2000 Stöße zählte; — das am 31. Juli 1870 beginnende phokische Erdbeben dauerte $3^1/_2$ Jahre, während deren sich nach J. Schmidts Schätzung etwa 700 000 Erbebungen, darunter über 300 bis 320 heftige, mit großen Zerstörungen verbundene und 50 000 schwächere Erdstöße fühlbar machten. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1872 war die heftigste Erschütterung einer etwa $2^1/_2$ Monate umfassenden Erdbebenperiode. Den Hauptstößen des japanischen Erdbebens vom 28. Oktober 1891 folgten am gleichen und nächsten Tage 420, dann an Häufigkeit abnehmend binnen 5 Monaten noch 2588 Nachstöße. Das furchtbare indische Assam-Beben im Jahre 1897 übte seine verheerenden Wirkungen hauptsächlich durch seinen ersten Stoß innerhalb nur weniger Sekunden aus, auf welchen binnen 23 Stunden noch 48 schwächere Stöße folgten. Die vogtländischen Erdbebenschwärme im Oktober und November 1897, im Juli und August 1900, im Mai und Juni 1901, im Februar bis Mai 1903 und im Oktober bis Dezember 1908 setzten sich aus Hunderten von freilich meist schwächeren Stößen zusammen.

§ 7. **Abhängigkeit der Lage des Herdes und der Wirkung der Erdbeben vom geologischen Untergrunde.** Die Erdbeben gehen aus von tektonischen Linien, also von Zonen der größten Lockerung innerhalb der Erdkruste, nämlich von Bruch- und Faltengebirgen sowie von Steilrändern der Kontinente und ozeanischen Einbrüchen. Die häufigsten und kräftigsten der Beben stehen in ursächlichem Zusammenhange mit den jüngsten, noch nicht gänzlich zur Ruhe gelangten Dislokationen, während

die älteren tektonischen Störungsgebiete nur schwächere Erbebungen zu erzeugen vermögen. So entstammen nach Montessus de Ballore von 69315 in Europa verzeichneten Erdstößen 86,4 Prozent den jüngsten, und nur 13,6 Prozent vorkarbonischen Gebirgs- und Bruchsystemen, sowie der Russischen Tafel. Das Alpengebirge und die mittelmeerischen Bruchränder sind die Ursprungsgebiete zahlreicher und verheerender, das paläozoische Vogtland und Erzgebirge diejenigen zwar ziemlich häufiger, aber sich nur sehr schwach bemerklich machender Erdstöße.

Auch die größere oder geringere Fähigkeit des Bodens, die lokalen Erschütterungen weiter fortzupflanzen, beruht auf seinem geologischen Aufbau. Es ist offenbar, daß in der Intensität und der Ausbreitung der Erdbeben auffällige Unterschiede hervortreten müssen, je nachdem der Untergrund aus lockeren oder festen, massigen oder geschichteten, vielfach zerstückelten und verworfenen oder stetig ausgedehnten Gesteinsmassen besteht. In Gebieten von zusammenhängenden, festen Gesteinsmassen werden sich die Erschütterungen des Bodens gleichförmig und weithin fortpflanzen, während sie sich da, wo der Boden oberflächlich aus losem Sande und Gerölle oder aus zerklüfteten Gesteinen besteht, in ungleichmäßiger, verworrener und des losen Zusammenhanges und der größeren Beweglichkeit aller Teile wegen in furchtbarer Weise kundgeben. Besonders zeigt sich dies an solchen Stellen, wo dünne Decken von lockeren Gesteinen auf festem Felsgrunde auflagern. Selbst bei geringen Erzitterungen des letzteren geraten die losen Massen oberhalb desselben in eine förmlich springende Bewegung, deren Lebhaftigkeit mit der Lockerheit des Zusammenhanges wächst. Die Wirkung der Erdbeben ist deshalb dort am zerstörendsten, wo lose Schuttgesteine auf solidem, massigem Fels lagern, da aber, wo letzterer zutage tritt, ungleich geringer (Erdbebeninseln). Auch die Ausdehnung und somit die Konturen des Erschütterungsareals der Erdbeben sind vom geologischen Bau des Untergrundes abhängig. So müssen vorzugsweise Spalten im Gebirgsgrunde die Fortpflanzung der Bodenerschütterung schwächen oder vollständig hemmen. Dahingegen werden sich Erdstöße in massigen Gesteinen am regelmäßigsten nach allen Seiten, in geschichteten Komplexen am weitesten in der Richtung der Schichtung fortpflanzen.

§ 8. **Seebeben***). Die Wirkung der Seebeben, die entweder von Beben der nahen Meeresküste erzeugt werden, von wo aus sie sich auf die See fortpflanzen, oder und zwar meist von seismischen Erschütterungen des Meeresbodens selbst ausgehen, zeigt sich in Erzitterungen oder z. T. sehr heftigen Stößen, welche die Schiffe auf offenem Meere erleiden, und in heftigen Schwankungen des Meeresspiegels an den Küsten und Inseln,

*) E. Rudolph, Über submarine Erdbeben. Beiträge z. Geophysik. Stuttgart 1887. I. S. 133 und 1885. II. S. 537.

wo sie Rückzüge des Meeres und Überflutungen des Landes bewirken, durch welche Städte bis auf die Grundmauern weggeschwemmt werden können. An den Küsten beginnt die Bewegung oft mit einem Rückzuge des Meeres, infolge dessen die Untiefen hervortreten, Schiffe auf den Grund geraten, Häfen und ganze Meerbusen trocken gelegt werden. Wie ein Wasserberg stürmt das Meer wieder gegen die Ufer an, steigt 10, 20 und mehr Meter über seinen normalen Stand, wirft Schiffe über den Hafen weg und reißt sie weit landeinwärts. So erzeugte am 13. August 1868 ein Seebeben an der Küste von Peru eine Erdbebenflut, welche sich vom 13. bis 16. August mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 400 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen Ozean verbreitete, sich bis an die Küsten von Australien und Japan fühlbar machte, auf vielen in ihrem Wege gelegenen Inseln die größten Verheerungen anrichtete und noch in Neuseeland bis über 3 m hohe Wellen bildete. Ganz Ähnliches gilt von dem großartigen Beben, welches am 9. Mai 1877 an der Westküste Südamerikas stattfand, infolge dessen das Meer 8 mal in einer Höhe von bis 7 m in die Stadt Iquique einbrach, und welches eine Flutbewegung des Meeres im Gefolge hatte, die sich ebenfalls über die ganze Fläche des Stillen Ozeans erstreckte. Die erzeugte Welle legte den etwa 8800 Seemeilen weiten Weg von Iquique, dem Mittelpunkte der Erschütterung, bis nach Japan in 22 bis 23 Stunden, also mit etwa 230 m pro Sekunde, den nach Neuseeland, nämlich etwa 5000 Seemeilen in ca. 18 Stunden, also mit etwa 180 m pro Sekunde zurück. Die durch die Eruption des Krakatau (s. S. 15 und 36) am 27. August 1883 hervorgerufene Sturzwelle erreichte an den Sunda-Inseln eine Höhe von 36 m, wusch 36 000 Menschen weg und pflanzte sich mit einer ungefähren Geschwindigkeit von 306 Seemeilen in der Stunde über den ganzen Stillen und Atlantischen Ozean fort. Dem Seebeben von Kamaishi fielen am 15. Juni 1896 an der Nordostküste der japanischen Insel Nipon binnen wenig Minuten 22 000 Menschen zum Opfer. Die von ihm erzeugten Flutwellen setzten selbst noch die Bewohner der Küsten von Nordamerika und von Australien in Schrecken.

Nach dem kolumbianischen Erdbeben vom 31. Januar 1906 stürmten 2—3 Flutwellen über den flachen Meeresstrand und spülten die hier gelegenen Ortschaften und Ansiedelungen nebst ihren Bewohnern weg. In einzelnen Fällen haben die mit Seebeben verbundenen Dislokationen des Meeresgrundes Zerreißungen der auf demselben lagernden Telegraphenkabel verursacht. So wurden im Atlantischen Ozean östlich von Neubraunschweig am 4. Oktober 1884 3 parallel liegende Kabel gleichzeitig zerrissen, während im Stillen Ozean bei dem oben erwähnten kolumbianischen Erdbeben das in Buenaventura landende Kabel an 18 Stellen gebrochen wurde.

So wurzeln denn die imposantesten Vorgänge in dem Entwicklungsprozesse unseres Planeten: ozeanische Einbrüche und kontinentale Oszillationen, Faltung und Bruch der Rindenstücke zu Gebirgen, Vulkantätigkeit und Erdbeben insgesamt in einer einheitlichen Ursache, in der Abkühlung des glutigen Erdinneren.

II. Die exogenen Vorgänge.

Als exogen bezeichnet man alle diejenigen geologischen Vorgänge, welche sich auf der Lithosphäre von außen her unter dem Einflusse des Wassers, der Luft und des organischen Lebens geltend machen.

A. Die geologische Tätigkeit des Wassers.

Dem Wasser ist die Aufgabe gestellt, die durch endogene Vorgänge auf den Kontinenten erzeugten Höhenunterschiede wieder auszugleichen, — umzureißen, was aus der Tiefe wirkende Kräfte aufgetürmt, auszuebnen, was sie emporgewölbt haben. Das Endziel dieser seiner nivellierenden Tätigkeit ist es, die ursprüngliche, von Berg und Tal nicht unterbrochene Oberflächengestaltung der Kontinente wieder herzustellen. Derselbe Drang nach der Tiefe, welcher das Wasser zum wichtigsten geologischen Werkzeuge gestaltet, wohnt auch dem Gletschereise inne. Wir haben demnach das Wasser sowohl in flüssigem, als in festem Zustande mit Beziehung auf seine geologische Tätigkeit zu betrachten.

1. Das Wasser als geologisches Werkzeug.

Der ganze Kreislauf des Wassers ist ein geologisches Werkzeug, dessen einschneidende Wirkung auf seinem Streben beruht, von der Höhe nach der Tiefe zu gelangen. Als Regentropfen auf den Schauplatz seiner irdischen Tätigkeit gefallen, beginnt es sogleich mit Überwindung aller Hindernisse sich einen Weg nach dem tiefsten Niveau der Erdoberfläche, dem Meere, zu bahnen. Der Größe und Schwierigkeit der Aufgabe des Wassers entspricht die Vielfältigkeit der Mittel, welche ihm zur Erfüllung derselben zu Gebote gestellt sind. Reicht seine mechanische Kraft zur Zertrümmerung und zur Transportierung der Gesteinsmassen, welche sich ihm in den Weg stellen, nicht aus, dann kommt ihm seine Fähigkeit zu Hilfe, gewisse Bestandteile der Gesteine chemisch aufzulösen, zu zersetzen und auszulaugen und dadurch den Fels in seinem innersten Gefüge zu lockern, und sind beide vereint zur Bewältigung der Hindernisse zu schwach, so gesellt sich ihnen die Sonnenbestrahlung (Insolation) und der Frost zu. Die erstere bringt das Gestein zur Ausdehnung, Berstung und Zerstückelung, —

beim Frieren dehnt sich das Wasser mit so unwiderstehlicher Gewalt aus, daß es, in Felsspalten eingeschlossen, die Gesteine zertrümmert.

Der Weg, welchen das Wasser einschlägt, um aus den Bergen in die Ebene und von da zum Meere zu gelangen, ist ein doppelter. Ein Teil sucht sich unterirdische Bahnen, ein anderer folgt der Oberfläche des Bodens.

Von seinem Ziele aus kehrt es in Dunstform zurück zu den Gebirgen, um dort unendlich oft, immer und immer wieder von neuem seine Wanderung anzutreten und seine geologische Arbeit zu verrichten.

Aus der Faltung eines Streifens der Erdkruste zu einem Gebirge ging nicht unmittelbar das hervor, was heute als abwechslungsreiches Ganzes vor uns liegt, — der gebirgsbildende Schub lieferte vielmehr nur rohe Gesteinsfalten: die Umgestaltung derselben in ein gegliedertes Gebirgssystem lag dem Wasser ob. Als Regen und Tau beginnt es zunächst seine zersetzende und auslaugende, die feste Gesteinsoberfläche lockernde, chemische Tätigkeit. Die nicht einsickernden, ablaufenden Regentropfen streben nach der nächsten Bodeneinsenkung, zarte Rillen in dem Verwitterungsboden hinter sich zurücklassend; zum Rieselbach vereint, schneiden sie sich Wasserrisse in das gelockerte Gestein; als Gebirgsbach entfalten die gesammelten Gewässer die ganze Kraft ihrer Falltätigkeit und wühlen sich tiefe Schluchten in den Felsgrund. Die Bäche vereinigen sich zum Bergstrom, welcher die Schlucht zum Gebirgstal erweitert, die Bergströme zu Flüssen, deren Bett sich zum Tale ausdehnt, aus welchem sie in die Niederung treten, um durch diese, indem sie andere Gewässer in sich aufnehmen, dem Meere als Strom zuzufließen: ein kunstreiches System von Wasserkanälen, dessen zarteste Äste sich im Hochgebirge verzweigen und das Wasser auffangen und dem Meere zuführen. In den ursprünglichen Gebirgsabfall schneiden sich die Wasser ein solches System neben dem anderen ein (Erosion); Schluchten und Täler unterbrechen jetzt in mannigfachster Gestaltung die früher gleichförmig ausgedehnten Abhänge, als deren Überbleibsel nur noch die Felsrücken und Felsgrate stehen geblieben sind, welche die einzelnen Täler trennen. Ihre oberen Begrenzungslinien deuten das vordem allgemeine, ununterbrochene Niveau des Bergabfalles an.

Die Täler sind zugleich die Kanäle, welche zur Wegschaffung und zum Transporte des erodierten Gebirgsmateriales nach der Ebene und zum Teil bis zum Meere dienen. An dieser talabwärts gerichteten Bewegung der Zerstörungsprodukte der fließenden Gewässer nehmen nicht nur die im direkten Bereiche der letzteren liegenden Schuttmassen teil, vielmehr kommt jeder Regenguß, jeder Gewitterschauer den Gebirgswassern zu Hilfe, indem er von den abschüssigen Bergabhängen den Verwitterungsschutt abträgt und Felsblöcke loslöst und dem Bache zuführt, der sie entweder direkt, oder, nachdem sie der Frost in kleine Stücke gesprengt hat, mit sich fortschiebt.

Durch gegenseitige Reibung runden sich die Fragmente ab und verlieren zugleich immer mehr an Größe, bis sie, am Fuße der Gebirge angekommen, zu Kies, Sand und zum Teil zu den feinen Schlammteilchen zermalmt worden sind, welche die Trübung der Flüsse bewirken. Selbst an sehr sanften Talgehängen sind die Regenwasser unablässig tätig, sandiges und erdiges Material zu rauben und den Strömen zuzuführen (Denudation). Infolge der allgemeinen Verbreitung der Regen und der dadurch bedingten Bildung von fließenden Wassern ist der größte Teil der Oberfläche des Festlandes wenigstens zeitweilig in einer Bewegung nach dem Ozeane zu begriffen, in dessen Uferzonen sich die eingeschwemmten Substanzen zu Sand und Schlamm niederschlagen, um allmählich zu Gestein zu erhärten und im Laufe der Zeiträume von neuem über den Spiegel des Meeres gehoben und zum Teil zu hohen Gebirgen gefaltet zu werden. Das Material, aus welchem die Erdkruste aufgebaut ist, befindet sich somit in einem ununterbrochenen Kreislaufe, — einem Kreislaufe, den ihm die Bahn des Wassers vorschreibt.

Dabei steht aber den Gewässern außer dem Wege auf der Oberfläche der Erde noch ein zweiter offen. Durch feine Spalten, durch Poren des Gesteines dringen sie in das Innere der Gebirge, um als Quelle wieder an das Tageslicht zu treten. Auch auf dieser seiner unterirdischen Bahn liegt das Wasser erfolgreich seiner Aufgabe der Zerstörung ob, welche noch ganz besonders durch seinen Gehalt an Kohlensäure gefördert wird. Mit Hilfe der letzteren entfaltet das Wasser im Verborgenen eine so großartige Tätigkeit, daß uns dafür jeder Maßstab fehlt, und verwandelt das Innere der Erdkruste in eine Werkstatt, aus welcher die wichtigsten geologischen Erscheinungen hervorgehen. Zuerst drängt es sich in die Poren und Haarspältchen der Gesteine, — selbst die dichteste Felsart kann ihm den Zutritt nicht wehren, — und dann beginnt es den Prozeß der Auflösung und Zersetzung, welchem im Laufe der Zeit fast alle Mineralsubstanzen verfallen.

Beladen mit fremdartigen Stoffen, setzt das Wasser als schwache mineralische Lösung seinen unterirdischen Weg weiter fort, um frischen Kräften, nämlich neu eindringenden Gewässern Platz zu machen, welche das begonnene Werk der Auflösung und Zersetzung aufnehmen. Vor der andauernden Tätigkeit der mikroskopisch kleinen Wassertröpfchen verschwinden ausgedehnte Gesteinsmassen, an ihrer Stelle entstehen unterirdische Hohlräume, an deren Erweiterung die Wasser so lange arbeiten, bis ihre Decke die auf ihr ruhende Last nicht mehr zu tragen vermag. Dann bricht die Höhle in sich zusammen, Stöße erschüttern die Erdoberfläche, der Boden wird von Spalten durchsetzt und beginnt, zuweilen unter erdbebenartigen Erscheinungen, sich zu senken. (Einsturz- oder Auslaugungsbeben S. 82.)

Die Mineralwasser selbst sammeln sich in der Tiefe in Spalten und Hohlräumen an und brechen von diesen unterirdischen Reservoirs aus als Quellen hervor, nachdem sie den Gebirgen eine bedeutende Menge ihres Materiales entzogen und in ihrem Inneren ebenso zerstörend gewirkt haben, wie die Sickerwasser und die Bäche und Ströme auf deren Oberfläche. Sobald sie mit atmosphärischer Luft in Berührung kommen, entweicht ein Teil der Kohlensäure, die entführten Substanzen scheiden sich aus und lagern sich am Fuße der Berge oder überhaupt an der Quellenmündung, oft fern von ihrer ursprünglichen Heimat, ab.

Die Gebirgsquellen entledigen sich jedoch ihrer mineralischen Last bei ihrem Austritte an die Tagesoberfläche nicht vollständig, eine geringe Menge von fremdartiger Substanz und zwar außer von Chlorüren namentlich auch von kohlensaurem und schwefelsaurem Kalke bleibt vielmehr gelöst zurück und wird von ihnen dem gemeinsamen Ziele aller Gewässer zugeführt. Da dies in Hunderten von Strömen geschieht, so müßte der Ozean innerhalb kurzer Zeiträume zu einer gesättigten Solution von Kalksalzen werden. Dies wird jedoch dadurch verhindert, daß die Mehrzahl der Meeresbewohner und zwar namentlich Mollusken, Echinodermen, Korallentiere, Foraminiferen und Kalkalgen den Kalk, welcher aus dem Inneren der Kontinente, vielleicht von deren höchsten Berggipfeln stammt, nachdem er in gelöstem Zustande weite Strecken durchwandert hat, wieder dem Wasser entziehen, ihn als feste Substanz ausscheiden und als Material für Gesteinsbildungen aufspeichern. Die Austernbänke der atlantischen Küste sind aus Kalk aufgebaut, welcher meistens aus den Alpen und anderen Gebirgen Zentraleuropas stammen mag, — die Korallenriffe des Stillen Ozeanes verdanken ihr Material den seine Fläche umgrenzenden Gebirgen; auf der anderen Seite sind diese selbst zum Teil wiederum nichts anderes, als über den Meeresspiegel gehobene Bauten von Seetieren, kurz, — diese wie jene repräsentieren nur Stadien in dem Kreislaufe des Stoffes.

Aus dieser Skizze der Beteiligung des Wassers bei dem Entwicklungsprozesse der Erdoberfläche und der Wege, auf denen es seine Aufgabe verfolgt, geht hervor, daß die Tätigkeit des Wassers einerseits eine chemische, andererseits eine mechanische ist und in jedem dieser beiden Fälle wiederum Gestein zerstörend, Mineralsubstanzen fortführend und Gesteinsmaterial absetzend sein kann.

a) Die chemische Tätigkeit des Wassers.

G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. Bonn 1863—1866. Nebst Supplement. 1871.

J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. I. Bd. Berlin 1879.

A. Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle etc. II. Bd. und: Les eaux aux époques anciennes etc. Paris 1887.

R. Brauns, Chemische Mineralogie. Leipzig 1896. S. 316—426.

§ 1. **Das Wasser.** Die Wasserdünste, welche durch die Sonnenwärme in den Luftkreis unseres Planeten emporgehoben werden, repräsentieren eine jährliche Wassermenge von über 1000 geogr. Kubikmeilen. Als Regen, Tau und Schnee schlagen sie sich auf der Oberfläche der Erde nieder. Diese enthalten etwas Kohlensäure, namentlich aber Sauerstoff und Stickstoff, welche sie aus der Atmosphäre absorbiert haben; und ihnen, wenigstens den beiden erstgenannten, verdanken die Wasser einen großen Teil ihrer Zersetzungs- und Auflösungsfähigkeit. Ihr Kohlensäuregehalt ist ursprünglich ein außerordentlich geringer (etwa 2,5 % der absorbierten Luft), wird jedoch bedeutend vermehrt, sobald sie in die an verwesenden vegetabilischen Resten reiche obere Schicht der Erde dringen, wo sie die durch Fäulnis der organischen Substanzen entstehende Kohlensäure aufnehmen. Endlich kann sich das Wasser mit der Kohlensäure sättigen, welche aus dem Inneren der Erde emporsteigt, und welcher dasselbe auf dem Wege nach der Tiefe begegnet. Außer Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure führt das Sickerwasser von der Erdoberfläche organische Substanzen mit sich in die Erdteufe, wo sie u. a. infolge ihrer reduzierenden Einwirkung auf die Oxyde ein wichtiges Element in dem durch zirkulierende Gewässer ins Werk gesetzten Umwandlungsprozesse der Gesteine bilden. In solcher Gestalt, beladen mit Sauerstoff, Kohlensäure und organischen Verbindungen, namentlich Humussäuren, ist das Wasser ein geologisches Werkzeug, dessen zersetzendem und auflösendem Einflusse keine Felsart im Laufe der Zeit widersteht. Beim Eindringen in die Gesteine verbraucht das Sickerwasser bald seinen Sauerstoff und die Kohlensäure, falls in den Gesteinen Stoffe vorhanden sind, welche Verbindungen mit diesen Gasen eingehen können. Dafür nimmt es aber solche Mineralsubstanzen auf, welche in ihm entweder an und für sich oder mit Hilfe der Kohlensäure löslich sind, wodurch es in den Stand gesetzt wird, weitere Zersetzungen oder neue Bildungen zu veranlassen, wenn es weiter in die Tiefe dringt. Der von den atmosphärischen Niederschlägen absorbierte Stickstoff geht mit den mineralischen Körpern, zwischen denen er, vom Wasser in die Tiefe geführt, zirkuliert, keine Verbindungen ein, sondern wird bis zum Wiederaustritt der Quellwasser in Absorption gehalten, macht sich dann von ihnen frei und kehrt in die Atmosphäre zurück.

§ 2. **Durchdringlichkeit, Auflöslichkeit und Zersetzbarkeit aller Gesteine durch Wasser.** Die Tagewasser treten ihren Weg nach der Tiefe an; dabei folgen sie nicht allein den Spalten, Klüften und Schichtungsflächen der Gesteine, sondern sie dringen in diese letzteren selbst ein. Die Masse aller Gesteine ist von einem Netze feiner Haarspalten durchzogen, in welche das Wasser, ebenso wie in die Blätterdurchgänge der Gesteinsbestandteile, um so leichter einsickert, je bedeutender der Druck ist, den die auf ihm lastende Wassersäule ausübt. Wie groß die Wassermenge

ist, welche im Inneren der Gebirge zirkuliert, zeigt sich in den Stollen und Schächten vieler Bergwerke, von deren Wänden und Firsten das Wasser tropft und rieselt, — daß feinkörnige wie grobkörnige Gesteine durchdringlich sind, wird in der vollständigen Zersetzung mancher Basalte zu Wacken, in der tief hinabreichenden Kaolinisierung mancher Granite und Porphyre offenbar, und daß Flüssigkeiten ihren Weg in selbst anscheinend vollkommen homogene Mineralmassen finden, ergibt sich aus der künstlichen Färbung der Chalcedone und Achate; kurz keine einzige Gesteinsart setzt dem einsickernden Wasser einen absoluten Widerstand entgegen.

Ebensowenig wie eine vollkommene Undurchdringlichkeit, existiert eine vollkommene Unzersetzbarkeit und Unauflöslichkeit irgend eines Gesteines durch Wasser. Würde auch der Chemiker ein Mineral, welches er mit Wasser behandelt hat, von dem er aber weder durch Reagentien, noch durch Abdampfen Spuren in letzterem nachweisen kann, ein unlösliches nennen, so ist doch damit der Beweis absoluter Unlöslichkeit noch nicht geführt, denn bei hohen Graden der Verdünnung reagieren Reagentien nicht mehr und der Rückstand nach dem Abdampfen kann so unbedeutend sein, daß er dem Auge entgeht. Findet aber der Geologe ein Mineral in der diesem nicht zukommenden Kristallform eines anderen, nach unseren Erfahrungen unlöslichen Minerales (eine Pseudomorphose dieses letzteren), so beweist dies, trotz der anscheinenden Unlöslichkeit desselben, daß Gewässer das verdrängte Mineral im Laufe der Zeiten aufgelöst und weggeführt und ein neues an dessen Stelle abgesetzt haben, oder daß mit Hilfe des Wassers eine langsame chemische Umwandlung der Masse stattgefunden hat. Für die Löslichkeit vieler Gesteinselemente, die für den Chemiker gewöhnlich als unlöslich gelten, sprechen vorzugsweise diejenigen Pseudomorphosen, bei welchen das Umwandlungsprodukt keinerlei chemische Beziehung mehr zu dem ursprünglichen Minerale besitzt. Hierher gehören z. B. die Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Quarz, von Zinnstein nach Feldspat, von Serpentin nach Olivin, von Eisenkies nach Quarz und Rotgültigerz, Quarz nach Flußspat usw. In hohem Maße kommt dem Wasser bei diesen Prozessen sein Gehalt an Kohlensäure zu statten. Zu ganz ähnlichen Resultaten, wie die Beobachtung der natürlichen Vorgänge, hat das Experiment geführt. Es zeigte sich nämlich, daß Feldspate, Epidot, Glimmer, Turmalin, Augit, Hypersthen, Hornblende, Olivin, Chlorit, Talk usw., also anscheinend unlösliche Mineralien, in feingepulvertem Zustande und beim Übergießen mit kohlensäurehaltigem oder selbst chemisch reinem Wasser so schnell von diesem angegriffen wurden, daß schon die ersten Tropfen der abfiltrierten Flüssigkeit Spuren eines jenen Mineralien entstammenden Alkalis oder einer alkalischen Erde zu erkennen gaben. Die Erfahrung lehrt, daß kaum irgend ein in kohlensäurehaltigem Wasser absolut unlösliches oder unzersetzbares Mineral existiert, daß namentlich fast alle die Mineralien,

welche einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Erdkruste nehmen, dem zersetzenden und lösenden Einflusse der Sickerwasser nicht widerstehen können. Die mikroskopische Untersuchung hat dies nicht nur bestätigt, sondern auch den Gang, den diese Umwandlungsprozesse nehmen, kennen gelehrt. Zunächst werden die peripherischen Partien der Gesteinsbestandteile, sowie die Wände der Klüftchen und Blätterdurchgänge in Angriff genommen. Von hier aus schreitet die Umwandlung nach dem Inneren fort, bis nur noch kleine Kerne der frischen Substanz innerhalb des netzförmigen Maschenwerkes von Zersetzungsprodukten übrig bleiben und bis endlich auch diese vollständig von letzteren aufgezehrt werden. Solches gilt namentlich von den Feldspaten, Augiten, Hornblenden, dem Olivin, Cordierit, Granat, Anhydrit, Magneteisen usw.

Eine Folge dieser lösenden und zersetzenden Einwirkung der Sickerwasser auf die Gesteinsbestandteile ist die, daß sie sich mit mineralischer Substanz beladen und diese mit sich fortführen, daß also die ursprünglich reinen atmosphärischen Wasser von ihrem Wege durch die Gesteine als Mineralquellen auf die Erdoberfläche zurückkehren, und daß endlich im Laufe der langen geologischen Zeiträume, seit denen das Wasser durch die Gesteine filtriert, ganz enorme Quantitäten von Substanzen dem Erdinnern entzogen und der Erdoberfläche zugeführt werden.

§ 3. **Die hydrochemischen Prozesse.** Die in die Gesteine der Erdkruste einsickernden, Kohlensäure, Humussäuren und Sauerstoff mit sich führenden Wasser leiten folgende hydrochemische Vorgänge ein:

1. Auflösung.

Ganz abgesehen von einer Reihe sehr leicht löslicher, in der Natur eben aus diesem Grunde selten und nur an besonders geschützten Punkten vorkommender Salze (Eisenvitriol, Kupfervitriol, Alaun, Salpeter usw.), sind es namentlich vier Gesteinsarten, auf welche die atmosphärischen Wasser direkt lösend und wegführend einwirken: Gips, Steinsalz, Kalkstein und Dolomit.

Der Gips nimmt einen nicht unbedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erdkruste, in welcher er mächtige Stöcke und Einlagerungen bildet, und über deren Oberfläche er sich in Gestalt ganzer Hügelreihen, Bergkuppen und ansehnlicher Felsmassen erhebt. Daraus geht hervor, daß selbst seine nur teilweise Vernichtung und Wegführung von großem Einfluß auf den Schichtenbau und die Gestalt der Oberfläche sein muß. Da Gips ein in etwa 400 Teilen Wasser lösliches Salz ist, da er ferner dem auflösenden Angriffe des Wassers nicht nur auf seiner Oberfläche, sondern auch in zahllosen Klüften und Fugen ausgesetzt ist, welche das Gestein infolge seiner weiter unten zu besprechenden Entstehungsweise nach allen Richtungen durchziehen, so ergibt sich, welche bedeutenden Massen dieser Mineralsubstanz in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen in Lösung entführt

werden. So fördert z. B. die Lorenzquelle zu Leucker Bad (Wallis) jährlich 4 Millionen kg Gips zutage, welche etwa 2300 cbm dichten Gipses repräsentieren. Infolge dieser unterirdischen, auslaugenden Tätigkeit des Wassers bilden sich nach und nach große Hohlräume, die Gipsschlotten.

Bedeutend leichter als der Gips fällt das Steinsalz dem Wasser zur Beute und würde aus seinen zum großen Teile aus den paläozoischen Zeitaltern stammenden Lagerstätten längst vollständig entführt sein, falls es nicht zum Teil durch seine konstanten Begleiter, nämlich fast wasserdichte Tonschichten, vor Auflösung und Wegführung geschützt wäre. Sie sind die Bedingungen seiner Existenz als Glied der sedimentären Schichtenreihe; deshalb ist denn auch wohl die Mehrzahl aller uns bekannten größeren Steinsalzablagerungen von Tongesteinen bedeckt. In manchen Steinsalzlagerstätten Norddeutschlands, so in derjenigen von Staßfurt, stellen diese den Abschluß gegen das Wasser so hermetisch her, daß die dortigen aus dem permischen Zeitalter stammenden, also jedenfalls viele Millionen von Jahren alten Ablagerungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche, an die Luft gebracht, durch Anziehung der Feuchtigkeit derselben zerlaufen, vollkommen trocken geblieben sind. Wo Sickerwasser Zugang zu Steinsalzablagerungen finden, um dann mit größerem oder geringerem Salzgehalte wieder an die Erdoberfläche zu treten, bilden sich Solquellen.

Unter den Gesteinen, welche einen noch wesentlicheren Anteil an dem Aufbau von Gebirgen nehmen, als Gips und Steinsalz, ja solche oft ausschließlich zusammensetzen, ist es der Kalkstein, welcher in sehr beträchtlichen Mengen vom Wasser aufgelöst wird. Freilich ist derselbe nur in etwa 1000 Teilen mit Kohlensäure gesättigten Wassers und noch viel unbedeutender in reinem Wasser löslich, doch wird diese geringe Löslichkeit durch die Quantität der gerade auf den Schichtungs- und Kluftflächen der Kalksteine zirkulierenden Wasser ersetzt. Die Resultate sind deshalb überraschend; so hat man z. B. aus der Menge des Wassers der aus dem Teutoburger Walde und der Haar entströmenden Flüsse und aus ihrem Gehalte an kohlensaurem Kalke berechnet, daß dieselben jenen kleinen Gebirgen jährlich eine Quantität Kalkes entziehen, welche einem Würfel von mehr als 33 m Seitenlänge entspricht. Deshalb sind auch kalkhaltige (harte) Quellen, sowie Höhlen und Erdfälle sehr gewöhnliche Erscheinungen im Gebiete von Kalksteinformationen.

Wie in der Tiefe, so geht diese Auflösung und Wegführung des kohlensauren Kalkes auch an der Oberfläche der Kalksteine vor sich. Vielerorts werden hier durch einsickernde Wasser geologische Orgeln, zylindrische, sack- oder brunnenartige Vertiefungen ausgehöhlt, welche dann oft wieder von jüngeren Einschlämmungsprodukten ausgefüllt worden sind. Auf der Oberfläche namentlich der alpinen Kalkgebirge können sich die Kohlensäure enthaltenden und Humussäuren aufnehmenden Niederschläge, z. T. unter

Benutzung der Klüftchen und der lokal wechselnden Widerstandsfähigkeit des Kalksteines jene berüchtigten, kahlen, wild zerrissenen Karrenfelder oder Schratten (Fig. 42) herausmodellieren*). Dieselben bestehen aus einem meist richtungslosen Gewirre von 1—2, ja 10—15 m tiefen Rinnen und Schluchten, getrennt durch abgerundete oder scharfkantige Firsten und zerschlitzte, zackige Kämme, sowie aus rundlichen Kalkbuckeln mit radiär vom Scheitel ausstrahlenden Rillen- und Furchensystemen.



Fig. 42. Karrenfeld am Säntis. Nach *Heim*.

Am großartigsten gelangt die gleichzeitige oberflächliche und unterirdische Auflösung und Wegführung des Kalksteines durch Wasser in den ausgedehnten Kalkgebirgen von Krain, Istrien, Dalmatien und Montenegro als Karstphänomen zum Ausdrucke**). Hier vergesellschaften sich die oberflächlichen Ausnagungserscheinungen in Form von unzähligen, schüssel-, kessel- und wannenförmigen Dolinen, schachtähnlichen Orgeln und wilden Karrenfeldern mit in der Tiefe gelegenen Grotten und sich über- und nebeneinander hinziehenden Höhlensystemen, welche stets, periodisch oder streckenweise von unterirdischen Wasserläufen durchströmt werden. Zu ihnen führen von der durch Ausnagung modellierten Oberfläche kluftförmige Schlünde und röhrenförmige Schlote nebst ihren Einsturztrichtern (Einsturzdolinen) hinab.

Auch Dolomitspat ist in freilich sehr unbeträchtlichen Mengen durch Wasser löslich, so daß Dolomitlager allmählich der Zerstörung und Wegführung von seiten zirkulierender Gewässer anheimfallen. Viel augenfälliger als dieser letzte Vorgang ist indessen die Auslaugung des überschüssigen Calciumkarbonates aus dolomitischen Kalken durch kohlensäurehaltige

*) M. Eckert, Das Karrenproblem. (Mit vollständiger Literatur.) Zeitschr. f. Naturw. Bd. 68. Halle 1895. S. 321.

**) Cvijic, Das Karstphänomen. Wien 1893. — K. Hassert, Phys. Geographie von Montenegro. Peterm. geogr. Mitt. Ergänzh. 115. Gotha 1895. S. 72 f. (mit ausführlicher Literatur). — A. Penck, Morphologie d. Erdoberfl. Stuttgart 1894. Bd. II. S. 269.

atmosphärische Gewässer, ein Prozeß, welcher auf der geringeren Löslichkeit des Dolomitspates beruht und infolgedessen eine relative Anreicherung der ursprünglichen Gesteinsart an kohlensaurer Magnesia, die »Dolomitisierung« derselben, vor sich geht*). Die beständige Wegführung des kohlensauren Kalkes verursacht die cavernöse und poröse Struktur des zurückbleibenden Dolomitgesteines und zugleich die Zerstörung der Kalkschalen seiner organischen Reste. Bei weitergehender Einwirkung von seiten der Gewässer wird diese poröse Beschaffenheit wieder verschwinden, denn sobald das Wasser keinen kohlensauren Kalk mehr findet, greift es den Dolomit selbst an und setzt denselben in den Poren tiefer gelegener Stellen kristallinisch wieder ab. Durch diesen Prozeß kann ein bis dahin deutlich geschichtetes, versteinerungsreiches, dichtes Gestein zu einem ungeschichteten oder sehr undeutlich geschichteten, versteinerungsleeren, kristallinischen umgestaltet werden. In manchen Fällen wird der dolomitische Kalkstein durch Auslaugung des überschüssigen Calciumkarbonates in lose Dolomitsande (»Asche«) verwandelt. Gewöhnlich enthalten die dolomitischen Kalksteine etwas Eisen- und Mangankarbonat, sowie Ton, welche nach Wegführung des Calcium- und Magnesiumkarbonates einen eisenschüssigen und manganhaltigen, tonigen Rückstand bilden, so z. B. die Terra rossa der adriatischen Küstenländer. In den Ozark-Mountains (Missouri) erreicht dieses Residuum nach Pumpelly eine Mächtigkeit von 40 m, welche nur durch Auflösung einer bis 800 m mächtigen dolomitischen Schichtenreihe erzeugt worden sein kann.

2. Umwandlung wasserfreier in wasserhaltige Mineralien.

Das Wasser der Atmosphäre wird von der Mehrzahl der Gesteinsbestandteile im Laufe längerer Zeiträume chemisch aufgenommen, ohne daß dieselben eines ihrer Elemente dafür austauschen. Am augenfälligsten vollzieht sich z. B. die Umwandlung des Eisenoxydes in Eisenoxydhydrat auf der Insel Elba, wo der Roteisenstein von künstlichen Entblößungsstellen aus im Laufe weniger Jahrhunderte bis tief in die feste Masse hinein in Brauneisenstein umgewandelt worden ist. Einer der energischsten und folgenschwersten derartigen Vorgänge ist die Umwandlung des Anhydrites in Gips, also des wasserfreien schwefelsauren Kalkes in wasserhaltigen, wobei ersterer ein Viertel seines Gewichtes Wasser aufnimmt, ein Prozeß, der, lokal durch gewisse Bedingungen begünstigt, so rasch vor sich gehen kann, daß z. B. die zu Bex im Kanton Wallis auf die Grubenhalde gestürzten Anhydritstücke bereits nach 8 Tagen beginnen, sich zu Gips umzugestalten, und daß die Stollen, welche durch den Anhydrit führen, durch Aufblähung des an ihren Wänden in Gips übergehenden und durch diese

*) J. Roth, Chem. Geologie. I. S. 71. — A. G. Högbom, N. Jahrb. 1894. I. S. 262. — E. Philippi, N. Jahrb. 1899. I. S. 32.

Wasseraufnahme sein Volumen vermehrenden Anhydritgesteines fast unfahrbar werden und von Zeit zu Zeit nachgehauen werden müssen. Auch ohne die fördernde Zwischenkunft des Menschen erfolgt diese Umwandlung und zwar im großartigsten Maßstabe an den gewaltigen Anhydritmassen, welche stockförmig zwischen die Schichten der Perm-, Trias und Tertiärformation eingelagert sind. Die atmosphärischen Sickerwasser haben die Oberfläche dieser Stöcke bis zu wechselnder Tiefe in Gips umgewandelt, der wie ein Mantel den noch unveränderten Anhydritkern umgibt. Die Umgestaltung des Anhydritgesteines zu Gips vollzieht sich in der Weise, daß das Wasser in die mikroskopischen Spaltungsrisse der einzelnen Anhydritindividuen eindringt und zuerst den die Spaltwände bildenden Anhydrit in Gips umwandelt. Durch die hiermit verknüpfte Volumenvermehrung werden neue Spältchen aufgerissen, von denen aus sich der gleiche Vorgang vollzieht, bis schließlich auch die kleinen Anhydritkerne innerhalb der Gipsmaschen gänzlich aufgezehrt werden. Die hierdurch bedingte Volumenvermehrung hat die Auftreibung, Knickung und Überstürzung der sekundären Gipslagen (Schlangenalabaster) sowie der überlagernden und benachbarten Schichten zur Folge gehabt, Erscheinungen, welche früher Veranlassung gaben, den Gips für eruptiv zu halten. Die Ausdehnung des sich in Gips umwandelnden Gesteines ist eine sehr bedeutende und beträgt nach v. Fritsch*) in linearer Richtung etwa 10, in kubischer Größe etwa 33 %, so daß ein Anhydritwürfel von 1000 cbm Inhalt zu einem Gipswürfel von etwa 1330 cbm anschwillt. Wie groß die ausdehnende Kraft bei diesem Vorgange ist, ergibt sich daraus, daß die im Anhydrite des Canariatales eingesprengten, wohl ausgebildeten Kristalle von Bitterspat und Quarz im Gipse auseinander gerissen und zertrümmert sind.

3. Oxydation.

Die atmosphärischen Wasser enthalten, wie bemerkt, Sauerstoff in ziemlich beträchtlicher Menge; alle Substanzen, welche eine Verbindung mit diesem Gase eingehen, werden deshalb oxydiert, wenn solche Wasser mit ihnen in Kontakt kommen. Durch Sauerstoffaufnahme geht Magneteisen in Roteisenerz über, welches die Oktaëdergestalt des ersteren beizubehalten pflegt (Martit). Das Ausgehende ganzer Magneteisenerzlager in Brasilien, am Lake Superior, im Erzgebirge ist in solchen Martit verwandelt. Auf einem mit Wasseraufnahme verbundenen Oxydationsprozesse beruht ferner die Umwandlung des Spateisensteines (kohlensauren Eisenoxydules) in Brauneisenstein (Eisenoxydhydrat), wobei einerseits das Wasser die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Eisen austreibt und selbst deren Stelle einnimmt, während zugleich das Eisenoxydul durch Aufnahme von Sauerstoff in Eisenoxyd übergeht. Es ist dies ein Vorgang, welchem die

*) K. v. Fritsch, Das Gotthardgebiet. Bern 1873. Anhydrit und Gips. S. 119

oberen Partien aller Lagerstätten des Spateisensteines unterworfen sind, deren Ausgehendes oft bis zu bedeutender Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt wurde, während in noch größerer Tiefe der Spateisenstein unverändert geblieben ist. Die Oxydation beginnt an der Oberfläche der kristallinischen Aggregate, die lichtgelbe Farbe wird bräunlich, dunkelbraun und zuletzt selbst schwarz, allmählich schreitet diese Umwandlung in die Masse selbst und in die Tiefe vor. Der aus ihr hervorgehende Brauneisenstein ist porös, weil der Verlust der Kohlensäure den Betrag des aufgenommenen Wassers und Sauerstoffes übersteigt, so daß das ursprüngliche Volumen des Erzes um ungefähr ein Fünftel vermindert wird. Beispiele für den beschriebenen Prozeß liefert das in Brauneisenstein verwandelte Ausgehende der Spateisensteinstöcke von Kärnten, des Iberges im Harze, des Stahlberges im Thüringer Walde und vieler anderer Eisenerzlagerstätten. Auch der tonige Sphärosiderit gestaltet sich in tonigen Brauneisenstein um. Auf dieser Tendenz des Eisenoxydules, durch Aufnahme von Sauerstoff in höhere Oxydationsstufen überzugehen, beruht auch die Erscheinung, daß die durch Eisenoxydulsalze bedingte dunkelgrüne bis schwarze Färbung vieler Gesteine oberflächlich in eine rote oder braune übergeht. Ebenso unterliegt auch das Karbonat des Manganoxydules der höheren Oxydation, so daß sich der rosenrote Manganspat schon in den Mineraliensammlungen allmählich bräunt. Als Endprodukte dieses Prozesses resultieren Manganit, Psilomelan und Pyrolusit.

Zu den Oxydationsprozessen gehört auch die Umwandlung der Sulfide (Schwefelmetalle) in Sulfate (schwefelsaure Metallsalze = Vitriolisierung). Da alle Schwefelmetalle beim Zutritte sauerstoffhaltiger Gewässer allmählich diesem Schicksale verfallen, so würden Metallsulfate sehr häufig vorkommen, wenn nicht die meisten derselben leicht löslich im Wasser wären und von diesem fortgeführt würden. So wird Eisenkies zu Eisenvitriol, welcher durch weitere, eben beschriebene Oxydationsvorgänge in Brauneisenstein übergeht, wobei Schwefelsäure frei wird; diese wird von etwa in der Nähe befindlichem Kalkstein aufgenommen, so daß sich Gips bildet, oder sie wird von den Wassern fortgeführt. Als ein Oxydationsprodukt der Blende resultiert Zinkvitriol, aus Kupferkies Kupfervitriol und Eisenvitriol, aus Bleiglanz Bleivitriol, aus Speiskobalt Kobaltvitriol. Aus Zersetzung der durch Oxydation aus den Schwefelmetallen erzeugten schwefelsauren Metalloxyde vermittelst Wassers, welches Karbonate von Alkalien oder Erden enthält, gehen durch Umsetzung Sulfate der letzteren und Metallkarbonate hervor, indem die Alkalien oder alkalischen Erden die Schwefelsäure, die Metalloxyde hingegen die durch Zersetzung der Karbonate freigewordene Kohlensäure ergreifen. Auf diese Weise entstehen namentlich einerseits Weißbleierz, Malachit, Kupferlasur und Zinkspat, andererseits Gips und Schwerspat. Endlich gehen aus der Zersetzung und

Oxydation von Schwefelmetallen Metalloxyde hervor, welche dann das Muttermineral in Form eines feinen Überzuges inkrustieren, nach bergmännischer Ausdrucksweise aus ihm »herausgeblüht« sind. So kommt Molybdänocker auf Molybdänglanz, Antimonocker und Antimonblüte auf Antimonglanz, Arsenikblüte auf Arsenikkies in genetisch bedingter Vergesellschaftung vor. Am auffälligsten machen sich die beschriebenen Zersetzungsvorgänge am Ausgehenden kiesiger Erzlagerstätten bemerklich, welches dann wegen seiner reichlichen Führung von Rot- und Brauneisenerzen als Eiserner Hut bezeichnet wird*).

Aus dem Erdöl geht durch Aufnahme von Sauerstoff zuerst das zähe Erdpech und dann der feste, muschelig brechende Asphalt hervor, während dort, wo diese pflanzlichen und tierischen Zersetzungsprodukte Gesteine imprägnieren, infolge längeren Zutrittes atmosphärischer Luft eine vollkommene Oxydation des Kohlenstoffes in entweichende Kohlensäure stattfindet. Infolge davon bleichen die ursprünglich schwarzen, von Bitumen getränkten Gesteine an der Luft ziemlich rasch, so z. B. viele Brandschiefer und Alaunschiefer, sowie auch die Asphaltkalksteine z. B. von Limmer bei Hannover, deren Oberfläche vollkommen weiß wird, während das Innere der Gesteinsstücke noch schwarz oder schwarzbraun ist.

4. Karbonatbildung durch Zersetzung von Silikaten**).

Kohlensäurehaltige Wasser zersetzen die Silikate von Kalk, Kali, Natron, Eisenoxydul und Manganoxydul, wobei Karbonate dieser Basen gebildet werden und Kieselsäure frei wird. An der Zusammensetzung der Hauptmasse der Erdkruste nehmen Feldspat, Augit, Hornblende einen bedeutenden Anteil. Diese bestehen aber aus kieselsaurer Tonerde oder kieselsaurer Magnesia nebst Alkali-, Kalk-, Eisenoxydul- oder Manganoxydulsilikaten und werden deshalb von der Kohlensäure der Sickerwasser zersetzt. Es resultieren Karbonate von Alkalien, Kalk, Eisen- und Manganoxydul und zugleich wird Kieselsäure ausgeschieden, während die nur schwer angreifbaren Silikate von Tonerde und Magnesia nach Aufnahme von Wasser als wasserhaltige Silikate zurückbleiben (Kaolinisierung und Serpentinisierung). Das Brausen mit Säuren, welches man bei vielen ursprünglich keine Karbonate enthaltenden Diabasen, Basalten und Melaphyren beobachtet, deutet an, daß diese Umwandlung bereits begonnen hat. Die Produkte dieser letzteren, die Karbonate, werden von den Gewässern vollständig ausgelaugt und weggeführt, — ganz zersetzte Gesteine brausen daher nicht mehr mit Säuren. Die ausgeschiedene Kieselsäure ist im Wasser

*) Vgl. R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. II. S. 310. Berlin 1909.

**) Roth, Allg. Geologie. I. S. 112 und 300. — Vgl. hierzu Stremme, Z. f. Prakt. Geol. 1908. S. 122. — N. Jahrb. 1909. II. S. 91. — Wüst, Z. f. Prakt. Geol. 1907. S. 19. — Gagel u. Stremme, Centralbl. f. Min. usw. 1909. S. 427 u. 467. — Gagel, Centralbl. f. Min. usw. 1910. S. 225 u. 271.

löslich und wird deshalb von letzterem zugleich mit den kohlensauren Alkalien und Erden fortgeführt. Als letzter, schwer angreifbarer Zersetzungsrückstand der ausgelaugten Gesteine bleiben die wasserhaltigen Silikate von Tonerde und z. T. auch der schwer zersetzbaren Magnesia zurück. Diejenigen der Tonerde sind als Ton und Kaolin, die der Magnesia als Serpentin, Chlorit, Speckstein, Talk bekannt; dieselben sind demnach die zurückbleibenden, die Karbonate und die Kieselsäure die weggeführten Produkte des Zersetzungsprozesses vieler gemengter kristallinischer Gesteine durch kohlensäurehaltige Sickerwasser.

Gesteine, deren Bestandteile in diesem von der Oberfläche nach innen zu fortschreitenden Vorgange begriffen sind, befinden sich im Zustande der Verwitterung. Mit dieser geht eine Auflockerung der Felsmassen und endlich ein Zerfallen derselben zu Grus, tonigem Sand und reinem oder eisenschüssigem Ton Hand in Hand. Meist schreitet dieselbe nicht

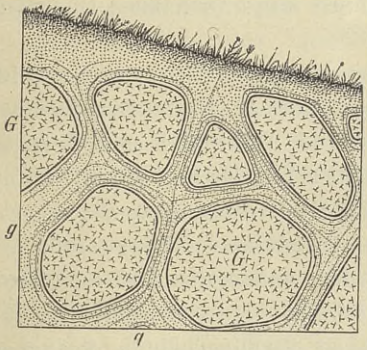


Fig. 43. Verwitterung des Granites. G Granitkerne im mulmigen Granitgrus (g).



Fig. 44. Durch Wegwaschung des Gruses entstandenes Haufwerk von Granitblöcken.

gleichmäßig, sondern auf Klüften und Rissen des Gesteines besonders rasch vor. Namentlich ist dies bei den Graniten und Syeniten der Fall, welche von einem Netze von Absonderungsklüften durchzogen werden. Diesen folgt die Verwitterung, dringt von ihnen aus beiderseits in das Gestein ein und verwandelt dasselbe in mulmigen Grus (*g* Fig. 43). Als Kerne des so entstehenden Maschenwerkes von Verwitterungsprodukten bleiben rundliche Blöcke von noch festem, frischem Gestein übrig (*G*). Spülen dann die atmosphärischen Niederschläge die lockeren Zersetzungsrückstände weg, so verlieren die Klötze ihren Halt, stürzen nach den Lücken zwischen ihnen um und bilden nun ein oft gewaltiges Haufwerk von chaotisch aufeinander getürmten, rundlichen, »wollsackähnlichen« Blöcken, die Felsenmeere (Fig. 44; Brocken im Harz, Luisenburg und Kösseine im Fichtelgebirge, Odenwald, Böhmerwald), oder sie ragen im Falle bankförmiger Absonderung des Granites als aus »matratzenförmigen« Bänken aufgebaute Ruinen über die allgemeine Verwitterungsfläche empor (Greifensteine im Erzgebirge,

Schnarcher im Harz, Rudolphstein im Fichtelgebirge, Königshainer Berge bei Görlitz).

Auf geneigtem Untergrunde werden die gröberen und erdigen Verwitterungsrückstände der Gesteine von den fließenden Gewässern weggespült (Denudation; siehe § 14). Ist dies wegen zu geringer Neigung der Erdoberfläche und deshalb mangelnden Gefälles oder wegen Wasserarmut der Gegend nicht möglich, so bleiben sie als Grus, grandiger Lehm, sandiger, kaolinischer oder eisenschüssiger Ton liegen und bilden eine mit der Zeit an Mächtigkeit (in China, den Anden, Kalifornien bis zu einer solchen von mehreren Hundert Metern) zunehmende Decke über dem frischen Gesteine (akkumulierende Zersetzung). Die derartigen noch auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte befindlichen Verwitterungsprodukte werden als Eluvium zusammengefaßt.

Als die weitverbreitetsten Mineralien, welche dem oben beschriebenen Vorgange unterworfen sind, dürften zu nennen sein: Orthoklas, Oligoklas, Labrador, Hornblende, Augit und Olivin.

Der Orthoklas, ein Kalifeldspat, der häufigste Vertreter der Feldspatfamilie, ein Hauptbestandteil des Granites, Gneises, Granulites, Syenites und vieler Porphyre, besteht aus 1 Teil Tonerde, 1 Teil Kali und 6 Teilen Kieselsäure, wobei jedoch fast immer ein kleiner Teil des Kali durch Natron, Kalk oder Eisenoxydul vertreten wird. Die als Kaolinisierung bezeichnete Verwitterung der Feldspate, also auch des Orthoklases ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Sie beginnt auf der Außenseite des orthoklasführenden Gesteines und gewöhnlich auf der Oberfläche der Kristallindividuen und dringt von hier aus auf Blätterdurchgängen, Zwillingsnähten, Spältchen und Rissen in das Innere der Orthoklase vor. Diese verlieren zuerst ihren Glanz, werden matt, ihre fleischrote Farbe geht in eine weiße über, es bildet sich eine mit dem Fortschreiten des Prozesses an Dicke zunehmende Rinde; Spaltbarkeit, Härte und Zusammenhalt gehen verloren, aus dem festen kristallinischen Feldspat geht ein weißer, erdiger Ton, der Kaolin, hervor. Diese Umwandlung besteht darin, daß das Kali nebst dem etwa in geringen Mengen vorhandenen Kalk, Natron und Eisenoxydul durch kohlensäurehaltige Wasser in Karbonate umgewandelt und ebenso wie ein Teil der Kieselsäure fortgeführt werden, das zurückbleibende Tonerdesilikat hingegen 2 Atome Wasser aufnimmt. Schematisch läßt sich der Kaolinisierungsprozeß wie folgt darstellen:

	SiO^2	$(Al^2)O^3$	K^2O	H^2O
100 T. Orthoklas bestehen aus	64,63	18,49	16,88	—
Entführt werden	43,05	—	16,88	—
Aufgenommen werden	—	—	—	6,47
Es bleiben	21,58	18,49	—	6,47 = 46,5 Kaolin.

So rein tritt indessen der Kaolin kaum auf, enthält vielmehr Reste des Mutterminerales in mehr oder weniger verändertem Zustande.

Die gelöste, aber oft nur auf geringe Entfernung entführte Kieselsäure hat zur Bildung von Konkretionen und Gängen von Opal, Chalcedon, Quarz und Hornstein Veranlassung gegeben, wie sie sich in den Kaolinablagerungen vieler Lokalitäten finden.

Namentlich sind es die Granite und Porphyre, welche durch Verwitterung ihres Feldspatgemengteiles zuerst in ihrem inneren Gefüge gelockert werden, dann zu Grus zerfallen und durch fortgesetzte Zersetzung des Feldspates Anlaß zur Bildung von Kaolinablagerungen geben. Aus Granit hervorgegangen, finden sie sich in großartigem Maßstabe z. B. bei Karlsbad, bei Schneeberg in Sachsen, auf Bornholm, bei Limoges in Frankreich, bei St. Austell in Cornwall; aus der Zersetzung von Porphyren resultieren die Kaoline von Rasephas bei Altenburg, von Morl und Trotha bei Halle u. a., aus derjenigen des Pechsteines die von Meißen.

Der Sanidin, eine Varietät des Orthoklases, vertritt diesen letzteren in den jüngeren Eruptivgesteinen; er ist demnach ein Hauptbestandteil der Quarztrachyte, Sanidintrachyte und Phonolithe und wird durch den nämlichen Zersetzungsprozeß wie der Orthoklas in Kaolin umgewandelt.

Der Oligoklas, Kalknatronfeldspat, bildet einen wesentlichen Gemengteil des Granites, Quarzporphyres und Trachytes, in welchen er neben Kalifeldspat, sowie des Diorites, Diabases, Melaphyres, Andesites und Plagioklasbasaltes, in welchen er ohne jenen vorkommt. Der Oligoklas verfällt der Kaolinisierung noch schneller als der Orthoklas, deshalb liegen oft in ein und demselben Handstücke neben noch vollkommen unzersetzten und darum stark glänzenden Orthoklasindividuen die bereits matten, erdigen, also schon im Zustande der Verwitterung begriffenen Individuen des Oligoklases. Labrador, Natronkalkfeldspat, ist ein Hauptgemengteil des Gabbros und Hypersthenites, sowie gewisser Diabase, Dolerite und Basalte. Seiner Kieselsäurearmut und seines Kalkreichtums wegen ist der Labrador der am leichtesten zersetzbare aller größere Verbreitung besitzenden Feldspate. Bei beiden Plagioklasen ist es zuerst die Kalkerde, dann das Natron, welche durch die Kohlensäure des Sickerwassers bis zum gänzlichen Verschwinden aus ihrer Verbindung mit der Kieselsäure ausgeschieden und als Karbonate weggeführt werden.

Der tonerdehaltige Augit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Diabases, Melaphyres, Dolerites und Basaltes. Durch kohlensäurehaltige Gewässer werden demselben Kalk, Magnesia und Eisenoxydul entzogen, dagegen wird Wasser aufgenommen, so daß nur ein wasserhaltiges Tonerdesilikat zurückbleiben würde. Da aber ein großer Teil des Eisenoxydules als Eisenoxydhydrat wieder ausgeschieden wird, so wird der bleibende Rückstand von einem eisenschüssigen Ton gebildet. Sehr häufig

(namentlich in Diabasen) ist die Umwandlung der Augite in grüne, faserige oder schuppige, wasserhaltige Tonerde-, Magnesia-, Eisenoxydulsilikate, und zwar in Grünerde, Chlorit, Viridit, welche auf der gänzlichen oder teilweisen Entführung des Kalkes und dem Zutritt von Wasser, in gewissen Fällen (Grünerde) auch von Alkalien und Eisenoxyden beruht. Bei den Augiten der Diabase wird dieser Prozeß dadurch eingeleitet, daß sich an den Rändern der Augitkristalle und auf den Sprüngen, welche letztere in Menge durchziehen, eine lauchgrüne, vorherrschend schuppige, selten faserige Substanz (Chlorit, Viridit) bildet. Bei weiterer Umwandlung des Gesteines nimmt das chloritische Mineral auf Kosten des Augites an Masse und Verbreitung zu, so daß vom Augite nur noch rudimentäre Kristallbrocken übrig bleiben. Schließlich verschwinden auch diese vollständig und werden durch dunkelgrünen Chlorit ersetzt. Hand in Hand mit diesem Prozesse geht die Ausscheidung von Magneteisenerz. Zu ganz ähnlichen Resultaten führt die Verwitterung der tonerdehaltigen Hornblende.

Aus tonerdefreien Augiten und Hornblenden hingegen resultiert durch Entführung des Kalkes, ferner eines Teiles des Eisens, sowie durch Wasseraufnahme ein wasserhaltiges Magnesiasilikat, der Serpentin. Ganze Lager des letzteren Gesteines in den Vogesen, in der Oberpfalz, im sächsischen Granulitgebirge, im Böhmerwalde u. a. O. sind auf diese Weise aus Amphibol- oder aus Pyroxengesteinen hervorgegangen.

Auch Olivin, ein Magnesia-Eisenoxydulsilikat mit 40,98 Kieselsäure, 49,18 Magnesia und 9,84 Eisenoxydul, ein Bestandteil des Basaltes, der Melaphyre, gewisser Gabbros und Diabase, namentlich aber der Olivingesteine selbst, zersetzt sich ziemlich rasch in Serpentin. Diese Umwandlung beruht im wesentlichen auf der Aufnahme von Wasser und gleichzeitiger Ausscheidung des Eisens, welches sich als Oxyd, Oxydul und Oxyduloxyd wieder ablagert. Die einzelnen Stadien dieses Serpentinisierungsprozesses des Olivins lassen sich an Dünnschliffen olivinhaltiger Gesteine mit dem Mikroskop auf das genaueste verfolgen. Da die Umwandlung naturgemäß von außen beginnt und nach innen fortschreitet, so ergreift sie zuerst den Rand des Olivinkornes und verwandelt hier dieses ursprünglich vollkommen klare, licht grünlichgraue Mineral in eine dunkelgrüne, grasgrüne oder bräunliche, meist feinfaserige, von Eisenerzkörnchen gespickte Serpentinsubstanz, welche, den Spältchen und Rissen des Minerales folgend, sich in Form von netzartigen Strängen nach dem Inneren desselben fortsetzt (Fig. 45). Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Kapillarspalten und den Rändern aus gleichzeitig beginnt, so erhält ein solcher Olivin eine charakteristische Maschenstruktur; nur die Zentren der Maschen sind dann noch Olivin, das Netz ist Serpentin (Fig. 46). Von den Spältchen aus verbreitet sich die Serpentinisierung allmählich über die ganze Mineralsubstanz.

In Dünnschliffen von Basalt, Melaphyr, Serpentin u. a. Gesteinen ist dieser Serpentinisierungsprozeß des Olivins ungemein häufig zu beobachten. Auch makroskopisch läßt sich die Umwandlung des Olivines in Serpentin und zwar am vortrefflichsten an den bekannten Olivinkristallen von Snarum in Norwegen verfolgen. Zahlreiche ausgedehnte und mächtige Lager von Serpentin sind aus derartiger Umwandlung olivinreicher Gesteine hervor-

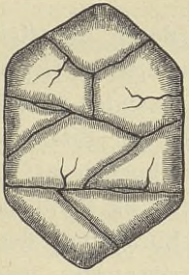


Fig. 45. Ein in Serpentinisierung begriffenes Olivinkorn mit Maschenstruktur Nach *Zirkel.*

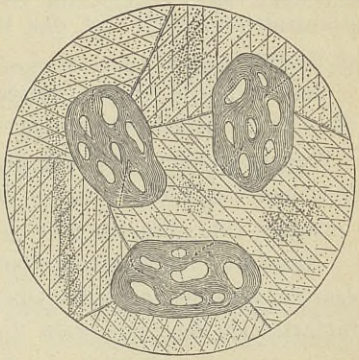


Fig. 46. Kristallinischer Kalk mit Körnern von Serpentin, letztere mit Resten von frischem Olivin. Nach *Zirkel.*

gegangen; in vielen von ihnen, so in denen von Zöblitz, Niederschlesien, Todtmoos, Feistritz, Kraubat, Matrey, Brünn u. a. O., sind die Beweise ihres Ursprunges dadurch gegeben, daß sich in ihnen noch Olivinkörnchen erhalten haben. Bei den aus Hornblendegesteinen hervorgegangenen Serpentinen tritt an Stelle der unregelmäßigen Maschenstruktur eine den Spaltrichtungen der Hornblende folgende regelmäßige Gitterstruktur.

Der Zersetzungsprozeß der letztgenannten Gesteinsgemengteile, also von Kalknatronfeldspat, Augit und Olivin durch die Tagewasser geht in großem Maßstabe, z. B. in dem wesentlich aus jenen drei Mineralien zusammengesetzten Plagioklasbasalte vor sich. Die kohlensäurehaltigen Wasser dringen in die anscheinend dichte Basaltmasse und beginnen die in deren Gesteinselementen enthaltenen Silikate von Ca, Na, K und Fe in Karbonate umzuwandeln. In diesem Zustande braust der Basalt bei Berührung mit Säuren. Anhaltende Zirkulation der Sickerwasser in diesem Gesteine bedingt die allmähliche Auslaugung der Karbonate, zugleich aber die Fortführung der aus ihren Verbindungen ausgeschiedenen Kieselsäure. Dann beginnt auch die Zersetzung der kieselsauren Magnesia und die Fortführung des entstehenden Karbonates. Den milden, weichen, tonigen Rückstand bildet die kieselsaure Tonerde, welche Wasser aufgenommen hat und das aus Oxydation des Eisenoxydules oder Eisenoxydoxydules hervorgegangene Eisenoxydhydrat; sie repräsentieren als eisenschüssiges wasser- und zum Teil auch noch magnesiahaltiges Tonerdesilikat (Basaltwacke

und Wackenton) das Residuum des Zersetzungsprozesses des Plagioklasbasaltes, welcher ursprünglich bestand aus: 50—56 Kieselsäure, 15—19 Tonerde, 13—15 Eisenoxydul und Eisenoxyd, 10—12 Kalk, 4—9 Magnesia, 1—2 Kali, 3—5 Natron, 1—2 Wasser. An anderen Stellen wird aus dem Basaltgestein außer dem Ca, Na, K und Mg auch noch die Kieselsäure weggeführt, so daß ein Gemenge wesentlich von Tonerdehydrat und von Eisenhydroxyd (Beauxit) zurückbleibt, in welchem die Struktur des Muttergesteines noch auf das zierlichste erhalten ist (Gegend von Gießen und Hanau).

Auf ähnliche Weise entsteht der Laterit durch die stetig bis zu großer Tiefe fortschreitende Zersetzung der kristallinischen Gesteine feuchter Tropenregionen, mit der die Extraktion der gesamten Kieselsäure und alkalischen Bestandteile sowie die rasche Oxydation der Eisenverbindungen in intensiv rote, braune oder gelbe Eisenoxyde verbunden ist*).

Nicht nur die Massengesteine, sondern auch fast die sämtlichen übrigen Felsarten verfallen an ihrer Oberfläche unter der Einwirkung der oben geschilderten hydrochemischen Prozesse der Verwitterung, dadurch der Lockerung und schließlich der Auflösung zu einem mit Gesteinsbrocken und -scherben gespickten Verwitterungsboden, der Dammerde oder Ackererde.

Aus dem Inhalte der letzten Seiten geht hervor, daß das Wasser in der vielfältigsten und erfolgreichsten Weise bestrebt ist, **dem Gebirgsinneren Material zu entziehen.** Viele Mineralsubstanzen löst es direkt (Steinsalz, Kalkstein), andere, die ihm widerstehen, wandelt es vorher in lösliche um (Eisenkies in Eisenvitriol, Kupferkies in Kupfer- und Eisenvitriol, Anhydrit in Gips), um sie dann zu entführen, noch andere schwer lösliche zersetzt es mittels seines Kohlensäuregehaltes und bemächtigt sich aller dann löslichen Elemente (der Alkalien, des Kalkes, des Eisenoxydules und eines Teiles der Magnesia und der Kieselsäure der Feldspate, Hornblenden, Augite und Olivine), so daß wenigstens eine teilweise hydrochemische Entführung des ursprünglichen Gesteines stattfindet, während die Residua dem mechanischen Transporte durch die fließenden Gewässer überliefert werden. Kurz, überall tritt die Tendenz des Wassers hervor, entweder die Gesteinselemente direkt zu lösen, oder nach Zersetzung unlöslicher Verbindungen wenigstens einen Teil derselben zu entführen. Gewisse Reaktionen gegenseitig aufeinander einwirkender Mineralösungen verzögern freilich diesen Prozeß der Auslaugung dadurch, daß von neuem schwer lösliche Verbindungen entstehen. Dieser Umstand tritt z. B. ein, wo kieselsaure Alkalien mit schwefelsaurer Magnesia oder Chlor-

*) J. Walther, Einleit. in d. Geologie als historische Wissenschaft. 1894. S. 803 bis 811. — S. Passarge, Ber. d. VI. internat. Geographen-Kongresses. London 1895. — M. Bauer, N. Jahrb. 1898. II. S. 192. — Ders., N. Jahrb. Festband 1907. S. 33. — H. Bücking, Centralbl. f. Min. usw. August 1904.

magnesium in Berührung gelangen, wobei kieselsaure Magnesia gebildet wird, ferner wo durch Schwefelwasserstoff aus kohlensauren und kieselsauren Metallsalzen Schwefelmetalle gefällt werden. Solche Vorgänge halten den Auslaugungsprozeß, welchem die Lithosphäre unterworfen ist, zwar auf, gleichen ihn aber bei weitem nicht aus. In den wasserhaltigen Silikaten der Tonerde und Magnesia sehen wir die nur in geringem Maße angreifbaren, nicht aber die gänzlich unlöslichen Rückstände des Extraktionsprozesses der Gesteine vor uns.

Die Lösungen, in welche die ursprünglich reinen Sickerwasser durch letzteren umgewandelt werden, sind hauptsächlich solche der

Karbonate von K, Na, Ca, Mg, Fe, Mn;

Sulfate von Ca, Mg, Fe, Cu und anderen selteneren Metallen;

Silikate von Alkalien, Ca, Mg, Al, Fe;

Kieselsäure;

Chlorüre, namentlich des von Na, sowie Fluoralkalien.

Diese Lösungen werden zum Teil, ohne weitere Veränderungen zu erleiden und ohne neue Verbindungen und Zersetzungen einzugehen, als Mineralquellen zutage oder in unterirdische Hohlräume treten und dort durch Verlust eines Teiles der Kohlensäure oder durch Verdunstung des Wassers ihre gelösten Bestandteile wieder absetzen. Andere jener Lösungen aber leiten durch ihr Zusammentreffen direkt neue chemische Vorgänge entweder gegenseitig unter sich oder durch Einwirkung auf mineralische Gesteinsgemengteile ein, wobei dem Spiel der chemischen Wahlverwandtschaften ein weites Feld eröffnet ist.

§ 4. **Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen (Sekretionen).** Wenn die durch Auslaugung des Gebirgsinneren von seiten reiner oder kohlensäurehaltiger Wasser entstandenen Mineralsolutionen mit atmosphärischer Luft in Berührung gelangen, verdunstet ein Teil des Wassers oder der Kohlensäure und die aufgelösten Mineralsubstanzen scheiden sich zum Teile aus. Zu diesem Vorgange der Sekretion bietet sich innerhalb der Erdkruste auf Gesteinsfugen, in Blasenräumen, in Spalten und Höhlen Gelegenheit.

Wo von haarspaltenartigen Rissen und Schichtfugen, z. B. des Kalksteines, im Gesteine zirkulierende Lösungen von Eisen- und Mangankarbonaten eingesogen werden, scheiden sich Eisen- und Manganhydroxyd in Form außerordentlich zierlicher, moos- oder baumartiger Silhouetten als **Dendriten** ab.

In den Blasenräumen vulkanischer Gesteine setzen sich deren wässerige Extraktionsprodukte zum Teil als **Mandeln** wieder ab und verwandeln das ursprünglich blasige Gestein in einen Mandelstein. So werden die Blasenräume der Melaphyre von Grünerde, Chalcedon, Quarz, Amethyst und Kalkspat nebst Zeolithen und Prehnit, diejenigen der Diabase nament-

lich von Kalkspat, sowie von Quarz und Chlorit ganz oder teilweise ausgefüllt, welche von der Zersetzung der Augite und Plagioklase dieser altvulkanischen Gesteine herrühren, wobei letzteren Kalkkarbonat und Kieselsäure entführt (s. S. 107) und in den Blasenräumen wieder abgesetzt werden. Die Zeolithe, so Natrolith, Skolezit, Desmin, Stilbit, Analzim und Chabasit, welche die häufig nicht gänzlich ausgefüllten, also drusigen Blasen auskleiden, verdanken ihr Material den Silikaten von Kalk, Natron, Kali und Tonerde, welche bei der Zersetzung der Gesteinsbestandteile von seiten der Gewässer nicht vollständig in Karbonate umgewandelt, sondern zum Teil als Silikate fortgeführt wurden, und bestehen gewissermaßen aus regenerierter, wasserhaltiger Feldspatsubstanz. Deshalb finden sich diese Zeolithe nur in den Hohlräumen von Gesteinen, welche leicht zersetzbare Feldspate enthalten, nicht aber in Orthoklasgesteinen wie Granit und Quarzporphyr, und aus diesem Grunde kommen auch natron- und kalkhaltige Zeolithe häufiger vor als kalihaltige.

Sehr häufige Erscheinungen sind Basaltmandelsteine, in deren ursprünglichen Blasenräumen sich Chalcedon, Opal, Hyalit, Quarz, Amethyst, Kalkspat, Aragonit, Sphärosiderit, Dolomitspat, Grünerde, Desmin, Stilbit, Natrolith, Analzim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Laumontit, Prehnit und andere Silikate angesiedelt haben, welche dem nämlichen Extraktionsprozesse ihren Ursprung verdanken. Letzteres gilt auch von den in den Basalten, Diabasen und Melaphyren nicht seltenen Nestern und Adern von Kalkspat.

In den Phonolithen widersteht zwar der Sanidin als Kalifeldspat der Zersetzung hartnäckiger, dahingegen begünstigen zwei andere natronreiche und sehr leicht zersetzbare Gemengteile, der Nephelin und Nosean, die Bildung von Zeolithen und zwar namentlich von Natrolith, welcher begleitet von Desmin, Apophyllit, Chabasit, Analzim, Kalkspat und Hyalit fast überall, wo Phonolithe auftreten, die Drusen- und Spaltenräume dieses Gesteines auskleidet, während deren Umgebung oft förmlich ausgelaugt erscheint.

Ähnliche Neubildungen von Mineralien und zwar namentlich von Zeolithen, wie sie in den Blasenräumen der in Zersetzung begriffenen Gesteine sich vollziehen, sind von Daubrée aus dem Mauerwerke altrömischer Bäder, z. B. von Plombières in den Vogesen beschrieben worden*). Hier haben sich in den Poren, Höhlungen und Klüften der von den silikathaltigen Thermalwassern durchströmten Ziegelsteine und des Mörtels, ganz wie in den Melaphyr-, Phonolith- und Basaltmandelsteinen, Kristallgruppen und Aggregate von Chabasit, Harmotom, Mesotyp, Apophyllit, Gismondin, Kalkspat und Aragonit, ferner Inkrustate von Opal, Hyalit und Chalcedon angesiedelt.

---

*) A. Daubrée, Experiment. Geologie. Deutsch von A. Gurlt. Braunschweig 1880. S. 138 und Eaux souterraines aux époques anciennes. Paris 1887. S. 30.

Ebenso wie in Blasenräumen konnten die der Gesteinsauslaugung entstammenden Solutionen ihren Mineralgehalt in Spalten und Klüften absetzen, durch deren allmähliche Ausfüllung dann **Mineralgänge und -trümer** entstehen. Die mineralische Zusammensetzung derselben ist in diesem Falle durchaus abhängig von der petrographischen Beschaffenheit ihres Nebengesteines. So stammt der Kalkspat vieler Gänge und Trümer von der direkten Auflösung der benachbarten Kalksteine (daher die Häufigkeit von Kalkspattrümern in durch Gebirgsdruck zerklüfteten Kalksteinkomplexen) oder von der Zersetzung der Kalksilikate des Nebengesteines (z. B. bei den Kalkspattrümern im Diabas). Der Quarz ist vorwiegend ein Absatz aus Gewässern, welche sich bei der Zersetzung von Silikatgesteinen mit der freiwerdenden Kieselsäure beladen (Quarzgänge im Granit), oder benachbarte Kieselgesteine extrahiert haben (Quarztrümer im Kieselschiefer). Gänge und Trümer von Schwerspat entstehen in Spalten, in denen die Solution löslicher Baryumsalze (Chlorbaryum, Baryumkarbonat), welche aus dem Nebengestein extrahiert worden sind, mit Sulfate führenden Wassern zusammentrifft.

Das Auftreten von Erzen in derartigen Gangspalten ist dadurch bedingt, daß lösliche Metallsalze durch Gewässer in jene geführt und darin, falls hier gewisse Bedingungen erfüllt sind (Reaktionen, Verdunstung), als schwerlösliche Schwefelmetalle und Metalloxyde abgeschieden werden. In den hier in Betracht kommenden Fällen entstammen die Minerallösungen den Nachbargesteinen, sind diesen durch die Sickerwässer entzogen und den Spalten zugeführt worden (Lateralsekretion). Hierbei rühren sie oft als Metallsulfate von der Vitriolisierung von Schwefelmetallen (S. 103) her, wie solche den Gesteinen sehr gewöhnlich in größeren oder geringeren, zum Teil mikroskopischen Dimensionen und schwankenden Mengen beigemischt sind. Andererseits gehen auch direkte Lösungen der Silikate und Karbonate von Metallen in den Nebengesteinen und deren Zuführung zu den Gangspalten vor sich. In diesen letzteren fand also einerseits eine Ansammlung von Sulfaten, Karbonaten und Silikaten von Metalloxyden statt, auf der anderen Seite war stellenweise die Möglichkeit des Zutrittes von schwefelwasserstoffhaltigen Gewässern geboten. Fand dieses Gas Zutritt zu den Metallsalzsolutionen, so gelangten Schwefelmetalle zur Ausscheidung. Dort hingegen, wo kein Schwefelwasserstoff in die Spalten trat, da schieden sich die Erze als schwerlösliche Metallsalze, als Karbonate und Silikate aus. So sind die Gänge von Brauneisenstein und Spateisenstein auf die Weise entstanden, daß kohlensaures Eisenoxydul, welches aus direkter Lösung oder aber aus Zersetzung der Silikate des Eisens hervorging, aus dem Nebengestein in die Gangspalten geführt wurde, wo es sich, je nachdem die atmosphärische Luft Zutritt hatte oder nicht, als Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) oder als kohlensaures Eisenoxydul (Spateisenstein)

absetzte, während durch Beimischung von schwefelwasserstoffhaltigem Wasser Eisenkies resultierte.

Nach Analogie mit diesen und vielen anderen ähnlichen Vorgängen glaubte Sandberger, wie vor ihm bereits Forchhammer, die Entstehung sämtlicher Erzgänge auf Lateralsekretion zurückführen zu können. Die Quelle der so außerordentlich mannigfaltigen Erzführung der Gänge erblickte er in den Metallsilikaten der Bestandteile ihres direkten Nebengesteines, welche ausgelaugt und in die Gangspalten geführt worden seien*). Stelzner wies jedoch die Unhaltbarkeit dieser Anschauung nach**). An ihre Stelle ist die Thermaltheorie getreten, welche die Ausfüllung der Spalten durch taube und metallhaltige Gangmineralien auf Mineralquellen, meist von hoher Temperatur zurückführt, die aus großen Tiefen emporgestiegen sind.

In ganz ähnlicher Weise wie auf Spalten konnten die mit Mineralsubstanzen beladenen, unterirdisch zirkulierenden Gewässer auf **Höhlen** treffen und hier einen Teil ihrer Last absetzen. Am gewöhnlichsten war dies mit



Fig. 47. Tropfsteingebilde der Adelsberger Höhle in Krain.

Lösungen von doppeltkohlensaurem Kalk der Fall, aus welchen sich bei der Verdunstung des Wassers oder nach Verdrängung der halb gebundenen Kohlensäure durch die atmosphärische Luft kohlensaurer Kalk als Tropfstein ausscheidet. Dieser bildet dort, wo die Solution sich auf den Wandungen der Höhle ausbreitet, mehr oder weniger dicke Inkrustationen (Höhlensinter); an Punkten aber, an denen die Wassertropfen so lang-

*) Sandberger, Berg- und Hüttenm. Zeit. 1877. Nr. 44 und 45, 1880. Nr. 33. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 350; Untersuch. über Erzgänge. I. 1883. II. 1885.

**) Stelzner, Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 644; N. Jahrb. 1881. II. S. 208; Berg- und Hüttenm. Zeit. 1880. Nr. 3; Festschrift d. Isis. 1885. S. 46; Die Lateralsekretions-Theorie. Freiberg 1889; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. S. 377.

sam fallen, daß sie an der Höhlendecke hängen bleiben, bis sich ein Teil des Kalkspates ausscheidet, resultieren eiszapfenartige Gebilde von Kalksinter, die Stalaktiten. An den Stellen, wo die fallenden Tropfen aufschlagen, findet der Absatz des letzten, bis dahin noch in Lösung befindlichen Restes von kohlensaurem Kalke statt, der zur Bildung von Stalagmiten Veranlassung gibt. Diese wachsen allmählich in die Höhe, also den Stalaktiten entgegen, bis sie sich zuweilen mit diesen vereinen und dann Kalksintersäulen (Orgeln) bilden. Nicht immer ist es rhomboëdrischer kohlensaurer Kalk, Kalkspat, welcher auf diesem Wege zum Absatze gelangt, sondern zuweilen auch Aragonit, so namentlich in der Höhle von Antiparos. Höhlen im Kalksteingebirge, in welchen sich Stalaktiten finden, sind außerordentlich häufig. Jede derselben ist ein lehrreiches Beispiel dafür, daß Gewässer, welche durch Spalten und Klüfte des Kalksteines sickern, mit Hilfe freier Kohlensäure kohlensauren Kalk auflösen und denselben in Hohlräumen infolge langsamer Verdunstung des Wassers und der Kohlensäure wieder absetzen. Seltener sind die Fälle, wo in Höhlen Schwefelmetalle in ähnlicher Weise wie in Spalten zur Ablagerung gelangten. Die großartigsten hierher gehörigen Vorkommnisse sind die Bleiglanz-, Eisenkies- und Zinkblendeabsätze in den Höhlen des dolomitischen Silurkalkes der Bleiregion am oberen Mississippi, an deren Wandungen sie nicht nur als fußdicke Krusten auftreten, sondern auch in millimeterdicken Lagen mit Kalksinter abwechselnd die regelmäßigsten Stalaktiten bilden, welche dann auf dem Querbruche lauter konzentrische Ringe jener Erze und zwischen diesen solche von Kalksinter zeigen. Ganz ähnliche Höhleninkrustate und z. T. zapfenartig herabhängende Stalaktiten von Bleiglanz, Eisenkies, Blende und Kalkspat finden sich in den im triadischen Dolomit aufsetzenden Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Ebenfalls verhältnismäßig seltene Erscheinungen sind die von Bergkristall ausgekleideten Höhlen im Granit, die sogenannten Kristallkeller. Sie finden sich z. B. im Granite des Riesengebirges, sowie der Alpen, namentlich in Savoyen und in der Schweiz. Besonders berühmt sind die Kristallhöhlen des Zinkenstockes im Berner Oberlande und jene des Viescher Tales und von Naters in Oberwallis, welche letztere Quarzkristalle von mehr als einem Meter Durchmesser geliefert hat.

§ 5. **Mineralquellen und deren Absätze***). Diejenigen in Lösung befindlichen Mineralsubstanzen, welche weder in Blasenräumen noch in Höhlen oder Spalten zum Absatz gelangten, führen die Quellen der Erdoberfläche zu, auf welche die Wasser ursprünglich als reines Regenwasser

*) Spezielleres bezüglich § 5 und 6, namentlich erschöpfende Zusammenstellungen von Analysen siehe in Roth, Allgem. und chem. Geologie. I. 1879. S. 437—621. — H. Haas, Quellenkunde. 1895. S. 128—164. — L. de Launay, Origine des eaux thermo-minérales, géologie, propriétés phys. et chim. Paris 1899.

niedergefallen waren, um jetzt nach zurückgelegter unterirdischer Laufbahn als Mineralquellen zu derselben zurückzukehren. Am reichsten an mineralischem Gehalt sind (abgesehen von den S. 50 besprochenen heißen Quellen) die Sauerquellen, welche in der Kohlensäure ein außerordentlich wirksames Lösungs- und Zersetzungsmittel besitzen, während die gewöhnlichen Quellen viel weniger mineralische Substanzen mit fortführen. Sehr selten aber finden sich Quellwasser, welche nicht wenigstens Spuren von Chlorüren, in den meisten Fällen von Chlornatrium, neben diesem von Chlorkalium und Chlormagnesium zeigen. Es ist dies selbst bei solchen der Fall, welche aus Granit, Porphyr, Syenit, Basalt und Trachyt emporbrechen. Quellen, welche einen bedeutenden Prozentsatz von Chlornatrium aufgelöst enthalten, bezeichnet man als Solquellen, in denen neben Chlorüren meist auch Brom- und Jodverbindungen enthalten sind. Von Sauerstoffsalzen sind Lösungen der Karbonate von Kalk, Magnesia, Kali, Natron und Eisenoxydul am häufigsten; sie resultieren zum großen Teile aus der Zersetzung von Silikatgesteinen (siehe S. 104). Die Großartigkeit dieses Prozesses geht aus folgendem Beispiel hervor: 5000 kg Wasser eines Säuerlings, welche nur 0,7 kg kohlensaures Natron (eine verhältnismäßig sehr unbeträchtliche Menge) enthalten, mußten zur Erlangung dieses letzteren 3,3 kg Natronfeldspat zersetzen. Eine derartige Mineralquelle, welche (wie z. B. eine solche in der Umgebung von Burgbrohl) in 24 Stunden 38181 kg Wasser liefert, verlangt daher für diese Zeit die vollständige Zersetzung von 25, mithin für ein Jahr von 9125 kg Natronfeldspat, um die in ihr enthaltene Menge von kohlensaurem Natron erwerben zu können. Da nun die Zahl der kohlensaure Alkalien führenden Säuerlinge außerordentlich bedeutend ist, so kann man auf die enorme Tragweite des durch sie eingeleiteten Zersetzungsprozesses schließen. Die meisten der kalk- und magnesiakarbonathaltigen Quellen entstehen jedoch durch direkte Auslaugung des Kalksteines und Dolomites, sind deshalb in Gegenden, an deren Aufbau die genannten Gesteine einen wesentlichen Anteil nehmen, allgemein verbreitet und werden als harte, die eisenkarbonathaltigen hingegen als Stahlquellen bezeichnet.

Nächst den Chlorüren und Karbonaten sind unter den in Wasser löslichen Mineralsubstanzen die schwefelsauren Salze die häufigsten und walten in manchen Mineralquellen vor den übrigen Bestandteilen vor, so das schwefelsaure Natron in den Karlsbader, Marienbader und Franzensbader Quellen und der Gips in sehr vielen Gewässern. Kieselsaure Alkalien kommen in vielen Quellwassern, welche aus Granit-, Gneis- und Porphyruntergrund hervorbrechen, wenn auch meist nur in geringer Menge vor.

Die Schwefelquellen enthalten außer Schwefelwasserstoff meist noch Schwefelnatrium und Schwefelcalcium, sowie Sulfate (Aachen, Aix).

Quellabsätze von kohlensaurem Kalk aus harten Quellen gehören zu den gewöhnlichsten Erscheinungen, von denen die an Kalkstein reichen

Gegenden Deutschlands zahllose Beispiele liefern, unter welchen die Erwähnung der Kalktuffablagerungen von Neckarelz, Cannstatt (15—20 m mächtig), von Tonna bei Gotha, von Weimar, von Vlotho genügt. Kaum irgend ein Land vermag indessen so ausgezeichnete Kalksinterabsätze aufzuweisen als Italien, wo die kalkreiche Kette der Apenninen das Material dieser Travertinablagerungen liefert. Am reichlichsten und großartigsten geht die Travertinbildung an den Kaskaden von Tivoli vor sich. Andere ebenfalls recht mächtige Ablagerungen von Kalktuff entstehen aus Gipsquellen, aus welchen durch bei der Vermoderung von Pflanzen erzeugtes Ammonkarbonat das Calciumkarbonat niedergeschlagen und Schwefelwasserstoff geliefert wird. Solchen Ursprungs sind z. B. die Kalktuffe und Schwefelquellen von Langensalza und Tennstedt, sowie verschiedener Orte in Livland. Auch Absätze von Eisenoxydhydrat bilden sich an zahlreichen Punkten, so in der Umgebung des Laacher Sees, vor unseren Augen aus Eisensäuerlingen. Man hat berechnet, daß die Mineralquellen jener Gegend in 1000 Jahren ein Eisenockerlager von ungefähr $^1/_8$ Quadratmeile Größe und $^1/_3$ m Mächtigkeit absetzen können. Aus der sehr bekannten Solquelle von Neusalzwerk in Westfalen setzen sich sehr beträchtliche Mengen von Kalksinter und Eisenocker, jedoch in sehr ungleichen Verhältnissen ab. In der Nähe der Ausflußöffnung schlägt sich Eisenoxydhydrat nebst wenigem kohlensauren Kalke nieder, während in größerer Entfernung von jener der kohlensaure Kalk vorherrscht. Dies ist die Folge davon, daß das Eisenoxydulkarbonat durch Oxydation viel rascher zersetzt wird und Eisenhydroxyd liefert, als das Entweichen der das Kalkkarbonat lösenden Kohlensäure stattfindet. Es zeigt dieses Beispiel, wie sich aus ein und derselben Quelle Lager oder Gänge bilden können, welche teils aus Eisenocker, teils aus Kalk bestehen. Die Solquelle von Neusalzwerk bringt jährlich 376 cbm kohlensauren Kalk und 17 cbm Eisenoxydhydrat auf die Erdoberfläche, kurz erfüllt die Bedingungen zur Bildung der mächtigsten Brauneisenstein- und Kalkspatablagerungen, wenn solche Gewässer Jahrtausende fließen. In ähnlicher Weise wie kohlensaurer Kalk bilden sich z. B. in Oberschlesien und bei Stollberg unfern Aachen aus den dortigen Erzlagerstätten entquellenden Wassern Inkrustate von Zinkspat. Neben Karbonaten sind Quellabsätze von Kieselsäure (siehe S. 51), von Eisenkies (z. B. bei Burgbrohl), namentlich aber von Gips bekannt. Letztere entstehen überall da, wo gipshaltige Gewässer verdunsten; daher finden sich Gipskristalle und Gipsinkrustate häufig in Tonlagern, in Mergeln, in Geröll- und Sandablagerungen, an den Wandungen von Grubenbauten und längs der Meeresküste, sowie in der Umgebung verdunstender Salzseen. Viele Schwefelquellen setzen Schwefel ab, der aus der Oxydation des Schwefelwasserstoffes entsteht.

§ 6. **Dem Meere zugeführte Mineralsubstanzen.** Die mineralischen Substanzen, welche sich aus ihren wässerigen Lösungen weder in

Hohlräumen des Erdinneren, noch bei dem Austritte der Quellen an die Tagesoberfläche absetzen, werden den Bächen und Flüssen und von diesen dem Meere zugeführt. Aus der Untersuchung zahlreicher Ströme hat sich herausgestellt, daß unter allen ihren anorganischen Bestandteilen der kohlensaure Kalk in größter Menge vorkommt, so daß z. B. der Rhein in 10000 Teilen seines Wassers 1,6 bis 2,5 Teile gelöster Bestandteile und darunter etwa 1 Teil Kalkkarbonat enthält und die Themse dem Meere jährlich mehr als 360 Millionen kg dieses Karbonates zuführt. Kohlensaure Magnesia findet sich in den Flüssen nur in der geringen Menge, in welcher dieses Karbonat in der Regel den Kalksteinen beigemischt ist; nur dort, wo die Gewässer dolomitische Gesteine durchschneiden, wird ihr Gehalt an kohlensaurer Magnesia etwas bedeutender. Ähnliches gilt von den Sulfaten von Kalk und Magnesia. Die Menge der Chlorüre jedoch, welche dem Meere zugeführt werden, ist meist eine sehr unbedeutende; noch unbeträchtlicher ist der Kieselsäuregehalt der Flüsse. Die 9,5 Milliarden Kubikmeter Wasser, welche Böhmen im Jahre 1877 bei Tetschen durch die Elbe verließen, entzogen deren 880 Quadratmeilen großem böhmischen Flußgebiete 1530 Millionen kg, oder 1177000 Kubikmeter fester Substanzen, und zwar 776 Mill. kg in suspendiertem und 754 Mill. kg in gelöstem Zustande und unter letzteren 66 Mill. kg Kalkerde, 49 Mill. kg Magnesia, 36,5 Mill. kg Kali, 69,6 Mill. kg Natron, 83 Mill. kg Chlor, 120 Mill. kg Schwefelsäure und 1,5 Mill. kg Phosphorsäure*).

Der mineralische Gehalt der Flüsse ist großen Schwankungen unterworfen. Im Sommer und Winter, also in der trockenen Jahreszeit und in der, wo der Boden mit Schnee und Eis bedeckt ist, sind es nur die Quellen, welche die Flüsse speisen, dann ist der Mineralgehalt derselben am bedeutendsten. Zur nassen Jahreszeit hingegen, wo die Regen- und Schneewasser bei weitem mehr als die Quellwasser betragen, sinkt der Gehalt an aufgelösten Bestandteilen herab und wird von den mechanisch suspendierten Teilchen stark überwogen.

Die Quantität der von den Flüssen dem Meere zugeführten mineralischen Bestandteile erscheint auf den ersten Blick sehr unbedeutend, stellt sich jedoch in ihrer wahren Größe dar, sobald man die enormen Wassermassen in Betracht zieht, welche stetig dem Ozeane zuströmen. Da Flüsse wie der Rhein, die Donau, die Rhône und die Elbe mindestens $^1/_{6000}$ mineralische Substanzen in aufgelöstem Zustande enthalten, so führen sie dem Meere in 6000 Jahren soviel der letzteren zu, als das Gewicht ihrer jährlichen Wassermasse beträgt, — genügende Mengen, um im Laufe längerer geologischer Zeiträume das Material zu den mächtigsten Steinsalz-, Kalkstein- und Gipsablagerungen zu liefern.

*) J. E. Hibsch, Denudation im Gebiete der oberen Elbe. Festschrift. Tetschen-Liebwerd. 1900.

Im Meereswasser selbst sind bis jetzt, abgesehen von Sauerstoff und Wasserstoff, sowie organischen Substanzen folgende Grundstoffe nachgewiesen worden: Chlor, welches nächst den Bestandteilen des Wassers die größte Menge der im Meere vorkommenden Elemente ausmacht, Brom, Jod, Fluor, Schwefel (als Schwefelsäure und Schwefelwasserstoff), Phosphor, Arsen, Kohlenstoff (als freie oder an Kalk und Magnesia gebundene Kohlensäure), Silicium (als Kieselsäure), Bor (als Borsäure), Silber (als Chlorsilber), Rubidium, Kupfer, Zink, Blei, Kobalt, Nickel, Eisen, Mangan, Aluminium, Magnesium (nächst Chlor, Schwefelsäure und Natrium am gewöhnlichsten), Calcium (meist als kohlensaurer, schwefelsaurer und phosphorsaurer Kalk oder als Fluorcalcium), Strontium, Baryum, Natrium, Kalium und endlich Gold, Arsen, Cäsium und Lithium. Von diesen Grundstoffen sind Chlor, Schwefel, Calcium, Magnesium und Natrium die wesentlichsten und betragen im Durchschnitte 3,5 Prozent des Meereswassers. Die Salze des letzteren bestehen aus 78 Prozent Chlornatrium, — 9,6 Chlormagnesium, — 6,5 Magnesiumsulfat, — 3,7 Kalksulfat, — 1,8 Chlorkalium, — 0,1 Kalkbikarbonat. Der Gehalt des Meeres an festen Bestandteilen ist ein konstanter und schwankt nur lokal infolge der ungleichen Verdunstung in verschiedenen Breitengraden, der Schmelzung großer Eismassen in den Polarzonen und des Zuflusses großer Ströme. So ist die Ostsee als ein verdünntes Meereswasser zu betrachten, dessen Salzgehalt in der Richtung der Tiefe steigt, so daß sich in jedem vertikalen Querschnitte eine Zunahme des Salzgehaltes und damit des spezifischen Gewichtes von oben nach unten nachweisen läßt. In der Kieler Bucht beträgt der Salzgehalt an der Oberfläche 1,7, in etwa 30 m Tiefe 2,1 Prozent. Von der Zufuhr süßen Wassers rührt ferner der an der Küste geringere Salzgehalt des Ozeanes her; auf der anderen Seite ist der des Mittelländischen Meeres (3,96—4,16 Prozent) etwas bedeutender als der des Atlantischen Ozeanes (3,6). Noch viel größer ist die Differenz des Salzgehaltes des Weltmeeres und solcher Binnenmeere, welche zwar Zuflüsse, aber keine Abflüsse besitzen und sich der zuströmenden Wasser bloß durch Verdunstung entledigen. Infolge davon konzentrieren sich nach und nach die ihnen in starker Verdünnung zugeführten Mineralsubstanzen, wie dies namentlich im Great Salt Lake in Nordamerika und im Toten Meere der Fall ist. Das Wasser des letzteren enthält jetzt etwa 25 Prozent Salze aufgelöst, unter welchen Chlormagnesium bei weitem vorwaltet, während Chlornatrium, Chlorkalium, Chlorcalcium und Brommagnesium mehr zurücktreten und Sulfate fast ganz fehlen.

§ 7. **Höhlenbildungen, Erdfälle, Erderschütterungen und Schichtenstörungen infolge der unterirdischen Tätigkeit des Wassers.** Wie erfolgreich die Gewässer ihrer Aufgabe nachkommen, dem Innern der Erdkruste mineralische Substanzen zu entziehen, ergibt sich nicht allein aus der Quantität ihrer Absätze und des mineralischen Gehaltes

des Fluß- und Quellwassers, sondern auch in viel augenfälligerer Weise aus dem Massenverluste des Gebirgsinneren selbst, ferner aus dem Einflusse dieser Volumenverminderung auf die Lagerungsverhältnisse der über den betroffenen Punkten liegenden Schichten, sowie auf die Gestaltung der Erdoberfläche. Die auffälligsten derartigen Erscheinungen sind Bildungen von Höhlen, und infolge des Zusammensturzes derselben Erderschütterungen, Schichtenstörungen und Erdfälle.

Unter den Gesteinen, welche einen bedeutenden Anteil am Aufbaue der Erdkruste nehmen, sind es Kalkstein, Dolomit und Gips, welche in größter Menge vom Wasser aufgelöst werden, sie sind deshalb auch die eigentliche Heimat der Höhlen. Die meisten der letzteren bestehen aus gewölbeähnlichen Weitungen, welche durch kanal- oder schluchtförmige Schlünde mit einander in Verbindung stehen und entweder alle in demselben Niveau oder in verschiedenen Höhen etagen- oder stufenweise übereinander liegen. Bei ihrer Herausbildung benutzt das im Kalksteingebirge zirkulierende Wasser die das erstere durchsetzenden Klüfte und Risse, die es zunächst durch Benagung ihrer Wände zu Höhlengängen erweitert, in denen sich dann die Sickerwasser zu unterirdischen Wasserläufen vereinen und ihr Bett allmählich seitlich verlegen oder tiefer ausfurchen können. Die Abhängigkeit der Höhlenbildung von den dort herrschenden Kluft- und Spaltensystemen gelangt in vielen höhlenreichen Distrikten, so z. B. im Harz (Kloos), in der Schwäbischen Alb (Fraas und Endriss), im Karstgebiet (s. S. 100) zum Ausdruck. Die Wände der meisten Kalksteinhöhlen sind von Stalaktiten, die der Gipsschlotten zuweilen von Gipskristallen überzogen. Ihr Boden ist mit Ton oder Lehm, aber auch mit Bachschotter und lehmigem Kies bedeckt, in welchen Skeletteile von Bären, Hyänen usw. zuweilen in solcher Menge enthalten sind, daß man sie danach als Knochenhöhlen bezeichnet. Besonders reich an Höhlen ist das Karstgebirge mit der berühmten Adelsberger Grotte, der Fränkische und Schwäbische Jura mit z. B. der Muggendorfer, Gailenreuther, Gutenberger, Hohlefelser und Charlotten-Höhle. Dem Devonkalke gehören die Hermanns-, Baumanns- und Bielshöhle bei Rübeland im Harz, die Klutert-, Balver- und Dechenhöhle in Westfalen an, dem Zechsteindolomit die Lindentaler Höhle bei Gera und die Liebensteiner Höhle in Thüringen. Höhlen im gipsführenden Gebirge (Schlotten) sind in großartigstem Maßstabe durch den Mansfelder Bergbau aufgeschlossen, wo sie den sich an den Harz anlegenden Rand der Zechsteinformation in weitausgedehnten, zusammenhängenden und zum Teil mit Wasser angefüllten Systemen durchziehen.

Überall dort, wo die Wandungen der Höhlen nicht durch einen Panzer von Kalksinter geschützt sind, arbeiten die Gewässer, unterstützt durch Bäche, welche nicht selten in denselben ihre unterirdischen Wege verfolgen, an deren Vergrößerung. Namentlich ist dies bei den von Wasser gefüllten

Steinsalz- und Gipsschlotten der Fall, wo ersteres unablässig lösend auf alle Seiten des Hohlraumes wirkt. Die Weitung und die Tiefe solcher Höhlen nimmt so lange zu, bis ihre Decke nicht mehr imstande ist, die auf ihr ruhenden Gesteinslasten zu tragen, und mit diesen zusammenbricht. Lag der Schauplatz dieses unterirdischen Ereignisses tief, so mag sich seine Einwirkung nicht in sichtbarer Weise, sondern einzig durch stoßartige Erschütterungen auf der Erdoberfläche betätigen, lag er der letzteren näher, so bildeten sich außerdem infolge des Gesteinsnachsturzes Spalten oder trichter- oder kesselförmige Vertiefungen, Erdfälle, unter allen Umständen aber wird die ursprüngliche Lagerung der über den zusammenbrechenden Hohlräumen befindlichen Schichten gestört werden. Lokale Erdbeben, von welchen kalk-, steinsalz- oder gipsreiche Gegenden zuweilen betroffen sind, werden durch derartige Einstürze und Senkungen erzeugt (vgl. S. 82). So machen sich zeitweilig in der Lüneburger Heide lokale Erschütterungen bemerklich, die sich nur auf die Auslaugung von Salzstöcken zurückführen lassen, während die in der Bodensee-Mulde nicht seltenen Erdstöße (so diejenigen von Konstanz, Stockach, Thiengen, Engen) mit dem Einbruche von durch unterirdische Wasserzüge gebildeten Kalksteinhöhlen in Zusammenhang stehen. Zu der gleichen Gruppe von Erscheinungen sind auch die seit dem Herbste 1892 die Stadt Eisleben heimsuchenden Erschütterungen zu rechnen, deren Zahl in einzelnen Monaten über 60 betrug. Dieselben werden meist von dumpf-krachenden Getösen begleitet und haben bereits mehr als 500 Gebäude durch Risse, Senkungen und Verschiebungen nicht unbeträchtlich geschädigt. Da der oberen Zechsteinformation des Eislebener Bergrevieres (vgl. S. 122 und Fig. 48), welche den tieferen Untergrund der Stadt Eisleben bildet, durch die Grubenwasser allein im Jahre 1892 fast 2,3 Millionen Kubikmeter, seit 1889 bis Anfang 1895 aber mehr als 8 Mill. Kubikmeter Steinsalz entführt worden sind, da ferner diese nämliche Formation von Gipsschlotten durchzogen ist, so liegt es nahe, die dortigen Erdbebenerscheinungen auf diese Auslaugung von Steinsalzmassen und auf die dadurch und durch den Einbruch von Gipsschlotten hervorgerufenen Senkungen zurückzuführen*). Auch das von Höhlen und Grotten unterminierte Karstgebiet gehört zu den häufig von Erdbeben heimgesuchten Gegenden, so daß man diese Erderschütterungen dem Einsturz solcher Hohlräume zuschreiben muß. Gleiches gilt von den unterirdischen Detonationen, die sich hier, besonders schreckhaft aber auf der dalmatinischen Insel Meleda zeitweilig hörbar machen.

Die Erdfälle sind, wie durch ihre Entstehung bedingt wird, ebenfalls auf Gips, Kalkstein, Dolomit und Steinsalz führende Gegenden beschränkt,

*) Vergl. W. Ule, Die Mansfelder Seen. Eisleben 1895. — F. Toula, Über Erdbeben. Wien 1895. S. 33—52. — Fr. Beyschlag, Z. f. prakt. Geol. 1900. S. 896.

innerhalb solcher aber sehr gewöhnliche Erscheinungen. So finden sich in dem von unterirdischen Flußläufen und von Höhlensystemen durchzogenen Karstgebirge (s. S. 100) von Krain, Illyrien, Kroatien und Dalmatien zahlreiche Erdfälle (Einsturzdolinen), von denen die größten 700 und mehr Meter Durchmesser erreichen. Ebenso häufig sind sie im Gebiete des Teutoburger Waldes und der Haar, auf den Kalksteinplateaus der schwäbischen Alb, sowie des Département des Doubs, der Haute-Saône und des Jura in Frankreich, in dem Kreideterrain des nördlichen Jütland, im Kohlenkalk Missouris sowie des Gouvernements Tula in Rußland, wo sie überall der unterirdischen Weglaugung des Kalkkarbonates ihren Ursprung verdanken, während die Erdfälle am Fuße des Thüringer Waldes, am ganzen SW-Rande des Harzes und bei Lüneburg durch Einsturz von Gipsschlotten entstanden sind. Viele solche aus der Senkung der Erdoberfläche hervorgegangene Vertiefungen sind von Wasser ausgefüllt und in Teiche und Seen umgewandelt worden. So der Arendsee in der Altmark, der Segeberger See in Holstein, und die zahlreichen »Teufelslöcher« und Pingen am südlichen Harzrande.

Wie zu erwarten, sind Schichtenstörungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen im Gebiete der Gips oder Steinsalz führenden Formationen überall da sehr gewöhnlich, wo Stöcke und Flöze jener leichtlöslichen Mineralien von anderen sedimentären Schichten bedeckt werden, welche beim Zusammenbrechen der entstehenden unterirdischen Höhlungen bersten, sich senken und auf diese Weise Knickungen und Verwerfungen erleiden mußten. Ein höchst lehrreiches und nur diese eine Deutung zulassendes Beispiel für den erwähnten Vorgang liefert die Gegend von Eisleben (siehe Fig. 48). Hier lagert auf den Konglomeraten des Oberkarbons und Rotliegenden so regelmäßig wie ein Teppich und für große Flächen so eben wie eine Tischplatte, wenn auch hie und da von Verwerfungen durchsetzt, das bis 60 cm mächtige Kupferschieferflöz, dessen untere Schicht das Objekt des Mansfelder Bergbaues ist; auf dasselbe folgt die eigentliche Zechstein- und auf diese die Buntsandsteinformation. Man kann sich kaum verworrenere Lagerungsverhältnisse ausmalen, als es die der letztgenannten Schichtenreihe vielerorts an deren auf dem Ausgehenden der Zechsteingruppe ruhendem Rande sind. Hier sind die Schichten in Zwischenräumen von nur wenigen Schritten auf den Kopf gestellt, geknickt, gebogen, zertrümmert und verworfen. Da der etwa

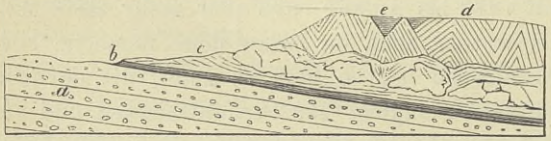


Fig. 48. Schichtenstörungen im Buntsandsteine der Hühneburg bei Eisleben. (*H. Crd.*)
a Oberkarbon und Rotliegendes, *b* Kupferschiefer und Zechstein, *c* Asche, Dolomit, rote Mergel der oberen Zechsteinformation mit Steinsalz- und Gipsstöcken und -schlotten, *d* Buntsandstein, *e* Erdfälle.

80—120 m darunter liegende Kupferschiefer, abgesehen von einigen lokalen Störungen, seine ursprüngliche Lage inne hat, so muß die Ursache der Schichtenstörungen zwischen Buntsandstein und Kupferschiefer liegen und ist in den Gips- und Steinsalzstöcken der zwischen beiden lagernden Zechsteingruppe zu suchen. Unter dem Einflusse der unterirdisch zirkulierenden Gewässer begann der Prozeß der Auflösung und Wegführung des Gipses und des Steinsalzes durch die Gewässer; Schlotten resultierten, von denen die einen in zusammenhängenden, weit ausgedehnten Systemen noch heute den Untergrund jener Gegend durchziehen, während andere zusammenbrachen und den Nachsturz des darüber liegenden Buntsandsteines zur Folge hatten.

b) Die mechanische Tätigkeit des Wassers.

Daß die Oberfläche des Festlandes ihre mannigfaltige Gliederung zum großen Teile der zerstörenden, fortführenden, wiederabsetzenden mechanischen Tätigkeit des Wassers verdankt, ist bereits in dem einleitenden Teile dieses Abschnittes hervorgehoben worden, es bleibt demnach nur noch übrig, die einzelnen Phasen des Modellierungsprozesses und die Großartigkeit der gesamten Vorgänge zu verfolgen.

§ 8. **Die fließenden Gewässer.** Die fließenden Wasser stammen aus der Atmosphäre, deren Wasserdünste sich als Tropfen niederschlagen, welche sich dann sammeln und, dem Gesetze der Schwere folgend, nach der Tiefe fließen. Bei einer durchschnittlichen Höhe der jährlichen atmosphärischen Niederschläge von 1 m fällt in 10 000 Jahren ein Meer von 10 000 m Tiefe auf die Erde nieder, um großenteils dem Ozeane zuzuströmen und sich von neuem in Dampfform zu erheben. Namentlich sind es die Hochgebirge, an welchen sich das atmosphärische Wasser, etwa wie der Hauch des Atems an kalten Gegenständen, verdichtet. Ihre über die Schneegrenze hinausragenden, mit Gletschern und Firn bedeckten Gipfel bilden deshalb Reservoirs von gefrorenem Wasser, welche besonders dann der Ebene ihre Vorräte mitteilen, wenn dort bei der Hitze des Sommers der Verbrauch an Wasser durch die Verdunstung und durch den Bedarf der Vegetation am größten ist. In niedrigen Gebirgen ist es die Pflanzendecke, welche in ähnlicher Weise kondensierend auf das Wasser wirkt, dasselbe in nasser und regnerischer Zeit aufsaugt und verteilt und dadurch eine beständige Feuchtigkeit des Bodens und den Quellenreichtum desselben unterhält, während auf dem nackten Felsboden eine solche Ansammlung und allmähliche Abgabe nicht stattfinden kann, vielmehr strömen dort die Regenwasser direkt ins Tal und verursachen hier durch ihren ungestümen Andrang Überschwemmungen.

Grundwasser und Quellen*). Je nachdem der Erdboden mehr oder weniger wasserdurchlässig ist, dringen größere oder geringere Mengen des atmosphärischen Wassers in denselben ein, bis sie auf die nächste undurchlässige Schicht oder Gesteinsfläche stoßen, um sich innerhalb der oberflächlichen Sand- und Geröllablagerungen zu Grundwassern anzusammeln, welche dann an tieferen Stellen als Grundwasserquellen wieder zutage treten oder durch Brunnen abgezapft werden können. Bei geneigtem Untergrunde der wasserführenden oberflächlichen Akkumulate können konstante Grundwasserströme entstehen, während sich in schüsselartigen Vertiefungen des ersteren Grundwasserbecken anstauen Beiderlei Ansammlungen werden der einheitlichen Wasserversorgung großer

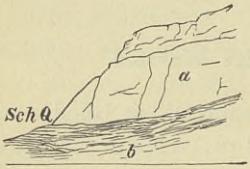


Fig. 49. Schichtquelle.

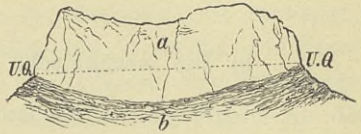


Fig. 50. Überfallsquelle.

a Zerklüftetes, Wasser durchlassendes Gestein *b* wasserdichte Schiefertone.

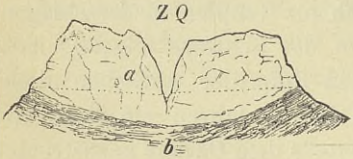


Fig. 51. Zapfquelle.

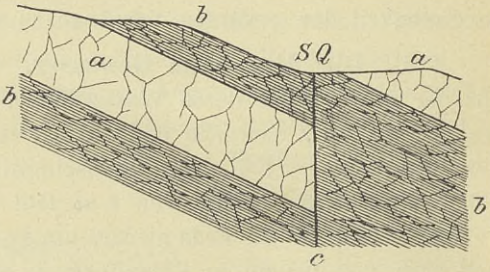


Fig. 52. Spaltquelle.

Städte dienstbar gemacht. Ein großer Teil der atmosphärischen Niederschläge dringt jedoch auf porösen, rissigen und klüftigen Schichten *a* in größere Tiefe, bis er eine undurchlässige Schicht *b* antrifft und sich hier staut. Ist die letztere einseitig geneigt und von einem Tale erreicht oder von einem Berggehänge angeschnitten, so dringt auf dieser Linie das Wasser in Form von Schichtquellen hervor (Fig. 49). Ein ebensolcher Quellhorizont wird sich dort einstellen, wo durchlässige Schichten (z. B. Sandsteine) diskordant auf schwerdurchlässigem Gebirge (z. B. Granit, Gneis) auflagern. Ist die wasserdichte Unterlage muldenförmig gestaltet, so wird

*) Vgl. F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. Neudruck 1901. Kap. V. — A. Daubrée, Les eaux souterraines etc. Bd. I. Paris 1887. — H. Haas, Quellenkunde. Leipzig 1895.

sich das von oben eindringende Wasser wie in einer Schüssel ansammeln, um dann über die niedrigsten Punkte des Randes als Überfallsquelle (Fig. 50) überzufließen. Ist jedoch eine solche durch tonige Schichten unterteufte wasserreiche Gebirgsmasse von Tälern und Schluchten durchzogen, welche tiefer hinabreichen als die Ränder der unterteufenden wasserdichten Gesteinsschüssel, so werden sie die sich ansammelnden Wasser abzapfen (Zapfquellen, Fig. 51). In letzterem Falle hat man also aufsteigende Quellen. Gleiches tritt dann ein, wenn geneigte wasserführende Schichten, welche mit wasserdichten wechsellagern, von einer Spalte oder einer Verwerfung (Fig. 52*c*) durchsetzt, oder wenn Schichtenkomplexe oder Massengesteine von einem System von kommunizierenden Klüften durchädert sind, auf denen die Gewässer durch den hydrostatischen Druck emporgepreßt werden (Spalt- und Kluftquellen, Fig. 52). Zapft man wasserführende Schichten (Sande, Kiese, klüftige Kalksteine), die keine natürlichen Abflüsse besitzen, durch Bohrlöcher ab, so entstehen artesische Brunnen (Fig. 53). Letztere können überall dort erbohrt werden, wo

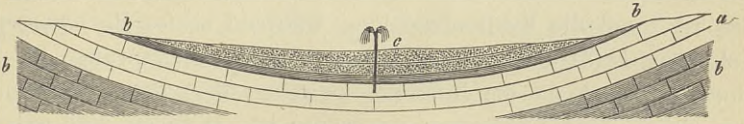


Fig. 53. Artesischer Brunnen.
a wasserhaltende Schicht, *b* undurchlässige Schichten, *c* artesischer Brunnen.

innerhalb eines flachgeneigten oder eines beckenförmig gelagerten Schichtensystems ein wasserführender Komplex *a* von zwei wasserdichten Schichten *b* eingeschlossen ist, welche das Entweichen des im Aufsaugungsgebiete von ersterem aufgenommenen Wassers nach oben und unten verhindern. Wird die obere, undurchlässige Schicht durchbohrt, so steigt das Wasser unter dem hydrostatischen Druck einer Wassersäule, welche dem Vertikalabstand des betreffenden Quellmundes von dem Niveau des einsickernden Wassers entspricht, empor und kann sich springbrunnartig über die Erdoberfläche erheben (*c*).

Im Gegensatze zu den kalten absteigenden Quellen besitzen die Wasser der natürlichen oder künstlichen aufsteigenden Quellen, falls sie aus größerer Tiefe kommen, infolge der in der Richtung nach dem Erdinneren zunehmenden Wärme, höhere Temperaturgrade als die mittlere Temperatur der Umgebung der Quelle und werden dann Thermen genannt (siehe S. 50).

Bäche und Flüsse. Die Quellwasser sammeln sich im Verein mit den direkten atmosphärischen Niederschlägen zu Bächen, diese zu Flüssen und Strömen an, um sich endlich in den Ozean oder in Binnenmeere zu ergießen. Die Wassermenge eines Flusses wird bedingt 1. durch die Größe

des Areals, welches derselbe entwässert; 2. durch die Quantität des auf dieses Areal fallenden Regens, Taues und Schnees; 3. durch das Klima des Flußgebietes, indem heiße Temperatur und trockene Atmosphäre die Verdunstung und deshalb den Wasserverlust begünstigen; 4. durch den geologischen Bau des Flußgebietes, indem ein vielfach gestörter Schichtenbau Spalten und Klüfte im Gefolge hat, durch welche die Wasser in die Tiefe sinken und ebenso sandiger Untergrund den Strömen Wasser entzieht; 5. durch die Oberflächengestaltung und Vegetationsverhältnisse des Gebietes, indem Gebirge und Waldreichtum die Niederschläge, ebene und waldlose Gegenden die Verdunstung vermehren.

Die beiden Hauptfaktoren für die mechanische Tätigkeit der fließenden Gewässer sind ihre Wassermenge und ihr Gefälle. Sie sind es, durch deren Größe die Geschwindigkeit, mit welcher sich das Wasser bewegt, bedingt wird. Die Wassermenge ein und desselben Baches oder Flusses schwankt außerordentlich und vermehrt sich und damit zugleich ihre Geschwindigkeit und Arbeitskraft zur Zeit der Schneeschmelze oder nach anhaltenden Regen oft um das Vielfache. Für die Leistungsfähigkeit eines Flusses ist somit die Kraftentwicklung während seines Hochwassers maßgebend. Das Gefälle der Flüsse nimmt von ihrem Ursprunge bis zu ihrer Mündung ab, und da die Differenz zwischen dem Falle des oberen und unteren Teiles ihres Laufes um so größer ist, je höher jene entspringen, so ist sie bei den Alpenströmen am beträchtlichsten. Da nun sowohl die unterwühlende und zerstörende, als auch die transportierende Kraft des Wassers von der Stärke seiner Strömung abhängt, da ferner die Quellen meist in Gebirgen und Hügelketten entspringen, wo die Talsohlen stark geneigt sind, während in den Ebenen das Gefälle nur sehr unbedeutend ist, so folgt daraus, daß die einschneidende und fortführende Tätigkeit der Gewässer namentlich in den gebirgigen Gegenden zu Hause ist, während sich der Unterlauf, wo die Geschwindigkeit allmählich abnimmt, durch Absätze des dem Gebirge entführten Gesteinsmateriales auszeichnet.

§ 9. **Erosion***). Die schlucht- und taleinschneidende Tätigkeit der fließenden Gewässer nennt man Erosion. Der mechanischen muß durch die chemische Tätigkeit des Wassers, durch die Verwitterung, also Auflockerung der Gesteine (vgl. S. 92, 105 und 130) vorgearbeitet werden. Auf einer Talsohle von glattem, unzersetztem Granit würde der schnellst

*) Rütimeyer, Tal- und Seebildung. Basel 1868. — Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Bd. I. S. 281. — Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1878. S. 581 und 1882. S. 685. — Gilbert, Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. Kap. 5. — Dutton, Tert. History of the Grand Cañon District. Washington 1882. — Löwl, Über Talbildung. Prag 1884. — v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1901. VI. Kap. — Philippson, Studien über Wasserscheiden. Leipzig 1886. — Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Leipzig 1894. Bd. I. S. 259.

strömende Bach selbst in langen Zeiträumen kaum merkliche Spuren hinterlassen. Erst wenn das Gestein unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure zu Schutt und Sand zerfällt, wenn es mürbe geworden, zerfressen und grusig zerfallen ist, wenn Gesteinsfragmente durch die fließenden Gewässer in Bewegung gesetzt und als Schleifmittel benutzt werden können, beginnt die Erosion. Wesentlich wird sie unterstützt durch die Eigenschaft des Wassers, sich beim Gefrieren auszudehnen. Geschieht dies in Gesteinsspalten, so genügt dieser Vorgang, um die Felsen zu zertrümmern. Da alle Klüfte, Poren und Haarspalten des Gesteines von Wasser angefüllt sind, da sich ferner dieser Prozeß in gemäßigten Klimaten in jedem Herbst und Frühjahr, auf Hochgebirgen aber fast in jeder Nacht wiederholt, so spielt er bei der mechanischen Gesteinszerkleinerung eine nicht zu unterschätzende Rolle. Von Felswänden, welche hoch über das Bett des nahen Baches emporragen und seinen direkten Angriffen entzogen sind, stürzen bei eintretendem Tauwetter Blöcke und Schuttmassen herab, deren sich jetzt erst die fließenden Wasser bemächtigen und sie fortschieben. Die Abrundung der in dem Bette des Baches oder Flusses fortbewegten Gesteinsfragmente erfolgt teils durch das gegenseitige Abreiben, indem die kleineren schneller als die größeren fortgeschoben werden, teils durch ihre Reibung an dem felsigen Bette, wodurch zugleich auch dieses erodiert wird. Selbst die feinsten aus dieser Zerreibung resultierenden schwebenden Teilchen, welche mit der ganzen Geschwindigkeit des betreffenden fließenden Wassers fortbewegt werden, wirken noch feilend und schleifend auf das Flußbett (Corrasion). Je größer die Geschwindigkeit des Baches oder Stromes, desto bedeutender ist sowohl seine Transportfähigkeit, wie die Corrasion seines Bettes, — daher die große erodierende und transportierende Wirkung selbst unscheinbarer Gebirgsbäche im Vergleich mit langsam fließenden Strömen, und daher der bohrende Effekt senkrechter Wasserstürze, sowie die unterwühlende Tätigkeit der Wasserfälle (Evorsion), durch die nicht selten ein Zusammenbrechen der Felswände, über welche sie sich stürzen, und ihr allmähliches Zurückziehen bedingt ist. Ein sehr anschauliches Beispiel dieses Prozesses liefern die Niagarafälle. Der Niagara ist der Ausfluß des Erie-Sees, wendet sich in nördlichem Laufe nach dem Ontario und stellt so eine sechs Meilen lange Verbindung beider Seen her. Fast genau in der Mitte zwischen diesen Wasserbecken bildet der Fluß die 55 m hohen Niagarafälle, Fig. 54. Von ihrem Fuße an schießt das Wasser, statt wie bisher auf einem Plateau, in einer tiefen, engen Schlucht mit senkrechten Wänden für $1\,^1/_2$ Meilen dahin, um bei Queenstown in die offene Ebene des Ontario-Sees zu treten und sich dann in langsamerem Laufe bis zu diesem zu bewegen. Der Landstrich zwischen Erie- und Ontario-See wird von den Schichten des oberen Silurs gebildet, welche sehr flach gegen Süden, also nach dem Erie-See zu einfallen, so daß ihre Schichtenköpfe

gegen den Ontario zu gerichtet sind und nach diesem zu eine schroff abfallende Felswand bilden. Sie bestehen in ihrer oberen Mächtigkeit aus festem, kompaktem Kalkstein, in ihren unteren Lagen (27 m) aus Schiefern, und unterhalb dieser aus Mergeln und Sandsteinen. In diesen silurischen Schichtenkomplex hat der Niagara vom Falle bis nach Queenstown eine 70—80 m tiefe Felsschlucht eingeschnitten. Die Felswand (Fig. 54), über

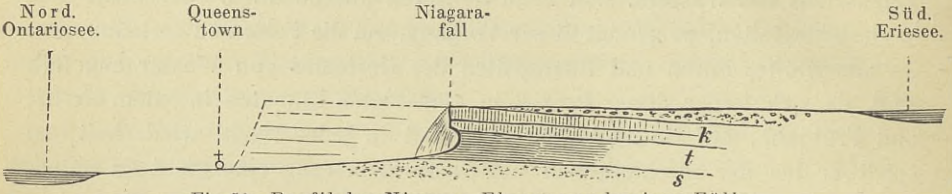


Fig. 54. Profil des Niagara-Flusses und seiner Fälle.
Nach *Halls* und *Lyells* Aufnahme.
s weiche Oneida- und Medinasandsteine, *t* Clintonkalk und Niagaramergel, *k* Niagarakalkstein.

welche sich der Fall stürzt, besteht deshalb in ihrem unteren Abschnitte aus verhältnismäßig weichen Schiefern und Sandsteinen, in ihrem oberen Teile aus hartem Kalkstein. Am Fuße des Falles waschen die wühlenden Wassermassen die lockeren Gesteine aus und unterminieren dadurch den Kalkstein, welcher stückweise herunterbricht, so daß die Wasserfälle langsam stromaufwärts rücken. Ähnliches ging früher vor sich. Anfänglich hat sich der Niagarafall über die Felswand bei Queenstown direkt in die Ontario-Ebene gestürzt, infolge der unterwühlenden Tätigkeit seiner Fluten ist er jedoch im Laufe der Zeit bis zu seinem jetzigen Standorte zurückgewichen, so daß jeder Punkt der Felsschlucht zwischen diesem und seinem ersten Fallorte bei Queenstown zeitweilig die Wasserfälle besaß. Das Maß ihres jährlichen Rückschreitens wurde von Lyell auf etwa 33 cm, später von Woodward auf das doppelte, nämlich auf 66 cm geschätzt. Unter Zugrundelegung letzterer Zahl würden die Niagarafälle etwa 18000 Jahre gebraucht haben, um ihre 12 km lange Schlucht rückwärts schreitend auszuwühlen.

Auch die steilen und engen Täler der Elbe und ihrer Nebenbäche, wie sie die Sächsische Schweiz bilden, sind durchaus das Produkt der Erosion. Dieses Labyrinth von grotesken Felsmassen war ursprünglich eine monotone Ebene von fast horizontal liegenden Sandsteinen und dehnte sich im Niveau des Königsteines und Liliensteines gleichförmig aus. In dieselbe schnitten sich nach der Tertiärzeit die Elbe und die ihr zufließenden Gewässer, erstere bis zu einer Tiefe von 270 m, mit verschiedenen durch Talstufen (Ebenheiten) markierten Unterbrechungen jene Talrinnen und Schluchten ein, welche sich heute in labyrinthischem Gewirre zwischen den unberührt gebliebenen Felspartien, den Ruinen eines zerstörten Tafellandes, hindurchwinden.

Ein anderes, noch viel großartigeres Beispiel der Tiefenerosion des Wassers in völlig ungestört lagernden Schichten liefert das Schluchtensystem des Colorado in Utah und Arizona*). Die Oberfläche dieses Territoriums steigt vom Meere aus in weitausgedehnten, terrassenartigen Plateaus bis zu über 4000 m Meereshöhe an. An dem Aufbau derselben hat die gesamte paläozoische und zum Teil auch die mesozoische Schichtenreihe teilgenommen. Sie ruhen in horizontaler Lage auf gestauchten präkambrischen Komplexen und Gneis. In eine dieser Hochebenen hat sich der Colorado zunächst eine steilrandige bis 20 km breite Talrinne und später auf deren Sohle sein berühmtes Schluchtensystem eingewühlt. Der Hauptstrom fließt auf etwa 60 geogr. Meilen Länge in einem 1000 bis 1800 m tiefen Cañon, welcher zum Teil senkrecht durch die Sedimentärformationen und noch 200—300 m tief in den Gneis eingeschnitten ist, und in welchen zahlreiche Nebenschluchten von derselben Tiefe einmünden (Fig. 55).



Fig. 55. Marble Cañon. Erosion.

§ 10. **Ausweitung der Erosionsschluchten; Schutthalden, Bergstürze.** Im ersten Stadium seiner Entstehung und so lange sich nur Tiefenerosion betätigt, ist das Tal eine schluchtartige Furche. Dadurch, daß später der Fluß und zwar vorzüglich an der konvexen Seite von Kurven seine Ufer untergräbt, finden Abrutschungen statt, das herunter-

*) C. E. Dutton, Geology of the High Plateaus of Utah. — Ders., Tertiary history of the Grand Cañon District. — Ders., Physical Geology of the Grand Cañon District. Washington 1882.

brechende Material wird weggeführt, der Talboden verbreitert sich zur Talaue (Seitenerosion). Gleichzeitig aber fallen die Steilgehänge der bis dahin nur durch die mechanische Kraft der fließenden Gewässer eingeschnittenen Schluchten dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien und durch ihn der Lockerung und Zerstückelung anheim. Zur Verwitterung infolge des Einsickerns humussäuren- und kohlensäurehaltiger Gewässer gesellt sich die sprengende und auseinander drängende Wirkung des gefrierenden Wassers, die Gesteinszerstückelung durch Sonnenbestrahlung und den steten Wechsel von Mittagshitze und Nachtfrösten (Insolation), sowie der lockernde Einfluß des Pflanzenwuchses. Was gelockert ist, bröckelt, rutscht oder stürzt hinab und wird durch Regen- und Schmelzwässer von allen benachbarten Kämmen, Gipfeln und Gehängen fortwährend ins Tal geführt und wandert als Flußtrübe direkt weiter oder häuft sich am Fuße der Steilgehänge zu Trümmerhalden und Schuttkegeln an. Auch diese lockeren Gesteinsansammlungen verfallen mehr oder weniger rasch der transportierenden Tätigkeit der Bäche und Flüsse und werden durch diese aus dem Gebirge herausgeschafft. Die Umbildung der Schlucht zum Tal, ferner die Form und der Böschungswinkel der Talgehänge ist demnach wesentlich das Resultat der Verwitterung und Abbröckelung (vgl. § 14 S. 136).

Zuweilen wird die Talbildung dadurch, daß sie Gesteinsmassen aus ihrem früheren festen Zusammenhange löst die Veranlassung zu Bergschlipfen, Bergrutschen oder Bergstürzen*). Die Ursachen dieser z. T. verheerenden Erscheinungen sind mannigfaltig und beruhen: auf Störung des Gleichgewichts durch Unterwaschung, — auf Erweichung toniger Sockelschichten und dem Herabgleiten der überlagernden Gesteinsmassen, auf durchgreifender Zerklüftung und Verwitterung größerer Felspartien.

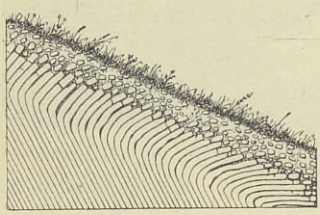


Fig. 56. Hakenwerfen.

Durch Erosion angeschnittene, steil stehende Schichten werden häufig durch Einwirkung des Frostes, der Durchwässerung und der Schwerkraft an ihren Schichtenenden nach abwärts umgebogen und schließlich in Schweife von Fragmenten ausgezogen (Hakenwerfen; Fig. 56).

§ 11. **Längs- und Quertäler.** Sämtliche in § 9 angeführten Beispiele für Talbildung waren Gegenden mit fast horizontalem, also in ziemlich ursprünglicher Lagerung verbliebenem Schichtenbau entnommen, in

*) Vgl. A. Baltzer, N. Jahrb. 1880. Bd. II. S. 197. — A. Heim, Über Bergstürze. Zürich 1882. — Ders., Bergst. v. Elm. Z. d. D. geol. Ges. 1882. S. 74.

welchen die Erosion keine tektonischen Leitlinien vorfand. Komplizierter verhalten sich die taleinschneidenden Vorgänge auf solchem Untergrunde, der durch den gebirgsbildenden Prozeß mehr oder weniger steil und dicht gefaltet ist. In solchen Fällen macht sich eine gewisse Abhängigkeit der Erosion und der durch sie erzeugten Täler von der Tektonik der betreffenden Areale kenntlich, indem solche tektonische Täler entweder der Richtung der Schichtenfalten annähernd parallel laufen oder diese letzteren quer durchschneiden, wonach man Längs- und Quertäler unterscheidet. Ein Längstal nennt man synklinal, wenn es einer Schichtenmulde entspricht (*ST* Fig. 57), so daß die beiderseitigen Schichten in der Richtung des Talgehänges, nach der Talsohle zu einfallen, — antiklinal (*AT*), wenn es sich in ein Schichtgewölbe eingeschnitten hat, so daß die Schichten beiderseits vom Tale weg in die Talgehänge einfallen, — isoklinal (*IT*), wenn die Schichten beider Talseiten nach ein und derselben Richtung geneigt sind. Die Quertäler oder Durchbruchstäler durchschneiden zuweilen selbst sehr beträchtliche Bergketten oder Gebirgskämme vollständig. Die Möglichkeit derartiger, die tektonischen Hindernisse durchquerender Erosion beruht darauf, daß die betreffenden Ströme schon vor dem von ihnen durchbrochenen Sattel- oder Faltensystem vorhanden waren und sich während des Vollzuges der Gebirgsfaltung immer in dem gleichen Niveau erhielten, indem sie stetig ebenso viel erodierten, als emporgewölbt wurde, und so die aufsteigende Falte oder Scholle durchsägten*). Geschah dies nicht in gleichem Schritte mit der Emporwölbung der in den Weg tretenden Hindernisse, so stauten diese wie Querdämme die Wasser in dem alten Talgrunde ab, es entstanden Talseen.

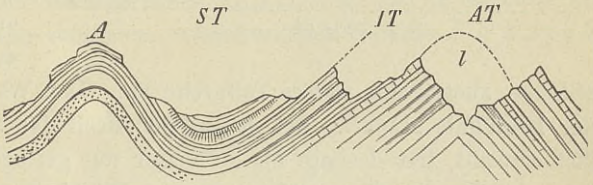


Fig. 57. Längstäler. Nach *Heim*.
ST Synklinaltal, *AT* Antiklinaltal, *IT* Isoklinaltal.

§ 12. **Der Prozeß der Talbildung.** Der Prozeß der Talbildung in Gebirgsabfällen beginnt damit, daß sich gefallene Regentropfen sammeln und, auf geneigtem Boden abfließend, zahlreiche Rillen einschneiden, die sich vereinen und zu tieferen Furchen zusammenlaufen. Sind erst Gebirgsbäche durch Ansammlung der atmosphärischen Niederschläge entstanden, so sind auch die Bedingungen zu talbildender Erosion gegeben. Da der reißende, wasserreiche Gebirgsbach sein Bett rascher erweitert und vertieft

*) E. Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. R. 1878; S. 581; 1882. S. 685; 1888. S. 633. — A. Penck, Die Bildung der Durchbruchstäler. Wien 1888. — V. Hilber, Peterm. geogr. Mitt. 1889. — K. Futterer, Durchbruchstäler in den Südalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1895.

als seine wasserärmeren Quellen, so wird der Talbildungsprozeß sich anfänglich am energischsten in der unteren Region des Wasserlaufes betätigen und von da aus rückwärts, also bergeinwärts fortschreiten. In dem Profile Fig. 58 möge AB einen ziemlich stark geneigten, bis dahin von Erosionstälern noch nicht unterbrochenen Gebirgsabfall bedeuten. Auf ihm fließen Gewässer der Ebene zu und schneiden sich dort, wo sie sich bereits zu starken Gebirgsbächen angesammelt haben, also am Fuße des Gebirgsabfalles, zuerst eine tiefere Talfurche ein. Der Wasserlauf entspricht dann der Profillinie $AlmB$. Bei m hat der Bach das Niveau der Ebene bereits fast erreicht, hat deshalb bis zu dieser nur geringes Gefälle und fließt deswegen langsam ohne weitere Erosionsfähigkeit auf mB der Ebene zu. Nur unterwühlt er, namentlich bei Hochwasser, die beiderseitigen Talgehänge, bringt sie zum Nachsturz und erweitert deshalb das Tal, verflacht es jedoch zugleich durch Zufuhr von Sand und Kies. Durch derartige Absätze werden ebene Inundationsflächen gebildet, durch welche sich das eigentliche Flußbett hindurchwindet. Die obere steilere Region des Flußgebietes, wo eben dieses stärkeren Gefälles wegen die einschneidende Arbeit des Wassers geleistet wird, heißt das Berggebiet (mit dem Bergstrom), die untere flachere Strecke hingegen, wo mehr die ablagernde Tätigkeit des Wassers zur Geltung kommt, das Talgebiet (mit dem Flusse).

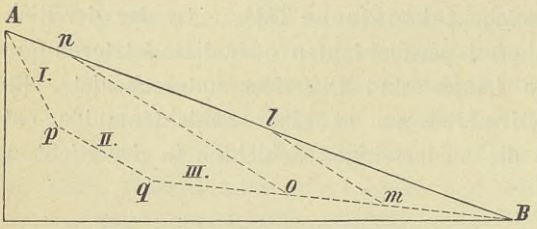


Fig. 58.

Dadurch, daß der Bergstrom sein Bett fortwährend tiefer einschneidet, also mehr und mehr rückwärts rückt, wird die Talregion in gleichem Schritte verlängert; letztere wird dann durch die Linie oB, das Berggebiet aber durch Ano repräsentiert. Endlich ist der oberste Einschnitt des Bergstromes bis in die höchste Region des Gebirges gelangt, wo die atmosphärischen Niederschläge am bedeutendsten sind. Die stets rieselnden und deshalb fortdauernd tätigen Wasser arbeiten hier einen schluchtenreichen Talhintergrund oder einen Talkessel mit sehr steilen Gehängen, ja oft einen Zirkus mit vertikalen Wänden aus. Jetzt besteht der Talweg aus 3 Abschnitten (Fig. 58, I, II, III), nämlich I. dem Oberlauf mit Sturzbächen, Stromschnellen und Wasserfällen, Erosion herrscht vor, die Talfurche schneidet sich tiefer und zugleich rückwärts ein, verzweigt sich nach oben zu in viele Schluchten und bezieht hier den größten Teil ihrer Geschiebe (Sammelgebiet); II. dem Mittellauf, die Böschung nimmt ab, die Menge der Geschiebe und des Wassers zu; transportierende Kraft und Last bleiben sich im ganzen gleich; Vertiefung findet nicht mehr statt. Die Kraft des

Flusses reicht noch aus, um die Geschiebemassen talauswärts zu spülen. Es entstehen durch vorübergehende Ablagerung derselben Serpentinen: infolge dessen untergräbt der Fluß bald sein linkes, bald sein rechtes Ufer, es wird ein breiter Talboden geschaffen; III. dem Unterlauf, die Absätze überwiegen die Erosion, der Fluß erhöht seine Sohle und durch Verlegung seines Bettes den Talboden.

Das Endziel der talbildenden Tätigkeit der Flüsse durch Erosion und Aufschüttung ist demnach die Herstellung einer stetig gekrümmten Gefällskurve, welche sich von der Quelle an zunächst rasch, dann allmählich langsamer und langsamer bis zur Mündung hinabsenkt (Normalgefällskurve).

Dort, wo sich die oberen Strecken zweier Täler von entgegengesetzter Richtung nähern, wird der Gebirgsrücken $B'AB$, Fig. 59, in welchen sie sich einschneiden, zu einem schmalen, scharfrandigen Kamme $B'q'p'ApqB$ umgewandelt werden.

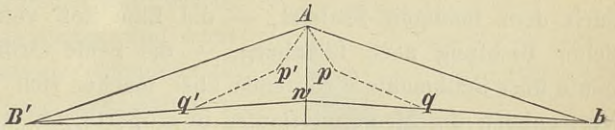


Fig. 59.

Ist die Erosionsfähigkeit der fließenden Wasser nicht durch Bedeckung von Gletschern und Firnmassen verhindert, so wird auch der schmale Steg, der die beiden Talenden trennt, allmählich durchwaschen und abgetragen, so daß die Bergregion der Wasserfälle gänzlich und die der Stromschnellen zum größten Teile verschwindet und zwischen beiden sich nach entgegengesetzter Richtung erstreckenden Tälern nur eine geringe Bodenerhebung ($B'wB$) als Wasserscheide übrig bleibt.

Da die gesamte Talbildung die Wirkung der Ausspülung durch die fließenden Gewässer ist, so spiegelt sich die wechselnde Widerstandsfähigkeit quer durchschnittener Schichten in der Weite und in dem Verlaufe der einzelnen Talstrecken wieder: harte Gesteinseinlagerungen bedingen Abbiegungen (Fig. 60) oder Verengungen derselben sowie Stromschnellen oder Wasserfälle, — leichter zerstörbare Schichten hingegen Talweitungen mit mäandrischem Flußlaufe.

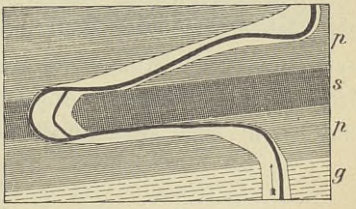


Fig. 60. Schlingenförmige Ablenkung der Zschopau durch eine Einlagerung von Serizitgneis am Töpelwinkel bei Döbeln in Sachsen. Nach *E. Dathe.*
g Glimmerschiefer, *p* Phyllit, *s* Serizitgneis.

Mit der Erosion der Täler und der damit Hand in Hand gehenden lokalen Verschiebung des Wasserlaufes steht die Bildung von stufenförmigen Terrassen an deren Felsgehängen (Felsterrassen) in Zusammenhang, welche bei der Einschneidung des Tales zurückgebliebene Teile des jeweiligen Talbodens vorstellen und sich namentlich in den Hochgebirgen in

größerer Zahl übereinander wiederholen können und Einzelstadien in der Genesis des Tales markieren.

Eine höchst auffällige Erscheinung ist die Verlegung des Laufes vieler Flüsse, so daß sie heute an einem anderen Punkte der Küste ins Meer münden als früher. So floß der untere Niemen, statt wie jetzt ins Kurische Haff, einst durch das heutige Inster- und Pregeltal ins Frische Haff; die Weichsel nahm zur Diluvialzeit ihren Lauf von Bromberg aus durch das Tal der Netze und Warthe, folgte dann bis Finnow dem jetzigen Oderlaufe, wendete sich über Eberswalde nach Westen und vereinigte sich bei Havelberg mit der Elbe. Die Oder mündete in gerader Fortsetzung ihres Oberlaufes, über Berlin und Spandau fließend, gleichfalls durch das untere Elbtal in die Nordsee (siehe unter Diluvium). Auch die Flüsse des sächsischen Hügellandes haben seit der Diluvialzeit ihren Lauf stark verändert. So wendete sich die Mulde von Grimma aus westlich über Leipzig nach dem heutigen Saaletal, — die Elbe floß von Torgau aus in westlicher Richtung nach Eilenburg, — die Saale strömte weiter östlich als heute über Schkeuditz. Nirgends aber machen sich in der Neuzeit derartige Verlegungen des Stromunterlaufes in großartigerer und furchtbarerer Weise geltend als am Hoang-ho (Gelber Fluß) in China. Dieselben sind dort außerordentlich zahlreich gewesen, trotzdem man sie von altersher durch Dammanlagen zu beschränken suchte. Die geschichtlichen Nachrichten über sie reichen 4000 Jahre weit zurück. Die älteste historisch bekannte Mündung dieses Flusses lag 90 Meilen nördlich von derjenigen, welche von ihm vom 13. Jahrhundert bis zum Jahre 1856 benutzt wurde. In letztgenanntem Jahre wälzte er sich unter entsetzlichen Verwüstungen an Menschenleben, Bauwerken und Anpflanzungen zurück in sein altes nördliches Bett,

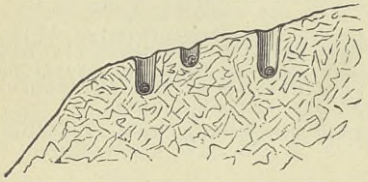


Fig. 61. Kleinere Riesentöpfe auf dem Boden einer Stromschnelle.

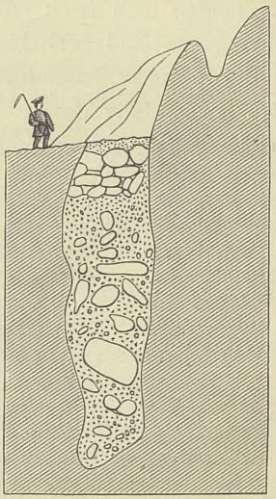


Fig. 62. Riesenkessel von Bakelaget bei Kristiania, Norwegen. Nach *Brögger* und *Reusch*.

um ohne ersichtliche äußere Ursache im Jahre 1874 von neuem seinen südlichen Lauf wieder anzunehmen und endlich 1887 denselben wiederum

zu verlegen. Allein bei dieser letzten Überschwemmung sollen über 1 Million Menschen ertrunken sein.

§ 13. **Riesentöpfe und Erdpyramiden.** Eigentümliche Formen der Erosionswirkung sind die Riesentöpfe und die Erdpyramiden. Erstere entstehen am Fuße von Wasserfällen und in Stromschnellen, ferner in Gletscherbächen unter dem Gletscher durch Evorsion (siehe S. 127), also auf die Weise, daß Geschiebe vom Strudel auf dem felsigen Untergrund in kreisender Bewegung erhalten werden, wodurch sie sich bis 12 und mehr Meter tiefe, kessel- oder schachtähnliche, kreisrunde Löcher in das härteste Gestein bohren. Sie zeigen nicht selten auf ihrer glattgeschliffenen Innenseite spiralige, der allmählichen Einbohrung entsprechende Furchen und umfassen auf ihrem Grunde oft noch die rund gescheuerten Gerölle, welche als Bohrmaterial gedient haben. Sehr großartige Riesentöpfe sind diejenigen der Gegend von Kristiania in Norwegen (Fig. 62), der Maloja im Engadin und im Gletschergarten von Luzern, solche von kleineren Dimensionen sind auch in Thüringen und Sachsen (Chemnitztal, zwischen Nossen und Freiberg, sächs. Schweiz) bekannt (Fig. 61).

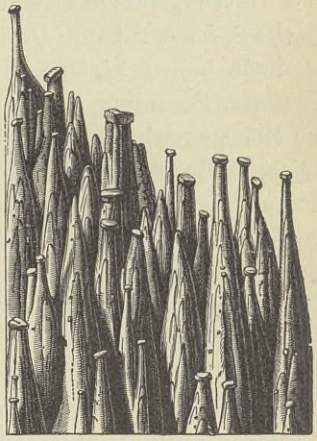


Fig. 63. Erdpyramiden bei Bozen.

Die Erdpyramiden können im Gegensatze zu den Riesentöpfen nur in lockeren, lehmig-sandigen Schuttanhäufungen entstehen, welche größere Gesteinsfragmente und Gerölle umfassen. Jedes dieser letzteren wirkt bei eintretender, von der Oberfläche nach der Tiefe zu fortschreitender Erosion durch die aufschlagenden Regen wie ein Schirm als Schutz für seine Unterlage, so daß schlanke Säulen oder spitz-

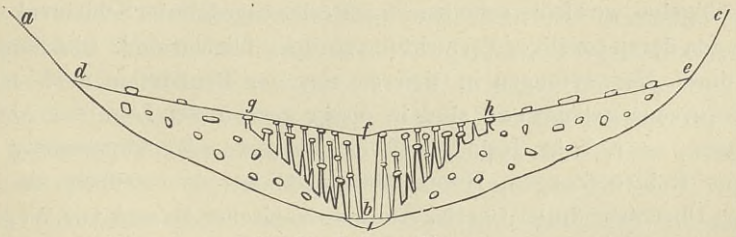


Fig. 64. Erdpyramiden.
abc Felsuntergrund, *de* Grundmoräne mit Blöcken, *fghb* Erdpyramiden.

pyramidale Partien von feinem Schutt stehen bleiben, die auf ihrem oberen Ende oft eine von einem größeren Felsstück gebildete Kappe tragen (Fig. 64). Am ausgezeichnetsten und zwar 30 bis 35 m hoch kennt man solche Erdpyramiden im Glazialschutt von Bozen in Südtirol (Fig. 63). Die nämlichen

Erosionsformen resultieren aus mit Lavablöcken gespickten vulkanischen Tuffen (Auvergne, am Argäus, in den Rocky Mountains).

§ 14. **Denudation.** Unter Denudation versteht man im Gegensatz zu der die Talfurchen einschneidenden Erosion die Abspülung und Abtragung ausgedehnter Flächen von Gesteinsmaterial. An der Denudation beteiligen sich sämtliche oben geschilderten gesteinszerstörenden und -transportierenden Prozesse, einerseits Verwitterung, Frost, Insolation, anderseits die abtragende Tätigkeit der Niederschläge und fließenden Gewässer. Sie betätigt sich überall dort auf der Erdoberfläche, wo die Niederschlagsmengen und die Neigung des Bodens genügen, um die Produkte der Zerstörung und die Residua der Verwitterung der Gesteine wegzuspülen und zu entfernen (Denudationsregionen).

Der Denudation verdanken die Gebirge ihre jetzige Oberflächengestaltung, wobei die Erosionsrinnen als Abzugskanäle für die fortwährend erzeugten Verwitterungsprodukte und Absturzmassen der benachbarten Berge dienen (siehe S. 93 und 130). Durch diese kontinuierlichen und allseitigen Materialverluste haben letztere allmählich an Stelle ihrer ursprünglich massigen, plumpen Form ihre heutigen Konturen erhalten, dabei aber gleichzeitig auch an Höhe eingebüßt. So beträgt z. B. nach Heim die heute noch übrig gebliebene Gebirgsmasse der Alpen kaum die Hälfte derjenigen, die durch Faltung emporgestaut wurde, während die andere größere Hälfte bereits denudiert und durch die Täler weggeführt ist. Durch noch länger andauernde Denudation können alte Hochgebirge zu Hügelland, ja zu ebenem Plateauland erniedrigt worden sein, in welchem nur noch die innere Tektonik auf die einst hoch emporgestauten Falten hinweist (Rumpfgebirge S. 76). Derartig entstandene, einförmige, ziemlich ebene Denudationsflächen von oft komplizierter geologischer Struktur bezeichnen die amerikanischen Geologen nach Davis als Peneplains.

In flacheren Gegenden ist die Wirkung der Denudation dort am augenfälligsten, wo kleine, schollenartige Reste ausgedehnter Schichtenkomplexe als Zeugen deren sonstiger Vernichtung zurückgeblieben sind. Dieselben waren z. T. durch Verwerfungen in tiefere, von der Denudation noch nicht erreichte Niveaus gelangt und sind in dieser geschützten Lage der Abtragung entgangen, — z. T. in Gestalt isolierter kuppen- oder klippenartig emporragender Ruinen (Zeugen, Mesas) übrig geblieben, — endlich als lappenförmige Überreste durch Überlagerung vulkanischer Massen vor Wegspülung beschirmt worden. Beispielsweise mag an die frühere Bedeckung des Landstriches zwischen Kassel und Göttingen, Eisenach, Gotha und Arnstadt durch den Lias erinnert werden, von welchem nur noch kleine isolierte Partien in der Nähe der genannten Orte übrig geblieben sind, während er sonst vollkommen verschwunden ist. Ähnliches gilt vom Lias und Dogger in der nordwestlichen Fortsetzung der Schwäbischen Alb, welche sich noch in

jungtertiärer Zeit über Stuttgart, Freiburg und das Rheintal hinaus erstreckten, aber später bis auf einige kleine Lappen denudiert wurden. Das gleiche Schicksal erlitt die obere Kreideformation, welche sich von ihrem norddeutschen Hauptverbreitungsgebiete aus bis in die Gegend südlich vom Harz erstreckt haben muß, jetzt aber nur noch durch einen kleinen Lappen bei Worbis angedeutet ist. Auch die oberen Keuperschichten zwischen Thüringer Wald und Harz sind zum großen Teile diesem Vernichtungsprozesse verfallen. Analoge Erscheinungen wiederholen sich südwestlich vom Thüringer Walde, wo Bücking die Masse des von einem $1\frac{1}{2}$ □Meile großen Gebiete denudierten Buntsandstein- und Muschelkalkmaterials auf 26000 Millionen Kubikmeter berechnet, die genügen würden, um eine Fläche von 466 □Meilen 1 m hoch zu bedecken. In fast allen Teilen der Kontinente wiederholen sich solche Denudationen, welche als vernichtende, erniedrigende und oberflächengestaltende Faktoren sowohl während der Jetztzeit, als in früheren Perioden eine sehr große Rolle spielen.

§ 15. **Transport und Absätze von seiten fließender Gewässer.** Es ist schon hervorgehoben worden, daß die Transportfähigkeit des Wassers von der Schnelligkeit der Bewegung desselben, also von dem Gefälle und der Wassermenge abhängig ist. Demzufolge ist auch der dem Gebirge angehörige Oberlauf der Flüsse der Schauplatz der großartigsten Gesteinsschübe. Hier ist die Bildung von ganz bedeutenden, oft mehrere Tausend Meter breiten Schuttkegeln an solchen Stellen, wo tiefe Schluchten in weite Täler ausmünden, eine sehr gewöhnliche Erscheinung. Überhaupt werden die Wildbäche oft durch heftige Regengüsse und Wolkenbrüche so geschwellt und mit Gesteinsmassen überladen, daß sie wie gewaltige, alles vernichtende Schlamm- und Schuttströme aus den Schluchten hervorbrechen und enorme Felstrümmer mit sich führen, um ihre Last, sobald sie in die Weitungen des Haupttales eintreten, wo ihre Transportkraft erlischt, zu einem fächerartig vorgeschobenen Schuttkegel aufzuhäufen (Murbrüche). Unter normalen Verhältnissen werden nur Sand und Schlamm von den Gebirgsbächen treibend und schwebend fortgeführt, die größeren Geschiebe hingegen auf ihrem Boden fortgerollt. Dabei kommt der Umstand in Betracht, daß die meisten Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Gebirge einen größeren Anteil nehmen, nur ein spezifisches Gewicht von 2,0 bis 2,9 besitzen, so daß sie, im Wasser liegend, fast um die Hälfte ihres Gewichtes erleichtert werden und somit einer geringen Kraft bedürfen, um fortbewegt zu werden. Durch andauerndes Rollen und Aneinanderreiben dieser anfänglich eckigen Gesteinsbruchstücke werden dieselben allmählich zu abgerundeten Geschieben oder Geröllen, wobei zugleich feine, im Flußwasser schwebende und dasselbe trübende Teilchen gebildet werden. Schieferfragmente zerfallen in Platten, deren Ecken sich allmählich abrunden. Die vom Flusse fortbewegten Gerölle werden zu Kies- und Sandbänken ange-

häuft, welche an ihrem stromaufwärts gerichteten Ende stets wieder abgetragen, dagegen an ihrem unteren Ende in gleichem Maße verlängert werden, so daß sie fortwährend stromabwärts wandern. Besonders intensiv ist dieser Geschiebetransport bei hohem Wasserstande, also durch die Hochwasser. Die Größe desselben ist sehr beträchtlich. So führte die Reuß während der Jahre 1851 bis 1879 jährlich eine Geschiebemenge von fast 150000 cbm in den Urner See, der Rhein 1865 bis 1885 eine solche von 47000 cbm in den Bodensee; die Ache transportiert jährlich etwa 142000 cbm Geschiebe in den Chiemsee und die Donau durchschnittlich 680000 cbm derselben bei Wien vorbei.

Je weiter die Geschiebe fortgeführt werden, desto mehr nehmen sie an Größe ab. Anfänglich, also im Hochgebirge, groß und scharfeckig, runden sie bereits in kurzen Strecken ihre Kanten ab und verlieren in demselben Verhältnis, wie ihre Entfernung von dem Ursprungsorte zunimmt, an Größe, bis sie, falls der Lauf der Flüsse nicht allzu kurz ist, als Sand und Schlamm, namentlich aber, im Vereine mit den durch oberflächliche Abspülung zugeführten staubförmigen Verwitterungsprodukten, als schwebende Teilchen (Silt, Flußtrübe) an deren Mündung gelangen. Die Quantität dieses feinen Detritus ist zum Teil überraschend groß, steigert sich besonders bei Hochwasser und übertrifft die Geschiebeführung noch um das 10 bis 50fache. So führen der Rhein 4, die Rhône 7, die Donau 82, der Indus 446, der Mississippi 352682, der Ganges 360628 Millionen Tonnen Schlamm jährlich ihrer Mündung zu.

Wo die bis dahin starke Neigung der Flußbetten und deshalb die Stromgeschwindigkeit und Transportfähigkeit der Gewässer eine geringere wird, setzen sich die Gerölle ab. Es ist dies der Natur der Sache nach namentlich im Unterlaufe der Ströme der Fall. Hier vermögen dieselben ihr Bett in beliebigen Richtungen zu verschieben und zwar findet an den Prallstellen des geschlängelten Flußlaufes Erosion, an den gegenüberliegenden Orten Ablagerung der Geschiebe statt, so daß sich der Fluß nach der Seite seines Anprallens vorschiebt, während sich gleichzeitig auf der gegenüberliegenden konvexen Seite Kies und Sand aufschüttet. Auf diese Weise bilden sich im Flußlaufe tiefe, zuweilen dicht aneinander gereihte, sich abwechselnd nach links und rechts wendende Bogen. Durch seitliche, sowie flußabwärts gerichtete Verschiebung dieser Mäander entstehen ausgedehnte, oft von sichelförmigen Stücken der alten Flußschlingen unterbrochene Kies- und Sandflächen beiderseits des Stromes.

Da die Flüsse, welche große Geröllmengen mit sich führen, durch deren fortwährende Ablagerung ihr Bett erhöhen und es durch Bank- und Inselbildung verengen und gabeln, so ergießen sich, bis die Ufer der Ströme künstlich reguliert und eingeengt werden, deren Wasser bei jeder Hochflut über die von ihnen hergestellten Talauen (Inundationsflächen), so daß die

Stromtäler oft weite, meilenbreite Seen bilden, in welchen sich, je nach der Entfernung derselben von dem Gebirge, Kies, Sand und Schlamm absetzen. Je niedriger die Ufer sind, desto mehr wird das flache Uferland mit Detritus überschüttet. Vertieft sich im Laufe der Zeit das Bett des Stromes durch Erosion, so werden die ursprünglichen fluviatilen Ablagerungen, welche auf beiden Seiten der Flüsse mehr oder weniger breite Zonen bilden, wieder vernichtet, um neuen, tiefer liegenden Platz zu machen. Bleiben schmale Streifen der alten Kies- und Sandablagerungen an den Abhängen der benachbarten Talgehänge zurück, so werden diese als Schotterterrassen und zwar als Erosionsterrassen bezeichnet, sind in allen Gebirgstälern häufige Erscheinungen und wiederholen sich hier oft in verschiedenen Niveaus übereinander*). In diesem Falle sind entsprechend den einzelnen Stadien der fortschreitenden Talvertiefung die höchst gelegenen Schotterterrassen, ganz wie die in die Felsgehänge selbst eingeschnittenen Felsterrassen, die ältesten, die tiefer gelegenen die jüngeren Gebilde. Ganz ähnlich gestaltete Schotterterrassen entstehen jedoch auch auf die Weise, daß durch übermäßige Zuführung von Gebirgsschutt der Boden bereits fertig existierender Täler erhöht wird, ja letztere ganz ausgeebnet werden. Schneidet sich später der Fluß von neuem in diese Ablagerungen ein und verlegt seine Erosionsarbeit immer tiefer, so können stufenförmig herausmodellierte Reste der Geröllausfüllung der Täler an deren Gehängen in Form von Schotterterrassen zurückbleiben (Akkumulationsterrassen). Ihre Gestalt ist den erstbeschriebenen sehr ähnlich, nur entstammt, umgekehrt wie bei letzteren, das Material der höchsten Terrasse einem jüngeren Zeitabschnitte als das der untersten.

§ 16. **Deltas.** Dort, wo die Flüsse ihre Wassermassen in Seen oder in das Meer ergießen, bilden sich unter gewissen Bedingungen durch den Absatz mechanisch fortgeführten Gesteinsmateriales Deltas**). Die Seen, welche von den aus dem Gebirge tretenden Flüssen durchströmt werden, dienen deshalb als Klärungsbecken, in welche die Gewässer, mit Schutt, Schlamm und Sand beladen, eintreten und welche sie vollkommen klar und ohne eine Spur mechanisch suspendierter Teilchen verlassen. Diesem Zwecke dient beim Rhein der Bodensee, der Vierwaldstätter See bei der Reuß, der Brienzer und Thuner See bei der Aar, der Genfer See bei der Rhône. Die Deltas, welche diese Ströme an ihren Einmündungsstellen bilden, bestehen aus abwechselnden Sand-, Kies- und Lehmlagen, welche eingeschwemmte Reste von Pflanzen, Land- und Süßwassertieren in größerer oder geringerer Menge einschließen und zum Teil regelmäßige, allseitig flach abfallende,

*) Vgl. A. Heim, Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. — A. Bodmer, Terrassen und Talstufen in der Schweiz. Zürich 1880. — A. Penck, Periodizität der Talbildung. Verh. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1884. S. 39.

**) Rud. Credner, Die Deltas. Peterm. geogr. Mitt., Ergänzungsheft Nr. 56. 1878.

zum Teil aber auch und zwar namentlich bei den an Hochfluten reichen Strömen höchst verworren gelagerte Schichten bilden. Die schweren Geschiebe werden unter normalen Verhältnissen direkt an der Mündung des Flusses abgesetzt, während Sand und Schlamm weiter und die feinen schwebenden Teilchen bis zu noch größerer Entfernung fortgeführt werden. Die Sonderung des Gesteinsmateriales nach der Korngröße würde eine gleichmäßige und durchgehende sein, wenn die Stromschnelligkeit der in den See tretenden Gewässer sich stets gleich bliebe; da sie aber in gewissen Zeiten durch Anschwellen der Ströme vergrößert, in anderen durch Abnahme der Wassermenge verringert wird, so werden auch zeitweilig größere Geschiebe und grober Sand so weit in den See geschleudert, als unter anderen Bedingungen die feinsten Schlammteilchen gelangen werden. Daher die Abwechslung grober Kies- und feiner Lehmschichten. Die entstehenden Deltas haben die Gestalt flacher Kegel mit oben steilerer, an ihrem Fuße immer flacher werdender Böschung. So erstreckt sich das Delta der Aar bei deren Eintritt in den Brienzer See etwa 1100 bis 1200 m weit in diesen letzteren hinein; die abgelagerten Schuttmassen bilden nahe der Flußmündung eine Böschung von 30—35°, die jedoch mit der Entfernung von jener immer flacher wird und sich allmählich an den fast horizontalen Boden des Sees anschmiegt. Ähnliches gilt von dem seit der 1851 erfolgten Geradelegung der Reuß im Vierwaldstätter See gebildeten Delta. Dasselbe hatte 1878 einen Inhalt von etwa 4 Millionen Kubikmetern, so daß die Reuß an ihrer Mündung jährlich durchschnittlich 150 000, täglich etwa 410 cbm Geschiebematerial ablagert*).

Die Bildung von Deltas an der Ausmündung größerer Ströme in das Meer wird überall dort vor sich gehen, wo letztere durch vor ihnen liegende Flußbarren und Uferwälle geschützt sind. Dadurch werden Lagunen gebildet, in welche vom Flusse Sand, Schlamm und schwebende Teilchen geführt und dort in ähnlicher Weise wie in einem ruhigen Binnensee abgelagert werden. Durch fortgesetzte Niederschläge werden die Lagunen allmählich ganz oder teilweise ausgefüllt, so daß sich der neugebildete Boden im Laufe der Zeit über das Meeresniveau erhebt und ein flaches, von sich verzweigenden Flußarmen durchfurchtes und seichte Seen, die Überreste der Lagunen, umfassendes Land bildet, an dessen Meeresufern sich die sandigen Uferwälle erheben. Nur ausnahmsweise und zwar hauptsächlich infolge von Menschenhand aufgeführter Strombauten überschreiten die Deltaabsätze die Uferwälle und treten in das offene Meer vor (marine oder vorgeschobene Deltas). Eine viel allgemeinere Bedeutung für die Genesis der Deltas, als den Uferwällen, schreibt R. Credner (l. c. S. 40) den säkularen Hebungen der Festlandsküsten zu, infolge

*) A. Heim, Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs. 1879. S. 1. Taf. II.

deren die submarinen Absätze der Flüsse über den Wasserspiegel hervortauchen.

Einige der bedeutendsten Deltas sind die des Rheines, der Rhône, des Po, der Donau, des Niles, des Ganges und des Mississippi.

Das Delta des Niles ist eine vollkommen horizontale Ebene von 22194 qkm Größe und von der Gestalt eines Dreieckes (s. Fig. 65). Die nach dem Mittelländischen Meere zugewandte Basis desselben bildet einen weiten, nach diesem zu konvexen Bogen und ist gegen das Meer hin von einem sich über das Delta erhebenden, nur stellenweise unterbrochenen, ebenfalls bogenförmigen Damm von zum großen Teile aus Schalenfragmenten rezenter Mollusken, Bryozoen und Foraminiferen gebildeten Kalkstein, dem Uferwall, begrenzt. Das Delta selbst ist von den beiden, sich vielfach verzweigenden Armen des Niles (dem von Rosette und dem von Damiette) durchschnitten

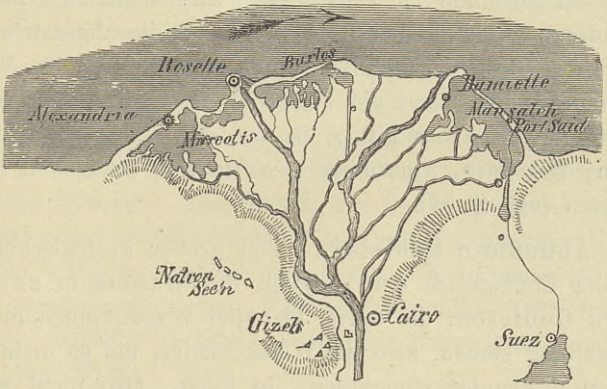


Fig. 65. Das Nildelta.

und von vier großen, sehr seichten Lagunen unterbrochen, welche vom Meer durch den Uferwall getrennt sind, immer mehr von Sand und Schlamm angefüllt und deshalb einst vollkommen verschwinden werden. Das ganze Delta besteht aus horizontalen Schichten eines bei den periodischen Überschwemmungen des Niles abgesetzten feinen, braunroten Lehmes, unter welchem sich Ablagerungen von Meeressand ausbreiten. Die Höhe der Absätze des Nilwassers im Gebiete des Deltas wird auf 61 mm im Laufe von 100 Jahren geschätzt, erreicht aber bei Sagasig eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 100 m. Aus alle dem geht hervor, daß der Nil ursprünglich in eine tiefe Bucht mündete, welche nach dem Meere zu von einem Uferwalle begrenzt und welche allmählich von Nilschlamm ausgefüllt und so zum Nildelta umgestaltet wurde.

Viel zerschlitztere und unregelmäßigere Gestalt hat das Mississippi-Delta, weil ihm ein umrandender Uferwall fehlt. Dasselbe besitzt über

320 km Länge, über 300 km Breite, besteht aus äußerst flachem, niedrigem, meist überschwemmtem Lande, welches außer durch den Hauptstrom des Mississippi von einer bedeutenden Anzahl sich vielfach verzweigender Nebenarme (Bayus) durchschnitten und von Sümpfen und flachen Lagunen unterbrochen wird. Von dem eigentlichen Delta aus streckt sich der beiderseits von einem Streifen jüngster Alluvionen eingedämmte Mississippi noch 65 km weit in das Meer hinaus, um sich dann in drei divergierende, von schmalen Dämmen begleitete »Pässe« zu teilen. Die Mächtigkeit der Deltaabsätze beträgt bei New-Orleans etwa 10 m, weiter südlich bis zu 30 m; ihre Anschwemmung und Ablagerung geht jedoch so schnell vor sich, daß in kürzester Zeit die bedeutendsten Veränderungen der Konturformen des Deltas hervorgebracht werden, und die Pässe des letzteren in gewissen Jahren um mehr als 80 m anwachsen und in das Meer vorrücken.

Ganz anderer Art sind die Erscheinungen in Flußmündungen an Küsten, welche sich im Zustande langsamer Senkung befinden. Durch letztere wird die Bildung von Deltas verhindert, indem die abgesetzten Sedimente zwar Sandbänke, Untiefen und Barren aufbauen, aber den Wasserspiegel nicht erreichen. Daher rührt die weitgeöffnete, trichterförmige Gestalt solcher Flußmündungen. Dies gilt z. B. von der Elbe, Weser, Seine, Loire, dem Hudson, Delaware, Amazonas u. a. an sich senkenden Küsten mündenden Flüssen (vgl. S. 62).

§ 17. **Abflußlose Gebiete***). Von großer geologischer Bedeutung sind auch die Erzeugnisse der Tätigkeit des Wassers in regenarmen, abflußlosen Gebieten, die durch keinerlei Wasserrinnen mit dem Weltmeer in Beziehung stehen, also die Wüstenländer, um so mehr als diese $^1/_5$ des gesamten Festlandes einnehmen. In ihnen, also nicht wie sonst im Meere, finden alle diejenigen gesteinsbildenden Vorgänge, die in ihnen mit Hilfe des Wassers eingeleitet werden, zugleich auch ihren Abschluß. Innerhalb solcher Regionen werden durch zeitweilige heftige Regengüsse und Wolkenbrüche die Gebirge von Schluchten und Tälern, die Hochflächen von regellosen, rasch wieder trocken liegenden Talsystemen zerschnitten, gletscherartige Steinströme in Bewegung gesetzt, ungeheure Schutt-, Kies- und Sandmassen produziert, welche Riesenblöcke enthalten und Täler und weite Einsenkungen in erstaunlicher Mächtigkeit ausfüllen. Die durch die Verwitterung gelieferten, effloreszierenden, sehr verschiedenartigen Salze werden von den seltenen und kurzen Regen aufgelöst und entweder mit den Lehmen und Tonen wieder abgesetzt oder abflußlosen Seen zugeführt. Diese verdampfen unter dem Wüstenklima und liefern dann Kalksinter-, Gips- und Salzlager und Salztone mit Gipskristallen (vgl. Petrogenesis). In den tonigen Sedimenten sind die Reste der artenarmen, aber individuenreichen Faunen,

*) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

welche die salzigen Seebecken belebten, sowie diejenigen von Bewohnern des benachbarten Landes enthalten.

§ 18. **Die mechanische Tätigkeit des Meeres.** Nur der bewegte Ozean übt eine mechanische Tätigkeit aus. Die Meereswasser werden durch die ozeanischen Strömungen, die Gezeiten, Sturmeswogen und Wasserbeben in den Zustand der Bewegung versetzt*).

Die mechanische Tätigkeit des Meeres kann wie die der fließenden Gewässer eine zerstörende, transportierende und absetzende sein. Der zerstörende Effekt der See auf ihre Küsten beruht auf der Höhe der Flut, auf der Richtung und Schnelligkeit der Flutwelle, auf der Richtung der vorwaltenden Winde und Stürme, auf der Gewalt der Wogen, auf der petrographischen Beschaffenheit und dem geologischen Bau der Ufer, sowie auf den Konturen und der Steilheit derselben. Granit, Gneis, Syenit widerstehen dem Anpralle der Wogen besser, als Sandstein, Schiefer, Mergel und Kalkstein, — horizontale oder landeinwärts fallende Schichten werden leichter unterwühlt und vernichtet, als seewärts geneigte, auf denen die Welle widerstandslos hinaufläuft, — an flachen, sandigen Küsten tritt mehr die aufbauende Tätigkeit des Meeres hervor und eine an Vorgebirgen und Buchten reiche Küste wird durch die Vermehrung der Angriffspunkte unter sonst gleichen Verhältnissen eine stärkere Zerstörung und Veränderung erleiden, als geradlinige Strecken. Die Wogen des Ozeans wirken, ausgerüstet mit dem sich mehr und mehr zerkleinernden und abrundenden Gesteinsschutt, den sie in sich tragen, mit der zerstörenden Kraft eines Wasserfalles auf die Küsten, welche unter diesem Einflusse beständigen Veränderungen unterworfen sind. Zunächst entsteht unter der Einwirkung der Brandung an Steilküsten im Niveau der ersteren eine horizontal verlaufende hohlkehlenartige Einkerbung. Die ihrer Basis beraubte Felswand stürzt herab, — die Gesteinstrümmer werden von den Wogen zerkleinert, abgerundet und wie Projektile gegen die Küste geschleudert, — die Unterminierung und der Einsturz wiederholen sich, — die Brandungslinie rückt landeinwärts, — es entsteht eine flach ansteigende Brandungsterrasse (Fig. 66 *ac*). Mit ihrer Verbreite-

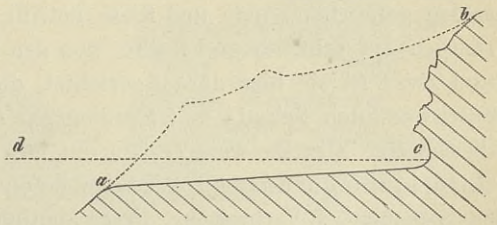


Fig. 66.
ab ursprüngliches Profil der Steilküste, *ac* Brandungsterrasse, *cd* Meeresniveau bei Fluthöhe.
Nach *F. v. Richthofen.*

*) v. Boguslawski und Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. II. Stuttgart 1887. — F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886 und 1901. Kap. IX. — A. Philippson, Typen der Küstenformen. Berlin 1893. — A. Supan, Physikalische Erdkunde. 2. Aufl. Leipzig 1896. II. Abschn.: Das Meer.

rung schwächt sich die erodierende Wirkung der Brandungswogen ab und hört endlich ganz auf. Die Gestade der Insel Helgoland, sowie die felsigen Küsten von Norfolk und Suffolk in England zeigen, wie großartig die zerstörende Macht des Meeres ist.

Ist dahingegen die Küste, auf welche die Meeresbrandung einwirkt, einer säkularen Senkung unterworfen, so bewirkt die langsam landeinwärts schreitende Brandungswelle eine Abtragung, Abrasion, durch welche ausgedehnte Territorien und ganze Bergmassen betroffen werden können (Fig. 67). An die Stelle der letzteren treten ebene, flachwellige oder bei

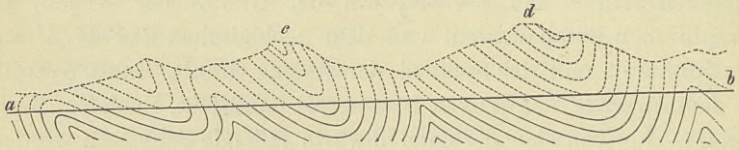


Fig. 67. Abrasion bei kontinuierlicher Senkung des Landes. Nach *F. v. Richthofen*. *a b* Abrasionsfläche, *a c d* abgetragene Gebirgsmasse.

ruckweiser Verschiebung der Strandlinie terrassenförmig aufsteigende Abrasionsflächen, deren Oberflächengestaltung dann mit ihrer inneren Tektonik in keinerlei Zusammenhang, ja in Widerspruch zu stehen pflegt. Der durch die Brandungswelle erzeugte und fortgeführte Detritus kann sich unmittelbar auf dem neu erzeugten Meeresgrunde ablagern, so daß mit der Abrasion eine übergreifende (transgredierende) Schichtenbildung (siehe S. 65) Hand in Hand geht*).

Was die Tätigkeit des Ozeanes als Transportmittel der in denselben geführten Sande und Kiese betrifft, so beschränkt sich dieselbe wesentlich auf schmale und flache, von den Wellen aufgewühlte Küstenstriche, und zwar ist sie hier darauf gerichtet, die aus den Flußmündungen herausgeschwemmten Schutt- und Sandmassen an die Küsten zurückzutreiben, sie diesen eine Strecke weit entlang zu führen und sie dann dort abzusetzen (Litoralablagerungen). Weder Ebbe und Flut, noch Sturmeswogen dienen zur ozeanischen Verbreitung dieses kontinentalen (terrigenen) Schuttes und Sandes, im Gegenteile drängen sie denselben an die Küsten zurück. Deshalb können sich auf dem eigentlichen Meeresgrunde keine klastischen Gesteine, wie Sandsteine oder Konglomerate bilden, deren Ablagerung auf die seichten Küstenzonen beschränkt bleibt. Selbst die von den Wassern in Suspension gehaltenen feinsten Sand- und Schlammteilchen erhalten, trotz der Strömungen des Meeres, keine sehr weite Verbreitung in diesem, weil dessen Salzgehalt einen überaus raschen Absatz der Trübe herbeiführt. Die durch

*) F. v. Richthofen, l. c. S. 336—364.

den letzteren erzeugten Ablagerungen von blauem und grünem Schlick*) dehnen sich höchstens bis 450 km Entfernung von der Küste aus, können sich aber hierbei bis in große Meerestiefen erstrecken. An diese Küstenablagerungen schließen sich nach auswärts Tiefseegebilde rein pelagischen Ursprungs an.

Die gröberen Sand- und Kiesmassen, welche die Flüsse dem Ozeane zuführen, vermehrt um die Produkte der die Küsten zerstörenden Meereswogen, werden von den Wellen zu Strand- oder Uferwällen aufgeworfen, wo die Wogen unablässig an ihrer Zerkleinerung arbeiten, die feineren Sandkörnchen mit sich zurücknehmen und an dem Fuße des aus dem zurückbleibenden gröberen Materiale bestehenden Dammes wieder ablagern (Küstensande). Auch an dem Ausgange flacher Buchten türmen sich Litoralablagerungen auf und verwandeln diese allmählich zu Binnenseen oder Lagunen. Münden Flüsse in diese letzteren ein, so wird, wie S. 140 gezeigt, deren Absätzen Gelegenheit zu Deltabildungen und allmählicher völliger Ausfüllung der Lagunen gegeben.

An allen Küsten, an denen sich überhaupt Raum zu ihrer Ausbildung findet, zeigen sich derartige Uferwälle. In Deutschland ziehen sie sich von Schleswig die Nordsee entlang bis nach Holland, an den Gestaden der Ostsee treten sie als Nehrungen zwischen den Lagunen der Flußmündungen (den Haffen) und der offenen See auf (siehe Fig. 68). Selbst an Stellen, wo diese Uferwälle durch Flußmündungen unterbrochen scheinen, sind die Lücken nur oberflächlich, indem eine Sandbank, die Barre, in der Fortsetzung des Uferwalles die Mündung der meisten größeren Ströme quer durchzieht. Ganz ähnliche Erscheinungen sind die Peressips, welche an der Westküste des Schwarzen Meeres die Mündung vieler Ströme bogenartig umziehen, so daß vollständig abgeschlossene Seen

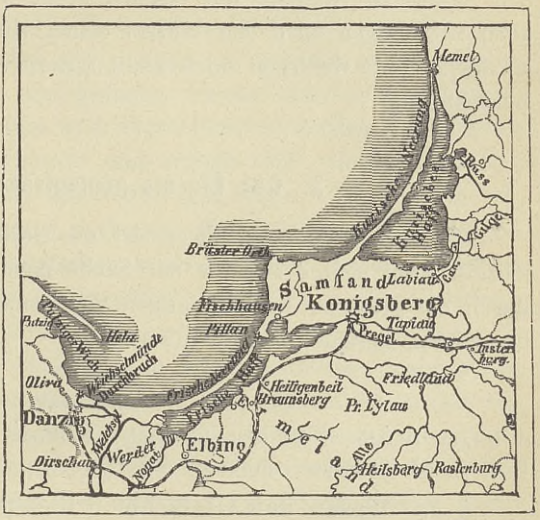


Fig. 68. Frische und kurische Nehrung (Uferwälle); frisches und kurisches Haff (Lagunen).

*) Murray and Renard, Report on Deep-Sea Deposits etc. London 1891. — Futterers Referat hierüber: N. Jahrb. 1893. II. S. 281.

entstehen, die durch in den Wall eingeschnittene Kanäle mit dem Meere kommunizieren.

Kaum irgendwo sind diese vorgeschobenen und vom Festlande durch einen Strich flachen Wassers getrennten Uferwälle so vollkommen ausgebildet, wie an der Ostküste Nordamerikas von Long Island bis Florida, und zwar namentlich in der Nachbarschaft des Kap Hatteras.

Da in den von Uferwällen umzogenen Ästuarien und Lagunen eine Mischung von Meeres- und Süßwasser stattfindet, so bergen sie eine ganz eigentümliche Fauna, deren Reste für die dort abgelagerten Brackwasserbildungen charakteristisch sind.

In manchen Gegenden wird das Material der Strandwälle durch kalkhaltige Gewässer zu einem Konglomerate verkittet und dadurch zu einem festen Gesteine umgewandelt, meist aber bleibt es eine so lose Anhäufung, daß die von der See wehenden Winde den feinen Sand von den groben Geröllen und Kiesen trennen, ihn als Flugsand landeinwärts treiben und zu Dünen aufhäufen (siehe: Winde).

Überall zeigt es sich, daß die augenblickliche Erscheinungsweise der Erdoberfläche nur ein vergängliches Bild in dem Umgestaltungsprozesse unseres Planeten, nur eine momentane Gruppierung des ruhelos wandernden Stoffes ist, welcher nur scheinbar eine gewisse Stabilität bewahrt. In allen Richtungen wird das Wasser seiner Aufgabe gerecht: die flache, ursprünglich von Gebirgen noch nicht unterbrochene Gestalt der Erde wieder herzustellen.

2. Das Eis als geologisches Werkzeug.

Die Mitwirkung des Eises auf die Gestaltung der Erdoberflächenverhältnisse hat sich der Natur der Sache nach weniger durch Wassereis, als durch die größeren Ansammlungen von Landeis, welche man als **Gletscher** bezeichnet, geltend machen können.

Literatur.

A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
H. Heß, Die Gletscher. Braunschweig 1904.

§ 1. **Wesen der Gletscher.** Gletscher sind Eisströme, welche in den Hochschneefeldern entspringen und sich in langsamem Flusse talabwärts bewegen. Die Heimat des Hochschnees sind die oberhalb der Schneelinie gelegenen Partien des Hochgebirges, sowie das Innere des polaren Festlandes, wo er sich als Niederschlag der atmosphärischen Feuchtigkeit bildet. Hier bleibt er infolge der Kälte und Trockenheit der Luft fast unverändert und würde in das Unendliche anwachsen, wenn die Schneemassen nicht nach unten preßten und dadurch ihre ursprüngliche Lagerstätte ver-

lassen müßten. Dabei bildet sich der Schnee zu rundlichen Körnern, dem Firn, dann infolge von Druck und Durchtränkung mit gefrierendem Wasser zu kompaktem Firneis und in noch tieferen Niveaus zu Gletschereis um. Jedoch gestaltet sich der Firn nicht erst an seiner unteren, als Firnlinie bezeichneten Grenze zum Gletscherstrom, es ist dies vielmehr nur die Region, in welcher der bereits auf dem Boden der Firnanhäufung fertig gewordene Gletscher unter seiner Firnbedeckung hervortritt. Diese ist anfänglich dünn, je höher man sich jedoch von der Firnlinie entfernt, desto schwächer wird die Eislage auf dem Grunde des Firnes und desto mächtiger dieser selbst. Der Druck der oberen Firnmassen auf den darunter gelegenen Firn ist die Veranlassung zur Vereisung des letzteren und somit zur Gletscherbildung.

Die Firnschneefelder sind demnach die Nähr- oder Sammelgebiete, aus denen die Gletscher entspringen und ernährt werden, so daß sich Gletscher und Schneefelder zueinander verhalten, wie ein Fluß zu dem See, welchem er Abfluß verschafft. Es bewegt sich also auch die Firnmasse fort und fort abwärts, bis sie in oben angegebener Weise in Gletschereis umgewandelt wird und dann als solches die Bewegung fortsetzt. Die erste Bedingung für die Entstehung der Gletscher ist demnach die Existenz von Sammelgebieten des Firns innerhalb der Schneeregion gelegener Areale der Erdoberfläche. Je nach der Gebirgsgestaltung dieser Firngebiete und dem Verlaufe ihrer Gletscherströme hat man viererlei Typen der Vergletscherung zu unterscheiden. Bei den alpinen Gletschern bestehen deren Nährgebiete aus weiten Mulden und Kesseln, welche von Gebirgskämmen, -graten und -gipfeln steil umrandet und abgeschlossen werden. Aus dieser Firnmulde wächst der Gletscher heraus und ergießt sich, wie ein Fluß dem Tale folgend, zum Teil bis weit unter die Schneelinie. Die großen Eisströme nennt man Gletscher erster Ordnung, die kleineren, nicht bis auf die Talsohlen herabreichenden Gletscher zweiter Ordnung, Hängegletscher oder Jochgletscher. Die aus den Gebirgstälern herausdringenden Gletscherenden können mit ihrem sich fächerartig ausbreitenden Fuße im Vorlande zu einer zusammenhängenden, flächenhaften Gletschermasse verschmelzen (Vorland- oder Piedmontgletscher). Dies war namentlich in der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen die Regel, wiederholt sich aber noch in der Jetztzeit z. B. im Malaspinagletscher in Alaska, in dem sich die Eisströme des Eliasgebirges zu einer gemeinsamen bis 40 km breiten Zunge vereinigen*). Einen von den scharf individualisierten alpinen Gletschern verschiedenen Typus repräsentieren die Vergletscherungen Skandinaviens und Grönlands. Die Plateauhochflächen Skandinaviens tragen, soweit sie in die Schneeregion hineinragen, flache, weit ausgedehnte Firnfelder (Juste-

*) R. S. Tarr, Some phenomena of the Glacier Margins in the Yakutat Bay Region, Alaska. Zeitschr. f. Gletscherkunde. III. 1908. S. 81.

dalsbrae = 900 qkm), aus deren Rande sich zahlreiche kleine, meist steile Gletscher radial in die von ihnen ausgehenden Täler ergießen. Ihnen allen ist ein Nährgebiet gemeinsam. Die grönländische Vergletscherung endlich besteht in einer gewaltigen, über 1000 m mächtigen, allgemeinen Eisüberflutung (Inlandeis, Binneneis), aus welcher nur randlich ganz vereinzelte Felsgipfel (Nunataker) hervorragen. Die Oberfläche dieses Binneneises senkt sich vom Inneren erst flach, dann steiler nach der Küste. Dasselbe bewegt sich als einheitliche Masse radial und zerteilt sich erst am äußersten Rande in große Auslaufsgletscher, welche durch die Fjords abfließen. Noch ausgedehnter ist die gleichartige Vereisung des Südpolargebietes.

§ 2. **Innerer Bau der Gletschermasse.** Die Gletschermasse besteht aus dicht aneinander gepreßten, unregelmäßigen, kristallinen Eiskörnern und besitzt eine plattig lamellare Struktur, indem sie sich aus sich allseitig auskeilenden Blättern und Lagen zusammensetzt, von denen die einen dicht, homogen, durchsichtig und blau, die anderen mit jenen wechsellagernden schaumig, blasig und weiß sind (Bänderstruktur). Diese verschiedenartigen Eislagen schmelzen auch verschieden schnell, die glasigen langsamer, die schaumigen schneller. Infolgedessen erscheint deren die einzelnen Lagen schneidende Oberfläche bei günstiger Beleuchtung durch zahllose Rippen und Furchen moiréartig liniiert.

Die Lagerungsweise dieser Bänderstruktur ist eine freilich von den Konturen des Gletscherbettes und Hemmnissen aller Art in mannigfachster Weise modifizierte Muldenform. Breitet sich der Gletscher aus, so bilden seine Eislagen eine flache Mulde; oft aber stehen die Bänder in der Mitte senkrecht und fallen an den beiderseitigen Rändern steil gegen die zentrale Zone ein; wird dem vordringenden Gletscher durch Felsvorsprünge ein besonders starker Widerstand geleistet, so biegen sich die Eislagen fächer-, schalen- oder wellenförmig, zickzack- oder maserartig zusammen. Diese Band- und Lagenstruktur des Gletschereises ist als eine Folge des Druckes, als eine der falschen Schieferung entsprechende sekundäre Erscheinung aufzufassen. Unabhängig von ihr verläuft die wirkliche Schichtung der Gletschermasse, welche besonders durch Staub und Sand führende Lagen angedeutet wird.

§ 3. **Bewegung der Gletscher.** Die Gletschermasse füllt die von den Firnfeldern sich nach abwärts ziehenden Täler in ihrer ganzen Breite und bis zu ziemlicher Höhe aus und fließt in ihnen unaufhaltsam und beständig talabwärts. Sie befindet sich in einem plastischen Zustande; infolgedessen werden ihre Bewegungen durch Verengungen ihres Bettes oder Unebenheiten des Bodens nicht verhindert, vielmehr schmiegt sie sich den letzteren an, quillt durch Engpässe hindurch und breitet sich bei Erweiterung des Tales wieder aus. Tritt einer vorrückenden Gletschermasse

ein niedriges Felsenriff in den Weg, so schiebt sie sich an demselben in die Höhe und über dasselbe hinweg; in ähnlicher Weise drängt sie sich Felsenabhänge hinab und spaltet sich dabei in verschieden gestaltete Eisblöcke. Mehrere Gletscherströme können sich zu einem Hauptgletscher vereinigen und verschmelzen dann zu einer einzigen Gletschermasse. Die Oberfläche der Gletscher ist nur an solchen Stellen ziemlich eben und zusammenhängend, wo die Neigung der Talsohle eine gleichmäßige ist, dort aber, wo sich letztere, also das Gefälle ändert, wo demnach Unebenheiten des Untergrundes zu überwinden sind, zerbirst die gegen Zug nicht nachgiebige Gletschermasse und wird durch tiefe, breite Querspalten durchsetzt (Fig. 69 *a*). An Punkten dagegen, wo eine Veränderung der Breite und zwar eine Erweiterung des Gletscherbettes eintritt, wie vorzüglich in den Zungen der Gletscher, entstehen Längs- oder Radiärspalten (Fig. 69 *b*), an Vorsprüngen des Ufers Randspalten, welche anfänglich mit 45° aufwärts gegen die Mitte des Gletschers gerichtet sind. Plötzliche Abstürze des Talgrundes sind die Veranlassung einer vollkommenen Zerklüftung und Zerberstung der ganzen Eismasse in lauter kleinere und größere Blöcke, also zur Bildung eines Eisfalles (Gletscherkaskade). Kreuzen sich zwei Spaltensysteme, so entstehen turm- und obeliskenartige Eisfelsen, die sogenannten Eisnadeln, welche oft unter donnerartigem Gedröhne zusammenstürzen. Die Gletscherspalten sind ebenso von dem Profile des Gletschergrundes und dem Verlauf der Gletscherufer bestimmt, wie jede Brechung der Oberfläche eines fließenden Gewässers durch Neigung und Beschaffenheit des Flußbettes. Wie die geringste Stromschnelle stets an derselben Stelle verharrt, wie zu dem gewaltigsten Fall das Wasser in ruhigstem Fluß herannahen kann und unter ihm allmählich die Wogen sich wieder beruhigen und zur ebenen Oberfläche ausgleichen, gerade so ist es auch mit dem Gletscher. Stets tun sich die Spalten an derselben Stelle auf, rücken vorwärts, um sich dann wieder zu schließen, während an ihrer Ursprungsstelle neue Spalten sich aufgetan haben. An derselben Felsecke am Mer de Glace, an der Saussure die strahlenförmig verlaufenden Spalten zuerst entdeckte, trifft man sie heute noch; jenseits der Stelle schließen sie sich wieder. Unter dem wildesten Chaos von Eisnadeln sammelt sich der Gletscher wieder zum zusammenhängenden Ganzen.



Fig. 69. Gletscherspalten.
a Querspalten, *b* Längsspalten.

Die von der Höhe nach der Tiefe gerichtete Bewegung des Gletschereises ist eine regelmäßig und beständig fließende, nie ruckweise vor sich

gehende, welche nicht nur auf den Sommer beschränkt ist, sondern sich auch während des Winters betätigt, aber im Hochsommer am größten ist, wo der Gletscher von Schmelzwassern durchdrungen und am beweglichsten ist. Ebenso tritt auf steilen Senkungsflächen bei sonst gleichen Verhältnissen eine Beschleunigung der Bewegung ein. Die gesamte Gletschermasse beteiligt sich jedoch an dieser steten Fortbewegung nicht in gleichem Grade, indem die unteren Eisschichten schneller strömen als die oberen und hierbei letztere mit sich fortschleifen (v. Drygalski), während wie bei einem Strom seine mittlere Zone schneller vorrückt als seine Ränder. Eine quer über einen Gletscher gezogene gerade Linie würde sich deshalb nach einiger Zeit zu einer erst flachen, dann sich immer stärker krümmenden Kurve ausbilden. Dies gilt tatsächlich von den durch die Schmelzwirkung erzeugten Ausschnitten der Eisschichten (Ogiven), die sich dementsprechend zu talabwärts konvexen Bogen ausziehen. In ihren oberflächlichen Furchen sammeln sich Staub und Sand an und bilden Schmutzbänder (Fig. 70).

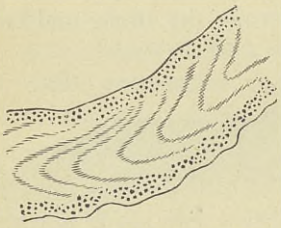


Fig. 70. Schmutzbänder auf einem Gletscher.

Die Größe der Gletscherbewegung hängt von der Masse, also Mächtigkeit des Gletschereises und der Stärke der Neigung seiner Unterlage ab, schwankt demnach in weiten Grenzen und beträgt z. B. bei den Gletschern der Alpen zwischen 15 und 35 cm täglich. Nimmt man als gewöhnlichstes Maß derselben 20—30 cm pro Tag an, so entspricht dies einer jährlichen Bewegung von etwa 75—110 m. Als etwas ganz Abnormales ist die Schnelligkeit der Gletscherbewegung bei dem periodischen Vorrücken des Vernagtgletschers zu betrachten, die z. B. am 1. Juni des Jahres 1845, also an einem Tage, 12 m oder 0,5 m in der Stunde erreichte und mit dem Auge zu verfolgen war. Überraschend groß ist die Schnelligkeit, mit welcher manche Gletscherströme der Westküste Grönlands vorrücken. So beobachtete Helland im Jahre 1875 am Gletscher von Jakobshavn eine mittlere Geschwindigkeit von 14,70—19,77 m in 24 Stunden, E. v. Drygalski 1891 eine solche von durchschnittlich 10,3 m*).

Übrigens genügen kaum merkliche Gefälle des Untergrundes (bis hinab zu 1′) zur Bewegungsfähigkeit des Gletschereises, ja dasselbe vermag einen Abhang aufwärts zu strömen, falls es in dem tiefer gelegenen Nachbargebiete eine größere Mächtigkeit besitzt, als dort**), Umstände, welche die

*) Siehe: A. Helland, Mitt. d. Ver. f. Erdk. Leipzig 1877 und Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 693. — Hammer, Peterm. geogr. Mitt. 1883. Heft 4. S. 134. — v. Drygalski, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892.

**) E. v. Drygalski, N. Jahrb. 1890. II. S. 163. — Ders., Grönland-Expedition 1891—1893. Berlin 1897.

diluviale Vergletscherung Mitteldeutschlands durch das von Skandinavien aus über das nordeuropäische Tiefland vorrückende Inlandeis erklären helfen.

Die infolge oberflächlicher Abschmelzung des Eises durch Sonnenbestrahlung, warme Luft und Regen (Ablation) entstehenden Schmelzwasser rieseln zunächst in Form von Fäden und Rinnsalen auf der Oberfläche des Gletschers, dann in Spalten und unregelmäßigen Kanälen durch das Eis, durchziehen dasselbe als unzählige Wasseradern, setzen auf dessen Untergrund Gesteinsblöcke in kreisende Bewegung (Gletschermühlen) und vereinigen sich unter dem Gletscher mit den auf dessen Boden erzeugten Schmelzwassern zu Bachsystemen, um dann am unteren Ende des Gletschers aus einer höhlenartigen Öffnung, dem Gletschertor, hervorzubrechen. Diese Gletscherbäche sind anfänglich trübe, werden aber bald, nachdem sie eine größere Menge von Sand und Schlamm abgesetzt haben, klar. Das Maß des Abschmelzens des Gletschers ist ein täglich zwischen einem Minimum und Maximum schwankendes. Dasselbe beginnt, wenn die Sonne sich erhebt und die Luft sich erwärmt, dann rinnen überall Fäden des prächtig grünen Schmelzwassers über seine Fläche, immer reichlicher, je höher die Sonne steigt, um abends, wenn die Sonne hinter die Berge gesunken ist, wieder gänzlich zu versiegen.

Die Erklärung der Bewegung des Gletschers, wie solche von Thomson, Tyndall, Helmholtz, Pfaff, v. Drygalski, Heim und Reid herrührt, läßt sich nach letzteren folgendermaßen zusammenfassen:

Die Gletscherbewegung geht vor sich infolge der Schwere, also des talabwärts gerichteten Druckes seiner Masse. Sie besteht einerseits in dem Gleiten des Gletschers auf seinem Untergrunde, — anderseits in einer fließenden Bewegung, welche derjenigen dickflüssiger Massen entspricht. Letztere kommt zustande 1. durch die Plastizität des Eises; 2. durch seine Zermalmung in kleinste Teile und durch deren gleichzeitige gegenseitige Verschiebung, wobei dieselben durch Zusammenfrieren (Regelation) direkt wieder verkittet werden; 3. durch partielle innere Verflüssigung des Eises durch Druck und seine Wiedererstarrung. Unter dem hohen Drucke, der auf das Eis wirkt, sinkt der Gefrierpunkt des Wassers; es findet deshalb eine teilweise Schmelzung des Eises zu Wasser von unter Null Grad statt. Letzteres wird herausgepreßt und die talaufwärts gelegenen, abwärts drückenden Eismassen rücken um den Betrag dieser Volumenverminderung nach, die Gletschermasse bewegt sich nach und nach abwärts. Das ausgequetschte Wasser drängt sich zwischen die Körner des Eises, die es durch Regelation wieder verfestigt, oder es treibt einen Teil der im Gletschereise so häufigen Luftblasen aus, nimmt deren Stelle ein und gefriert hier wieder. Durch letzteren Prozeß entsteht die rechtwinkelig auf der Druckrichtung stehende Bänderung des Gletschereises, also die Wechsel-

lagerung von luftblasenfreiem, blauen, und luftblasenreichem, weißen Eise (siehe oben und sub: falsche Schieferung S. 77).

§ 4. **Untere Grenze der Gletscher.** Die Bewegung der Gletscher ist nicht so aufzufassen, als ob unbedingt ein talabwärts gerichtetes Vorrücken des unteren Gletscherendes mit derselben verknüpft wäre. Ein solches tritt vielmehr nur dann ein, wenn die Menge des nachströmenden Eises wächst und der Einfluß der herrschenden Temperatur ein stetes Fortschreiten des Gletschers nach außen zu gestattet, also nur in polaren Gegenden, während in der gemäßigten und heißen Zone ihrer Ausdehnung nach unten durch die wärmere Temperatur eine Grenze gesetzt wird. Dieses Niveau, die Schmelzlinie (nicht zu verwechseln mit der Schneelinie), kann der Gletscher nicht überschreiten, indem von seinem Ende gerade so viel abgeschmolzen wird, wie Gletschermasse zuströmt. Die Gletschergrenze liegt demnach in dem Niveau, wo beide Faktoren einander das Gleichgewicht halten, so daß die Schmelzlinie der Gletscher oft über 1000 m unterhalb der Schneelinie zu suchen ist. So dringen die großen Gletscher der Alpen im Mittel bis etwa 1500 m unter die Schneeregion hinab. Vollkommen stationär ist die Schmelzlinie nicht, ist vielmehr je nach der Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse in den aufeinander folgenden Jahren Schwankungen unterworfen, die mit dem Wesen der Gletscher in innigster Verbindung stehen. Treten mehrjährige Anhäufungen des Schnees in den Firnfeldern, oder kühle, feuchte Jahre ein, während deren wenig Eis abschmilzt, so rückt der Gletscher weiter ins Tal hinab, — ist in warmen Sommern das Abschmelzen überwiegend, so ziehen sich die Gletscherenden zurück, und es werden Teile des Tales entblößt, welche früher von Eis bedeckt waren. Weit großartiger und auffallender sind jedoch die Schwankungen des Gletscherstandes innerhalb größerer Perioden. So sind die Gletscher der Alpen seit 1850 im Rückgange begriffen, infolgedessen viele einen Verlust von über 600—1000 m an ihrer Länge erlitten haben, und dem auch das im Jahre 1885 begonnene Vorrücken namentlich der Gletscher der Westalpen bereits wieder Platz gemacht hat. E. Brückner hat gezeigt, daß die klimatischen Veränderungen, deren Ausdruck die Oszillationen der Gletscher sind, sich seit dem Jahre 1700 in ungefähr 35jährigen Perioden ablösen*).

Die Meereshöhe der Schmelzlinie der Gletscher wird vorzugsweise durch die Temperaturdifferenzen der verschiedenen Jahreszeiten bestimmt. Sie liegt demnach in Regionen, wo zwar sehr kalte Winter, aber heiße Sommer herrschen, höher als an Orten mit kühleren Sommern, — sie nähert sich mit anderen Worten mit dem Fortschreiten nach den Polen hin immer mehr dem Niveau der See. Fernere bestimmende Ursachen der Höhe der

*) E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700. Wien 1890.

Schmelzlinie sind in der Reichlichkeit der atmosphärischen Niederschläge innerhalb der einzelnen Gletscherregionen und deshalb auch in der Richtung der dort herrschenden Winde zu suchen. Streichen letztere, ehe sie zu den Gletschern gelangen, über weite Wasserflächen und beladen sich auf ihrem Wege mit Feuchtigkeit, so bewirken sie durch Bildung von reichlichem Firn ein Herabrücken der Schmelzlinie. Es reichen aus diesem Grunde am Südabhange des Himalaya die Gletscher tiefer hinab, als auf der Nordseite, welche nur von den trockenen Landwinden Zentralasiens bestrichen wird. Endlich ist auch noch die Größe der Gletschermassen ein Faktor, welcher die Meereshöhe, bis zu der die Gletscher hinabsteigen, bedingt.

Die Schmelzlinie der Gletscher des tropischen Amerikas liegt im allgemeinen in einer Meereshöhe von 4000—4700 m, am Himalaya reicht sie bis 3400, in Kaschmir bis zu 2900 m, am Kilimandjaro und Kenia dagegen nur bis 4700, lokal bis zu 4000 m hinab, in den Alpen ist sie, wenn man von einigen Ausnahmefällen absieht (so zog sich der Untergrindelwaldgletscher noch i. J. 1870 bis zu einer Meereshöhe von 1000 m hinab), in 1500 bis 2000 m Höhe zu suchen, in Norwegen besitzt sie zwischen 60 und 61 Grad nördl. Breite 200—600 m Meereshöhe, in Novaja Semlja, Lappland, Spitzbergen, Island, Grönland, Alaska und in dem südlichsten Teile von Südamerika schieben sich die Gletscher in die See hinein, so an der Küste von Patagonien bereits unter $46\frac{1}{2}$ Grad südl. Br.

§ 5. **Verbreitung der Gletscher.** Gletscherbildungen sind gebunden an Nährgebiete innerhalb der Schneeregion, wo zugleich die Bedingungen für eine Bewegung auf geneigtem Untergrunde durch Bodenerhebungen gegeben sind. Diesen Erfordernissen entsprechen die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zonen, die Gebirge und Hochplateaus der kälteren Landstriche, sowie die Festländer der Polargegenden. Sie sind es, welche die Verbreitungsgebiete der Gletscher umfassen. In Asien tragen der Kaukasus, Mustagh, Küenlün, Tianschan, Jünling, Karakorum und Himalaya, in Afrika der Kilimandjaro und Kenia, in Südamerika nur die höchsten Spitzen, sowie das südliche Ende der Anden und die Küsteninseln jenseits des 46. Breitengrades, in Nordamerika Alaska, die Rocky Mountains, die Sierra Nevada und das Kaskadengebirge, in Neuseeland die Alpen der Südinsel wahre Gletscher. Im südlichen Europa gilt dies von den Alpen und Pyrenäen, während im Norden die zwischen 60 und 70 Grad nördl. Breite gelegenen Gegenden Norwegens von den weit ausgedehnten Firnfeldern ihrer Gebirgsplateaus zahlreiche Gletscherströme in ihre Täler und Schluchten senden (so der Justedalsbrae 24 Gletscher I. Ord.). Die Gletscher der Alpen, deren Zahl gegen 2000 beträgt, nehmen allein einen Flächenraum von 3600 qkm ein, einige derselben erreichen bei einer Mächtigkeit von 270 m eine Länge von mehr als 10, der Aletsch-Gletscher sogar eine solche von

26 km. In der Schweiz erzeugen namentlich die Gebirgsstöcke des Montblanc, des Monte Rosa und der Bernina, ferner die Berner Alpen mit der Jungfrau und dem Finsteraarhorn die größten alpinen Gletscher, zu denen das Mer de Glace, der Gorner Gletscher, der Aletschgletscher, Grindelwaldgletscher, Rhônegletscher u. a. zählen. In den österreichischen Alpen gehören die ausgedehntesten Gletschergebiete der Ötztaler- und Stubai-Gruppe, ferner der Gruppe des Venediger und Großglockner an. Die Gletscher der Pyrenäen sind im Verhältnis zu denen der Alpen nur von untergeordneter Bedeutung. Sie sind auf die Nordabhänge der höchsten Teile des Gebirges namentlich zwischen den Tälern der Garonne und dem Val d'Ossone beschränkt. Island, Spitzbergen und die arktischen Inseln Nordamerikas besitzen große Gletscher, während das ganze Innere von Grönland in einer Ausdehnung von 30 000 Quadratmeilen von einer mächtigen Eisdecke, dem Inlandeise überlagert ist, welches sich von dem eisfreien Küstensaume aus nach dem Inneren zu erst steiler, dann flacher bis zu mehr als 2700 m Meereshöhe emporwölbt, an seinem Rande von Felsinseln (Nunataker) durchragt wird und von hier aus in zahlreichen Gletscherströmen durch die Fjords ins Meer abfließt*). Noch bedeutender ist die Vereisung des antarktischen Kontinents, der sich diejenige der vorliegenden Inseln anschließt und der große schwimmende Landeismassen vorgelagert sind.

Früher und zwar in der Eisperiode, welche der Jetztzeit vorausging, besaßen die Gletscher eine viel größere Bedeutung. Aus den Haupttälern der Alpen traten mächtige Eisströme in die Ebene; die einen füllten das weite Tal zwischen Jura und dem erstgenannten Gebirge vollständig, also bis zu 1350 m Höhe aus, andere drangen über den Bodensee bis weit nach Bayern und Schwaben vor. Von den Südabhängen der Alpen stiegen Gletscher bis in die Po-Niederung hinab. Großbritannien und Skandinavien nebst einem großen Teile des nordeuropäischen sowie auch des nordamerikanischen Flach- und Berglandes ähnelten in der Eiszeit in bezug auf ihre Gletscherbedeckung dem heutigen Grönland (siehe: Historische Geologie, Diluvialperiode).

§ 6. **Von den Bewegungen der Gletscher abhängige Erscheinungen. Moränen und Glazialschliffe.** Der Vorschub, welchen das Eis der Aufgabe des Wassers leistet, indem es Hand in Hand mit ihm die Gebirge abzutragen beflissen ist, offenbart sich am augenfälligsten in dem Transporte der Gesteinsmassen auf dem Rücken der Gletscher, in den Oberflächenmoränen (Obermoränen). Von den Felspartien, zwischen

*) A. E. v. Nordenskjöld, Grönland. Leipzig 1886. — E. v. Drygalski, Zeitsch. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892. — T. C. Chamberlin, Bull. geol. Soc. of America. 1895. VI. S. 199; Journ. of Geol. Chicago. II. und III. 1894 und 1895. — E. v. Drygalski, Grönland-Expedition 1891—1893. Berlin 1897.

welchen sich diese hindurchdrängen, stürzen zum Teil infolge der Gesteinszerspaltung durch den Frost, zum Teil infolge der zerstörenden Gewalt der



Fig. 71. Ideale Gletscherlandschaft. Nach *F. Simony*.
Seitenmoränen. Mittelmoränen. Gletschertor. Seitenmoräne.
Gletschertisch.

Lawinen größere oder kleinere Trümmer auf die Gletscheroberfläche, wo sie sich zu vereinzelten Haufwerken ansammeln würden, wenn der Gletscher stillstände, — dadurch aber, daß er unter dem Ursprungsorte der Gesteinsbruchstücke langsam vorbei fließt, ordnen sich diese in lange, der Bewegung und den Rändern des Gletschers parallele Bänder oder Wälle oder überschütten breite Gletscherflächen, es entstehen die Seitenmoränen (Fig. 71 und 72). Mit solchen Gesteinsmassen beladen, setzt der Gletscher seine talabwärts gerichtete Wanderung fort. Vereinigen sich auf ihrem Wege zwei Eisströme zu einem Hauptgletscher, so treten zugleich diejenigen ihrer Seitenmoränen, welche auf und in den miteinander

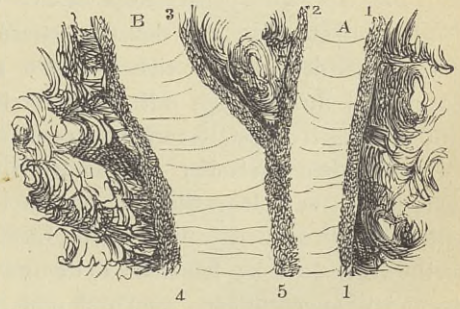


Fig. 72. 1 und 2 Seitenmoränen des Gletschers *A*. 3 und 4 Seitenmoränen des Gletschers *B*. 5 Mittelmoräne, entstanden durch Vereinigung der Gletscher *A* und *B* und der Seitenmoränen 2 und 3.

beim Kontakte verschmelzenden Rändern der beiden Gletscher lagern, zusammen und bilden dann auf dem Mittelrücken des neu entstandenen Hauptgletschers eine wall- oder streifenartige Mittelmoräne. Je mehr Zuflüsse ein Gletscherstrom aufzuweisen hat, desto zahlreicher sind deshalb seine Mittelmoränen. An seiner Grenzlinie angelangt, schmilzt das Eis des Gletschers, seine Belastung stürzt auf die Talsohle und stapelt sich hier zu einem zuweilen mehrere Hundert Meter hohen Wall, der End- oder Stirnmoräne auf. Bei gleichmäßigem Rückzuge des Gletschers besteht die letztere Moräne aus einem Schuttfelde, das aus lauter kleinen, regellos zerstreuten Haufen von Moränenmaterial zusammengesetzt wird. Durch zeitweilige Unterbrechung des Gletscherrückzuges können endmoränenartige Rückzugsmoränen erzeugt werden.

Die Seiten- und Mittelmoränen ragen oft 10, 20, ja bis 50 m über die angrenzende Gletscherfläche hervor, bestehen aber nicht in dieser ihrer ganzen Mächtigkeit aus Gesteinsschutt. Dieser bildet vielmehr nur eine verhältnismäßig dünne Decke (Fig. 73), welche das darunterliegende Eis gegen die



Fig. 73. Profil einer Mittelmoräne.



Fig. 74. Gletschertisch.

Sonnenwärme schützt, während die freiliegenden Teile des Gletschers durch Abschmelzen fortwährend erniedrigt werden. Eine ganz ähnliche schützende Wirkung äußern isolierte Felsblöcke auf das darunter befindliche Eis, so daß solche Blöcke nicht selten auf einer Eissäule ruhen und einen Gletschertisch (Fig. 74) bilden.

Die Gesteinsbruchstücke, welche die Seiten- und Mittelmoränen zusammensetzen, also auf der Gletscheroberfläche oder nahe derselben fortbewegt wurden, haben sich ziemlich scharfe Kanten und Ecken erhalten, da sie auf ihrem Wege mit festen Gesteinsmassen nicht in Kontakt kamen. Um so größere Gestaltsveränderungen erleiden diejenigen Trümmer, welche zwischen dem Gletscher und seinen Uferwänden, namentlich aber unter demselben, auf dem Gletscherboden fortgeschoben werden. Sie werden unter dem Drucke der ungeheuren Eismasse, welche auf ihnen lastend sich fortbewegt, teils zu feinstem Mehl und scharfem Sand zerrieben, teils abgerundet, angeschliffen, geglättet und an ihrer Oberfläche mit Schrammen und feinen Streifen versehen (geschliffene, geschrammte, gekritzte Geschiebe, Scheuersteine, Fig. 75). Geschieht letzteres auf mehreren Seiten, so entstehen Fazettengeschiebe. Diese Produkte der Zermalmung und Reibung bilden eine mit dem Eise verwachsene und von ihm durchwachsene, lehmig-grusige Schlammschicht an der Basis des Eisstromes, in

welcher die kleineren und größeren Geschiebe eingebettet sind. Es ist die Grundmoräne. Ihr Material wird an der unteren Grenze des Gletschers von diesem ausgestoßen und kann sich hier in Gemeinschaft mit dem Mittel- und Seitenmoränenmateriale zu den Endmoränen anhäufen. Diese bestehen somit aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken und abgerundeten, gestreiften Geschieben und Blöcken, sowie aus lehmigem oder grusigem Schutt, und sind Ansammlungen aller der Gesteinsarten, welche innerhalb des durchwanderten Bereiches der Gletscher anstehen.



Fig. 75. Geschliffenes und geschrammtes Geschiebe.

Die von den subglazialen Gletscherbächen ergriffenen und von deren vielfach anastomosierenden Armen auf weite Flächen verteilten Geschiebe und Sande der Grundmoräne werden am Außenrande der Endmoräne oder des Gletschers zu einem sich nach außen flach abdachenden Schotterkegel (Sandr) aufgehäuft. Der feinste Schlamm der von den Schmelzwassern verarbeiteten Grundmoräne wird von diesen als Gletschertrübe weggeführt. Ihre Quantität ist so bedeutend, daß z. B. dem Aargletscher, welcher im Monat August etwa 2 Millionen cbm Wasser pro Tag zu liefern pflegt, in derselben Zeit 284 374 kg, dem Justedalgletscher in Norwegen an einem Julitage über 1 Million kg Schlamm entführt werden.

Viele der arktischen Gletscherströme zeigen sich an ihrer Basis bis zu einer Höhe von 20 bis 30 m wirr gespickt mit Gesteinsfragmenten, meist aber scharf geschichtet durch den Wechsel vollkommen reiner Eislagen und solcher, welche von Blöcken, Schutt, Grand und Schlamm erfüllt sind. Einzelne dieser eisigen Schuttlagen (Innenmoränen) besitzen eine Mächtigkeit von 4—5 m; die in ihnen enthaltenen Blöcke sind z. T. angeschliffen, geschrammt und gekritzt und häufen sich mit dem feinen Detritus beim Abschmelzen des Eises auf dessen Oberfläche, zuletzt an dessen Fuß zu einem groben Blocklehm, den Ablationsmoränen, an*). Diese tragen zuweilen selbst dort, wo sie noch den Rand der arktischen Gletscher deckenartig überlagern (z. B. am Malaspinagletscher)

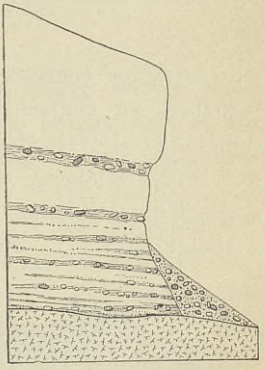


Fig. 76. Vertikales Fußende des Bryant-Gletschers in Grönland, nahe seiner Basis mit Lagen und Bänken von Schutt und Blöcken (Innenmoränen). Nach *Chamberlin*.

*) T. C. Chamberlin, Journ. of Geol. Chicago. II. 1894 und III. 1895. — R. S. Tarr, l. c. S. 85.

eine mehr oder weniger dichte Flora hauptsächlich von Erlen und Weiden, aber auch von hochstämmigen Waldbäumen.

Die schleifende Wirkung der Gletscher macht sich nicht nur an dem Materiale der Grundmoräne, sondern namentlich auch auf dem Unter-



Fig. 77 Rundhöcker im Talé des Roche-Moutonnée-Baches in Colorado. Nach *Hayden*. (Talabwärts gesehen).

grunde des Gletschers bemerkbar. Große Flächen des Felsenbettes, in welchem der Gletscher dahingleitet, werden glatt gescheuert und vollständig poliert (Schliffflächen, Gletscherschliffe). Rauhe zackige Erhöhungen des Gletscherbodens werden, wenigstens auf der dem Gletscherstrome entgegenstehenden Seite, abgerundet, geglättet und so zu Rundhöckern umgestaltet (Fig. 77). Die für die Fjorde Skandinaviens und Grönlands so



Fig. 78. Rundhöcker mit parallelen Ritzlinien und Schrammen.

charakteristischen Schären, von denen man ein Bild erhält, wenn man sich ein mit dem spitzen Ende nach dem Inlande gewendetes und an seinem

stumpfen Ende aufgestoßenes Ei etwas mehr als zur Hälfte ins Wasser gesenkt denkt, — also diese Schären sind derartige von dem alten Gletscherboden emporragende Rundhöcker. In die Oberfläche der ebenen Schliffflächen und der Rundhöcker hat der Gletscher die Richtung seiner Bewegung vermittelst besonders harter, an seinem Boden eingefrorener Gesteinsfragmente in Gestalt zahlloser feiner, geradliniger, mehr oder minder paralleler Ritzen und Schrammen (Fig. 78) oder selbst fußtiefer Rinnen eingegraben.

An manchen im Vordringen begriffenen Gletschern ist beobachtet worden, daß ihr Fuß den vorliegenden lockeren Untergrund, also den Wiesen- und Waldboden, Kiese und Sande wie eine Pflugschar aufwühlt und mit unwiderstehlicher Gewalt vor sich herschiebt (Fig. 79) oder Anhäufungen von Moränenschutt ausbreitet und einebnet, ja die Enden fester Gesteinsschichten umknickt und abbricht*). Ähnliche Wirkungen des Glazialschubes, also Schichtenstörungen im Untergrunde der Grundmoräne, gehören zu den häufigsten Glazialphänomenen der Eiszeit.

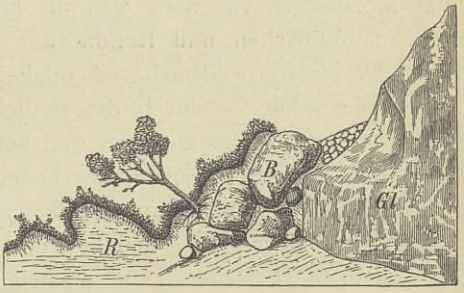


Fig. 79. Zusammenstauchung der Rasendecke (*R*) und Einpressung des Moränenschuttes *B* unter diese durch den vorrückenden Buerbrä (*Gl*) in Norwegen. Nach *H. Crd.*

Glaziale Talformen. Zu den charakteristischen Zügen früher vergletschert gewesener Gebirgslandschaften gehören 1. der Stufenbau ihrer Täler, also der sie an Stelle eines ausgeglichenen Gefälles beherrschende Wechsel von flach geneigten mit oft mehrere Hundert Meter hohen, steil abstürzenden Strecken ihrer Sohle, — 2. ihr Riegelbau, also ihre Durchquerung durch jetzt meist von Erosionsschluchten angeschnittene Felswälle, eng verknüpft mit jetzt z. T. zugeschütteten oder durch Zersägung des dämmenden Riegels trocken gelegten Seen, — 3. die Trogtäler, die durch ihren weichen, gerundeten, trogförmigen Querschnitt gegenüber den felsig-zackigen Erosionstälern auffallen, — 4. die Hängetäler, die mehr oder weniger hoch über dem Boden der gegen sie übertieft erscheinenden, weil von der Glazialerosion bevorzugten Haupttäler von deren Gehängen angeschnitten werden, so daß hier der Bach jener oft zu einem Wasserfall gezwungen ist, — 5. die Kare, die wie Nischen in die Kämme der Gebirge eingegraben und aus kleinen Rinnsalen durch die fließende Bewegung des Schnees und Firneises herausmodelliert worden sind.

*) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 75.

Die geologischen Erscheinungen, welche aus der Bewegung der Gletscher hervorgehen, sind nach alledem so charakteristisch, daß die Ausdehnung und Mächtigkeit ehemaliger, seit langer Zeit verschwundener Gletscher, der Weg, den sie genommen, aus den unverkennbaren Spuren, die sie zurückgelassen, genau festgestellt werden können. Man setze den Fall, daß sich die mittlere Temperatur einer gletscherreichen Gegend erhöhe und zu gleicher Zeit die Menge der den Firn liefernden Niederschläge sich verringere, so würden diese Veränderungen zur Folge haben, daß einerseits die Schmelzlinie höher hinaufrückt, andererseits der Zufluß von Gletschermaterial wegen eintretenden Mangels an Firneis aufhört, — die Summe dieser beiden Resultate wird das vollständige Verschwinden des Gletschers sein. Das jetzt bloßgelegte Tal wird sich als altes Gletscherbett kenntlich machen durch Schliffflächen und Rundhöcker an den Talwänden in der ganzen Höhe der einstigen Gletschermächtigkeit, — durch den Stufen- und Riegelbau seiner Sohle, — durch die seitlich in dasselbe einmündenden Hängetäler, — durch Grundmoränen und zerstreute erratische Blöcke, — durch von den Schmelzwassern umgearbeiteten und geschichteten Glazialschutt sowie durch Rundhöcker und Schliffflächen auf der Talsohle in deren ganzer Ausdehnung, durch End- und Seitenmoränen an den Grenzen und Rändern des einstigen Gletschers, und endlich wird die Gesteinsbeschaffenheit des Moränenmateriales Auskunft über die Herkunft und den Weg des verschwundenen Gletscherstromes geben. Auf der Beobachtung dieser Merkmale beruht unsere genaue Kenntnis der im vorigen Paragraphen erwähnten ausgedehnten Gletscher der Vorzeit.

§ 7. **Erosion durch Gletscher.** Über das Maß der Erosionsfähigkeit der Gletscher, d. h. ihrer Fähigkeit, tal-, becken- und wannenförmige Vertiefungen aus dem festen Untergrunde auszupflügen (Exaration), waren die Ansichten sehr geteilt. Nach Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland, Penck, Brückner, v. Drygalski, Tarr*) u. a. sind zahlreiche Seebecken und Felswannen, sowie die Stufen-, Riegel- und Hängetäler innerhalb älterer Glazialgebiete das Werk der erodierenden Tätigkeit der Gletscher. Auch für die Fjorde Norwegens, Schottlands, Islands, Grönlands, Alaskas, welche z. T. in größere Tiefe hinabreichen, als das davorliegende Meer, wurde ein glazialer Ursprung in Anspruch genommen. Andere Geologen, so Kjerulf, v. Mojsisovics, Rütimeyer und Heim, haben die eigentliche Erosionsfähigkeit der Gletscher bestritten, vielmehr denselben nur einen

*) Vgl. A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 368—432. — A. Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyer. Wien 1885. S. 115—182. Beide mit bis dahin vollständigen Literaturangaben. — R. S. Tarr, l. c. — Ed. Brückner, Glaziale Züge im Antlitz d. Alpen. Naturw. Wochensch. 1909. S. 785. — A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1908.

glattschleifenden, ebenenden, also mehr konservierenden Einfluß auf ihren Untergrund zugeschrieben.

Sieht man von der Erörterung der von beiden Seiten beigebrachten theoretischen Gründe ab, so sind vorzüglich folgende Beobachtungen zu Gunsten der Gletschererosion geltend zu machen: 1. Gletscherschliffe und Rundhöcker, sowie die charakteristischen Talformen, die auf S. 159 beschrieben und durch Abnutzung und Abschleifung des Felsuntergrundes erzeugt wurden; 2. die mechanische Zertrümmerung des Untergrundes, die Aufnahme der losgelösten Gesteinsfragmente in die Grundmoräne, welche dann lokal von ihnen strotzt und eine vom Untergrunde abhängige Zusammensetzung und Farbe erhält (Lokalfazies der Grundmoräne, Kroßsteinsgrus), und die kontinuierliche Ergänzung und Fortführung dieser Fragmente; 3. die Injektion von Grundmoräne in den zerklüfteten Untergrund und Lockerung desselben, wodurch dessen Zerstückelung und Fortführung vorbereitet wird; 4. die Existenz von Grundmoränen in Gegenden, wo Oberflächenmoränen fehlen, das Material der ersteren also dem Untergrunde entnommen sein muß; 5. die Massenhaftigkeit des Grundmoränenmateriales, sowie des als Trübe der Gletscherbäche entführten feinsten Schleifpulvers, welche auf eine entsprechend große Abtragung in den von den Gletschern durchflossenen Regionen hinweist.

Neuere kritische Erwägungen*) nehmen für die abtragende Arbeitsleistung des sich bewegenden Eises folgende Wege und Maße in Anspruch: 1. die Scheuerung und Abschleifung seines Felsbodens durch die Grundmoräne, womit ein Ausbrechen und Abpressen von Fragmenten und Blöcken des unebenen Untergrundes (splitternde Erosion Baltzer's) verbunden sein kann, Vorgänge, welche jedoch nur zur Herstellung einer möglichst widerstandslosen Bahn dienen, nicht aber zur Auspflügung von Tälern oder Felsbecken führen; — 2. die Aufnahme des alten Verwitterungsschuttes, welchen der Gletscher bei seinem Vorrücken vorfindet, in die Grundmoräne und seine Fortschaffung mit dieser; — 3. die Ausübung von Frostwirkungen auf seinen Felsuntergrund, indem dessen Klüfte, Risse und Haarspalten mit Schmelzwassern injiziert werden, die bei jeder Druckverminderung wieder gefrieren, wobei deren Sprengkraft genügt, um die durch Sprungnetze zerteilte Felsmasse zu lockern und in Schutt zu verwandeln, der von der darüber hinwegziehenden Grundmoräne aufgenommen wird. Letzterer Vorgang, also keine mechanische Massenwirkung des Gletschereises, sondern die von ihm ausgehende Kältewirkung (Spaltenfrost), scheint durch die fortgesetzte Lockerung seines Untergrundes und durch die andauernde Erzeugung von neuem, stetig weiter wanderndem Grundmoränenmaterial dem

*) W. Salomon, N. Jahrb. 1900. II. S. 117. — S. Günther, Glazialerosion. Verh. d. XIII. Deutsch. Geogr.-Tages. Breslau 1901. S. 188.

Eise die Fähigkeit verleihen zu können zur Umgestaltung von steilen Talenden zu Karen, zur Ausweitung und Vertiefung von Tälern, zur lokalen Auskolkung von Felsbecken im Boden dieser letzteren und endlich zu deren Umbildung zu Fjorden.

§ 8. **Eisberge.** In polaren Gegenden ist die Sommerwärme eine so geringe und äußern die Sonnenstrahlen so wenig Einfluß auf die Masse der Inlandeis-Gletscher, daß diese nicht nur bis zur Meeresküste hinabsteigen, wo ihre Enden abbrechen und in die See stürzen, sondern sich sogar innerhalb der Fjords des arktischen Polargebietes noch weit in diese hinausschieben, falls sich das Ufer nicht allzusteil in die Tiefe senkt. Der Gletscherstrom rückt auf dem Grunde der Fjords bis zu demjenigen Punkte vor, wo die Tiefe des Meeres sein Schwimmen verlangt (v. Drygalski). An dieser Stelle bricht der Auftrieb des Wassers das jeweilige Gletscherende oft mit tumultuarischer Gewalt los (der Gletscher »kalbt«). Die abgetrennten Gletscherbruchstücke sind die Eisberge (Fig. 80). Dieselben

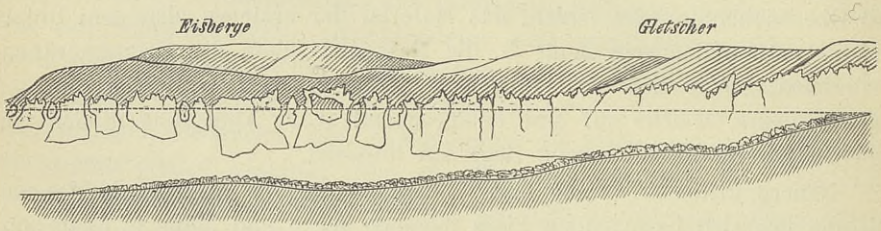


Fig. 80. Ein grönländischer Gletscher, der sich in einem Fjorde ins Meer vorschiebt und dann im Beginne des Schwimmens kalbt. Nach *Helland*.

ragen zuweilen 70, ja bis 100 m hoch über den Wasserspiegel empor; des geringen spezifischen Gewichtes des Eises wegen beträgt jedoch diese Zahl nur $^1/_8$ der Gesamthöhe der Eisberge. Durch das Abschmelzen ihres in das Meer getauchten größeren Teiles durch das Wasser verändern die Eisberge häufig ihre Gestalt und Gleichgewichtslage und wälzen sich unter enormem Getöse herum, bis sie eine neue Ruhelage erreicht haben. Polare Strömungen treiben sie weit in den offenen Ozean hinaus, so daß sie noch auf dem 36. und 37. Grade nördlicher Breite angetroffen werden. Die aus Grönland stammenden Eisberge des nördlichen atlantischen Meeres stranden sehr gewöhnlich auf der Neufundland-Bank, wo sie unter dem Einflusse des Golfstromes und der Luftwärme schmelzen. Die sich vom Inlandeise des Südpolarkontinentes lostrennenden Eisberge besitzen im Gegensatz zu den komplizierten nordischen Gestalten ursprünglich steilrandige Kasten- oder Tafelform von 30—50 m Höhe über dem Meeresspiegel und bis gegen 1000 m Länge. Durch die heftigen Schneewinde werden dieselben im offnen Meere randlich abgerundet (Blaueisberge) oder durch Zerberstung in Blöcke und durch deren Wiederzusammenschweißung in Berge von Eisbreccie umgestaltet (v. Drygalski). Zuweilen, nur im

südlichen Eismeere häufiger, sind Eisberge beobachtet worden, welche einzelne Moränenblöcke oder selbst massenhafte Anhäufungen von Gesteinsschutt trugen, die naturgemäß beim Schmelzen der Eisberge auf den Meeresgrund sinken.

B. Die geologischen Wirkungen der Winde.

(Äolische Tätigkeit.)

Die großen Temperaturgegensätze auf dem Grunde des Luftmeeres stören das Gleichgewicht der Luftschichten und geben Veranlassung zur Entstehung der Winde. Diese spielen, ganz abgesehen von ihrer Beeinflussung der meteorologischen und klimatischen Verhältnisse der Erde, eine außerordentlich wichtige Rolle als geologisches Agens und zwar namentlich als Transportmittel sand- und staubartiger Gesteinsfragmente*).

§ 1. **Äolischer Transport von vulkanischen Aschen.** Als Transportmittel bewähren sich die Winde am augenfälligsten für die losen Auswürflinge der Vulkane. Wir sehen, daß vulkanische Aschen und Sande von den Winden als dunkle verheerende Wolken viele Meilen weit getragen werden und dann als dichte Aschenregen niederfallen, so daß Ablagerungen von oft höchst fruchtbarem Tuff (Tufflöß) an Orten entstehen, wo gar keine vulkanischen Ausbruchsstätten existierten. Hierbei findet durch die Luftströmungen ein förmlicher Aufbereitungsprozeß, also eine Trennung des gröberen von dem feineren Materiale statt, indem die größeren Blöcke meist in die direkte Nähe der Vulkanberge niederfallen, Lapilli und Sande hingegen um so weiter getrieben werden, je feiner sie sind. So wurde während des Ausbruches des Vesuvs 79 n. Chr. die Asche nach Syrien und Ägypten und später mehrfach, so im Jahre 512, nach Konstantinopel und Tripolis, 1755 nach Kalabrien, 1850 bis in die Zentralalpen, 1906 bis nach Spanien und Frankreich, ja bis nach Holstein getragen. Die Aschen der Hekla fielen 1845 auf den Orkney-Inseln, diejenigen des Askia auf Island wurden 1875 von den Winden bis nach Norwegen, ja bis nach Stockholm und Stettin, also über 270 Meilen weit getrieben. Einer Eruption des Morne Garu auf St. Vincent entstammende Aschenregen fielen 1812, den Tag vollkommen verdunkelnd, auf dem 20 Meilen entfernten Barbados. Bimssteinstücke, Lapilli und Aschen, welche der Conseguina am 20. Januar 1835 ausgeworfen hatte, bedeckten nach Westen zu auf 20 Längengrade die Meeresoberfläche, wurden aber auch von den Winden nach Honduras, Cartagena und Jamaica, also 1500 km weit fortgetragen. Ähnliches gilt von

*) F. C. Czerny, Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde. Peterm. geogr. Mitt. Ergheft. Nr. 48. 1876. — F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1901. S. 430. — J. Walther, Denudation in der Wüste. Abh. d. k. s. Ges. d. Wiss. Bd. XVI. 3. Leipzig 1891. — Ders., Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.

den Aschen des Temboro auf Sumbawa (östlich von Java), welche 1815 noch in 1400 km nördlicher Entfernung auf Borneo und westlich 1700 km weit auf Sumatra fielen. Die 1883 vom Krakatau ausgeworfenen Aschen verbreiteten sich über eine Fläche von fast 800000 qkm, — ja Lokyer u. A. führten die farbenprächtigen Dämmerungserscheinungen, welche sich im Herbste jenes Jahres auf fast dem ganzen Erdenrund zeigten, auf in den höchsten Teilen der Atmosphäre treibende feinste Krakatau-Asche zurück.

§ 2. **Flugsand. Dünen***). An fast allen flachen Küsten wird das Meer von Sandablagerungen umsäumt, die während der Ebbe bloßgelegt werden. Sobald diese Sande zu trocknen anfangen, werden die von den Wellen gerundeten Körner ein Spiel der kräftig über die Meeresfläche wehenden Seewinde und in der Richtung derselben vorwärts getrieben, beginnen zu hüpfen, machen immer größere Sprünge, beschleunigen ihre Geschwindigkeit, fliegen landeinwärts und finden erst dann Ruhe, wenn sie auf feuchtem Boden oder vor einem ihre Flugbahn überragenden Hemmnis, selbst kleinen Steinchen oder Grashalmen angelangt sind, namentlich aber wenn die Macht des Windes sich so abschwächt, daß das eigene Gewicht der Körner genügt, um dem Luftdrucke zu widerstehen. Hier häufen sie sich zu allmählich an Höhe zunehmenden Sandrücken an, den Dünen und zwar den Stranddünen, die dann die sandigen Küsten in größter Regelmäßigkeit bis in alle Einzelheiten als Dünenkette begleiten. Ihre dem Meere zugewandte Böschung, ihre Luvseite, ist, weil direkt von den Winden hervorgebracht, die flachere, — die entgegengesetzte Leeseite entspricht dem Aufschüttungswinkel der in den Windschatten fallenden Sandkörner und ist deshalb steiler, nämlich 30 bis 33° geneigt. Der Wechsel in der Stärke der Seewinde bewirkt, daß der Flugsand bis zu verschiedener Entfernung vom Strande getrieben wird, wodurch mehrere Dünenreihen hintereinander zur Ausbildung gelangen können. Hat die flache Küste eine größere Erstreckung, so wird ein ununterbrochener Dünenwall entstehen, welcher der ersteren parallel, zur Windrichtung aber senkrecht verläuft. In Europa erzeugen namentlich die Küsten von Preußen, Pommern, Schleswig-Holstein, Jütland, Ostfriesland, Holland, Südfrankreich und Norfolk Dünen, welche z. B. auf der kurischen Nehrung 30—60, in den Niederlanden 35, in Südfrankreich 45—50 m Höhe erreichen.

Da die Winde fortwährend den Sand von der Seeseite der Dünen abtragen, über den Dünenkamm hinwegblasen und landeinwärts treiben, so rücken letztere überall dort, wo man sie nicht künstlich (z. B. durch Bepflanzung) befestigt, fortwährend weiter in das Land, — sie wandern.

*) N. A. Sokolow, Die Dünen. Deutsch von A. Arzruni. Berlin 1894. — A. Jentzsch, Geologie der Dünen; in: Handbuch des Deutschen Dünenbaues. Berlin 1900.

Dabei überschütten sie Gebäude und ganze Ortschaften, welche beim Weiterwandern der Dünen auf deren anderer Seite wieder zum Vorschein kommen. So sind z. B. die Dünen von Suffolk im Verlauf von 100 Jahren bereits 4 engl. Meilen landeinwärts vorgedrungen, — Wanderdünen an der pommerschen Küste rücken nach Keilhack auf dieser jährlich 10 bis 17 m vor, — diejenigen der kurischen Nehrung bewegen sich nach dem Haff und zwar etwa 6 m im Jahre und haben sich lokal schon in das Haff vorgeschoben, dessen nördlichen Teil sie auszufüllen drohen*). Ebenso werden sie die zwischenliegenden Dörfer begraben, ein Schicksal, dem bereits früher einzelne Ortschaften verfallen sind, so das Dorf Kunzen, welches jetzt bereits wieder hinter den Dünen aus diesen hervortaucht (Fig. 81). Ähnliches gilt von den Küsten Pommerns, Sylts, Südfrankreichs und Norfolks.

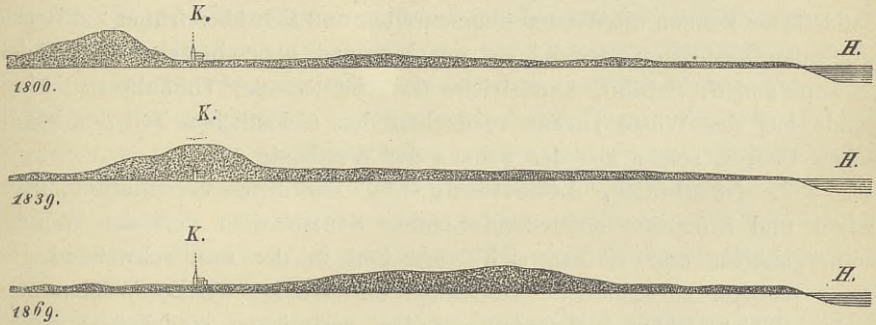


Fig. 81. Wandern der Düne auf der kurischen Nehrung. Nach *Berendt*. *K.* Kirche von Kunzen, *H.* Kurisches Haff.

Charakteristisch für den Aufbau der Dünen ist die sie vorwiegend beherrschende diskordante Parallelstruktur, Kreuz- oder Diagonalstruktur (siehe Tektonische Geologie).

Die Oberfläche der Dünensande pflegt überzogen zu sein von Rippelmarken (Kräuselmarken), wellenförmigen Runzeln, die für größere Erstreckung mit sanft geschwungener Kammlinie einander parallel laufen und der Zusammenwehung des Sandes durch über den Boden dahin schleifende Luftströmungen ihren Ursprung verdanken.

Wie die Stranddünen, so sind auch die Inlanddünen ausgedehnter Sandflächen z. B. des norddeutschen Tieflandes bis zur Dresdner Heide und zur Lausitz, sowie die Flußdünen in den Tälern, z. B. der Weichsel, der Oder, der Elbe und des Rheines auf äolischem Wege entstanden. Namentlich aber vollzieht sich dieser Vorgang in jenen großen Gebieten der Wüsten (der Sahara, Transkaspiens, Zentralasiens, Chiles, Süd-Perus), soweit diese von den durch Wind geseigerten Verwitterungs- und Insolations-

*) K. Keilhack, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1896. S. 194. — G. Berendt, Geologie des kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869.

produkten des felsigen Wüstenbodens, nämlich lichten Quarzsanden bedeckt sind, die dann zu z. T. sehr hohen Dünen von meist halbmondförmiger Gestalt (Bogen- oder Sicheldünen, Barchanen, Fig. 82) zusammengetrieben werden*). In gewissen Wüstengebieten wandern diese Dünen bei jedem Sandsturme vorwärts, während anderorts ihre Lage und Form unverändert geblieben ist. Wirbelwinde vermögen den lockeren Sand hoch emporzuheben und auf weite Strecken davonzutragen**). Solche Sandstürme können die Wüsten überschreiten und sich über früher kultivierte Gegenden ausbreiten, welche sie mit Flugsand überschütten und veröden (Mesopotamien, Seistan, Landstriche des Niltales und Timbuktus). Flugsande aus der Wüste Turans verflachen den südöstlichen Teil des kaspischen Meeres, solche aus der Sahara die Westküste Afrikas.

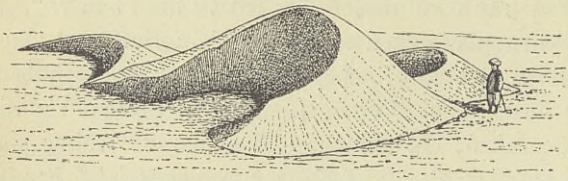


Fig. 82. Barchane in der turkestanischen Steppe. Nach *Muschketow*.

§ 3. **Staubfälle. Lößbildung****).** Der durch Verwitterung, Insolation und Korrosion entstehende feinste Staub wird von den Winden emporgehoben und vermag sich lange Zeit in der Luft schwebend und diese trübend zu erhalten. Besonders die Winde, welche Wüsten und andere Gebiete lebhafter Deflation (s. unten) bestreichen, sind Träger großer Staubmassen, die sich oft erst in weiter Entfernung als Staubfälle zur Erde niederlassen. So breitete sich der am 9. März 1901 aus dem südalgerischen Wüstengebiete abgewehte Staub noch über Nordwestdeutschland bis zu den süddänischen Inseln, also bis zu 2800 km Entfernung aus und machte sich auf seiner ganzen Bahn als zuerst dichter, dann leichter Staubfall bemerklich. Sinkt solcher reichlich und anhaltend herbei gewehter Staub auf Flächen nieder, welche von Vegetation bedeckt sind, so wird er von letzterer festgehalten und häuft sich hier, falls der Boden eben oder nur sehr schwach geneigt ist, allmählich an, so daß dieser nach und nach emporwächst und sich im Laufe der Zeiten um Hunderte von Fußen erhöhen kann. Am erfolgreichsten vollzieht sich dieser Vorgang der Lößbildung in den regenarmen Zentralregionen der Kontinente, also im Great Basin Nordamerikas, in Persien, in Zentralasien vom Pamir bis zum Khingan und vom Himalaya bis zum Altai. Der kaum merklich emporwachsende mehlige Boden enthält die röhrenförmigen Abdrücke der Wurzeln aller durch

*) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900. S. 118.

**) K. A. Zittel, Beitr. z. Geol. u. Paläont. d. Lybischen Wüste. I. Kap. 1883.

***) F. v. Richthofen, China. Bd. I. Berlin 1877. S. 56—125. — Ferner Verhandl. d. k. k. geolog. R. Wien 1878. S. 289. — Geol. Magaz. 1882. S. 293.

ihn erstickten, aber auf der neuen Lößoberfläche immer wieder hervorsprießenden Generationen der Steppengräser, er umschließt die Gehäuse zahlloser Landschnecken und die Knochen der die Steppe bewohnenden Säugetiere. Die Salze, welche bei der Verwitterung der Gebirgsgesteine resultieren (namentlich Chlorüre und Karbonate von Kalk, Kali und Natron), werden teils gemeinsam mit dem Staube von den Winden fortgetragen und wieder abgesetzt, teils von den periodisch fallenden Wassern die Bergabhänge hinab- und den Steppenseen zugeführt und bewirken den Salzgehalt der letzteren, sowie des Steppenbodens, den die Salze mit ihren Ausblühungen bedecken (F. von Richthofen).

So werden denn unter dem Einflusse der Trockenheit des Klimas tiefe Täler und weite Bodeneinsenkungen abflußloser Gebiete im Laufe der Zeit allmählich von Ablagerungen des vom Winde herbeigeführten Staubes ausgefüllt. Nur an ihren Rändern, an den Abhängen der Gebirge schalten sich zwischen sie Einlagerungen von durch Gebirgswasser herabgeschwemmtem Schutt ein. Unter dieser Decke von äolischen Gebilden können alle Unebenheiten des Untergrundes verschwinden, selbst Hügel vollständig begraben werden, es entsteht eine flach beckenförmige Salzsteppe, die von Gebirgen umrahmt ist. Änderte sich später das bis dahin herrschende Kontinentalklima, welches die äolischen Ablagerungen bedingte, in ein feuchteres ozeanisches Klima um, so erfolgte unter dem Einflusse der reichlicher fallenden Niederschläge die Umgestaltung der Salzsteppe in ein Lößgebiet. Die Regenwasser sammelten sich zu Bächen und Strömen und schnitten tiefe und weitverzweigte Furchen- und Talsysteme in den Steppenboden ein. Gleichzeitig fand eine Auslaugung der den letzteren imprägnierenden Salze statt, und mit alledem ging eine vollständige Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt Hand in Hand.

Derartige Lößablagerungen äolischen Ursprunges bedecken in China, in der Mongolei, in Tibet, Persien, im zentralen Nord- und Südamerika Areale, welche Tausende von Quadratmeilen umfassen und zwar in einer Mächtigkeit, welche in China mehr als 500 m erreicht (F. von Richthofen l. c.).

In ähnlicher Weise, also durch säkulare Ansammlung des von den Winden emporgehobenen, fortgetragenen und wieder abgesetzten Staubes erklärt sich auch die Entstehung der ausgedehnten Lößablagerungen im Gebiete vieler Täler, Niederungen und Hügel- oder Hochländer Nord- und Zentraleuropas (siehe Diluvium; Löß).

§ 4. **Deflation, Sandgebläse, Sandschliffe.** An allen Stellen, wo der Boden nicht durch eine Vegetationsdecke geschützt ist, üben die Winde eine erodierende und denudierende Wirkung auf denselben aus, indem sie dessen durch Verwitterung oder Sonnenbestrahlung gelockerte und zerkleinerte Bestandteile emporheben und hinwegführen. Diese abtragende, aushöhlende, vertiefende Tätigkeit des Windes wurde von Walther als Deflation be-

zeichnet*). Durch dieselbe werden in den Wüsten tiefe Senken ausgegraben, in Lößgebieten, z. B. denjenigen Chinas, über 20 ja 30 m tiefe senkrechte, hohlwegartige Einschnitte ausgefurcht, ebene Plateaus in isolierte Tafelberge (= Zeugen) zerschnitten, phantastische Pfeiler herausmodelliert und schließlich vielgestaltige Felslandschaften zu Wüstenebenen abradiert.

Die Gesteins- und Mineralfragmente, welche der deflatierende Wind forttreibt, schleudert er als Wurfgeschosse gegen jedes sich ihm entgegenstellende Hemmnis oder zwingt den Sand zu einer über den Boden kriechenden Fortbewegung. Hierdurch äußert er auf die festen Gesteine eine feilende und schleifende Wirkung (Korrasion), die sich in Wind- oder Sandschliffen kundgibt. Durch sie werden Felswände mit vollkommen glatten, oft wie gefirnißt aussehenden Schliffflächen versehen, falls sie aus homogenen Gesteinen bestehen, besitzen dahingegen die Gesteinsgemengteile verschiedene Härte, so werden narbige, grubige oder gegitterte Skulpturen erzeugt; weiche Gesteine verfallen der vollkommenen Wegfeilung, während ihre härteren Bestandmassen (z. B. Feuersteine der Kreide) liegen bleiben und sich anreichern.

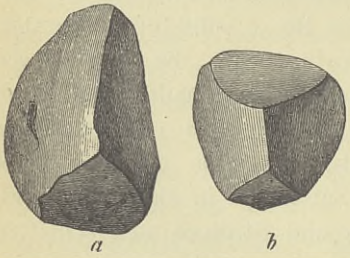


Fig. 83. Kantengerölle aus dem norddeutschen Diluvialsande. *a* ein Dreikanter, *b* ein Fünfkanter.

An vom Sandgebläse bestrichenen frei auf dem Boden liegenden Geschieben und Geröllen werden ebene Flächen angeschliffen, bis sich diese in z. T. scharfen Kanten schneiden (Kantengerölle, Windkanter, Pyramidalgeschiebe; siehe Fig. 83). Letztgenannte Produkte des Sandschliffes sind außer in Wüsten in den Diluvial- und Dünensandgebieten z. B. Norddeutschlands, Schwedens, der Ostseeprovinzen und des Rheintales verbreitet.

C. Das organische Leben als geologisches Agens.

Eine vierte der Einzelwirkungen, als deren Gesamtresultat die augenblickliche Beschaffenheit der Erdoberfläche aufgefaßt werden muß, ist das organische Leben. Ähnlich wie das Wasser und meist in engem Zusammenhange mit diesem, macht es sich in beständiger, aber stiller Arbeit fast auf dem ganzen Erdenrund geltend.

§ 1. Mannigfaltigkeit der geologischen, durch organische Tätigkeit vermittelten Vorgänge. Die Pflanze treibt ihre Wurzelenden metertief in die feinen Gesteinsspalten, erweitert diese durch ihr

*) J. Walther, Denudation in der Wüste. S. 38 und Gesetz der Wüstenbildung. S. 31. — Ders., Z. d. D. Geol. Ges. 1911. S. 410.

Wachstum unter erstaunlicher Druckleistung mit der Gewalt eines Keiles und ist imstande, große Felsblöcke aus ihrer Stelle zu rücken und diese wie das gefrierende Wasser von dem Rande eines Abgrundes oder eines steilen Bergabhanges in die Tiefe zu stürzen, wo die mechanische Tätigkeit des Wassers ihren Zerkleinerungs- und Fortschaffungsprozeß beginnt. Die vermodernde Pflanze bereichert die atmosphärischen Gewässer und die Atmosphäre selbst mit Kohlensäure und die Sickerwasser mit Humussäuren, und befähigt sie dadurch zu der großen Arbeit der Gesteinszersetzung und -lösung. Groß ist der Einfluß, welchen die Vegetation auf die Bildung von Kalktuff- und Travertin- sowie von Kalksteinablagerungen ausübt. Solche Pflanzen, welche im Wasser wachsen, entziehen diesem die Kohlensäure, welche an doppeltkohlensauren Kalk nur schwach gebunden ist, um sie zu Sauerstoff, welcher entweicht, und Kohlenstoff, welcher zu ihrem Aufbau dient, zu zersetzen. Die Folge davon ist die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke, welcher Inkrustate auf der Oberfläche der Pflanzen bildet. Auf diese Weise und zwar namentlich durch Vermittelung von Sumpfmoosen und Charen entstehen viele, infolge des unbegrenzten Spitzenwachstums dieser Pflanzen zum Teil sehr mächtige Kalktufflager. Unter den sehr zahlreichen Vorkommen dieser Art möge nur an diejenigen von Cannstatt in Württemberg und bei Burgtonna in Thüringen erinnert werden (siehe Histor. Geologie, Diluvium). Ebenso sind es vorzüglich Algen (Leptothrix), sowie den Gattungen Hypnum und Fissidens angehörige Moose, welche, den an doppeltkohlensaurem Kalk reichen Gebirgswassern des Anio Kohlensäure entziehend und dadurch die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk bedingend, die Veranlassung zur Bildung und zum stetigen Wachstum der felsigen Travertinablagerungen, z. B. der Umgebung von Tivoli am Westrande des Sabiner Gebirges geben. Gleichzeitig scheiden das Meer bevölkernde Algen (z. B. die Lithothamnien) den dem letzteren zugeführten Kalk aus, indem sie sich mit demselben imprägnieren oder berinden und sich dann zu mächtigen Gesteinsmassen anhäufen.

Ganz ähnlich bringt die Lebenstätigkeit anderer Algen, der Diatomeen, und der Radiolarien durch Ausscheidung der in außerordentlich geringer Quantität im Wasser gelösten Kieselsäure mächtige Sedimentgebilde hervor. So haben Leptothrix, Calothrix u. a., welche selbst noch in den bis 85° C. heißen Thermalwassern des Yellowstone-Parkes (siehe S. 51) üppig vegetieren, aus diesen ausgedehnte und mannigfaltigst gestaltete Ablagerungen von Kieselsinter ausgeschieden (W. Weed). Die zierlichen Kieselpanzer der Diatomeen setzen trotz ihrer mikroskopischen Kleinheit dicke Lager von Kieselerde ganz ausschließlich zusammen, und bilden z. B. bei Bilin in Böhmen eine bis 1,5 m mächtige Schicht von Polierschiefer, bei Oberohe im Lüneburgischen eine bis 12 m mächtige, über 1700 m lange und 750 m breite Ablagerung, in Oregon, Nevada und Kalifornien sogar

mehr als 100 m mächtige Lager von Kieselguhr und nehmen, wenn man von vielen ähnlichen Vorkommen absieht, an der Zusammensetzung des Grund und Bodens, auf welchem z. B. Berlin erbaut ist, als Infusorienlager, Diatomeen- und Bacillarienerde einen bedeutenden Anteil. Auch der Boden der Tiefsee wird auf große Erstreckung von Diatomeenschlamm bedeckt. Gleiches gilt von den Kieselskeletten der Radiolarien, die sich namentlich auf den tiefsten Gründen des Indischen und des Pazifischen Ozeanes zu weitausgedehnten Ablagerungen (dem Radiolarienschlick) anhäufen. Radiolarienerde tertiären Alters findet sich auf Barbados, Sizilien u. a. O. Bakterien bereiten durch Zersetzung von organischen schwefelhaltigen Massen, namentlich aber der Sulfate des Seewassers, Schwefelwasserstoff. Letzteres Gas kann sich in Meeresbecken, in deren Tiefe die Wasser stagnieren, wie im Schwarzen Meere, in solchem Grade anreichern, daß es jedes organische Leben ausschließt.

In ganz anderer Art betätigt sich die Wirksamkeit der Bohrmuscheln auf die Gesteine. Sie durchlöchern die felsigen Meeresufer und bereiten dem überall zerstörenden Wasser und dem zerspaltenden Temperaturwechsel neue Angriffspunkte. Scherentragende Krebse zerkleinern die Gehäuse der Seeigel und Schnecken, sowie die Schalen der Muscheln, um sich von deren Weichteilen zu nähren, und erzeugen so das scharfeckige Material der Schalenbreccien (Lumachellen) und Muschelsande, welche weite Strecken des seichten Meeresbodens bedecken (J. Walther). Der Biber zieht seine Dämme quer durch die Täler, staut die Bäche zu großen, oft seeähnlichen Teichen an, entwässert die Sümpfe durch kunstvoll angelegte Kanäle und gibt dadurch Anstoß zu Wandelungen in der Vegetation und zur Neubildung von Wasserläufen (H. Crd.). Die Regenwürmer verschlucken große Mengen von mit organischen Substanzen vermischter Erde, um erstere zu assimilieren. Indem sich dieser Prozeß im Laufe der Jahre immer wiederholt, entsteht durch Anhäufung der unverdauten Rückstände, die sich durch gleichmäßige Struktur und Mengung auszeichnen, die Ackerkrume (Darwin).

Besondere Bedeutung aber besitzen drei durch Vermittlung der Organismen eingeleitete geologische Prozesse: 1. die Reduktion von Sauerstoffsalzen durch verwesende organische Substanz; 2. die Abscheidung des Kalkes aus dem Meere durch Tiere und Pflanzen; 3. die Absorption der Kohlensäure und die Assimilation und Aufspeicherung des Kohlenstoffes durch die Pflanzen.

1. Reduktion durch verwesende Organismen.

§ 2. **Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen, vermittelt durch organische Substanz.** Das einzige Reduktionsmittel mi-

neralischer Stoffe ist die Verwesung organischer Substanzen und ihrer Zersetzungsprodukte, namentlich der Kohlenwasserstoffe. Sie werden von den Sickerwassern in die Erdtiefe geführt, so daß ihr reduzierender Einfluß nicht nur auf die Erdoberfläche beschränkt ist. Durch ihre weitere Zersetzung, also durch Bildung von Kohlensäure, wird namentlich den Eisenoxydverbindungen der zu diesem Prozesse nötige Bedarf von Sauerstoff entzogen, also Eisenoxyd zu Eisenoxydul reduziert. Die aus diesem Zersetzungsprozesse der vegetabilischen Masse entstehende Kohlensäure verbindet sich mit dem Eisenoxydul zu kohlensaurem Eisenoxydul, aus dem sich wiederum beim Zutritt der Luft Eisenoxydhydrat bildet und niederfällt. So beruht die Bildung des Raseneisensteines, welcher in Skandinavien, in der norddeutschen Niederung, in Holland und Polen in weithin ausgedehnten Lagen auftritt, darauf, daß z. B. in eisenschüssigem Kies und Grus durch verwesende Pflanzen das Eisenoxyd in Eisenoxydul reduziert wird, dessen sich kohlensäure- und quellsäurehaltige Wasser bemächtigen, um es nach Niederungen zu führen, wo die eisenhaltigen Wasser stagnieren und wo das Eisenoxydul, durch den Sauerstoff der Luft zu Eisenoxydhydrat oxydiert, sich absetzt oder durch Algen und Bakterien (Eisenbakterien) abgeschieden wird.

In ganz ähnlicher Weise wie Eisenoxyde zu Eisenoxydul werden Sulfate durch Entziehung ihres Sauerstoffes zu Sulfiden reduziert. So findet sich Bleiglanz, zuweilen auch Zinkblende als Anflug auf Steinkohlen und als Ausfüllung feiner Risse und Klüfte innerhalb derselben, sowie in bituminösen Baumstämmen, ja sinterartig und rindenförmig an altem Grubenholz. Ebenso, nur weit häufiger, kommt Eisenkies vor, der manche Steinkohlen und Braunkohlen vollständig imprägniert, sich in Torfmooren und auf Grubenhölzern jetzt noch bildet, und ein sehr gewöhnliches Versteinerungsmittel fossiler vegetabilischer Reste ist. Auch Kupferglanz ist bei Verwesung von Pflanzenresten ausgeschieden worden, wie durch das Vorkommen der Frankenberger Ähren (Zweigenden einer Konifere, nämlich von Ullmannia Bronni), ferner durch den Gehalt der Koniferenstämme im russischen Kupfersandstein an Kupferglanz und Buntkupfererz bewiesen wird.

Die Zersetzung von Metallsalzen durch faulende organische Substanzen kann jedoch noch weiter gehen und zur Bildung von gediegenen Metallen führen. So enthalten gewisse Koniferenhölzer der Zechsteinformation von Frankenberg in Hessen in ihrer kohligen Masse stellenweise kleine zarte Schüppchen von gediegenem Silber, welches durch Reduktion von kieselsaurem und kohlensaurem Silberoxyd durch das verwesende Holz hervorgegangen ist. Überraschende Resultate eines ganz analogen Prozesses wurden von H. Crd. bei Ducktown in Tennessee beobachtet. Ein Teil der dortigen Kupfergruben war während des amerikanischen Bürgerkrieges ersoffen, und zwar enthielten die nicht gewältigten Wasser aus der Zer-

setzung von Kupfer- und Eisenkies hervorgegangenes Kupfer- und Eisenvitriol in Auflösung. Nach der Wiedereröffnung der Gruben zeigte es sich, daß im Laufe jener wenigen Jahre an gewissen Stellen der verwesenden, zur Zimmerung benutzten Hölzer zollange Trauben von gediegenem Kupfer sich angesetzt hatten. Analoge Vorkommnisse von gediegenem Kupfer sind in Gruben Irlands, Südspaniens und des Erzgebirges beobachtet worden.

In ganz ähnlicher Weise wie pflanzliche können auch in Verwesung begriffene tierische Substanzen eine Reduktion von Metallsalzlösungen bewirken, wofür wir in dem so gewöhnlichen Vorkommen des Eisenkieses als Versteinerungsmittel von Ammoniten, Gastropoden, Brachiopoden und Zweischalern, in dem des Bleiglanzes, Kupferkieses und der Zinkblende in den Hohlräumen vieler Molluskenreste zahlreiche Beispiele besitzen. Eine höchst instruktive Illustration dieses Vorganges liefert der Kupferschiefer des südlichen Harzrandes (S. 122, sowie Hist. Geol. sub Perm). Der Kupferschiefer ist augenscheinlich als ein äußerst feiner, unserem Silte ähnlicher Schlamm innerhalb gewisser Buchten des Zechsteinmeeres zur Ablagerung gelangt. Letztere waren von heterocerkalen Ganoidfischen (Palaeoniscus, Platysomus) bevölkert; diesen seichten Meeresbuchten wurden Solutionen von Kupfer-, Eisen-, Silber-, Nickel- und Kobaltvitriolen zugeführt, welche genügten, die Gewässer, sowie die in ihnen lebenden Fische zu vergiften. Die Fischleichname sanken in den den Boden bedeckenden Schlamm und begannen zu verwesen. Durch diesen Prozeß lieferten sie einerseits das Bitumen, mit welchem die Kupferschiefer stark imprägniert sind, andererseits leiteten sie die Reduktion der Metallsalze ein, welche sich als Schwefelmetalle in kleinen Partikelchen niederschlugen oder die Fischkörper selbst überzogen. Eine Erscheinung bedingte die andere: der Reichtum des Kupferschiefers an Fischresten, Bitumen und Erzteilchen, die drei charakteristischen Eigentümlichkeiten des Gesteines, sie stehen in engstem ursächlichem Zusammenhange. Dieser letztere bleibt auch dann bestehen, wenn nach der Ansicht anderer Geologen die Erzführung der Kupferschiefer auf die spätere Imprägnation der bis dahin erzfreien bituminösen Mergelschiefer durch Mineralsolutionen zurückzuführen sein sollte, welche auf den dort aufsetzenden Spalten (Rücken) empordrangen*).

Aber nicht nur die schwefelsauren Metalloxyde, auch schwefelsaure Alkalien und alkalische Erden werden durch faulende organische Substanzen reduziert, so daß Schwefelalkalien und Schwefelverbindungen von alkalischen Erden entstehen (z. B. Schwefelcalcium aus Gips). Zugleich

*) Fr. Beyschlag, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. S. 115. — Ders., Mansfelder Festschr. 1907. Geogn. Teil. S. 21. — R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. II. Berlin 1909. S. 161. — A. Bergeat, Die Erzlagerstätten. Berlin 1904—1906. S. 412.

geht aus dieser Reduktion der Sulfate zu Sulfiden Schwefelwasserstoff hervor, ein Gas, welches den weitreichendsten Einfluß auf die Umwandlungsprozesse im Mineralreiche ausübt. Es wird von den in der Tiefe zirkulierenden Wassern absorbiert und gelangt zum Teil mit diesen an die Erdoberfläche, wo sie dann als Schwefelquellen bezeichnet werden und von denen als die wichtigsten die von Aachen, Burtscheid, Eilsen, Nenndorf, Baden (bei Wien) und Weilbach genannt werden mögen. Aus manchen dieser Schwefelquellen scheidet sich infolge der Oxydation des Schwefelwasserstoffes bei Berührung mit der Luft, namentlich aber unter Mitwirkung von Bakterien (den Schwefelbakterien), Schwefel in Form eines ursprünglich weißen oder gelblichgrauen Schlammes ab. Im Laufe der Zeit konnten diese Schwefelablagerungen, so in Sizilien, bedeutende Dimensionen annehmen. Zu ihrer Entstehung sind überall dort die Bedingungen gegeben, wo mit Bitumen getränkte Gipslagerstätten auftreten, oder wo die gipshaltigen Wasser ruhiger, an faulenden Pflanzen reicher Meeresbuchten von Schwefel ausscheidenden Bakterien erfüllt sind. Ein anderer Teil des Schwefelwasserstoffes gelangt mit den unterirdischen Wassern in Spalten, in denen er Ansammlungen von Metallsalzen treffen kann und dann deren Ausscheidung als Schwefelmetalle bewirkt, also bei der Bildung von Erzgängen tätig ist (siehe S. 113).

2. Kalkabscheidung aus dem Meere durch tierische sowie pflanzliche Tätigkeit.

Dem Meere wird, wie S. 118 gezeigt, durch die Ströme fortwährend schwefelsaurer und doppeltkohlensaurer sowie phosphorsaurer Kalk zugeführt. Da das gleichzeitig einwandernde Wasser verdunstet, so sollte man erwarten, daß das Meer allmählich zu einer gesättigten Lösung dieser Kalksalze geworden sei, aus welcher sich endlich Gips, Kalkstein und Phosphorit ausscheide und niederschlage. In der Tat aber enthält das Meereswasser nur einen minimalen Teil von dem Betrage derselben, welchen es in Auflösung zu erhalten vermöchte, und kommt trotz der beständigen Zufuhr von neuen Solutionen dem Sättigungspunkte nicht näher. Die Erhaltung dieses steten Gleichgewichtes der im Meereswasser aufgelösten Kalksalze ist eine Aufgabe der Meeresbewohner, welche zur Stütze oder zum Schutze ihrer Weichteile ein kalkiges inneres Gerüst oder eine Kalkschale absondern. Zu diesem Zwecke entziehen sie dem Meere das sparsam verteilte Kalksulfat und scheiden dasselbe mit Hilfe des von ihnen erzeugten kohlensauren Ammoniaks als kohlensauren Kalk in ihrem Körper zu zusammenhängenden Skeletten und Gehäusen oder zu unzähligen losen, in der Haut eingelagerten Kalkstäbchen oder -scheibchen ab. Durch derartige Lebensfunktionen zeichnen sich in geologischer Beziehung namentlich die

Foraminiferen, die Anthozoen (Korallentiere), die Echinodermen, die Mollusken und Bryozoen sowie die Kalkalgen und Coccolithophoren aus.

§ 3. **Die Bauten der Riffkorallen***). Das Gedeihen der riffbildenden Korallentiere setzt eine mittlere Temperatur des Meereswassers von 20—25° C. voraus. Ihre wahre Heimat ist deshalb namentlich die Zone zwischen dem nördlichen und südlichen 28. Parallelkreise, falls nicht örtliche Ursachen, wie abkühlende Polarströme und auf der anderen Seite die erwärmenden Äquatorialströme die Grenze etwas verrücken. Gleichzeitig aber ist ihre Lebenssphäre auf das seichte Meer und zwar bis zu einer Tiefe von 40 m beschränkt. Innerhalb dieser ozeanischen Küstenstriche siedeln sie sich auf festem Untergrunde überall dort an, wo nicht die Mündungen großer Ströme das Meereswasser durch Trübung desselben für sie unbewohnbar machen. Am verbreitetsten sind die Korallenbauten in den tropischen Teilen des Stillen Ozeanes, wo neben unzählbaren Korallenbänken und Küstenriffen gegen 300 wirkliche Koralleninseln bekannt sind. Ähnlich ist die Verbreitung derselben im Indischen Ozeane, dessen Inseln und Kontinentalküsten einen außerordentlichen Reichtum an Korallenriffen aufzuweisen haben. Die Laccediven und Malediven sind die größten Koralleninseln der Welt. Im atlantischen Meere bestehen die Bermudas, die Bahama-Bänke und -Inseln, sowie ein großer Teil Floridas aus Korallenbauten. Murray veranschlagt die Gesamtfläche aller korallinen Bauwerke des Ozeanes auf 8 Millionen qkm.

Die Korallentiere wohnen nicht nur kolonienweise zu Tausenden auf einem Stocke zusammen, sondern es pflegen sich an günstigen Örtlichkeiten zahllose Stöcke neben und auf einander anzusiedeln und dann die Korallenbänke und -riffe zu bilden. Die riffbauenden Korallen gehören zahlreichen Arten und sehr verschiedenen Geschlechtern an, namentlich aber sind die Genera Madrepora, Porites, Heliastraea, Isastraea, Maeandrina und Fungia stark vertreten. Porites-Arten können Stöcke von 8—9 m, Astraea und Maeandrina solche von 3—5 m Durchmesser aufbauen, von welchen jedoch immer nur die äußerste 5—10 mm dicke Schicht lebenden Individuen zum Sitze dient, während die inneren Partien verlassen und abgestorben sind. Die Dimensionen der Korallenbauten sind im Verhältnis zur Größe der Baumeister derselben außerordentlich. Die Breite vieler Riffe beträgt einige Seemeilen, und ihre Höhe bis 600, ja gegen 1000 m; manche ringförmige Riffe umschließen ein Wasserbecken von 50, 70, ja von 100 Kilometer Durch-

*) J. D. Dana, Corals and Coral Islands. New York 1872. — Ch. Darwin, Structure and Distribution of Coral Reefs. London 1874. Übers. v. V. Carus. 2. Aufl. Stuttgart 1876. — R. Langenbeck, Koralleninseln. Leipzig 1890. — J. Walther, Geologie als hist. Wiss. Jena 1893. S. 893—933.

messer, gewisse Barrierriffe im Westen der Fidschi-Gruppe und an der Ostküste Australiens, sind bis 150 km breit und 1000, ja 1800 km lang.

Wenn die Korallenbauten den Meeresspiegel erreichen, so beginnen die Wogen, ähnlich wie Sturmwinde im Walde, ihre zerstörende Tätigkeit. Sie brechen Zweige und sonst ausgesetzte Partien vom Rande des Korallenriffes los, schleudern sie auf dessen Strandfläche und zertrümmern und zerreiben durch ihr stetes Spiel diese größeren Fragmente zu Sand. Ihm mischen sich die kalkigen Reste der die Riffe in Unzahl bewohnenden Tiere, nämlich grobkörniger Sand von zerbrochenen und zermahlenen Muschelschalen, Serpeln, Schnecken- und Seeigelgehäusen und zerfallenen Seesternen in großer Menge bei. Diesen »Korallen- und Muschelsand« breiten die Wellen über das Riff aus, füllen ihn in die Höhlungen, Löcher und Zwischenräume des ästigen, lückenreichen Korallenbaues, oder türmen ihn endlich mit Hilfe der Winde zu dünenähnlichen Haufen an, wo er durch Absätze aus kalkhaltigem Wasser verfestigt wird. Ebenso findet innerhalb der älteren abgestorbenen Partien der Riffe mit Hilfe der durch Fäulnis erzeugten (endogenen) Kohlensäure eine Auflösung des zoogenen Kalkes und sein Wiederabsatz in deren Poren und Zwischenräumen statt, namentlich aber sind es Kalkalgen, welche durch ihre Inkrustate die Verkittung der abgestorbenen Korallen bewirken. Durch alle diese Vorgänge verwandelt sich der zierliche Korallenbau in einen kompakten Korallenkalk. Inzwischen hört das Wachstum der Korallen nicht auf, sondern sie ersetzen den Verlust durch fortwährenden Nachwuchs. Infolge steter Wiederholung des Zerstörungsprozesses und gleichzeitiger Erneuerung des korallinen Materiales durch Nachwuchs entstehen die über das Meer emporragenden Teile der Korallenriffe und Koralleninseln. Ein Teil der Zerstörungsprodukte wird von den Wogen über den Rand des Riffes in die Tiefe geführt und häuft sich hier rings um dessen Flanken zu einem steilen, das Korallenmassiv mantelförmig umgürtenden Schuttkegel an (Fig. 25 auf S. 64).

Die Korallenbauten sind 1. Saum-(Küsten-)riffe, welche Küsten unmittelbar und fast ohne einen Zwischenraum zwischen sich und den letzteren zu lassen, umgürten. 2. Wall-(Barrier-)riffe, welche von der nahen Küste durch einen Streifen Meeres getrennt sind oder sich ringförmig um aus ihrer Mitte hervorragende Inseln ziehen. 3. Lagunenriffe (Atolle), ovale oder kreisförmige, zum Teil vollkommen geschlossene Riffe, welche eine Fläche ruhigen, seichten Meeres umgeben. Über die Theorien von der Entstehung der Korallenriffe und -inseln vgl. S. 63 und 64.

§ 4. **Kalkabscheidung durch Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen und Algen.** In ganz ähnlicher Weise wie Korallentiere sorgen die Mollusken für die Ausscheidung des kohlensauren Kalkes aus dem Meere, den sie zur Herstellung ihrer Schalen, Gehäuse und Schulpe bedürfen. Der Effekt ihrer darauf gerichteten Tätigkeit ist nicht so auffällig,

wie die bis an den Meeresspiegel reichenden gigantischen Bauten der Polypen, steht jedoch hinter diesen der allgemeinen Verbreitung der Mollusken wegen, im Gegensatze zu der beschränkteren der riffbauenden Korallen, wohl kaum zurück. Am augenscheinlichsten geht die Ausscheidung von kohlensaurem Kalke durch Mollusken dort vor sich, wo letztere in Menge vergesellschaftet Muschelbänke bilden. Außer den sandige Ufer liebenden Erycinen, Cyrenen und Cardien sind es in der Jetztzeit namentlich Austern, Kamm- und Miesmuscheln (Ostrea, Placuna, Pecten, Mytilus), welche sich in großer Anzahl nebeneinander ansiedeln, sich zum Teil auf dem felsigen Grunde, zum Teil aneinander anheften und dicht gedrängte Massen bilden, in deren Lücken und auf deren Oberfläche sich zahlreiche andere Mollusken sowie röhrenbauende, also ebenfalls kohlensauren Kalk abscheidende Anneliden (namentlich Serpula) einnisten. Diese Serpeln können durch üppige Wucherung so überhand nehmen, daß sie für sich allein mächtige Bänke und atollartige Riffe bilden (Bermudas). Ähnliche massenhafte Anhäufungen bilden die Paludinen, Litorinellen und Cerithien, ferner Turritella, Trochus und Murex, ebenso wie an manchen Stellen der Meeresküste Schulpe von Tintenfischen fußhoch aufeinander geschichtet liegen. Die Schälchen von Pteropoden haben sich auf dem Tiefseeboden tropischer und subtropischer Meere zu ausgedehnten und mächtigen Ablagerungen von Pteropodenschlamm aufgespeichert.

Die kalkabscheidende Tätigkeit der Foraminiferen fällt um so mehr ins Gewicht, als sie es vorzugsweise sind, welche enorme Areale der Oberfläche fast aller Ozeane dicht bevölkern, auf deren Grunde die hinabsinkenden Schälchen mächtige Ablagerungen eines förmlichen Foraminiferenschlammes bilden. Derartige Schichten bestehen bis zu 90 Prozent aus kalkigen Foraminiferenschalen und gehören zu den am weitesten verbreiteten Tiefseesedimenten, die gegenwärtig eine Fläche von etwa 170 Millionen qkm bedecken. Da unter ihnen die Gattung Globigerina am reichlichsten vertreten ist, nennt man diese Ablagerungen Globigerinenschlamm. In der Vorzeit besaßen die Foraminiferen die gleiche gesteinsbildende Wichtigkeit, wie aus der Betrachtung der zoogenen Gesteine (Petrogenetische Geologie) hervorgehen wird.

In ähnlicher Weise wie Mollusken und Foraminiferen verbrauchen die Echinodermen zur Herstellung der Schalen der Echinoideen, der Gerüste und Kalkstäbchen der Seesterne, der Säulen, Kelche und Arme der Crinoiden, der feinen Kalkblättchen und Änkerchen in der Haut der Holothurien große Quantitäten von Kalk, welche sie dem Meere entnehmen, und haben auf diese Weise das vorwaltende Material ganzer Bänke und Schichtenkomplexe geliefert.

Unter den die See bewohnenden **Pflanzen** kommen die Kalkalgen an Massenhaftigkeit des Auftretens, an Kalkabscheidungsvermögen und

dadurch an gesteinsbildender Tätigkeit derjenigen der Tiere fast gleich. Sie sind in allen Meeren von der arktischen bis zur tropischen Zone verbreitet, und namentlich durch die Gattungen Lithothamnium, Corallina, Melobesia, Cymopolia und Halimeda vertreten. In der geologischen Vorzeit spielten im Tertiär und in der Kreide die Lithothamnien, in der Trias die Gyroporellen, im Silur die Vermiporellen und Paläoporellen eine hervorragende Rolle als Bildner mächtiger und ausgedehnter Kalksteinablagerungen*). Auch die Coccolithophoren, ebenfalls einzellige, pelagische Pflanzen, tragen durch Lieferung ihres aus kleinen, zierlichen Kalkblättchen (Coccolithen bestehenden Skelettes (Coccosphären und Rhabdosphären) zur Bildung und Vermehrung von Kalksedimenten nicht unwesentlich bei**).

3. Aufspeicherung von Kohlenstoff durch organische Tätigkeit.

§ 5. **Der Verkohlungsprozeß und die kohlenbildenden Pflanzen*****). Kalkabscheidende Tiere reinigen das Meer von den ihm durch die Flüsse zugeführten Kalksalzen und bringen es in einen für organisches Leben geeigneten Zustand. Eine ähnliche Tätigkeit entfalten die Pflanzen mit Bezug auf die atmosphärische Luft, welche sie in einer Beschaffenheit erhalten, durch welche die Möglichkeit höheren tierischen Lebens bedingt ist. Nicht allein das, — die Pflanzen haben die Atmosphäre überhaupt erst aus einem an Kohlensäure überreichen Dunstkreise in ihre jetzige Zusammensetzung übergeführt. Die Pflanze braucht den Kohlenstoff zum Aufbau der Pflanzenfaser und entzieht deshalb durch Atmung der Atmosphäre Kohlensäure, — verfault sie nach ihrem Absterben, so kehrt der Kohlenstoff als Kohlensäure in den Luftkreis zurück und würde somit einen verlustlosen Kreislauf durchmachen, wenn nicht diesem letzteren durch den Verkohlungsprozeß gewaltige Mengen von Kohlenstoff entrückt und in Form von Gesteins- und zwar Kohlenablagerungen an die Erde gefesselt

*) Gümbel, Abhandl. d. k. Akad. d. Wiss. II. Kl. München. Bd. XI. 1. 1872. — Benecke, Geognost.-paläont. Beitr. Bd. II. 1876. — Walther, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329. — Rothpletz, Botan. Zentralbl. 1892. Nr. 35. — Salomon, Marmolata. Stuttgart 1895. S. 25—47. — Stolley, Naturw. Wochensch. 1896. Nr. 15.

**) H. Lohmann, Die Coccolithophoridae. Archiv f. Protistenkunde. I. Jena 1902) S. 89. — A. Voeltzkow, Über Coccolithen usw. Frankfurt a. M. 1901.

***) H. R. Göppert, Preisschrift über die Bildung der Steinkohlen. Harlem 1848. — Pogg. Ann. LXXXVI. S. 482. — H. Fleck, Über die chemischen Vorgänge im Fossilien-Bildungsprozesse. N. Jahrb. 1867. S. 291. — A. Baltzer, Über den natürlichen Verkohlungsprozeß. Vierteljahrsschrift d. nat. Ges. Zürich 1872. — F. Muck, Chemie der Steinkohlen. 2. Aufl. Leipzig 1891. — C. W. von Gümbel, Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. München 1883. Bd. I. S. 201. — H. Potonié, Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt. 5. Auflage. Berlin 1910.

würden. Durch diesen Vorgang wurde einerseits die anfänglich an Kohlensäure zu reiche Atmosphäre den Tieren bewohnbar gemacht, anderseits wird noch heute durch denselben die kontinuierliche Zufuhr von Kohlensäure durch vulkanische Exhalationen ausgeglichen, also die normale Zusammensetzung der Lufthülle erhalten. Aller Kohlenstoff, der auf der Erde in der Pflanzenfaser und in den Kohlengesteinen enthalten ist, ist aus der Zersetzung von atmosphärischer Kohlensäure durch die Lebenstätigkeit der Pflanzen (Kohlensäureassimilation) hervorgegangen.

Den größten Teil des Pflanzenzellgewebes bildet die Holzfaser, welche aus Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff besteht und beim Holz, abgesehen von einem geringen Gehalte an Stickstoff und Asche, fast durchgängig aus 50% Kohlenstoff, 6 Wasserstoff und 44 Sauerstoff zusammengesetzt ist. Verfaulen Pflanzenmassen an freier Luft, so verbinden sich ihre Elemente mit den Bestandteilen der Atmosphäre zu Gasen und Wasser, — es verschwindet die abgestorbene Pflanze, abgesehen von ihrem Gehalte an unorganischer Materie, vollständig. Anders aber bei ihrer unter Luftabschluß durch überlagernde tonig-sandige Gesteine vor sich gehenden, außerordentlich langsamen Zersetzung (Vermoderung, Verkohlung). Bei diesem Prozesse verbinden sich die pflanzlichen Elemente untereinander; es vereinigt sich ein Teil des Kohlenstoffes mit Sauerstoff zu Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff zu Grubengas (Methan), welche entweichen, und endlich ein Teil des Wasserstoffes mit Sauerstoff zu Wasser. Nun sind aber in der entstehenden Kohlensäure 1 Gewichtsteil Kohlenstoff mit $2^2/_3$ Gew. Sauerstoff, im Methan 3 Gew. Kohlenstoff mit 1 Gew. Wasserstoff, im Wasser 1 Gew. Wasserstoff mit 8 Gew. Sauerstoff verbunden, so daß die Zersetzung, deren Produkte sie sind, namentlich auf Kosten des Wasserstoffes und Sauerstoffes der Holzfaser vor sich geht. Diese beiden Elemente werden der vermodernden Pflanzenmasse viel rascher und reichlicher entzogen als der Kohlenstoff, wodurch eine Anreicherung, eine relative Vermehrung des letzteren stattfindet. Der Vermoderungs- oder Verkohlungsprozeß arbeitet demgemäß darauf hin, aus der gewöhnlichen Pflanzensubstanz im Laufe der Zeit reinen Kohlenstoff herzustellen. Zugleich aber werden die in den aufgespeicherten Pflanzenmassen reichlich vorhandenen und aus den einzelnen Teilen derselben in großer Menge sich bildenden, löslichen, humin- oder ulminartigen Substanzen durch das Wasser aufgelöst und als feste, nach und nach erhärtende Massen in den Hohlräumen und Lücken zwischen den einzelnen Pflanzenresten wieder ausgeschieden. Pflanzliche Massen, von Sedimenten bedeckt, unterliegen dieser Zersetzung außerordentlich langsam, so daß selbst die Steinkohle, trotzdem daß Millionen von Jahren seit ihrer Ablagerung vergangen sein müssen, den Verkohlungsprozeß noch nicht vollendet hat. Die sich bei dessen Vollzug bildenden und anfänglich von ihr eingeschlossenen Gase, Kohlensäure und Grubengas, entweichen

fortwährend, zuweilen aber auch plötzlich und in gefahrbringender Menge als Schwaden und als schlagende Wetter und zeigen an, daß der Verkohlungsprozeß sich noch in vollem Gange befindet. Sein Ziel erreicht dieser erst, wenn Anthrazit und Graphit hervorgebracht sind; in diesen seinen Endprodukten liegt der Kohlenstoff brach und gefesselt in der Erde, bis ihn der Mensch für seine Zwecke benutzt, zu Kohlensäure verbrennt und ihn so der Atmosphäre wiedergibt, von wo aus er seinen Kreislauf von neuem beginnt. Die Länge der geologischen Zeiträume ist somit der Hauptfaktor bei der fortschreitenden Entwicklung der Kohlengesteine, so daß deren Kohlenstoffreichtum stufenweise in demselben Maße zunimmt, je älter sie sind. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind einzelne Stadien des besprochenen Verkohlungsprozesses der Pflanzenmasse, Anthrazit und endlich der flöz- oder linsenförmig eingelagerte Graphit, so verschiedenartig ihr pflanzlicher Ursprung ist, die Endprodukte desselben, wie aus der nachstehenden Zusammenstellung hervorgeht:

	C	H	O
Holzfaser	50	6	44
Torf	60	6	34
Braunkohle	70	5	25
Steinkohle	82	5	13
Anthrazit	94	3	3
Graphit	100	0	0

Diese Hauptphasen des Verkohlungsprozesses sind durch vermittelnde Abstufungen des C-Gehaltes einheitlich verknüpft.

Durch die Verkohlung und den gleichzeitigen Druck der auflastenden Gesteine wird die Pflanzenmasse bis zur Bildung von Steinkohle auf $^1/_8$, und von Anthrazit auf $^1/_{12}$ ihres ursprünglichen Volumens reduziert, so daß eine 12 m mächtige Pflanzenanhäufung nur ein 1,5 m starkes Steinkohlenflöz oder ein 1 m mächtiges Anthrazitflöz liefert.

Lokal wird der Verkohlungsprozeß beschleunigt 1. durch gebirgsbildenden Druck und damit verbundene starke Dislokationen und Stauungsmetamorphose, deshalb sind die Kohlen, wo sie horizontal und ungestört liegen, meist bituminös, werden aber immer magerer, je auffallendere Biegungen sie erleiden, und endlich zu Anthrazit, wo die stärksten Faltungen und Zusammendrückungen stattgefunden haben (Anthrazitbecken Pennsylvaniens); 2. durch kontaktmetamorphische Einwirkung hoher Temperatur von seiten glutflüssiger Gesteine, welche die betreffenden Kohlenflöze durchsetzen; so ist z. B. die erdige Braunkohle des Meißners im Kontakte mit Basalt in anthrazitähnliche Kohle, in Stengel-, Pech- und Glanzkohle, die Steinkohle von Waldenburg in der Berührung mit Melaphyr in Anthrazit

umgewandelt. In allen diesen Fällen ist der Verkohlungsprozeß infolge lokaler Beeinflussung der Zeit vorausgeeilt.

Aus dem durch die Länge der Zeiträume begünstigten, langsamen Verkohlungsprozesse der Pflanzenmasse gehen demnach auf der einen Seite Kohlengesteine, auf der anderen entweichende Gase (Kohlensäure und Grubengas) hervor. Ebenso aber wie sich bei diesem Zersetzungsprozesse gasförmige Kohlenwasserstoffe bilden, so entstehen auch flüssige und feste Verbindungen von Kohlenstoff und Wasserstoff, wie Naphtha, Petroleum und Ozokerit. Mögen nun auch jene großartigen unterirdischen Erdölansammlugnen z. B. der Ölregionen Nordamerikas, ebenso wie der Bitumengehalt vieler bituminöser Gesteine, z. B. Brandschiefer und Ölschiefer, einem von der Verkohlung unabhängigen Prozeß ihren Ursprung verdanken, also z. T. animale Fettreste, oder aus Algenwachs entstanden sein, so kann doch kein Zweifel über die Abstammung solcher flüssigen Kohlenwasserstoffe obwalten, wo sie als Erdöl direkt aus der Steinkohlenmasse hervorschwitzen oder sogar ausfließen, wie in den Grubenbauten von Dawley und The Dingle in der englischen Grafschaft Shrop, wo das Erdöl förmliche Traufen bildet, gegen welche sich die Bergleute durch vorgesteckte Bretter schützen müssen.

Da die Ablagerung und Anhäufung von später zu Kohlengesteinen umgewandelten Pflanzenmassen sehr verschiedenen geologischen Zeiträumen angehören und der Gesamthabitus der Pflanzenwelt in jeder Periode einer Umgestaltung unterlag, so waren auch die Floren, welche das Material der verschiedenartigen und verschiedenalterigen Kohlengesteine der geologischen Vorzeit lieferten, jedesmal andere.

Während der Torf der Jetzt- und Diluvialzeit wesentlich aus Sumpf-, Torf- und Moorpflanzen und zwischen diesen gewachsenen Erlen, Weiden, Birken usw. gebildet wird, entstand die Braunkohle, das Kohlengestein der Tertiärzeit, wesentlich aus den unter Luftabschluß verwesenden Resten von Koniferen (Taxites, Sequoia, Cupressus), Palmen (Palmacites, Sabal, Flabellaria) und Laubhölzern (Betula, Juglans, Quercus, Cinnamomum). Siehe Histor. Geologie, Tertiärformation, Braunkohlenbildung.

Die Steinkohle der Wealdenformation, des Keupers und des Rotliegenden verdankt ihr Material üppig wuchernden und sich dadurch schnell anhäufenden Cycadeen, Koniferen und Baumfarnen. Siehe Histor. Geolog., Wealden.

Die Steinkohle und der Anthrazit der karbonischen Formation sind verwesende, ihrem Endziel bereits ziemlich nahe gerückte Massen von riesigen Gefäßkryptogamen, Sigillarien (und Stigmarien), Lepidodendren, Calamiten und Farnen, nebst spärlichen Araucarien und Cycadeen. Siehe Histor. Geolog., Karbon, Bildung der Steinkohlenflöze.

Die Anthrazite des Silurs, z. B. Böhmens und der Isle of Man, können wesentlich nur aus Algen entstanden sein, da in den Tongesteinen der Silurformation, welche sich zur Konservierung der fossilen Pflanzen so trefflich eigneten, bisher kaum Reste von höher stehenden Pflanzen gefunden sind, und ebenso haben

die Graphitschiefer und Graphitflöze der ältesten Formation denselben Ursprung. Ihren Lagerungsverhältnissen nach sind sie den Kohlenflözen vollkommen analoge Gesteins-Einschaltungen ursprünglich vegetabilischer Entstehung und repräsentieren, entsprechend ihrem großen Alter, das Endprodukt des Verkohlungsprozesses. Siehe Histor. Geolog., älteste Formationen.

§ 6. **Erdöl, erzeugt aus organischen Resten***). Zu den Produkten der Zersetzung organischer Substanzen gehören die flüssigen Kohlenwasserstoffe, nämlich Erdöl, Petroleum, Naphtha. Das Muttergestein derselben ist im wesentlichen der Sapropel, der Faulschlamm, der sich wie jetzt so in früheren geologischen Perioden durch Anhäufung abgestorbener, fett- oder protëinreicher Mikroorganismen, hauptsächlich von Plankton in Seen und ruhigen Meeresbuchten gebildet hat. Aus diesem phytogenen, hauptsächlich aber zoogenen Schlamm wird durch langsame natürliche Destillation unter möglichstem Sauerstoffabschluß Petroleum erzeugt, das sich an Stellen des geringsten Widerstandes, nämlich innerhalb poröser Gesteine, oder in flachen und spaltenförmigen Hohlräumen ansammelt. Zu letzterem Vorgange bieten vor allem die Kämme von Antiklinalen Gelegenheit, in deren Streichen dann sogenannte Ölzonen entstehen. Die Hauptvorkommnisse des Erdöles siehe: Petroleum, Petrographische Geologie.

§ 7. **Gasquellen als Produkte der Zersetzung organischer Substanzen.** Die Entwicklung der aus der Zersetzung und dem Verkohlungsprozesse pflanzlicher und tierischer Massenanhäufungen hervorgehenden Kohlensäure und Kohlenwasserstoffgase ist stellenweise eine so reichliche, daß sie zur Entstehung von Gasquellen Veranlassung gibt. So sind denn, ganz abgesehen von den endogenen Gasexhalationen fast aller Vulkandistrikte, an zahllosen Punkten der Erdoberfläche Ausströmungen von Kohlensäure und Methan bekannt, deren Ursprung ein organischer ist. Am auffälligsten sind die letzteren, weil sie, in Brand gesteckt, hohe Flammen

*) Höfer, Das Erdöl. Wien 1888. S. 101. — Engler, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1888. XXI. S. 1816 u. XXXIII. 1900. S. 7; Chem. Industrie 1895. S. 1. — Ochsenius, Chem. Zeitg. 1891. S. 935 u. 1735; 1892. S. 1180; 1896. Nr. 39; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. S. 219; Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1896. S. 239. — H. Potonié, Die Entstehung d. Steinkohle. 5. Aufl. Berlin 1910. S. 81. — Monke u. Beyschlag, Vorkommen des Erdöls. Z. f. prakt. Geol. 1905. S. 1, 65 u. 421. — Engler u. Höfer, Das Erdöl. II. Leipzig 1909.

von bald geringerer, bald bedeutender Leuchtkraft bilden. Derartige mit Erdölvorkommnissen in engstem genetischen und örtlichen Verbande stehende Kohlenwasserstoffquellen sind die von Baku und der ganzen Halbinsel Apscheron am Kaspischen Meere, ferner die der Apenninen in Ober- und Mittelitalien. In den Ölgegenden Nordamerikas entströmen vielen der zur Gewinnung des Petroleums oder auch nur der Gase selbst geschlagenen Bohrlöcher Kohlenwasserstoffgase mit brausendem, zischendem, weithin hörbarem Geräusche, und wurden z. B. in Pittsburg während der Jahre 1883 bis 1889 allgemein zur Beleuchtung, sowie für industrielle Zwecke verwendet. Die Gase, mit welchen das Erdöl Nordamerikas und die Naphtha von Baku gesättigt ist, treiben diese aus den Bohrlöchern bis zu über 50 m hohen Fontainen (Oil-fountains) empor. Ähnliches galt von dem Elsasser Petroleum-Distrikt bei Pechelbronn. Nicht selten sind Kohlenwasserstoffexhalationen aus Steinsalzlagern, und zum Teil so bedeutend, daß sie z. B. bei Szlatina in Ungarn zur Beleuchtung der Grube verwandt werden; ebenso wurde das bei der Saline Gottesgabe bei Rheine sich entwickelnde Gas früher zu Heizzwecken verwandt. Auch auf einem 247 m tiefen Bohrloch bei Neuengamme unweit Hamburgs erfolgte im November 1910 unter betäubendem Geräusch ein Ausbruch von Methan, welches, in Brand geraten, wochenlang 3 gewaltige Flammen nährte.

Die Quantität der Kohlensäure, welche aus der Zersetzung von Pflanzenmassen resultiert, ist sehr beträchtlich. Das an der Erdoberfläche von den verwesenden Pflanzen erzeugte Kohlensäuregas wird von den Regenwassern aufgesaugt und in den Boden geführt. Durch ihren Kohlensäuregehalt werden diese Sickerwasser in den Stand gesetzt, zahlreiche Mineralien aufzulösen und zu zersetzen, um dieselben, nachdem sie größere Gesteinsmassen durchsickert haben, entweder als Mineralquellen an das Tageslicht zu fördern oder sich ihrer bereits in Blasen, Höhlen und Spalten durch Absatz wieder zu entledigen.

§ 8. **Schlammsprudel als Resultate organischer Zersetzungen***). Die gewöhnlich als Schlammvulkane bezeichneten Schlammsprudel oder Salsen stehen in engstem Zusammenhange mit Gasquellen und zwar besonders mit solchen von Kohlenwasserstoffgas, die, wie im vorigen Paragraphen gezeigt, aus der Zersetzung von organischen Substanzen hervorgehen. Treten diese Gase im Verein mit Wassern zutage, welche schlammartig erweichtes, toniges oder sandig-toniges Gesteinsmaterial mit sich führen, so sind die Bedingungen zur Bildung von Schlammsprudeln gegeben. Diese sind demnach nicht Reaktionen der glutigen Erdtiefe, wie die Vulkane, son-

*) Gümbel, Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. z. München. Math.-phys. Kl. 1879. S. 1.

dern Produkte des gewaltsamen Hervordringens aus Organismen erzeugter Gase. Mit dem Ausströmen der letzteren ist sehr gewöhnlich das Ausfließen von flüssigen Kohlenwasserstoffen (Naphtha und Bergöl) vergesellschaftet. Die mit ihnen empordringenden Wasser sind meist salzhaltig.

Die Schlammsprudel bilden kleine, flache Kegel, welche meist nur einen, ausnahmsweise bis 10 m Höhe erreichen. Auf ihrem Gipfel befindet sich eine trichterförmige Vertiefung. Ihr entströmt, z. T. lautlos, z. T. mit Brausen, mit Kohlenoxydgas oder Kohlensäure gemengtes Kohlenwasserstoffgas, welches Schlamm oder salziges, schlammiges, mit Erdöl vermischtes Wasser emporpreßt. Der Schlamm wird, falls dünnflüssig, durch die empordringenden Gase in wallender Bewegung erhalten, — falls zähflüssig, beim Zerplatzen der aufwärts pressenden großen Gasblasen umhergeschleudert. In letzterem Falle tritt eine intermittierende Tätigkeit ein, indem periodische Explosionen der Gasgemenge, verbunden mit unterirdischem Getöse und Bodenerzitterungen, unterbrochen von Pausen der Ruhe stattfinden. In anderen Schlammsprudeln fließt der Schlamm unter starker Gasentwicklung über und bildet förmliche Schlammströme, oder er steigt $^1/_3$—$^2/_3$ m hoch senkrecht in die Luft, um dann zurückzufallen, — ein Spiel, welches sich in Pausen von 30 Sekunden bis zu 40 Minuten wiederholt. Zuweilen finden förmliche Eruptionen statt, verbunden mit donnerndem Getöse der ausströmenden Gase, welche sich entzünden und Feuersäulen bilden können, ferner mit Auswurf von Schlammfetzen und Gesteinsbruchstücken, sowie mit Ergüssen von Schlammströmen (so bei Baku im Januar 1887).

Schlammsprudel sind bekannt auf Sizilien (bei Paterno am Ätna, die Macaluba bei Girgenti), in dem nördlichen Italien (Provinz Modena und bei Reggio), in Siebenbürgen (Höllenmorast), auf Island, Neugranada (Turbaco) und Trinidad. Am westlichen und östlichen Ende des Kaukasus (auf der Halbinsel Kertsch, auf der Insel Taman und an den Ufern des Kaspischen Meeres) sind diese Salsen in besonderer Zahl und Großartigkeit konzentriert. Fast überall tritt die Abhängigkeit dieser Schlammvulkane von großen unterirdischen Herden der Zersetzung von organischen Substanzen in ihrer Vergesellschaftung mit Petroleum- oder Naphthaquellen auf das deutlichste hervor. Daß aber auch durch vulkanische Tätigkeit Schlammvulkane erzeugt werden können, ist S. 30 dargelegt worden.

D. Die Zeit als geologischer Faktor.

Die Wirksamkeit der Kräfte, welche sich als Hauptagentien in dem Entwicklungsprozesse der Erde betätigen, bedarf zum großen Teile gewaltiger Zeiträume, um ihren Einfluß auf die Gestaltung der Erdoberfläche wahrnehmbar zu machen. Die Länge dieser Zeiträume ist eine so

außerordentliche, daß uns, die wir nach Jahren zu rechnen gewöhnt sind, jeder bestimmte Maßstab für dieselben fehlt. Um einen solchen zu gewinnen, hat man versucht, die Länge der Jetztzeit, also des Zeitraumes abzuschätzen, seit dessen Beginn das organische Leben auf Erden seinen heutigen Gesamtcharakter angenommen und seitdem nicht wesentlich verändert hat. Freilich leiden sämtliche zu diesem Zwecke eingeschlagenen Wege an großer Unsicherheit. So schwankt man in der Berechnung der Zeit, welche die Niagarafälle benötigten, um ihren in der Postglazialperiode bewirkten Rückzug von Queenstown bis zu ihrem jetzigen Stande zu bewerkstelligen, zwischen 18000 und 36000 Jahren (siehe S. 128). Heim schätzt den Zeitraum seit dem Verschwinden der letzten großen Diluvialgletscher aus den Seetälern der Alpen auf wenigstens 10000, höchstens 50000 Jahre. Jedenfalls aber ergeben diese wie alle ähnlichen Versuche der Abschätzung der Jetztzeit enorm hohe, wenn auch sehr schwankende Zahlen.

Wenn solche langdauernde Vorgänge in Zeiten fallen, während welcher der organische Gesamtcharakter der Erde scheinbar vollständig stationär und unverändert blieb, welche Zeiträume müssen dann allein während der tertiären Perioden, innerhalb deren sich Flora und Fauna wiederholt fast durchgängig und vollkommen änderten, verflossen sein! Hat man Recht, die Dauer der Jetztzeit auf Zehntausende von Jahren zu veranschlagen, so muß die Tertiärperiode auf Jahrmillionen abgeschätzt werden. Nun ziehe man in Betracht, daß die Tertiärzeit nur das letzte Blatt im Buche der Erdgeschichte, so weit diese sich vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat, ausfüllt, man denke daran, daß der Gesamtcharakter der Bewohner der Erde erwiesenermaßen zahlreiche Male eine vollkommene Umprägung erlitten hat, daß also die gesamten jeweiligen Floren und Faunen ebenso oft von einer anderen sich emporschwingenden, vervollkommneten Generation bekriegt, überwuchert und verdrängt worden sind, endlich erinnere man sich daran, daß auch vor die Entstehung organischer Wesen auf Erden noch große Zeiträume fallen, und man wird gestehen müssen, daß die Berechtigung gegeben ist, die Vergangenheit der Erde als etwas Unermeßliches zu bezeichnen. Vergleicht man die von Tieren und Pflanzen belebten Landschaftsbilder der einzelnen Perioden der Erdgeschichte, wie sie sich im Verlaufe der letzteren auf dem ganzen Erdenrund auseinander entwickelt haben, so öffnet sich dem Blicke eine Vergangenheit, für deren Abschätzung uns die Kraft fehlt. Wie verschwinden gegen sie die wenigen Tausend Jahre, bis zu welchen die Nachrichten über unser eigenes Geschlecht zurückreichen! — Alle geologischen Zeitberechnungen können deshalb weiter nichts bezwecken, als uns zu überzeugen, daß wir in der Entwicklungsgeschichte der Erde mit unermeßlich großen Zeiträumen zu rechnen haben.

Wenn es freilich gelingen sollte, geologische Vorgänge mit berechenbaren, astronomischen Änderungen in Beziehung zu bringen, so würde es möglich werden, auch für die Geologie ein absolutes Zeitmaß festzustellen. Bis jetzt aber fehlen uns, trotz der dahin zielenden Versuche Crolls, Mayers, Jollys und Blytts, derartige Anhaltspunkte; wir müssen uns deshalb für Ereignisse früherer Perioden mit einer Bestimmung ihres relativen Alters, d. h. mit der Beantwortung der Frage: früher oder später, älter oder jünger als andere Vorgänge und Erscheinungen? begnügen.

Zweiter Abschnitt.

Petrographische Geologie (Petrographie).

Literatur.

F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. Leipzig 1893—94. 3 Bände.
H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie I. der petrographisch wichtigen Mineralien, Stuttgart, 4. Aufl. 1904, II. der massigen Gesteine, 3. Aufl. 1896.
Ders., Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. Stuttgart 1909.
J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. II. Petrographie. 1887.
F. Rinne, Praktische Gesteinskunde. 3. Aufl. Hannover 1908.
E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. I. Allgemeine Gesteinskunde. II. Spezielle Gesteinskunde. 2. Aufl. — Petrographisches Vademekum. Freiburg i. B. 1907.
R. Reinisch, Petrographisches Praktikum. I. Gesteinsbildende Mineralien. 2. Aufl. 1907. II. Gesteine. Berlin 1904.
W. Bruhns, Petrographie. Sammlung Göschen. Leipzig 1910.

A. Allgemeines.

§ 1. **Aufgabe der Petrographie.** Die Petrographie lehrt uns die Gesteine als das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, kennen.

Die Gesteine, Felsarten oder Gebirgsarten sind gesetzmäßige Aggregate von Individuen einer oder mehrerer Mineralspezies, welche in Form selbständiger Massen am Aufbau der Erdkruste teilnehmen. Die Aufgabe der Petrographie ist es, diese Gesteine in die sie zusammensetzenden mineralischen Bestandteile zu gliedern, sowie die Art und Weise des Zusammentretens der letzteren, also die Strukturverhältnisse der Gesteine, zu untersuchen.

Die Ermittelung der Entstehung und Umbildung der Gesteine muß einem späteren Abschnitte (der Petrogenetischen Geologie) überlassen bleiben.

§ 2. **Wesentliche Bestandteile der Gesteine.** Eine der Aufgaben der Petrographie ist die Ermittelung der Bestandteile der Gesteine oder der Gesteinselemente. Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines Gesteins bedingen, indem sie zu seiner Konstituierung erforderlich sind, werden

wesentliche Bestandteile oder Hauptgemengteile genannt. Granit besteht aus Quarz, Feldspat (vorwiegend Orthoklas) und Glimmer; keines dieser Mineralien darf dem genannten Gesteine fehlen oder durch ein anderes vertreten werden, ohne daß dieses seinen Charakter als Granit einbüßt. Entzieht man dem Granit den Feldspat, so wird er zum Greisen, tritt für Glimmer Hornblende ein und der Quarz zurück, so entsteht Syenit. Quarz, Feldspat und Glimmer sind demnach die wesentlichen Bestandteile des Granites, ohne welche man sich Granit nicht zu denken vermag; fehlt einer derselben, so verliert das Gestein den Charakter eines normalen Granites.

Man kennt etwa 700 Mineralspezies und sollte demnach eine außerordentlich große Verschiedenheit und eine sehr bedeutende Zahl der von ihnen zusammengesetzten Gesteinsarten erwarten. Es ist jedoch die Zahl derjenigen Mineralien, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine nehmen, verhältnismäßig sehr beschränkt. Als die wichtigsten derselben sind vorläufig folgende zu nennen:

Eis (z. B. als Material der Gletscher).

Dolomitspat, Kalkspat, Anhydrit, Gips, Steinsalz.

Quarz (als Quarzit, Sandstein, Gemengteil von Granit, Gneis, Quarzporphyr u. v. a.). Tridymit in jungvulkanischen Gesteinen.

Orthoklas (als Hauptgemengteil des Granites, Gneises, der Porphyre und Syenite), z. T. nebst Mikroklin.

Sanidin (in den Trachyten und Phonolithen).

Natronorthoklas (in den Natrongraniten und -syeniten)
Albit (in den Natrongraniten, Muskovit- und Serizitgneisen)
Oligoklas (meist neben Orthoklas, z. T. ohne ihn; im Gneis, Granit, Porphyrit, Diorit)
Labrador (als Gemengteil des Diabas, Gabbro, Hypersthenit)
Anorthit (im Diorit, Gabbro, Basalt)
} Plagioklas.

Nephelin, Leuzit und Melilith (im Phonolith, in gewissen Basalten).

Augit (in den Diabasen und Basalten).

Diallag, Hypersthen, Bronzit, Enstatit (im Gabbro, Norit).

Hornblende (im Syenit, Diorit, Amphibolit, Porphyrit).

Muskovit nebst Serizit (namentlich im Glimmerschiefer und Gneis).

Biotit (namentlich in gewissen Graniten und Gneisen).

Olivin, Serpentin, Talk, Chlorit, Glaukonit.

Granat (im Eklogit, Granatfels, Granulit).

Pyrop (im Serpentin und Olivinfels).

Cordierit, Andalusit, Turmalin, (in gewissen Graniten und Kontaktgesteinen).

Brauneisenstein, Roteisenstein, Magnetit, Eisenkies (auch für sich wichtige Lagerstätten bildend).

Graphit, Anthrazit, Steinkohle, Braunkohle.

§ 3. **Zufällige (akzessorische) Bestandteile der Gesteine.** Von den Bestandteilen, auf deren gegenseitiger Verwachsung die Natur einer Gesteinsart beruht, also von den Hauptbestandteilen, sind die zufälligen oder akzessorischen Gemengteile (Nebengemengteile) der Gesteine zu unterscheiden, welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung der letzteren gehören, bald vollständig fehlen, bald jedoch in größerer Häufigkeit in dem Gestein eingesprengt vorkommen, und zum Teil sogar charakteristisch für gewisse Gesteinsarten sind. So kommt z. B. in manchen Graniten Turmalin, in fast allen Glimmerschiefern Granat vor, und dennoch ist das Wesen der genannten Gesteine nicht an diese zufälligen Gemengteile gebunden. Granit und Glimmerschiefer würden ihre Berechtigung zu diesem Namen nicht verlieren, auch wenn man ihnen ihre Turmalin- oder Granat-Einsprenglinge entziehen könnte.

Oft zeichnen sich diese eingesprengten akzessorischen Bestandteile durch allseitige Ausbildung ihrer Kristallform aus. Als Beispiele solcher Vorkommnisse dürften anzuführen sein: Borazit im Gips; Cyanit im Granit, Gneis, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Granulit; Granat im Gneis, Glimmerschiefer, Chloritschiefer; Zirkon im Granit und in vielen kristallinischen Schiefern; Titanit im Syenit, Diorit, Gneis; Eisenkies (Pyrit), z. B. in den kristallinischen und klastischen Schiefern, im Diabas, im Ton, in der Kohle usw.; Magnetit im Chloritschiefer, Talkschiefer u. a.

§ 4. **Akzessorische Bestandmassen.** Innerhalb vieler Gesteine treten, ähnlich wie die beschriebenen akzessorischen Mineralindividuen, Einschlüsse von förmlichen Mineralaggregaten auf, welche in ihrer Zusammensetzung von der Gesteinsmasse abweichen, nur eine untergeordnete Wichtigkeit besitzen und als zufällige Erscheinungen zu betrachten sind. Man bezeichnet dieselben als akzessorische Bestandmassen und führt diese am zweckmäßigsten nach ihrer Entstehungsweise auf zwei Hauptformen zurück, welche man als Konkretionen und Sekretionen unterscheiden kann.

Die Konkretionen haben sich innerhalb der Gesteinsmasse durch Konzentration einer oder mehrerer vom Gesteine verschiedener Mineralsubstanzen nach einem Punkte ausgebildet. Bei einer Konkretion ist deshalb das Innere zuerst, das Äußere zuletzt entstanden. Nach ihrer äußeren Form lassen sich unterscheiden: Kristallgruppen (Gips im Ton); kugelige Konkretionen von radialstrahligem Bau (Markasit im Schieferton); traubige, nierenförmige, knollige und plattenförmige Konkretionen (z. B. Feuersteinknollen in der Schreibkreide). Linsenförmige Konkretionen werden Septarien genannt, wenn dieselben von zum Teil radialen Spalten durchzogen werden, welche gewöhnlich von Kalkspat, Eisenspat oder Braunspat ausgefüllt sind und häufig ein förmliches Netz von sich verzweigenden Adern im Innern der Konkretionen bilden (Fig. 84). Die knollig-traubig, oft sehr

grotesk gestalteten, mergeligen Konkretionen des Löß werden als Löß-kindel oder Lößmännchen bezeichnet. Ihnen stehen die brillenförmigen Imatrasteine Finnlands und die Marleker Norwegens nahe. Letztere sind harte Mergelnieren in den postglazialen Tonen Norwegens, die nicht selten die Reste von Fischen und Mollusken enthalten, deren Form sie dann in ihren allgemeinen Konturen nachahmen. Dieses wiederholt sich auch bei den Phosphorit- und Sphärosideritkonkretionen.

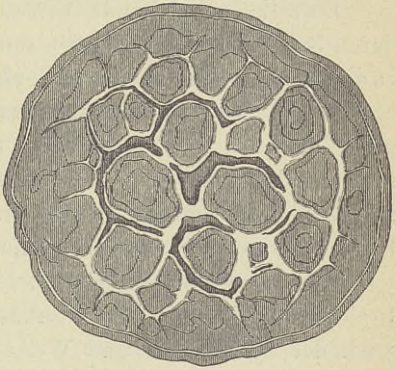


Fig. 84. Querschnitt einer Septarie.

Die Sekretionen bilden sich immer innerhalb präexistierender Spalten- oder sonstiger Hohlräume und zwar infolge einer Infiltration von Mineralsolution, aus welcher Mineralabsätze, von der Wandung aus nach dem Inneren zu fortschreitend, vor sich gingen. Es findet also mit bezug auf die einzelnen Teile der Sekretionen gerade das umgekehrte Altersverhältnis statt, wie bei den Konkretionen, wo das Innere zuerst gebildet wurde. Die Sekretionsbildungen gelangten nicht immer bis zur vollständigen Ausfüllung der Hohlräume, so daß ein Teil derselben offen geblieben ist, in welchen dann die freien Kristallenden der sekretionären Mineralien hineinragen (Drusen). Veränderte die infiltrierte Lösung ihren Mineralgehalt, so setzten sich die verschiedenartigen Bildungen in oft außerordentlich zarten konzentrischen Lagen ab. Die gewöhnlichsten als Sekretionsmassen auftretenden Mineralien sind Quarz, Amethyst, Chalcedon, Kalkspat, Braunspat, Zeolithe, Delessit.

Nach der Gestalt des Hohlraumes, welcher die Veranlassung zur Sekretionsbildung gab, unterscheidet man: Mandeln oder Geoden, Mineralsekretionen innerhalb kugel- oder birnförmiger Blasenräume in gewissen, einst glutflüssigen Gesteinen, z. B. Melaphyr und Basalt; Gänge, Trümer oder Adern, Mineralsekretionen in Spalten und Klüften; Nester, solche innerhalb ganz unregelmäßig geformter Hohlräume.

§ 5. **Struktur der Gesteine.** Durch Ermittlung der Gesteinselemente allein ist ein Gestein noch nicht genügend bestimmt. Aus Quarz, Orthoklas und Glimmer besteht Granit, Gneis und Quarzporphyr, aus Kalkspatindividuen Marmor und dichter Kalkstein, beide in ihrem Äußeren so weit verschieden. Die nächste Aufgabe der Petrographie muß demnach darauf gerichtet sein, noch andere charakteristische Merkmale zur Bestimmung herbeizuziehen. Die Verschiedenheit der Gesteinsstruktur liefert solche.

Unter Struktur (Textur) der Gesteine versteht man ihr durch Form, Größe, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandteile hervorgebrachtes inneres Gefüge.

Eine tief eingreifende Verschiedenheit der Gesteine beruht darauf, ob deren Bestandteile entweder als miteinander verwachsene kristalline Individuen oder aber als verkittete Bruchstücke älterer Gesteine erscheinen. Die einen nennt man kristalline, die anderen klastische oder Trümmergesteine. Bei ersteren sind die sie zusammensetzenden Mineralindividuen bei der Gesteinswerdung selbst entstanden (authigen), bei letzteren stammen die Bestandteile aus der Zerkleinerung bereits vorhanden gewesener Gesteine, sind allothigen. Als Typen der kristallinen Gesteine mögen Granit, Glimmerschiefer und Marmor, als solche der klastischen die Konglomerate, Sandsteine und losen Geröllmassen dienen. Je nach der Größe, Art und Weise, in der die kristallinen oder klastischen Bestandteile der Gesteine zu einem Ganzen zusammentreten, machen sich wiederum die mannigfachsten Modifikationen und dadurch die wechselndsten Gesteinscharaktere geltend. Die Struktur der **kristallinen** Gesteine kann nämlich sein:

makrokristallin, wenn die Gesteinselemente so groß sind, daß sie mit bloßem Auge erkannt werden können, mikrokristallin und kryptokristallin oder dicht, sobald dies nicht mehr der Fall ist, sondern erst mit Hilfe des Mikroskops gelingt. Als aphanitisch bezeichnet man die dichten oder höchst feinkörnigen Varietäten mancher Eruptivgesteine, z. B. des Diabases;

vollkristallin (holokristallin), wenn sich das Gestein durch und durch aus Mineralindividuen, wenn auch von mikroskopischer Winzigkeit aufbaut, — halbkristallin (hypokristallin), wenn zwischen denselben noch amorphe, glasige Substanz vorhanden ist;

körnig, wenn das Gestein aus kristallinen Körnern und Blättern von annähernd gleichen Dimensionen besteht, die nach allen möglichen Richtungen mit- und durcheinander verwachsen sind, ohne irgendeine bestimmte Anordnung und gesetzmäßige Begrenzung erkennen zu lassen; also allotriomorph sind. Nach der Größe des Kornes unterscheidet man: groß-, grob-, klein- und feinkörnig (z. B. Granit, Marmor);

flaserig, wenn linsenförmige Schmitzen eines körnigen Mineralaggregates mit dünnen Lagen von schuppiger oder schieferiger Struktur abwechseln in der Weise, daß sich letztere an die linsenförmigen Kerne anschmiegen (z. B. Gneis);

schieferig und blätterig, wenn die Gemengteile nach irgendeiner bestimmten Fläche parallel angeordnet sind, wodurch sich das Gestein in lauter dünne Lagen zerlegt, welche in noch dünnere Lamellen spaltbar sind (z. B. Phyllit, Papierkohle);

lagenförmig oder gebändert, wenn das Gestein aus wiederholt miteinander abwechselnden parallelen Lagen von verschiedenartigem oder verschieden gefärbtem Materiale besteht (z. B. Granulit, Hälleflinta);

gestreckt, wenn alle oder einzelne Gesteinsbestandteile von linearer Längsausdehnung nach einer gewissen Richtung geordnet oder in die Länge gezogen sind. Streckungsvorgänge an bereits festen Gesteinen führen zu stengeliger Struktur (Stengelgneis, Dattelquarzit). Eine besondere Art der Streckung ist die Fluidal- oder Fluktuationsstruktur, in der sich die Bewegungen innerhalb eines noch nicht erstarrten Eruptivmagmas wiederspiegeln. So haben sich z. B. die Hornblendesäulen in manchen Syeniten, die Sanidintafeln in gewissen Trachyten einander parallel gelagert. Viel häufiger ist diese Erscheinung mikroskopisch als Mikrofluidalstruktur zur Ausbildung gelangt. Dieselbe besteht darin, daß in einer anscheinend homogenen, glasartigen Masse vulkanischen Ursprunges unzählige mikroskopische, nadel- und leistenförmige Kriställchen (Mikrolithe) stromartig in paralleler Richtung, entsprechend der Bewegung des einst glutflüssigen Magmas ausgeschieden liegen (z. B. im Obsidian, Basalt, Melaphyr; vergl. S. 199 Fig. 93 und 94);

porphyrisch, wenn in einer dichten oder feinkörnigen Grundmasse auffallend größere, kristallographisch begrenzte (idiomorphe) Individuen (Einsprenglinge) der das Gestein bildenden Minerale ausgeschieden sind (Quarzporphyr, Trachyt), porphyrartig, wenn die Grundmasse mittel- oder grobkörnig ist (porphyrartiger Granit);

oolithisch, wenn das Gestein aus lauter kleinen kugeligen Konkretionen besteht, welche eine konzentrisch-schalige oder radial-faserige Struktur besitzen (z. B. oolithischer Kalkstein der Juraformation, Rogenstein der Trias, Erbsenstein von Karlsbad);

sphärolithisch, wenn als Bestandteile einer eruptiven Gesteinsmasse radial-faserige Kugeln oder Kügelchen (Sphärolithe, Felsosphärite) auftreten. In sehr kleinen mikroskopischen Sphärolithen pflegen die Fäserchen vollkommen radial gruppiert zu sein, bei größeren bilden sie von einzelnen Punkten ausstrahlende längere oder kürzere Büschel. Zwischen gekreuzten Nikols zeigen sie im Dünnschliffe ein dunkles Kreuz, dessen Balken nach der Peripherie zu sich verbreitern (Pechstein, Obsidian);

blasig und schlackig, wenn ein aus glutflüssigem Zustande erstarrtes Gestein rundliche Blasenräume enthält (z. B. manche Laven, Bimsstein);

mandelsteinartig oder amygdaloidisch, wenn solche Blasenräume später durch Infiltration gänzlich oder zum Teil mit fremdartiger Mineralsubstanz (Calcit, Quarz, Chalcedon) ausgefüllt worden sind (z. B. Melaphyrmandelstein);

amorph (hyalin) nennt man die glasartigen Erstarrungsmodifikationen vulkanischer Gesteine (Obsidian, Pechstein).

Die **Trümmergesteine** bezeichnet man nach Größe und Form der sie zusammensetzenden, meist durch ein später zugeführtes Bindemittel (Zement) verkitteten Gesteinsfragmente als

Breccien, wenn die Gesteinsfragmente aus größeren scharfkantigen Bruchstücken bestehen (z. B. Porphyrbreccien, Quarzbrockenfels);

Konglomerate (Psephite), wenn die Gesteinsfragmente aus größeren abgerundeten Rollstücken bestehen (z. B. Rotliegend-Konglomerat);

Sandsteine (Psammite), wenn das Gestein aus runden oder eckigen Mineralfragmenten und zwar wesentlich aus Quarzkörnern besteht, deren Größe zwischen Stecknadelkopf- und höchstens Erbsengröße schwankt (z. B. Quadersandstein);

Schlamm- oder Tongesteine (Pelite), wenn das mit Hilfe des Wassers entstandene Gestein ein erdiges, homogenes Ansehen hat, wenn es also aus feinstem Mineralstaub besteht (z. B. Ton, Kaolin);

lose Akkumulate, wenn Gesteinsbruchstücke lose aufeinander gehäuft sind, ohne durch ein jüngeres Zement verbunden zu sein (z. B. Kies, Sand, vulkanischer Schutt).

Ein Strukturverhältnis, welches viele Gesteine aufzuweisen haben, ist das der **Schichtung.**

Geschichtet nennt man ein Gestein, wenn es in einer Aufeinanderfolge (einem System, Komplex) von plattenförmigen Lagen (Schichten, Bänken) auftritt, welche gegeneinander durch parallele Flächen (Schichtflächen) begrenzt werden, bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe Dicke (Mächtigkeit) besitzen und das Produkt sukzessiver Übereinanderlagerung bilden. Ist in einem Gesteine ein derartiges Strukturverhältnis nicht ausgesprochen, so bezeichnet man es als massig.

§ 6. **Die Bestimmung der Gemengteile der Gesteine. Die Anwendung des Mikroskopes bei petrographischen Studien.** Bei körnigen Gesteinen, deren Gemengteile mit bloßem Auge voneinander zu unterscheiden, also makroskopisch sind, stellen sich bei genügenden mineralogischen Vorkenntnissen der Bestimmung der mineralischen Natur der letzteren keine besonderen Schwierigkeiten in den Weg. Haben sich auch die Mineralindividuen durch ihr Zusammengedrängtsein, durch ihre gegenseitige Verwachsung gewöhnlich in ihrer Ausbildung zu vollkommenen Kristallen gehindert, so sind doch in der Spaltbarkeit, Härte und Farbe der Gesteinselemente, ihrem spezifischen Gewichte, Glanze und chemischen Verhalten noch genügende Merkmale gegeben, um ihre mineralische Natur zu kennzeichnen.

Die chemische Untersuchung der Gesteine wird hauptsächlich durch Bauschanalysen bewerkstelligt. Zwar wird durch sie nur die allgemeine chemische Zusammensetzung eines Gesteines ermittelt, doch ist es oft möglich, aus derselben Schlüsse auf die Natur der dasselbe konstituierenden

Mineralien abzuleiten. So müssen z. B. gemengte Orthoklasgesteine, deren Kieselsäuregehalt mehr als 66 Prozent beträgt, notwendigerweise Quarz enthalten; — ein Hornblende-Orthoklasgestein, dessen Kieselsäuregehalt dem des Orthoklases gleichkommt, enthält ebenfalls freie Kieselsäure, da der Kieselsäuregehalt der Hornblende bei weitem geringer ist, als der des Orthoklases; — in einem Orthoklas und Oligoklas haltenden Gesteine läßt sich aus dem Verhältnisse des Kali und Natron auf das Vorherrschen des einen oder anderen Feldspates schließen. Der Wert der Bauschanalyse wird dadurch bedeutend erhöht, daß man Sonderanalysen einzelner Gemengteile ausführt, welche letzteren zu diesem Zwecke aus dem Gesteinsverbande zu lösen und zu isolieren sind. Bei grobkörnigen Gesteinen erreicht man dies durch Auslesen der erforderlichen Körner mit der Hand unter der Lupe; Glimmermineralien erhält man sehr rein durch wiederholtes Abgleitenlassen des Gesteinspulvers auf rauhem Papier, eisenhaltige Gemengteile durch Anwendung des Elektromagneten. In anderen Fällen bedient man sich der verschiedenen Angreifbarkeit der Gemengteile durch chemische Agentien, sowie mehrfacher sonstiger Isoliermethoden.

Der gewöhnliche Weg, den man früher zur Trennung der Bestandteile feinkörniger Gesteine behufs deren Untersuchung anzuwenden pflegte, bestand in der Pulverisierung des Gesteines und Sonderung der verschieden schweren Gemengteile durch Schlämmung. Später hat diese an sich unvollkommene Methode, die Gesteinsbestandteile nach ihrem spezifischen Gewichte zu trennen, eine sehr exakte Form angenommen, indem man die Trennung nicht mehr mit Hilfe von Wasser vornimmt, sondern spezifisch schwere Flüssigkeiten anwendet. Als solche hat sich vor allen bewährt die Thouletsche Kaliumquecksilberjodid-Lösung, welche ein spezifisches Gewicht bis zu 3,19 zu erreichen vermag. Dieselbe mischt sich leicht mit Wasser und ist deshalb durch Zusatz von solchem auf jedes spezifische Gewicht zwischen 1—3,19 einstellbar, um die zerkleinerten Gesteinsbestandteile nach ihrem spezifischen Gewichte voneinander zu trennen.

Öfters kommt man in die Lage, chemische Bestimmungen an winzigen Mineralindividuen ausführen zu müssen, die sich auf anderem, z. B. optischem Wege nicht erkennen oder von ähnlichen nicht unterscheiden lassen. In diesem Falle leisten mikrochemische Reaktionen vorzügliche Dienste. Das Prinzip derselben besteht darin, mit Hilfe geeigneter Aufschlußmittel (für Silikate Kieselflußsäure) und z. T. nach Zusatz bestimmter Reagentien charakteristische Kristallisationen hervorzurufen. So läßt sich z. B. ein minimales Körnchen von Kalifeldspat mikrochemisch sicher von einem Natronfeldspat unterscheiden, wenn man die Mineralproben auf einen durch eine erhärtete dünne Kanadabalsamschicht geschützten Objektträger bringt, mit je einem Tropfen chemisch reiner verdünnter Kieselflußsäure betupft, und die Präparate der freiwilligen Verdunstung überläßt. Im ersten

Falle haben sich zahlreiche tesserale Kriställchen von Kieselfluorkalium, im andern scharfe hexagonale Prismen von Kieselfluornatrium gebildet. Hierher gehören auch Reaktionen am Dünnschliff. So überzieht sich z. B. der chlorhaltige Sodalith mit einer Chlorsilberhaut, wenn man das Präparat mit Silbernitratlösung bedeckt, der ganz ähnlich aussehende chlorfreie Hauyn nicht; Kalkspat schlägt aus einer Lösung von Eisenchlorid rasch Eisenoxyd auf seiner Oberfläche nieder, der leicht mit ihm zu verwechselnde Dolomit nur sehr langsam usw.

Eine bedeutende Erleichterung in der Bestimmung der Gemengteile mancher dichter Gesteine gewährt die nicht seltene Erscheinung, daß dichte Varietäten allmählich in deutlich körnige übergehen oder wenigstens stellenweise einzelne ihrer Gemengteile in größeren Individuen ausgeschieden enthalten. Auch die Verwitterung der Gesteinsoberflächen gibt mancherlei Aufschluß über die Zusammensetzung der Gesteine, weil deren verschiedenartige Gemengteile von der Verwitterung verschieden stark angegriffen werden. Auf derartige Verhältnisse muß deshalb bereits bei Untersuchung der anstehenden Gesteinsmasse Rücksicht genommen werden.

Schwieriger als bei körnigen gestalten sich die Verhältnisse bei dichten Gesteinsarten, deren Bestandteile das unbewaffnete Auge nicht mehr zu unterscheiden vermag. Das nächstliegende Hilfsmittel ist die Lupe, und wenn sich auch diese als ungenügend erweist, das **Mikroskop.** Letzteres Instrument ist seit den hochwichtigen Resultaten, wie sie zuerst und vorzüglich von Sorby, Vogelsang, Zirkel und Rosenbusch erzielt worden sind, eines der unentbehrlichsten Hilfsmittel der Gesteinsuntersuchung, und die mikroskopisch-optische Gesteinsanalyse eine erfolgreiche Methode der geologischen Wissenschaft geworden.

Bereits bald nach Einführung des Mikroskops in die Petrographie hat sich die Mikrostruktur der Gesteine und der sie bildenden Mineralien als ungeahnt kompliziert und abwechslungsreich erwiesen; bis dahin für selten gehaltene Mineralien fanden sich, wenn auch in mikroskopischer Kleinheit, allgemein verbreitet und scheinbar homogene Gesteine lösten sich unter dem Mikroskope in Aggregate der verschiedenartigsten Gemengteile auf, — kurz die Anschauungen über die Struktur und Zusammensetzung vieler Gesteine und über die Rolle, welche gewisse Mineralien als Gesteinselemente spielen, änderten sich vollkommen.

Als Aufgabe der Gesteinsmikroskopie ergibt sich nach obigem und abgesehen von ihren petrogenetischen Zielen erstens die Ermittelung der mit bloßem Auge oft nicht erkennbaren Gesteinsbestandteile, zweitens die Beobachtung des Baues, also der anatomischen Verhältnisse dieser letzteren, drittens die Feststellung der Struktur der Gesteinsmasse selbst.

Die Gesteinsmikroskopie besteht darin, daß Dünnschliffe, d. h. so dünn geschliffene Gesteinsplättchen, daß sie durchsichtig geworden sind,

bei durchfallendem Lichte und mit Anwendung polarisierten Lichtes der mikroskopischen Untersuchung unterworfen werden.

Bezüglich der Methoden zur Herstellung solcher Dünnschliffe sowie der Anwendung des Mikroskopes mit Polarisationsvorrichtung zur Mineral- und Gesteinsdiagnose muß auf die auf Seite 186 angeführten Werke von Zirkel (I, S. 20) und von Rosenbusch (I, S. 6) verwiesen werden.

§ 7. **Mikroskopische fremde Einschlüsse in den Gesteinselementen.** Die Mineralelemente der Gesteine pflegte man als homogene Körper zu betrachten und zu bezeichnen; im Gegensatze zu dieser Ansicht hat das Mikroskop gelehrt, daß diese Homogenität nur eine scheinbare ist, nur für das bloße Auge existiert, vielmehr durch mikroskopische fremde Einschlüsse gestört wird. Diese Einschlüsse sind teils fester, teils flüssiger, teils gasförmiger Natur. Die festen sind wiederum entweder solche von amorpher Glassubstanz (Glaseinschlüsse), oder solche von mikroskopischen Kriställchen, Körnchen und Nadeln (Mikrolithen).

Die Glaseinschlüsse (Fig. 85) entstehen dadurch, daß ein sich aus einem glutflüssigen Magma ausscheidender Kristall kleine Partikelchen des Schmelzflusses umschließt, welche bei rascher Erstarrung zu Einschlüssen von glasiger Substanz werden. Wo sich demnach solche Glaseinschlüsse finden, überall liefern sie den definitiven Beweis dafür, daß das kristalline Gestein, in dessen Mineralelementen sie auftreten, ursprünglich sich in glutflüssigem Zustande befunden hat. Eine ganz analoge und das eben Gesagte nur bestärkende mikroskopische Erscheinung ist die, daß sich Adern und Schläuche von Glassubstanz in die Kristalle hinein erstrecken. Beide Beobachtungen wiederholen sich nicht etwa nur bei porphyrischen Obsidianen und Pechsteinen, sondern auch bei Phonolithen, Basalten, Melaphyren, Porphyren und anderen vulkanischen Gesteinen, wo sie in Augit, Hornblende, Hauyn, Nephelin, Olivin, Leuzit, Feldspat und Quarz auftreten. Die Gestalt der Glaseinschlüsse ist sehr gewöhnlich eine eiförmige oder kugelige, nicht selten aber auch eine lappige, zuweilen auch eine Wiederholung der Kristallform des sie einschließenden Minerales. In den Glaseinschlüssen finden sich sehr gewöhnlich Bläschen, ohne daß jedoch eine Konstanz in dem Volumenverhältnis der festen Masse und der Hohlräume obwaltet, so daß diese ihre Entstehung der Kontraktion der umhüllten und erkaltenden Schmelzpartikel nicht verdanken können, vielmehr in denselben als Gas- oder Dampfbläschen bereits präexistiert haben müssen. Die Farbe der umschlossenen Glassubstanz stimmt mit derjenigen der den Kristall umgebenden Glasmasse oft überein, und ist dann wie diese grün, braun, grau oder gelblich, kann aber auch viel dunkler sein.

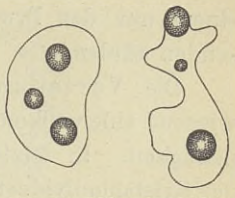


Fig. 85. Mikroskopische Glaseinschlüsse mit Bläschen. Die Figuren 85 bis 97 nach *Zirkel*.

Sehr häufig ist mit der Erstarrung der Partikelchen des Schmelzflusses, welche von dem sich bildenden Kristallindividuum eingeschlossen wurden, die Ausscheidung winziger Nädelchen, Fäserchen oder Körnchen Hand in Hand gegangen, wodurch die Glassubstanz zu einer teilweise kristallinischen Ausbildung gelangt ist, ein Zustand, den man als Entglasung bezeichnet hat. Diese läßt sich in allen nur möglichen Graden der Deutlichkeit von fast vollkommen glasiger Beschaffenheit bis zu einem dichten Gewebe von Kristallnadeln verfolgen, wovon Fig. 86 einige Beispiele illustriert. Die

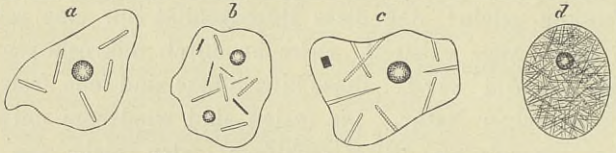


Fig. 86. Glaseinschlüsse, mehr oder weniger entglast.

Zahl der Glaskörner in manchen Mineralien (so in Leuziten des Vesuvs, vielen Augiten, Feldspäten und Noseanen) ist so enorm, daß diese letzteren auf das innigste von jenen imprägniert sein müssen und in der Tat in einem nur den Bruchteil eines Millimeters messenden Kristalle nach Tausenden zählen.

Die Verteilung der Glaseinschlüsse ist entweder und zwar vorwiegend eine vollkommen regellose, z. T. aber zeigt sie eine gewisse Gesetzmäßigkeit. In letzterem Falle erscheinen die Glaseinschlüsse im Zentrum der Kristallindividuen massenhaft angehäuft, während die Randpartien vollständig frei davon bleiben (siehe Fig. 87*a*), oder aber es stellt sich infolge

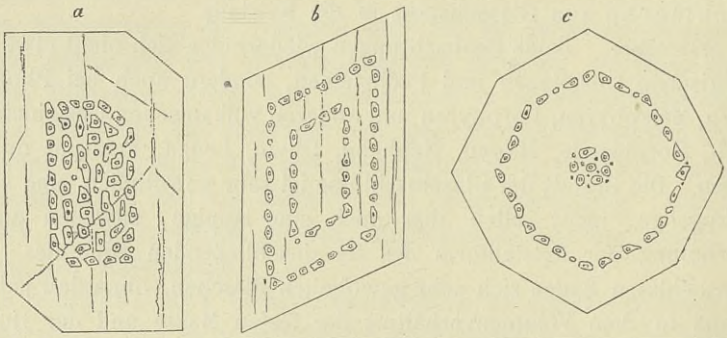


Fig. 87. *a* Zentrale Anhäufung der Glaseinschlüsse, *b* zonenartige konzentrische Anordnung derselben, *c* Kombination beider.

periodischen Kristallwachstumes eine konzentrische Anordnung derselben zu lauter den äußeren Umrissen des Kristalles parallelen Zonen, also ein schichtenartiger Aufbau des Kristallindividuums aus abwechselnden, an Glaseinschlüssen reichen und armen Lagen der Mineralsubstanz ein (siehe Fig. 87*b* und *c*).

Den mikroskopischen Glaseinschlüssen analoge Erscheinungen sind größere Einschlüsse von felsitischer oder mikrokristalliner Grundmasse in den Einsprenglingen porphyrischer Gesteine.

Einschlüsse von Mikrolithen innerhalb der gesteinsbildenden Mineralindividuen sind sehr verbreitete Erscheinungen. Unter Mikrolithen versteht man mikroskopische Kristallgebilde, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Mineralspezies entweder festzustellen ist (Kristallite), oder aber sich wegen ihrer geringen Größe nicht nachweisen läßt (Trichite, Belonite, Globulite). Meistenteils sind die Mikrolithe wirr und regellos in dem umschließenden Minerale eingestreut, in anderen Fällen aber steht ihre Verteilung in gesetzmäßiger Beziehung zu Form und Wachstum des Hauptkristalles in der Weise, daß sie in zu der Oberfläche des letzteren parallelen Zonen angeordnet erscheinen. Sehr gewöhnlich ist dies bei den Leuziten der Fall, deren Magnetit-, Hauyn-, Augit-, Granat- und Nephelinkristallite fast immer regelmäßig zonar angeordnet sind und konzentrische Kreise oder achteckige Querschnitte darstellen (Fig. 88 und 89).

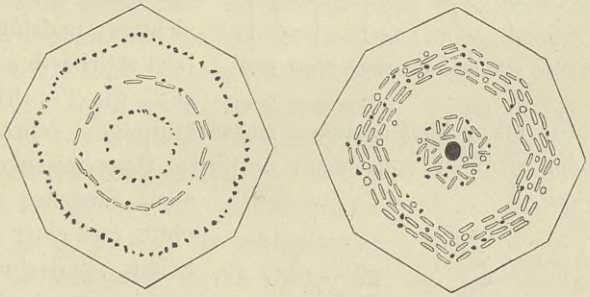


Fig. 88. und 89. Konzentrisch-zonale Anordnung der Mikrolithe im Leuzit.

Die Menge solcher fremdartiger Mikrolithe in anscheinend homogenen Mineralien ist oft überraschend groß und äußert sich mit bezug auf diese letzteren einerseits in deren Farbe, Glanz und Ansehen, andererseits in dem Resultate der chemischen Untersuchung. Die rote Farbe des Karnallites, des Heulandites, des Perthites wird durch Blättchen von Eisenoxyd hervorgebracht, in ähnlicher Weise rührt der kupferrote metallische Schimmer des Hypersthenes, die graue Farbe mancher Feldspate, die grüne des Prasems, das Farbenspiel des Labradors von der Einlagerung fremdartiger Mikrolithe her.

Abgesehen von den mikroskopischen Kristallgebilden, wie sie innerhalb der Bestandteile kristalliner Gesteine vorkommen, bergen auch die glasartigen und halbglasigen, anscheinend homogenen Gesteine ebenso wie die Glasbasis der halbkristallinen Gesteine oft eine Fülle von Mikrolithen. Selbst die wie das vollkommenste Glas aussehenden Obsidiane sind von ihnen durchschwärmt, ebenso die Pechsteine und Perlite, sowie die glasartige

Basis der Basalte und Melaphyre. Unter allen Mineralien treten Feldspate, Hornblenden, Augite und Apatite am häufigsten in Form solcher Mikrolithe auf. Andere hingegen sind nicht auf ein bestimmtes Mineral zurückführbar. Unter diesen unterscheidet man pelluzide und undurchsichtige, schwarze Mikrolithe. Die ersteren (Belonite, Fig. 90) sind gewöhnlich einfach nadelförmig, stachelig, geradlinig und an beiden Enden stumpf abgestutzt, keulenförmig verdickt oder gabelig gezackt, zuweilen sind sie zu sternförmigen Aggregaten miteinander verbunden oder in mehrere hintereinander liegende Glieder aufgelöst und endlich haken- oder schleifenförmig gebogen. Neben diesen durchsichtigen wasserhellen, in größeren Exemplaren das Licht polarisierenden Mikrolithen erscheinen in glasigen Gesteinen außerordentlich dünne, undurchsichtige, nadelförmige, haar- oder strichartige Ausscheidungen, die Trichite (Fig. 91). Sie beschreiben oft schleifenartige, zickzackförmige, schraubenähnliche Windungen oder strahlen von einem zentralen Magneteisenkorne allseitig aus. Zuweilen sind die Trichite auf einer oder beiden Seiten perlschnurartig mit winzigen runden Körnchen besetzt (siehe Fig. 92).

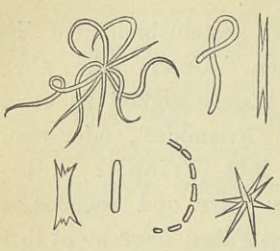


Fig. 90. Pelluzide Mikrolithe, Belonite.

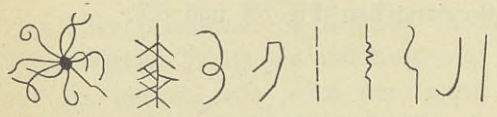


Fig. 91. Haarförmige, schwarze Mikrolithe (Trichite).



Fig. 92. Trichite im Obsidian, von Körnchen eingefaßt.

Alle diese Mikrolithe sind in der glasigen Gesteinsmasse sehr ungleichmäßig verteilt; stellenweise ist diese ganz frei davon, an anderen Punkten liegen dieselben in großer Anzahl wirr durcheinander, an noch anderen sind sie parallel zueinander stromartig zu Bändern angeordnet, welche sich wellig hin- und herwinden, sich um im Wege liegende Kristalle biegen oder sie umzingeln. Es ist dies die Erscheinung der Mikrofluktuationsstruktur (siehe S. 191 und Fig. 93 und 94). Aus ihr geht hervor, daß sich das ursprünglich glutflüssige Magma jener glasartigen Gesteine, nachdem sich bereits einzelne größere Kristalle und unzählige Mikrolithen aus ihm ausgeschieden hatten, noch in einem derartigen Zustande der Plastizität befand, daß es sich noch eine Zeitlang in fließender Bewegung erhalten konnte. Ebenso wie in den durchaus glasigen Gesteinen wiederholt sich diese Fluktuationsstruktur auch in der Glasgrundmasse der Basalte, Melaphyre u. a.

Außer solchen nadelförmigen Mikrolithen können in der glasigen Basis vulkanischer Gesteine dunkle Körnchen, Kügelchen und Scheibchen (Globuliten) in oft außerordentlicher Menge ausgeschieden liegen.



Fig. 93. Mikrofluidalstruktur im Obsidian.

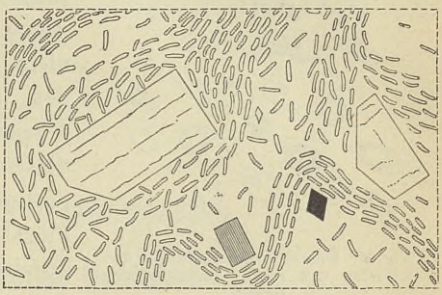


Fig. 94. Mikrofluidalstruktur im Pechstein.

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz, Topas, Steinsalz, Sylvin, Gips, und Flußspat, groß genug, um mit bloßem Auge erblickt zu werden, sind seit langer Zeit bekannt, auf die außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung mikroskopischer Einschlüsse von Flüssigkeiten auch in Eruptivgesteinen wurde man erst später aufmerksam. Die kleineren derselben sind gewöhnlich rundlich oder eiförmig, besitzen auch wohl die Gestalt des sie umschließenden Kristalles; die größeren sind oft unregelmäßig verästelt und schlauchartig in die Länge gezogen (siehe Fig. 95). Ihre überwiegende Mehrzahl ist nicht ganz mit Flüssigkeit ausgefüllt, sondern zeigt ein Bläschen, eine bewegliche, zuweilen rastlos umherkreisende Libelle. Die eingeschlossene Flüssigkeit ist entweder reines Wasser oder eine wässerige Solution von Chlornatrium, Chlorkalium oder Sulfaten von Natron, Kali und Kalk, oder Wasser mit wenig Kohlensäure, oder aber flüssige Kohlensäure (letztere z. B. in granitischen Quarzen). In manchen, augenscheinlich eine konzentrierte Salzlösung enthaltenden Gesteinsporen sind Würfelchen von Steinsalz ausgeschieden, welche bei Berührung mit der beweglichen Libelle von dieser fortgeschoben werden, also frei in der Mutterlauge liegen (z. B. im Quarze des Quarzporphyres auf Arran, des Granites von Johanngeorgenstadt, des Zirkonsyenites von Laurvig; Fig. 96).

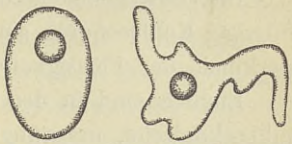


Fig. 95. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen.

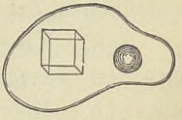


Fig. 96. Flüssigkeitseinschluß mit Libelle und Kochsalzwürfelchen.

Die Flüssigkeitseinschlüsse erreichen selten mehr als 0,06 mm im Durchmesser, sinken dagegen zu solcher Kleinheit herab, daß sie selbst bei 1000facher Vergrößerung als kaum wahrnehmbare Punkte erscheinen.

Das Dimensionsverhältnis von Flüssigkeitseinschluß und Libelle ist ein vollkommen unbestimmtes, so daß sich in ein und demselben Kristalle große Flüssigkeitseinschlüsse mit außerordentlich kleinen Bläschen dicht neben sehr kleinen Einschlüssen mit sehr großen Libellen finden (siehe Fig. 97). Das Bläschen kann demnach nicht durch Zusammenziehung einer erkaltenden, ursprünglich den ganzen Hohlraum ausfüllenden Flüssigkeit entstanden sein, weil in diesem Falle die Größe beider in einem ganz bestimmten Verhältnisse stehen müßte. Die Flüssigkeitseinschlüsse treten entweder wirr durcheinander gestreut auf oder sind zu sich verzweigenden und dann wieder vereinigenden Zonen gruppiert, welche die Substanz des sie einschließenden Minerales durchziehen. Am häufigsten sind Flüssigkeitseinschlüsse bis jetzt beobachtet worden in dem zum Teil von ihnen durch und durch erfüllten Quarze, ferner im Feldspate der Granite, Gneise und Porphyre.



Fig. 97. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen von relativ verschiedener Größe.

Die Beweglichkeit der Libellen, ihr Verschwinden beim Erwärmen (flüssige Kohlensäure) sind natürlich die bestimmtesten Unterscheidungsmerkmale der Flüssigkeitseinschlüsse gegenüber den Glaseinschlüssen.

Endlich sind in den kristallinischen Gemengteilen vieler Eruptivgesteine mikroskopische, ursprünglich gaserfüllte Poren, also Gaseinschlüsse von eiförmiger oder kugeliger Gestalt verbreitet, welche genau wie die größeren Blasen zahlreicher Laven durch emporsteigende und im erkaltenden Magma stecken bleibende Gas- oder Dampfblasen gebildet wurden. Falls sie nicht regellos zerstreut liegen, sind sie zu wolkenartigen Haufen oder perlschnurartigen Reihen angeordnet und können einzelne Mineralien in unermeßlicher Zahl erfüllen.

§ 8. **Klassifikation der Gesteine.** Die Gesteine sind, wie bereits dargelegt, Aggregate von Mineralien. Je nachdem nun an dieser Aggregierung nur eine Mineralsubstanz oder mehrere Mineralspezies oder endlich Trümmer und Reste älterer Gesteine teilnehmen, kann man die Felsarten von dem hier maßgebenden rein mineralogisch-petrographischen Standpunkte aus in folgenden drei Klassen unterbringen:

I. Gesteine, die der Hauptsache nach aus **einer** Mineralsubstanz bestehen und wesentlich kristallinische Aggregate von Individuen **einer einzigen** Mineralspezies sind: einfache Gesteine. Beispiel: Marmor.

II. Gesteine, die aus einem innigen Gemenge **mehrerer** Mineralsubstanzen oder aus einem Aggregate gegenseitig mit-

einander verwachsener **Individuen mehrerer** Mineralspezies bestehen: gemengte Gesteine. Beispiel: Granit.

III. Gesteine, die zum großen Teile aus losen oder verkitteten **Trümmern** und aus erdigen oder sandigen Resten älterer Gesteine zusammengesetzt sind: klastische oder Trümmergesteine. Beispiele: Konglomerat, Sandstein, Lehm.

B. Übersicht der Gesteinsarten.

1. Klasse. **Einfache Gesteine.**

a) **Eisgesteine:**

1. Eis.

Nach seiner Entstehungsweise unterscheidet man das Eis in Schneeeis und Wassereis, und ersteres nach seiner petrographischen Beschaffenheit in Schnee, Firn und Gletschereis.

Der Schnee ist ein loses Aggregat von Nadeln, Lamellen und Flocken, entsteht durch Auskristallisieren der atmosphärischen Feuchtigkeit und bildet in der obersten Region der Hochgebirge, sowie in den Polargegenden ausgedehnte und mächtige Ablagerungen. Hier runden sich die ursprünglich kristallinischen Flöckchen durch rasche Verdunstung und Sonnenbestrahlung zu einem feinen, sandähnlichen Pulver.

Der Firn, ein Aggregat von losen oder durch Eiszement verbundenen blendend weißen Eiskörnern, diese voll von nach oben runden, nach unten spitzen Luftbläschen, entsteht in geringeren Höhen der Hochgebirge durch Verschmelzung des Hochschnees zu Eiskörnern, welche durch zeitweise dazwischen sickerndes und wieder gefrierendes Wasser zu einer mehr oder minder festen Masse, dem Firneis, verkittet werden können.

Das Gletschereis ist ein kristallinisch körniges und zwar regelloses Aggregat von einheitlichen kristallinischen Eiskörnern, deren Größe von der Firngrenze gegen das Ende des Gletschers von der Dimension einer Erbse bis zu der eines Hühnereies wächst. Es entsteht durch Zusammenschmelzung und Verfestigung des Firneises und zeigt eine mehr oder minder deutliche schichtenartige Bankung, zugleich aber eine die Schichtung quer durchsetzende Bandstruktur, indem weiße luftblasenreiche und blaue luftblasenfreie Lamellen miteinander abwechseln. Ferner ist das Gletschereis von außerordentlich feinen Haarspalten durchdrungen, welche den Eiskorngrenzen entsprechen, und besitzt in größeren Massen eine schöne blaue Färbung, während kleinere Stücke farblos sind. Die Gletscher erreichen

über 800 m Mächtigkeit und befinden sich in langsam fließender Bewegung beruhend auf Translation, d. h. Verschiebbarkeit ihrer Teilchen, und auf Regelation, d. h. teilweiser Verflüssigung und dadurch größerer Beweglichkeit der Eiskörner infolge auf sie ausgeübter Pressung.

Das Vorkommen der Gletscher ist ein doppeltes: erstens, in der Hochgebirgszone der gemäßigten und heißen Länder zwischen dem Firn und der Schmelzlinie des Eises, die Alpengletscher, die sich aber an ihrem Fuße ausbreiten und hier zu mehreren verschmelzen können (Vorlandgletscher); zweitens in den Gebirgs- und Hügelländern höherer Breiten (Polargletscher, Inlandeis), wo sie ihre Enden bis ins Meer hinein strecken, in welchem dieselben von den Gezeiten und Wellen zerstückelt und als Eisberge fortgetrieben werden.

Das Wassereis bildet sich durch Ausscheidung plattenförmiger, dann säulig senkrecht fortwachsender Eiskristalle auf der Oberfläche der Gewässer und ist hart, durchsichtig, weißlich oder grünlich. Das auf dem Grunde der Gewässer entstehende Eis (das Grundeis) ist schwammig, locker und, weil erdige und sandige Teile des Bodens umschließend, schmutzig gefärbt. Die Polarmeere sind die hauptsächliche Heimat des Wassereises, sie tragen eine 6—10 m mächtige Eisdecke, welche im Sommer nur zum Teil in Schollen bricht und von der Strömung weggeführt wird, zum Teil auch lange Jahre hindurch fest bleibt.

b) Chlorid- und Nitratgesteine:

2. Steinsalz.

Das Steinsalz ist ein blätteriges, körniges oder faseriges Aggregat des Minerales Kochsalz, also von Chlornatrium. Seine leichte Löslichkeit in Wasser, sein salziger Geschmack und seine ausgezeichnete würfelige Spaltbarkeit machen es leicht kenntlich. Abänderungen in dem genannten Normalbestande werden durch Beimischungen von Chlorcalcium und Chlormagnesium, welche dem Steinsalze die Eigenschaft erteilen, Feuchtigkeit aus der Luft anzuziehen, sowie von Chlorkalium hervorgebracht. Andere Beimengungen verleihen dem ursprünglich farblosen Gesteine mancherlei Färbungen. So färbt eine geringe Beimengung von Eisenoxydblättchen das Steinsalz rot, von Kupfergrün oder Kupferchlorid grün oder blau, von Bitumen grau oder blau, während endlich Anhydrit, namentlich häufig aber Ton, als Verunreinigung auftritt (Tonsalz). An manchen Punkten seines Vorkommens, so in Staßfurt bei Magdeburg, namentlich aber in Wieliczka, enthält das Steinsalz Blasen, welche mit verschiedenen verdichteten Gasen (Wasserstoff, Kohlensäure, Kohlenoxyd, Kohlenwasserstoff) gefüllt sind, deren bei der Auflösung des Salzes stattfindendes Entweichen ein knisterndes Geräusch verursacht (Knistersalz). Außerordentlich häufig sind im Steinsalze Flüssigkeitseinschlüsse oft mit Libellen von kubischer Gestalt.

Das Steinsalz ist entweder nur undeutlich oder garnicht geschichtet. Nicht selten aber wird es durch dünne parallele Lagen von Anhydrit oder Polyhalit in regelmäßige Bänke gesondert. Es bildet mächtige Lager zwischen Ton, Gips, Anhydrit, Mergel und Dolomit. Die Salzlagerstätte von Staßfurt ist über 900, die bei Sperenberg (unweit Berlin) erbohrte gegen 1200, die von Wieliczka stellenweise über 1400 m mächtig. Die Ablagerungen des Steinsalzes sind auf keine bestimmte Formation beschränkt, sie verteilen sich vielmehr auf die ganze sedimentäre Schichtenreihe vom Silur bis Posttertiär und besitzen in Deutschland ihre Hauptverbreitung im Zechstein und in der Trias.

Namentlich im Vorlande des Harzes wird das Steinsalz von Kalium-Magnesiumsalzen begleitet, so vorzüglich von Sylvin (Chlorkalium), — Karnallit 26,8 Chlorkalium, 34,2 Chlormagnesium, 39 Wasser, derb, großkörnig, durch mikroskopische Schüppchen von Eisenglanz rot gefärbt, an der Luft zerfließend. — Kieserit, Magnesiumsulfat mit 1 Mol. Wasser. — Polyhalit mit 45,17 Calcium-, 28,93 Kalium-, 19,92 Magnesiumsulfat, 5,98 Wasser. — Kainit eine wasserhaltige Verbindung von Magnesiumsulfat und Chlorkalium.

3. Chilisalpeter.

Ein z. T. hartes, dichtes, weißes, gelbliches oder geädertes, z. T. poröses, grobkörnig sandiges Gemisch von 20 bis 75 Proz. salpetersaurem Natron mit Kochsalz, Chlormagnesium, salpetersaurem Kali und Magnesia, schwefelsaurem Kali, Natron und Kalk, sowie kohlensaurem Kalk und etwas Jod- und Bromnatrium, nebst beigemengtem Sand. Als 0,3 bis 4 m mächtige Ablagerungen auf der Sohle von Talbecken und Mulden der regenlosen Küstenstriche von Peru, Bolivia, Chile.

c) Sulfatgesteine:

4. Gips.

Das Gipsgestein ist ein spätiges, faseriges, schuppiges oder körniges bis dichtes Aggregat von Gipsindividuen, besteht also aus Calciumsulfat mit 2 Mol. Wasser. Ein vorzügliches Unterscheidungsmerkmal desselben von anderen ähnlich aussehenden Gesteinen, z. B. gewissen Kalksteinen, ist seine Weichheit (Härte 2) und sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Seine ursprüngliche Farbe ist zwar weiß, wird jedoch durch Beimengungen von Bitumen und Ton in eine graue und durch solche von Eisenoxyd in eine gelbe, rote und braune verwandelt. Neben den einfarbigen treten gefleckte, gestreifte, wolkige, marmorierte Gipse auf. Nach Verschiedenheiten in ihrer Struktur unterscheidet man:

Spätigen Gips; Aggregat von zum Teil fußlangen Individuen, so z. B. in der Marienhöhle bei Reinhardtsbrunn, ja von lachtergroßen Individuen, so in dem Steinsalzbezirke von Wieliczka.

Körnigen Gips; mittel- bis feinkörniges Aggregat von weißer oder lichter Farbe, oft mit dunklen Flecken oder Wolken.

Fasergips; Aggregat von seidenglänzenden Fasern, welche meist senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Platten stehen, die dieses Gestein zwischen körnigem Gipse bildet.

Dichten Gips; außerordentlich feinkörnig, häufig schneeweiß und an den Kanten durchscheinend, dann Alabaster genannt.

In den körnigen und dichten Varietäten kommen namentlich Bergkristall (bei Fahnern in Thüringen) und Borazit (bei Lüneburg), ferner Aragonit, Cölestin, Eisenkies und Schwefel (Spanien und Sizilien) als zufällige Gemengteile vor.

Der Gips ist gewöhnlich ungeschichtet und bildet in der Regel linsen- oder stockförmige Einlagerungen, während parallele Schichten verhältnismäßig selten sind (Osterode am Harz). Ton, Steinsalz, Anhydrit sind seine gewöhnlichsten Begleiter. Durch Auslaugung (er ist in 420 Teilen Wasser löslich) sind in ihm häufig Hohlräume (Schlotten) entstanden, welche zum Teil meilenweite Erstreckung besitzen und öfters die Fundorte diluvialer Wirbeltiere (z. B. Ursus spelaeus) sind. Seine Hauptentwicklung fällt in die Dyas, Trias und das Tertiär. So umgibt ein hoher, 6 Meilen langer felsiger Wall von Gips der Zechsteinformation den Südrand des Harzes von Sangerhausen bis Osterode, ebenso gehört der bereits erwähnte spätige Gips von Reinhardtsbrunn der Zechsteinformation an. Mächtige Einlagerungen von triadischem Gips sind namentlich in Thüringen, in den Neckargegenden usw. bekannt.

5. Anhydrit.

Das Anhydritgestein ist ein mittelkörniges bis dichtes Aggregat von Anhydritindividuen und besteht wie dieses Mineral aus wasserfreiem Calciumsulfat. Vom Gips, mit welchem er vergesellschaftet vorkommt, unterscheidet ihn bereits seine größere Härte (3—3,5 gegen 1,5—2), vom Kalkstein, mit dem er zuweilen große Ähnlichkeit hat, namentlich sein Nichtaufbrausen mit Säuren. Weiß, hellgrau, hellrötlich, hellblau sind seine gewöhnlichen Farben. Lokal erhält er durch Bitumen einen stark stinkenden Geruch, ist selten und dann meist nur undeutlich geschichtet und tritt zuweilen in dünnen, parallelen Lagen (Schnüren) zwischen anderen Gesteinen, so im Steinsalze von Staßfurt auf. In enge Falten zusammengepreßte Lagen von dichtem Anhydrit werden als Gekrösestein bezeichnet.

Sein geologisches Vorkommen fällt mit dem des Gipses zusammen, indem der Anhydrit durch Aufnahme von Wasser leicht in Gips übergeht, weshalb die von ihm gebildeten Gebirgsmassen gewöhnlich von einer mächtigen Gipskruste bedeckt zu sein pflegen. Aus dem auf den letzten Seiten Gesagten geht hervor, daß Gips, Anhydrit und Steinsalz sehr gewöhnlich vergesellschaftet sind. Einige der wichtigsten der deutschen Fundorte des

Anhydrites sind: Osterode am Harz, Staßfurt bei Magdeburg, Lüneburg, Sulz am Neckar, Hall in Tirol.

Schwerspat, ein dichtes, dunkelgraues Aggregat von Schwerspat-Individuen, welches z. B. zwischen den Tonschiefern an der Lenne (Westfalen) in bis über 30 m mächtigen Lagern auftritt.

d) Phosphatgesteine:

6. Phosphorit.

Der Phosphorit ist ein faseriges bis dichtes Calciumphosphat von weißlicher, graulicher und brauner bis fast schwarzer Farbe, welches Gänge in Eruptivgesteinen, sowie Lager und Nester innerhalb vieler Sedimentformationen bildet, so z. B. in Nassau an der Lahn und Dill, in Bayern bei Amberg, im nördlichen Frankreich, in Tunis, in Südkarolina und in Florida. Als Knollen namentlich im Obersilur und Kulm, in der Kreide und im Oligozän.

Guano-Phosphate sind Bildungen der Jetztzeit, welche durch Wechselwirkung zwischen massenhaft angehäuften tierischen Exkrementen und einer kalkreichen Unterlage entstehen und bisweilen steinartig fest werden (Marshall-Insel Nauru, Curaçao-Phosphat).

e) Karbonatgesteine:

7. Kalkstein.

Der Kalkstein ist wesentlich ein Aggregat von Kalkspat-Individuen, seinem Normalbestande nach demgemäß Calciumkarbonat. Seine reinen Varietäten lösen sich unter lebhaftem Aufbrausen in Säuren vollständig. Sehr häufig wird ein Teil der Kalkerde durch Magnesia, Eisenoxydul oder Manganoxydul vertreten, und ebenso gewöhnlich erscheint die Kalkmasse verunreinigt durch Kieselsäure, Ton oder bituminöse Substanzen. Die Farbe des reinen Kalksteines ist weiß, infolge obiger Beimengungen nimmt er jedoch graue, gelbliche, bräunliche oder schwärzliche Färbungen an oder ist farbig gefleckt, geflammt, gestreift oder marmoriert. Nach seinen Strukturverhältnissen unterscheidet man folgende Varietäten:

a) körnigen Kalkstein, Marmor, ein durchaus kristallines, grobkörniges bis zuckerig-feinkörniges Aggregat von z. T. polysynthetisch verzwillingten Kalkspatindividuen, welche nach allen Richtungen durcheinander verwachsen sind. Gewöhnlich ist der körnige Kalk weiß und an den Kanten durchscheinend oder hellgrau, hellgelb oder hellrötlich, einfarbig oder marmoriert. Sein Reichtum an zufälligen Gemengteilen ist groß, unter diesen sind Glimmer, Amphibol, Granat, Spinell, Korund, Serpentin, Quarz, Apatit, Flußspat, Magneteisen, Eisenkies, Graphit hervorzuheben. Von Streifen und Körnern von Serpentin durchzogener feinkörniger Kalkstein wird als Ophicalcit bezeichnet.

Schichtung ist am kristallinen Kalke bisweilen sehr deutlich zu beobachten, häufig aber gar nicht vorhanden. Die Mehrzahl seiner Vorkommen gehören dem Archaikum und den kristallinischen Schieferformationen an, in welchen derselbe mehr oder weniger regelmäßige, meist linsenförmige Lager bildet, so z. B. in Södermanland und Wermland in Schweden, bei Auerbach an der Bergstraße, bei Drossendorf in Mähren, bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, bei Crottendorf im Erzgebirge, bei Hermsdorf im Riesengebirge, im Alleghany-Gebirge und in Kanada. Die Marmorlager von Carrara, des Pentelikon, Hymettos, von Paros und anderer südeuropäischer Lokalitäten hingegen sind weit jüngeren Alters und durch Gebirgsdruck aus dichten Kalken entstanden.

Eine grobkörnige, spätige Varietät des kristallinen Kalksteines ist der Kalksinter, welcher namentlich in der Form von Stalaktiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge gefunden wird.

b) dichten oder gemeinen Kalkstein; er besitzt eine äußerst feinkristallinische Struktur, welche oft erst mit Hilfe des Mikroskopes als solche zu erkennen ist, und einen flach muscheligen bis splitterigen Bruch. Er ist meist einfarbig, gelblich, bräunlich oder grau, selten gefleckt und öfters sehr reich an organischen Resten, dahingegen arm an zufälligen mineralischen Gemengteilen, unter welchen namentlich Bleiglanz, Pyrit, Zinkblende und deren Zersetzungsprodukte Wichtigkeit besitzen. Der gemeine Kalkstein zeichnet sich vor dem körnigen meist durch Deutlichkeit und Schärfe seiner Schichtung aus und spielt eine höchst wichtige Rolle als Glied fast sämtlicher sedimentärer Gebirgsformationen. Die dichten Kalksteine sind häufig durch Beimengungen verunreinigt. Nach der Art derselben unterscheidet man:

α) tonigen Kalkstein (hierher der Pläner der oberen Kreideformation), β) kieseligen Kalkstein, γ) dolomitischen Kalkstein, δ) bituminösen Kalkstein (Stinkkalk, weil beim Zerschlagenwerden einen stinkenden Geruch von sich gebend), ε) glaukonitischen Kalkstein. Außerdem bezeichnet man die dichten Kalksteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe als Kohlenkalk, Zechsteinkalk, Jurakalk, — nach ihrer Versteinerungsführung als Stringocephalenkalk, Orthocerenkalk, Crinoidenkalk, Korallenkalk, Nummulitenkalk, und endlich nach ausgezeichneten Aufschlußpunkten und Vorkommnissen z. B. als Eifeler Kalk, Hallstätter Kalk, Trenton-Kalk.

c) oolithischen Kalkstein; hirse- bis erbsengroße Kalkspatkügelchen von konzentrisch-schaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch kalkiges Zement verkittet. In ihrem Mittelpunkte umschließen die einzelnen Oolithkörner nicht selten einen fremdartigen Körper, ein Sandkörnchen oder ein Muschelfragment, welches den ersten Anstoß zur Bildung des Kornes gegeben hat. Zum Teil waltet die Kalksteingrund-

masse auf Kosten der Oolithkörner vor, zum Teil jedoch tritt dieselbe ganz zurück, so daß sich die Körner gegenseitig berühren; man nennt ein derartiges Gestein, namentlich wenn die Konkretionen aus Aragonit (rhombischem kohlensauren Kalke) bestehen und Erbsengröße erreichen, Erbsenstein oder Pisolith (z. B. von Karlsbad), solche Oolithe aber, deren radialfaserige Kalkkörner durch ein tonig-mergeliges Bindemittel verbunden sind, Rogenstein (z. B. bei Braunschweig, bei Wolfenbüttel, bei Bernburg). Der gewöhnliche Oolith aus hirsekorngroßen Kügelchen setzt an der Westseite des Schwarzwaldes, ferner bei Hildesheim und Hannover mächtige Schichtenreihen zusammen; der durch Vermittlung von Kalkalgen produzierte Riesenoolith ist in den Alpen weit verbreitet.

d) porösen Kalkstein: Schaumkalk, ein lichter durch Auslaugung seiner Oolithkügelchen feinporös gewordener Kalkstein, welcher Bänke im unteren Muschelkalke bildet; Zellenkalk mit ebenfalls sekundärer grobzelliger Struktur, im Salzgebirge des Zechsteins und Muschelkalkes; Kalktuff, Travertin (vgl. S. 169), faserige oder poröse, blasige, schwammige Kalksteinmassen von lichtgelblicher Farbe, die in den meisten Fällen als Inkrustation von bunt zusammengehäuften Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen auftreten und zahlreiche Reste von Conchylien und Wirbeltieren (z. B. von Elephas primigenius) umfassen. Als einige der Hauptvorkommen mögen die von Tivoli unfern Rom, Baden bei Wien, Weimar und Tonna in Thüringen, Cannstatt in Württemberg genannt werden.

e) erdigen Kalkstein, Kreide; ein weicher, milder Kalkstein mit feinerdigem, mattem Bruche, im reinsten Zustande schneeweiß, weich und schreibend. Die Kreide besteht wesentlich aus mikroskopischen Scheibchen und Kügelchen von amorphem kohlensaurem Kalke, sowie aus Foraminiferen-Schalen nebst Fragmenten von Bryozoën, Echinodermen usw., schließlich allerfeinsten Stäubchen von Kalkspat. Sehr häufig enthält die Kreide neben zahlreichen Tierresten Feuersteinknollen als akzessorische Bestandmassen, sowie grüne Glaukonitkörner als zufällige Gemengteile (glaukonitische Kreide). Die Kreide pflegt schroffe Felspartien, so namentlich bei Dover und Calais, sowie auf Rügen, zu bilden.

8. Dolomit.

Der normale Dolomit ist ein Aggregat von Individuen des Minerales Dolomitspat, also Magnesium-Calcium-Karbonat mit 54,35 Teilen kohlensauren Kalkes und 45,65 Teilen kohlensaurer Magnesia. Dieses Mischungsverhältnis ist jedoch nicht konstant, nicht einmal gewöhnlich, vielmehr enthalten die meisten Dolomitgesteine mehr Calciumkarbonat, als dem Normaldolomit entspricht, und repräsentieren dann Gemenge von Kalkspat- und Dolomitspat-Individuen (dolomitischer Kalkstein). Zu diesen beiden Karbonaten tritt sehr oft noch ein drittes, nämlich das des Eisens, wenn

auch nur in geringen Mengen, und endlich Bitumen und Kieselsäure, wonach man den Dolomit oder dolomitischen Kalkstein eisenschüssig, bituminös oder kieselig nennt. Gewisse leicht zu verwechselnde Varietäten der Dolomite und des Kalksteines unterscheiden sich wie folgt: Dolomit ist härter als Kalkstein (H. durchschnittlich 4 : 3), — er besitzt ein größeres spezifisches Gewicht (2,9 : 2,7), — Dolomitstücke brausen mit kalter Säure nur sehr wenig, Kalksteinfragmente sehr stark — letztere lösen sich rasch, erstere langsam in Salzsäure.

Manche körnige Dolomite sind reich an akzessorischen Bestandteilen, so der des Binnentales im Oberwallis (Zinkblende, Arsenikalkies, Eisenkies, Tremolit), des Campo longo südlich vom St. Gotthard (Realgar, Turmalin, Korund und Tremolit).

Die meisten Dolomitvarietäten sind deutlich kristallin und zwar bald grob-, bald sehr feinkörnig; bei den Dolomitaschen sind die einzelnen Dolomitspat-Individuen nicht mehr miteinander verbunden, sondern liegen lose, staubartig nebeneinander und stammen von der Auslaugung dolomitischer Kalksteine oder dolomitisch verunreinigter Anhydrite und Gipse her. Endlich werden gewisse feinkörnige Dolomite von unregelmäßig gestalteten, eckigen Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen, wodurch das Gestein, dann Rauchwacke und Zellendolomit oder Kastendolomit genannt, ein löcheriges, zerfressenes Aussehen erhält. Die Wandungen der Hohlräume sind mit Dolomitspatkriställchen inkrustiert. Ein typischer Fundort der Rauchwacke sind die Felspartien des Altensteines und Hohlensteines in Thüringen. Bemerkenswert ist die Neigung des Dolomites zu Fels- und Höhlenbildungen; so bestehen die Felsruinen des fränkischen Jura und der schwäbischen Alb, die Riffe Südtirols aus Dolomit.

9. Spateisenstein.

Der Spateisenstein ist ein gelblichgraues bis gelblichbraunes, grob- bis feinkörniges Aggregat von spätigen Individuen des Minerales Eisenspat, und besteht somit hauptsächlich aus Eisenkarbonat mit größerer oder geringerer Beimischung von Mangan-, Magnesia- und Kalkkarbonaten. In frischem Zustande besitzen die Spaltungsflächen der Mineralkörner irisierenden oder perlmutterartigen Glasglanz, welcher jedoch unter dem Einflusse der Atmosphärilien verschwindet. Das Gestein wird anfänglich an der Oberfläche, nach und nach bis zu großer Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt.

Der Spateisenstein bildet massige Einlagerungen und Stöcke von oft sehr ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, tritt aber auch in Form von Gängen auf. Als die bedeutendsten Spateisensteinvorkommen sind zu erwähnen: der 850 m über die Talsohle aufragende Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, der Stahlberg bei Müsen in Westfalen, der Stahlberg bei Schmalkalden in Thüringen.

Der Sphärosiderit oder Toneisenstein ist eine feinkörnige bis dichte Spateisensteinmasse, welche innig mit mehr oder weniger Ton gemengt ist. Dieses Eisenerz tritt entweder in zusammenhängenden Lagern (Flözen) oder in isolierten linsenförmigen Konkretionen zwischen den Schiefertonen des Steinkohlengebirges, des Rotliegenden und der Braunkohlenformation auf und liefert ein sehr geschätztes Material zur Gewinnung des Eisens; so in den Steinkohlengebieten von Saarbrücken, Zwickau, Süd-Wales und Pennsylvania, ferner in der Braunkohlenformation am Nordabfalle des Siebengebirges usw.

Kohleneisenstein oder Blackband ist ein inniges Gemenge von Sphärosiderit mit 12 bis 35 Prozent Kohle, welches dickschieferige Struktur und schwarze Farbe besitzt, namentlich in den schottischen und westfälischen (Bochumer) Steinkohlengebieten flözartig auftritt und dort als ein ausgezeichnetes Eisenerz abgebaut wird.

f) Kieselgesteine:

10. Quarzit und Quarzitschiefer.

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte und dann grobsplitterige weiße, graue oder durch Beimengung von Eisenoxyd rötlich gefärbte Quarzmasse. Je nach ihrer Struktur unterscheidet man folgende Abarten: Körnigen Quarzit, sehr oft sandsteinähnlich, — dichten Quarzit, außerordentlich feinkörnig bis glasig, — schieferigen Quarzit (Quarzitschiefer), dessen schieferige Struktur zum Teil durch lagenweise verteilte Glimmerblättchen hervorgebracht wird. An zufälligen Gemengteilen ist der Quarzit ziemlich reich; namentlich hervorzuheben sind Glimmer, Granat, Turmalin, Zirkon, Rutil, Eisenkies, Magneteisen und Gold (letzteres z. B. in den südlichen atlantischen Staaten von Nordamerika). Die Quarzite bilden mehr oder weniger mächtige Einlagerungen in den kristallinischen Schiefern.

Eine besondere Abart des Quarzitschiefers ist der Itacolumit (Gelenksandstein) in der kristallinen Schieferformation Brasiliens. Derselbe besteht fast ausschließlich aus zackig in einander fassenden, unregelmäßig gestalteten Quarzkörnern. Durch die gelenkartige Verbindung der letzteren wird ein gewisser Grad von Biegsamkeit der Gesteinsplatten bedingt. Die Farbe des Itacolumites ist vorherrschend hellgelb oder lichtrötlich. In Brasilien und in den Staaten Georgia und Süd-Carolina ist derselbe das Muttergestein der Diamanten.

11. Kieselschiefer (Lydit).

Der Kieselschiefer ist ein dichtes, sehr hartes, unschmelzbares, von toniger und kohliger Substanz, sowie von Eisenhydroxyd imprägniertes, hornsteinähnliches Chalcedongestein mit splitterigem Bruche und von dunkeler, namentlich schwarzer Farbe. Er ist in dünnen, meist nur zollmächtigen, scharf getrennten Platten abgelagert, zeigt sehr vollkommene Zerklüftung, infolge deren das Gestein in polyëdrische Absonderungsstücke zerteilt wird und von zahlreichen sekretionären Schnüren und Adern von weißem Quarze durchzogen ist. Seine sehr dichten, vollkommen schwarzen Varietäten mit flachmuscheligem Bruche werden Lydit oder Probierstein genannt. Er bildet z. B. im Oberharze zwischen Clausthal, Lehrbach und Lautenthal, im

Fichtelgebirge in der Nähe von Hof, am Nordfuße des Erzgebirges, sowie im Vogtlande Schichtenkomplexe im Silur, Devon und Kulm.

In die Familie der Kieselgesteine gehören noch folgende Gesteinsarten, welche sämtlich nur unbedeutende Ausdehnung besitzen und zum Teil nur als akzessorische Bestandmassen in anderen Gesteinen auftreten:

Feuerstein (Flint) ist ein graues oder schwarzes Kieselgestein mit ausgezeichnet muscheligem Bruche. Seine scherbenartigen Bruchstücke sind scharfkantig und an den Kanten durchscheinend. Er besteht fast nur aus kristallinischer, chalcedonähnlicher Kieselsäure. Seine schwarze Färbung rührt zum großen Teile von Kohlenstoff und dieser von organischen Resten her und verschwindet in diesem Falle beim Glühen. Der Feuerstein bildet namentlich lagenweise an einander gereihte Knollen in der weißen Schreibkreide, so bei Dover, Calais und Aachen, sowie auf Rügen und Wollin. Außerdem findet er sich in Form von losen Geschieben überall im Diluvium der norddeutschen Ebene auf und entstammt hier den jetzt zerstörten Kreidelagern der Ostsee.

Hornstein, eine anscheinend dichte, krypto-kristalline, harte, rauchgraue oder braunrote Quarzmasse von splitterigem Bruche; meist in knolligen Massen oder unregelmäßigen Einlagerungen von geringer Ausdehnung; oft mit Schwammnadeln oder Radiolarien dicht erfüllt.

Jaspis, eine hornsteinartige Quarzmasse, von streifen- oder schichtweise abwechselnder roter, gelber, brauner und grüner Farbe.

Süßwasserquarz, eine feinkörnige, meist poröse, zellige, splitterige Masse von amorpher oder chalcedonartiger Kieselsäure, die sich durch ihre Einschlüsse von Süßwasser- und Landschnecken und Pflanzen als ein Quellenabsatz kundgibt. Er bildet regellos gestaltete Massen zwischen losen Sanden, Tonen und Kalksteinen jüngsten geologischen Alters, z. B. in der Umgegend von Paris.

Kieselsinter und Kieseltuff, eine bald erdige, lockere, poröse, bald kompakte Masse von wasserhaltiger amorpher Kieselsäure, welche zum Teil auffallende äußerliche Ähnlichkeit mit Kalktuff besitzt, zum Teil wie Kalksinter in stalaktitischer Form auftritt und sich als Absatz aus heißen Quellen (so der Geysirs auf Island und am Yellowstone) bildet (vergl. S. 51).

Polierschiefer (Tripel), ein erdiger, äußerst fein anzufühlender, abfärbender, dünnblättriger Schiefer von gelblicher Farbe, welcher aus mikroskopisch kleinen Kieselpanzern von Diatomeen zusammengesetzt ist (Bilin in Böhmen, Südlausitz).

Kieselguhr (Bergmehl), weiße, lockere, mehlartige, kreideähnliche Masse, vorwaltend aus Kieselpanzern von Diatomeen gebildet; als Lager z. B. im Untergrunde von Berlin, mancher Stellen der Lüneburger Heide, bei Franzensbad in Böhmen (vergl. S. 169).

g) Silikatgesteine:

12. Hornblendeschiefer.

Der Hornblendeschiefer ist ein schieferiges Aggregat von schwärzlichen oder dunkelgrünen, faserigen oder stengeligen Hornblendeindividuen, welchen sich meist sehr untergeordnet Granat, Pistazit und Eisenkies beigesellen. Durch Verlust seiner Parallelstruktur geht er in den körnig-richtungslos struierten Hornblendefels, — durch Aufnahme noch anderer Gemengteile in die Amphibolite über (vgl. unter Nr. 58). Der Hornblendeschiefer ist mehr oder weniger dünnschieferig, plattig und in regelmäßiger Wechsel-

lagerung den Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten z. B. Skandinaviens, des Erzgebirges, des Böhmerwaldes, der Sudeten, Siebenbürgens, der Tauernkette Tirols eingeschaltet.

Eine besondere Varietät des Hornblendeschiefers ist der Strahlstein- oder Aktinolithschiefer, ein dick-schieferiges Aggregat von gras- bis lauchgrünem, im Dünnschliffe farblosem Strahlstein in dünnstengeligen oder faserigen Individuen (Erzgebirge, Fichtelgebirge, Bayerischer Wald).

Der Nephrit ist ein dichter, außerordentlich feinfaseriger, filziger Aktinolithschiefer, bildet Einlagerungen in der archäischen Formation Zentralasiens, setzt auf im Serpentin des südlichen Liguriens, des Antirhätikon, im Radautale (Harz) und von Jordansmühl (Schlesien), ist in isolierten Blöcken bei Schwemsal und Leipzig gefunden worden und, zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Glaukophanschiefer besteht wesentlich aus Individuen der schön blauen, natriumreichen Hornblende, also des Glaukophans, nebst Muskovit, Granat, Epidot und Thulit (Insel Syra, Groix, Alpen).

13. Augitschiefer, Erlan und Enstatitfels.

Der Augitschiefer besitzt eine kleinkörnige, schieferig plattige Struktur, hell- oder dunkelgrüne Farbe und besteht fast ausschließlich aus Augit, welchem bald etwas Quarz und Plagioklas, bald Magneteisen und Chlorit akzessorisch beigemengt ist (Bretagne, Erzgebirge, Vogtland).

Als Erlan wird ein dichtes, mikrokristallines Augitgestein bezeichnet, welches neben Augit aus Feldspat, Vesuvian, Glimmer, Titanit und Rutil besteht (Schwarzenberg im Erzgebirge).

Jadeit, ein feinkörniges bis dichtes, weißes bis apfelgrünes Pyroxengestein mit beträchtlichem Tonerde- und Natrongehalt. Birma, Turkestan, Ligurischer Apennin; zu Steinbeilen verarbeitet, weit verbreitet.

Der Enstatitfels besteht wesentlich aus Individuen des rhombischen Pyroxens, des Enstatits (Klingenberg im Erzgebirge), dem sich Magnesit und Glimmer beigesellen können (sog. Sagvandit bei Tromsöe).

Alle diese Pyroxengesteine bilden untergeordnete und seltene Einlagerungen zwischen den Gneisen und kristallinischen Schiefern.

14. Chloritschiefer.

Der Chloritschiefer ist ein schuppig-schieferiges, lauchgrünes, weiches, mildes Aggregat von Chloritschuppen (meist Klinochlor). Er ist reich an zufälligen Gemengteilen, so an: Magneteisen in ausgezeichneten Oktaëdern (Zillertal), Magnesit in scharfen Rhomboëdern (St. Gotthard, Zillertal), Granat in Rhombendodekaëdern (Greiner), Turmalin (Habacher Alp, Ural).

Der Chloritschiefer tritt in Gesellschaft und in Wechsellagerung mit Gneis, Glimmerschiefer, Talkschiefer und Serpentin auf. So in den tiroler und kärnthener Alpen, am St. Gotthard, am Mt. Rosa, im Ural.

Chamosit und Thuringit, schieferige, z. T. oolithische Chlorite mit Eisenerzen, namentlich Magnetit gemengt, bilden Lager im Untersilur Thüringens und Böhmens, sowie im Dogger, z. B. der Windgälle.

15. Talkschiefer.

Der Talkschiefer ist ein schieferiges Aggregat von Talkschuppen, welche ein sehr weiches, fettig anzufühlendes Gestein von weißer bis grünlichweißer Färbung bilden. Als untergeordnete Gemengteile können sich Magnetit, Chromit, Pyrit, Magnesit, sowie Hornblende einstellen.

Der Talkschiefer ist namentlich mit Serpentin, Chlorit- und Glimmerschiefer vergesellschaftet, so bei Hof im Fichtelgebirge, am Altvater, in den kärnthner Alpen, am Mt. Blanc, am Mt. Rosa, im Ural usw.

Der zwischen Chlorit- und Talkschiefer stehende Topfstein ist ein verworren filzig-schuppiges Gewebe von Chlorit- und Talkschuppen, von denen bald die einen, bald die anderen vorwalten können. Diese grünlich-graue Gesteinsmasse ist sehr mild, läßt sich bei großer Zähigkeit mit dem Messer schneiden und widersteht dem heftigsten Feuer. Der Topfstein findet sich mit Chlorit- und Talkschiefer vergesellschaftet, z. B. bei Chiavenna in den Alpen, bei Trondhjem in Norwegen, bei Boston in Massachusetts, sowie in Finnland.

16. Serpentin.

Der Serpentin ist ein dichtes, flachmuschelig-splitterig brechendes, mildes, im Bruche mattschimmerndes, durch Umbildung von Olivin-, Amphibol- und Pyroxengesteinen entstandenes, also sekundäres Gestein von düster grünen, seltener braunen Farben, häufig mit dunklen, flammigen oder geäderten Zeichnungen. Er besteht in reinstem Zustande lediglich aus dem Minerale Serpentin, also aus wasserhaltigem Magnesiumsilikat, umschließt jedoch meist noch Reste seines Urgesteines, so namentlich Olivin, Bronzit, Augit, Hornblende und Pyrop (im sächsischen Granulitgebirge und bei Zöblitz), Chromeisen (Steiermark, Maryland), ferner als Produkte der Gesteinsumwandlung Magneteisen (Zillertal), Arsenikalkies (Reichenstein in Schlesien), Chrysotil in querfaserigen, seidenglänzenden Schnüren den Serpentin durchschwärmend (Reichenstein, Waldheim). Vgl. Serpentinisierung S. 108.

Als ein Umbildungsprodukt von verschiedenartigen Olivin-, Amphibol- und Pyroxengesteinen (siehe Peridotite), welche sowohl unter den Gang- wie Lagergesteinen vertreten sind, weist der Serpentin beiderlei Verbandsformen auf. So kennt man einerseits Serpentinlager zwischen Talk-, Chlorit- und Glimmerschiefern oder Gneisen und Granuliten (im Ural, in den Alleghanies, am Greiner in Tirol, in Skandinavien, im Fichtelgebirge, im Erzgebirge, im sächsischen Granulitgebirge), anderseits Serpentingänge und -stöcke, welche das benachbarte Gestein durchsetzen (bei Predazzo in Tirol, am Südabfalle des Venedigerstockes, bei Balloch in Schottland, im Lizard-Distrikt in Cornwall, auf Elba, in Ligurien und Toskana).

h) Oxydische Erzgesteine:

17. Roteisenstein.

Der Roteisenstein ist ein faseriges, derbes oder erdiges (ockeriges) Eisenerz von blutroter bis braunroter oder stahlgrauer Farbe mit kirschrotem Striche. Er besteht im reinsten Zustande aus Eisenoxyd, ist aber, abgesehen von Spuren von Manganoxyd, häufig stark durch Ton und Kieselsäure, und zwar in so schwankenden Verhältnissen verunreinigt, daß vom Roteisenstein mit Spuren von Kieselsäure bis hinab zum eisenschüssigen Quarzit und Jaspis eine ununterbrochene Übergangsreihe existiert.

Gewisse größere Vorkommen des Roteisensteins bilden Einlagerungen zwischen Talk- und Chloritschiefern, Quarziten und Jaspis der präkambrischen Formationen. Als solche sind hervorzuheben diejenigen der Insel Elba, vom Pilot Knob in Missouri, namentlich aber diejenigen südlich vom Lake Superior in Nordamerika, welche über 30 m Mächtigkeit erreichen und deren Ausgehendes eine Gesamtlänge von mehr als 70 km besitzt. Andere gehören dem Devon an, so diejenigen des Harzes (z. B. bei Elbingerode) und Westfalens (z. B. bei Brilon).

Ein schieferiges Gemenge von Häuten und Schuppen von Eisenglanz und Quarz ist der Itabirit (Eisenglimmerschiefer) Brasiliens.

18. Brauneisenstein.

Der Brauneisenstein ist ein faseriges, feinkörniges, erdiges oder dichtes Eisenerz von ockergelber bis schwärzlichbrauner Farbe mit gelblichbraunem Striche. Es ist wesentlich Eisenoxydhydrat, enthält aber gewöhnlich etwas Manganoxyd und Kieselsäure und ist häufig durch Ton verunreinigt.

Der Brauneisenstein tritt in den meisten Fällen vergesellschaftet mit oder in gleicher Weise wie Spateisenstein, Sphärosiderit und Eisenkies auf, als deren Umwandlungsprodukt er zu betrachten ist (Iberg, Elbingerode und Rübeland am Harz, Siegen im Rheinland, Kamsdorf und Stahlberg in Thüringen).

Raseneisenstein (Sumpferz) ist eine durch Quarzsand, Ton, quellsalzsaures, kieselsaures und besonders phosphorsaures Eisenoxyd verunreinigte, derbe oder schwammige Varietät des Brauneisenerzes. Dieselbe findet sich in Niederungen (z. B. der norddeutschen) unterhalb des Moor-, Sumpf- und Wiesenbodens in ausgedehnten, aber wenig mächtigen Ablagerungen (vgl. S. 171).

Bohnerz ist eine groboolithische Abart des Brauneisensteines und besteht aus erbsen- bis nußgroßen, ausgezeichnet konzentrisch-schaligen Kugeln von ton- und kieselhaltigem Brauneisenstein, welche meist durch eisenschüssigen Ton oder Quarzsand verbunden sind. Sie bilden Mulden- und Kluftausfüllungen sehr jungen (tertiären) Alters innerhalb älterer (jurassischer) Gesteinsgebiete, so bei Kandern im Breisgau, bei Frohnstetten in Württemberg, bei Egerkinden in Solothurn.

Eisenoolith (Minette) besteht aus hirsekorngroßen, dunkelroten oder braunen Körnern von Brauneisenstein, oft gemengt mit solchen von Roteisenstein, welche von einem tonigen, kalkigen oder sandigen, oft fast verschwindenden Zemente zusammen-

gehalten werden. Der Eisenoolith kommt in mehr oder weniger mächtigen Flözen vorzüglich innerhalb mesozoischer Schichtenreihen vor, so im Dogger bei Aalen in Württemberg, im südlichen Luxemburg und in Lothringen, im Lias bei Helmstädt in Braunschweig, bei Harzburg.

19. Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein ist ein körniges Aggregat von Magnetit, welches schwarze Farbe und schwarzen Strich hat, stark magnetisch ist und seiner chemischen Zusammensetzung nach aus Eisenoxyduloxyd besteht. Selten rein, tritt der Magneteisenstein gewöhnlich mit Apatit, Granat, Chlorit, Quarz, Epidot, Eisenkies und Kupferkies gemengt auf, und zwar bildet er einerseits schlieren- und stockförmige Ausscheidungen plutonischer Gesteine. Hierher gehören die großartigsten Lagerstätten des Magneteisensteins, von denen diejenigen des Gellivaara und von Kiruna in Lappland (100—150 m mächtig) und des Blagodat im Ural hervorgehoben sein mögen. Andere Vorkommnisse sind kontaktmetamorphischen Ursprungs, so z. B. die von Berggießhübel in Sachsen, von Traversella in Piemont und von Elba.

Titaneisenerz kommt in Form von Schnüren, Gängen, Nestern z. B. im Norit von Eckersund und des Gebietes von Bergen vor. Ebensolche Lagerstätten von Chromeisenerz sind im Olivinfels und Serpentin zahlreicher Gegenden bekannt.

i) Kohlengesteine (Kaustobiolithe), (vgl. S. 177):

20. Torf.

Der Torf ist ein rezentes, bald lockeres, bald mehr zusammengepreßtes, kompaktes, filziges Gewebe von in Zersetzung begriffenen Pflanzenteilen, deren Form um so deutlicher erhalten ist, je weniger stark sie durch Zusammenpressung und Zersetzung gelitten haben. Mit beiden steht auch die Farbe des Torfes im Zusammenhang, welche zwischen lichtbraun und pechschwarz schwankt. Je nach den Pflanzenarten, aus denen der Torf vorzugsweise besteht, pflegt man Moostorf, Wiesentorf, Heidetorf usw., je nach seiner Struktur Pechtorf, Papiertorf, Torferde usw. zu unterscheiden.

Der Torf bildet Lager von wechselnder, oft beträchtlicher Mächtigkeit und entsteht in Gegenden mit gemäßigtem oder kaltem Klima überall da, wo stagnierende Gewässer der Niederungen und Hochplateaus zur Wucherung von Sumpf- und Wasserpflanzen und zur Anspeicherung deren langsam verwesender Reste Anlaß geben, so vielerorts im norddeutschen Tiefland, auf dem Brocken, dem Bruchberge im Harze, auf dem Rücken des Erzgebirges u. a. v. a. O.

21. Braunkohle (Lignit).

Die Braunkohle ist eine dichte, erdige oder holzige Kohlenmasse mit braunem Striche, mit 60—75 Prozent Kohlenstoff und meist bedeutendem

Bitumengehalte. Sie zeigt häufig die wohlerhaltene vegetabilische Struktur, besitzt muscheligen, erdigen oder holzartigen Bruch und braune bis pechschwarze Farbe, verbrennt leicht mit rußender Flamme und unter Entwicklung eines unangenehmen, eigentümlich brenzligen Geruches und färbt Kalilauge tiefbraun. Nach ihren verschiedenen Strukturverhältnissen hat man einzelne Abarten der Braunkohle als erdige Braunkohle, Rieselkohle, Pechkohle, Lignit (holzige Braunkohle), Papierkohle (oder Dysodil, starktonig und dünnschieferig), Moorkohle, Nadelkohle, Erdkohle (Umbra) usw. bezeichnet. Als akzessorischer Gemengteil mancher Braunkohlen, so derer von Artern, kommt Honigstein und Retinit vor.

Die Braunkohle bildet Flöze innerhalb der nach ihrem Vorkommen benannten tertiären Braunkohlenformation. Manche dieser Flöze erreichen über 30 m Mächtigkeit.

Pyropissit (Wachskohle) ein lichtgraugelbliches, mildes, leicht schmelzendes und entzündbares Erdwachs, welches in der Gegend von Weißenfels-Zeitz bank- oder lagenförmig als selbständiger Begleiter der Braunkohlenflöze auftrat. Pyropissithaltige Braunkohle wird als Schwelkohle bezeichnet.

22. **Steinkohle** (Schwarzkohle).

Die Steinkohle ist eine dichte, im Bruche meist muschelige, fettglänzende, sammet- bis pechschwarze Kohlenmasse mit 75—90 Prozent Kohlenstoff und geringerem Bitumengehalte als Braunkohle. Sie gibt einen braun- oder grauschwarzen Strich, verbrennt mit heller Flamme unter Entwicklung von starkem Rauche und aromatisch-bituminösem Geruche. Einige Varietäten weichen in der Hitze auf und schmelzen (Backkohle), andere sintern nur zusammen (Sinterkohle), noch andere zerbröckeln in der Hitze und hinterlassen zum Teil einen erdigen, lockeren Rückstand (Sandkohle). Kalilauge wird von Steinkohle nur wenig oder gar nicht braun gefärbt.

In der Steinkohle ist die organische Struktur der Pflanzen, aus welchen sie entstanden ist, bisweilen durch und durch in erkennbaren Formen erhalten, so in der karbonischen Kohle die holzigen Gefäßbündel von Farnstrünken, Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten, wodurch ihre Abstammung über alle Zweifel erhaben ist. Die in schwarze, spröde, kohlige Substanz verwandelten Pflanzenteile sind imprägniert von einer braunen, wachsartigen, bituminösen Masse, wodurch das Ganze amorph und scheinbar strukturlos erscheint, zugleich sind ihnen mikroskopische Stränge, Fäden und Körnchen von Harz oft in großen Quantitäten beigemengt.

In petrographischer Hinsicht sind folgende Varietäten zu unterscheiden: Pech- oder Glanzkohle, spröde, kohlenstoffreich, mit muscheligem, glas- bis metallischglänzendem Bruche, Grobkohle mit mattem, unebenem, grobkörnigem Bruche, Schieferkohle, beide in dünnschichtiger Wechsellagerung. Rußkohle, lockere, zerreibliche, staubige Masse mit erdigem Bruche, Faserkohle mit Faserstruktur, seidenglänzend; ferner Kännelkohle mit

wachsglänzendem, flachmuscheligem Bruch, gas- und paraffinreich, wesentlich aus Sporen von Gefäßkryptogamen bestehend, sehr politurfähig, Bogheadkohle, aus Anhäufung von Süßwasseralgen (Pila) entstanden.

In technischer Hinsicht pflegt man fette, an flüchtigen Bestandteilen reiche (Backkohlen, Gaskohlen, Fettkohlen) und magere, kohlenstoffreichere und an flüchtigen Bestandteilen arme Kohlen (Sandkohlen, Magerkohlen) zu unterscheiden.

Als häufigere zufällige Gemengteile der Steinkohle sind Eisenkies, Bleiglanz und Kalkspat anzuführen. Wie die Braunkohlen treten auch die Steinkohlen in Flözen auf, die sich über Hunderte von Quadratmeilen ausdehnen (in Nordamerika) und 15, 20 und mehr Meter Mächtigkeit erreichen können. So ist das tiefe Planitzer Flöz im Zwickauer Bassin 7 bis 15, das Rußkohlenflöz ebendort 8, das Xaveriflöz in Oberschlesien 19 m mächtig. Die Steinkohlen wechsellagern mit Schiefertonen und Sandsteinen und bilden im Vereine mit diesen die Produktive Steinkohlenformation. Jedoch ist das Vorkommen der Steinkohle nicht auf diesen Schichtenkomplex beschränkt, vielmehr sind sowohl in älteren, wie in jüngeren Formationen (Devon, Rotliegendes, Wealden) Steinkohlen führende Komplexe bekannt.

23. Anthrazit.

Der Anthrazit ist eine eisen- bis sammetschwarze, stark glas- bis metallisch glänzende, spröde Kohlenmasse mit über 90 Prozent Kohlenstoff, in welcher sich ebenfalls Pflanzengewebe nachweisen läßt. Im Feuer verbrennt er bei starkem Luftzuge, teils mit schwacher, teils ohne Flamme, ohne Geruch und ohne Rauch und ohne zu schmelzen. Er gibt einen schwarzen Strich und ist das härteste der Kohlengesteine, geht jedoch häufig durch Abnahme seines Gehaltes an Kohlenstoff und Aufnahme von Bitumen in Steinkohle über.

Der Anthrazit tritt zum Teil in ausgedehnten dynamometamorphen Flözen auf (z. B. im östlichen Pennsylvania), oder ist lokal aus Steinkohlen- und Braunkohlenflözen durch kontaktmetamorphische Umwandlung hervorgegangen (z. B. in Südwales, am Meißner), endlich kommt er in Nestern von beschränkteren Dimensionen vor (z. B. in den Graptolithenschiefern der Grafschaft Cork in Südschottland und bei Lischwitz unweit Gera im Vogtlande).

In folgender Tabelle sind die hauptsächlichsten Unterscheidungsmerkmale der beschriebenen Kohlengesteine übersichtlich zusammengestellt.

Kohlengestein	Kohlenstoff-Gehalt	Härte	Spez. Gewicht	Strich	Erwärmte Kalilauge wird	Brennbar	Erscheinungen beim Verbrennen			
Braunkohle	55—75		0,5—1,5	braun	tiefbraun	leicht	nicht schmelzend	rußende Flamme	stark rauchend	brenzlig stinkend
Steinkohle	75—90	gegen 2	1,2—1,5	braunschwarz	nicht oder hellgelblich braun	z. Teil leicht	z. Teil schmelzend, z. Teil sinternd	helle Flamme	stark rauchend	aromatisch bituminös riechend
Anthrazit	über 90	2—2,5	bis 1,7	grauschwarz	gar nicht gefärbt	nur bei starkem Luftzuge	nicht schmelzend	teils schwache, teils gar keine Flamme	gar nicht rauchend	ohne Geruch

24. Graphit.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges, metallglänzendes oder fast dichtes, dann erdiges, eisenschwarzes, feuerfestes Aggregat von Graphit. Es ist fettig anzufühlen, weich und abfärbend. Der Normalbestand des Graphitgesteines sollte reiner Kohlenstoff sein, es kommt jedoch in der Natur meist nur verunreinigt und zwar mit Beimengungen von Quarz, Glimmer, Chlorit, Turmalin, Rutil und Pyrit vor. Oft tritt dasselbe als Graphitschiefer auf, und bildet zum Teil regelmäßige, flözartige, mitunter sehr mächtige, aber auch kleinere nesterförmige Einlagerungen zwischen Gneis- und Glimmerschieferkomplexen, so z. B. bei Schwarzbach und Krumau in Böhmen, bei Goldenstein in Mähren, in der Umgegend von Passau und an zahlreichen Lokalitäten in Skandinavien, Schottland, den atlantischen Staaten von Nordamerika. Andererseits ist der Graphit auch als Fumarolenbildung in Form gangartiger Vorkommnisse bekannt (Cumberland, Ceylon, Kanada). Neben dem kristallinen Graphit besitzt der Graphitoid (Sauer), ein fast reiner amorpher Kohlenstoff, eine große Verbreitung in der kristallinischen Schieferformation des Erzgebirges und des Gouv. Olonez (Rußland).

25. Petroleum (Erdöl).

Das Petroleum ist eine dünn- bis dickflüssige, farblose, gelbliche oder bräunliche Kohlenwasserstoffverbindung von stark aromatisch-bituminösem Geruche, welche aus der Zersetzung von organischen Substanzen (vgl. S. 218) hervorgegangen ist. Nach ihrer Farbe und dem verschiedenen Grade ihrer Flüssigkeit unterscheidet man: Naphtha, wasserhell und sehr flüssig,

Petroleum (Steinöl), gelb, opalisierend und noch vollkommen flüssig, Bergteer, bräunlich und zähflüssig.

Das Petroleum findet sich gewöhnlich als Imprägnation poröser, zelliger oder erdiger Gesteine (Brandschiefer, Ölschiefer, bitumenreicher Kalksteine oder Sandsteine), sekundär in größeren Ansammlungen innerhalb unterirdischer Diskontinuitäten, wie sie namentlich an die Nachbarschaft von Falten- und Horstgebirgen gebunden sind. Beides ist im großartigsten Maßstabe in den Ölregionen Nordamerikas und zwar von Kanada, Pennsylvania, Westvirginia, Ohio und Kentucky der Fall, wo das Petroleum sowohl silurische, devonische und karbonische Schichtenkomplexe reichlich imprägniert, als sich auch in Spalten und Klüften angesammelt hat und von hier aus mit Bohrlöchern abgezapft wird, aus denen es zuerst unter starkem Gasdruck in der Form von Springquellen empordringt, um später in die Höhe gepumpt zu werden. Die zahlreichsten Fundorte von Petroleum in Europa gehören einer Tertiärzone an, welche sich den Karpathenabhang entlang durch Galizien, die Bukowina und die Moldau nach der Krim und längs des Kaukasus bis in die Gegend des kaspischen Meeres (Baku, Abscheron) erstreckt. Im Oligozän des Elsaß treten bei Pechelbronn und Altkirch zwischen bituminösen Mergeln linsenförmige Lager eines von Petroleum durchtränkten Sandes auf (Petrolsand), aus welchem das Erdöl durch Bergbau oder Bohrlöcher abgezapft wird. Auch in der Provinz Hannover werden bei Peine, Sehnde und Celle größere Mengen von Petroleum gewonnen.

26. **Asphalt** (Erdpech).

Der Asphalt ist eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche in siedendem Wasser schmilzt und aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff und z. T. auch Stickstoff in nicht ganz konstanten Verhältnissen besteht. Der Asphalt besitzt einen stark muscheligen Bruch, brennt leicht mit lebhafter Flamme unter Entwicklung eines dicken Rauches und bituminösen Geruches und ist ein Oxydationsprodukt des Petroleums, welches in der Berührung mit der atmosphärischen Luft zuerst zähflüssig und dann fest wird. Er findet sich demgemäß gewöhnlich als Imprägnation von porösen oder zelligen Gesteinen (Limmer bei Hannover, Lobsam im Elsaß) und nur selten in Form selbständiger Lagerstätten, und dann entweder als oberflächliche Ausscheidung (namentlich auf der Insel Trinidad und am Toten Meere), oder als Ausfüllung von Klüften (Bentheim in Hannover) und als Albertit in Neu-Braunschweig.

2. Klasse. Gemengte kristalline Gesteine.

a) massige (Typus Granit), b) schieferige (Typus Gneis).

1. Abteilung. Massige Gesteine.

Die massigen gemengten kristallinen Gesteine sind eruptiven Ursprungs, d. h. in glutflüssigem Zustande aus der Erdtiefe emporgedrungen und dann erstarrt. Die wichtigsten Bestandteile der bei weitem vorwaltenden Mehrzahl derselben gehören der Familie der Feldspate an. Am natürlichsten scheint es deshalb, die petrographische Klassifikation und Gruppierung der hierher zu rechnenden Gesteine auf die Natur der in ihnen vorkommenden Feldspate zu begründen. Nach diesem Kriterium zerfallen die massigen Gesteine zunächst in 1. Orthoklasgesteine, wesentlich mit Kalifeldspaten, nämlich monoklinem Orthoklas oder Sanidin nebst triklinem Mikroklin, z. T. aber auch mit beträchtlichem Natrongehalt (Natrongesteine), — 2. Plagioklasgesteine, wesentlich mit triklinen, deshalb zwillingsstreifigen Kalknatronfeldspaten, nämlich Oligoklas, Labrador oder Anorthit. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß in Orthoklasgesteinen untergeordnet auch Kalknatronfeldspate und umgekehrt in Plagioklasgesteinen auch zuweilen Orthoklase vorkommen. Die gesteinsbildenden Feldspate können jedoch zum Teil oder völlig durch feldspatähnliche Silikate, nämlich durch Nephelin (Eläolith), Leuzit oder Melilith vertreten werden. Von den auf solche Weise resultierenden Gruppen ordnet sich nach der Natur des gleichzeitig beteiligten Feldspates je eine den Orthoklas- und den Plagioklasgesteinen unter, während eine dritte, diejenige der feldspatfreien Nephelin-, Leuzit- und Melilithgesteine, eine selbständige Reihe repräsentiert, an die sich noch eine kleine Gruppe von Gesteinen auch ohne feldspatähnlichem Gemengteil anschließt.

Anhaltspunkte für eine weitere mineralogische Gruppierung der massigen Gesteine sind: a) die Anwesenheit oder das Fehlen des Quarzes in ihrer Gesteinsmasse, so daß man sie in quarzhaltige und quarzfreie sondern kann; b) das Begleitetsein des Plagioklases durch Hornblende, Augit, Biotit oder Olivin. Alle diese nach ihrer mineralischen Zusammensetzung verschiedenartigen Gesteine ordnen sich nach ihrer durch deren geologische Rolle bedingten Struktur in 2 Hauptgruppen, die gleichmäßig körnigen (wesentlich plutonischen) Gesteine und die porphyrischen bis glasigen (wesentlich vulkanischen) Gesteine.

Auf der Gesamtheit dieser Kriterien basiert die von F. Zirkel und H. Rosenbusch aufgestellte Systematik der gemengten massigen Gesteine. Die systematische Übersichtstabelle Zirkels v. J. 1893 ist auf Seite 220 und 221 wiedergegeben.

F. Zirkel, tabellarische Übersicht

Struktur	Alter		Gesteine mit vorwiegendem Alkalifeldspat			Gesteine mit vorwiegendem			
			mit Quarz	ohne Quarz		ohne Nephelin			
				ohne Nephelin	mit Nephelin oder Leuzit	mit Hornblende		mit Magnesiaglimmer	
						ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz
gleichmäßig körnig (vorwiegend plutonische Gesteine)	jeden Alters		Granite	Syenit (Hornblendesyenit, Glimmersyenit, Augitsyenit)	Eläolithsyenit (Foyait, Miaszit, Ditroit)	Diorit	Quarzdiorit	Glimmerdiorit, Kersantit	Quarzglimmerdiorit
porphyrisch und glasig (vorwiegend vulkanische Gesteine)	vortertiär (altvulkanisch)	porphyrisch	Granitporphyr, Quarzporphyr, Felsitporphyr, Quarzkeratophyr, Felsit	Quarzfreier Porphyr, Syenitporphyr, Rhombenporphyr. Minette, Vogesit, Augitsyenitporphyr, Keratophyr	Eläolithsyenitporphyr (Liebeneritporphyr)	Hornblendeporphyrit, Dioritporphyrit, Camptonit	Quarzhornblendeporphyrit	Glimmerporphyrit	Quarzglimmerporphyrit
		glasig	Felsit-Pechstein			glasige und halbglasige Ausbildung			
	tertiär und posttertiär (jungvulkanisch)	porphyrisch	Rhyolith oder Liparit	Trachyt Hornbl.-Biotit-Augit- } Tr.	Phonolith, Leuzitphonolith, Leuzittrachyt	Hornblendeandesit	Dazit	Glimmerandesit	
		glasig	Obsidiane, Bimssteine, Perlite, Trachytpechsteine						

der Massengesteine.

Kalknatronfeldspat und Kalkfeldspat						Gesteine ohne eigentlichen Feldspat			
oder Leuzit					mit Nephelin od. Leuzit	mit Nephelin	mit Melilith	mit Leuzit	auch ohne feldspatähnliche Gemengteile
mit Augit		mit Diallag	mit Enstatit od. Hypersthen	mit Olivin					
ohne Olivin	mit Olivin								
Diabas u. Quarzdiabas	Olivindiabas	Gabbro, Olivingabbro	Norit (Hypersthenit, Enstatitfels)	Forellenstein	Theralith	Ijolith		Missourit	Olivingesteine: Dunit, Pikrit, Wehrlit, Lherzolith Pyroxengesteine: Pyroxenit, Websterit
Augitporphyrit, Diabasporphyrit, Uralitporphyrit, Diabasaphanit	Melaphyr		Noritporphyrit		Monchiquit				
derselben									
Augitandesit	Dolerit, Anamesit, Plagioklasbasalt	Diallagandesit	Enstatitandesit, Hypersthenandesit, Hypersthenbasalte		Tephrit (Nephelintephrit, Leuzittephrit), Basanit	Nephelinit, Nephelindolerit, Nephelinbasalt	Melilithbasalt	Leuzitit, Leuzitbasalt	mit Olivin: Magmabasalt, Verit ohne Olivin: Augitit
Basaltobsidian, Hyalomelan, Tachylit, Bimsstein									

F. Zirkel, Lehrb. d. Petrographie. 2. Aufl. I. 1893. S. 834 u. 835.

1. Quarzhaltige Orthoklasgesteine, Familie des Granites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas, Plagioklas und Quarz nebst Glimmer.

27. Granit.

Der Granit besteht aus einem körnigen Gemenge von Kalifeldspat und Quarz, nebst Kalknatronfeldspat und wechselnden Mengen von dunklem oder hellem Glimmer, an dessen Stelle in gewissen Graniten Amphibol oder Pyroxen treten können. Der Kalifeldspat ist vorwiegend Orthoklas, meist schwach rötlich gefärbt und in einfachen Kristallkörnern oder Karlsbader Zwillingen entwickelt. Zuweilen erreichen einzelne derselben Dimensionen von mehreren Zentimetern und verleihen bei rings entwickelten Kristallumrissen dem Granite eine porphyrartige Struktur. Perthitische Verwachsungen mit Albit und schriftgranitische mit Quarz sind nicht selten. Der im Mikroskop durch seine rechtwinkelig gitterförmige Zwillingsstreifung sich auszeichnende trikline Kalifeldspat, der Mikroklin, besitzt als Begleiter und teilweiser Vertreter des Orthoklases eine weite Verbreitung in vielen Graniten. Durch schwach fettartigen Glanz, grauliche bis grünliche Färbung und feine Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltflächen machen sich die Körner der Kalknatronfeldspate Oligoklas und Andesin bemerklich. Albit, also Natronfeldspat gelangt in bestimmten Varietäten des Granites (dem Natrongranit) zur Geltung. An mikroskopischen Einschlüssen sind die Feldspate der Granite im allgemeinen arm; zonare Struktur besonders der größeren porphyrischen Orthoklase wird nur zuweilen hervorgerufen durch gesetzmäßige Einlagerung von Biotitschüppchen oder kleineren Plagioklaskriställchen; sehr selten ist die vollkommene Umwachsung des Orthoklases durch Plagioklas (im Rapakiwi), verbreitet hingegen der umgekehrte Fall. Der Quarz zeigt sich gewöhnlich in rundlichen Körnern oder unregelmäßig begrenzten, eine Art Füllmasse zwischen dem Feldspat darstellenden, eckigen Partien, welche sich durch Glasglanz mit muscheligem Bruche und lichtgraue Färbung von den Feldspaten unterscheiden. Seltener als der Orthoklas tritt der Quarz in Kristallform, nämlich in Dihexaëdern auf und zwar nur dann, wenn der Granit eine ausgesprochene Porphyrstruktur annimmt. Gegenüber den Feldspaten ist der Quarz der Granite fast stets durch seinen Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet. Diese erweisen sich teils als Wasser, teils als mehr oder weniger konzentrierte Salzlösungen, oder als liquide Kohlensäure. Dahingegen sind Glaseinschlüsse in keinem Gemengteile des Granites anzutreffen. Die Glimmer, dunkeler Biotit oder Lithioneisenglimmer und weißer Muskovit bilden dickere oder dünnere Lamellen, in besonders grobkörnigen Graniten zuweilen große Tafeln. Zu den selten fehlenden akzessorischen Bestandteilen der Granite gehören meist nur mikroskopisch entwickelte Eisenerze (Pyrit, Magnetit, Hämatit),

ferner Apatit und Zirkon, ersterer in langen dünnen oder kürzeren Prismen, der letztere in scharfkantigen, vielflächig begrenzten Formen, welche oft einen zierlichen schaligen Aufbau besitzen und gewöhnlich schlauchförmig gestaltete Einschlüsse bergen. Nach einer Berechnung A. Stelzner's enthält das Kubikmeter Lausitzer Granites nicht weniger als 1,7—2,5 kg Zirkon in Form von Mikrolithen. Aus der großen Zahl der als zufällige Gemengteile des Granites auftretenden Mineralien sind hervorzuheben: Turmalin, Topas, Zinnstein, Beryll, Cordierit (Pinit), Hornblende, Granat, Monazit, Eisenglanz.

Je nach der chemischen Natur ihres Feldspates unterscheidet man:

1. normale oder Alkali-Kalkgranite, neben Orthoklas mit dem Kalknatronfeldspat Oligoklas,

2. Natrongranite (Sodagranite), mit beträchtlicherem Gehalt an Natron, neben Orthoklas mit dem Natronfeldspat Albit (Eibenstock, Altenberg im Erzgebirge, Gegend von Boston).

Der Granit ist der Typus der vollkristallinen, gleichmäßig körnigen Gesteine. Doch unterliegt seine Korngröße großen Schwankungen, indem z. B. in manchen Ganggraniten die Bestandteile Kopfgröße erreichen, während sie in anderen Abänderungen fast bis zur Grenze des mit bloßem Auge Unterscheidbaren herabsinken. Zwischen diesen beiden Extremen liegt die gewöhnlichste Ausbildungsweise des Granites, die mittelkörnige. Man hat somit an den Graniten grobkörnige, mittelkörnige und feinkörnige Varietäten zu unterscheiden; stellen sich in dem sonst gleichmäßig-körnigen Gemenge größere Kristalleinsprenglinge und zwar vorwiegend von Orthoklas ein, dann entstehen porphyrartige Abänderungen (Karlsbad, Eibenstock, Ochsenkopf im Fichtelgebirge, Thüringer Wald, Schwarzwald).

Nicht selten umschließen die Granite dunkelgefärbte basische Ausscheidungen, welche kugelige, linsenförmige oder ellipsoidische Gestalt, schärfere oder verschwommene Begrenzung besitzen und entweder wirre Aggregate von Biotit, Hornblende, Augit, Titanit und Feldspaten darstellen oder in seltenen Fällen eine regelmäßig schalige Anordnung dieser Gemengteile erkennen lassen (Kugelgranite, Puddinggranite).

Die chemische Zusammensetzung dieser Granite ergibt sich aus den beiden folgenden Analysen eines normalen harzer Granitites und eines Eibenstocker Natrongranites (= [ ]): Kieselsäure: 73,71 [77,50]; Tonerde: 13,46 [14,21 nebst Fe_2O_3]; Eisenoxydul: 2,20 [Spur]; Kalkerde: 1,15 [0,10]; Magnesia: 1,93 [Spur]; Natron: 2,60 [3,35]; Kali: 4,59 [4,54].

Unter den durch Modifikation ihrer Zusammensetzung und ihrer Struktur bedingten Varietäten der Granite sind hervorzuheben:

a) Granit im engeren Sinne; alle Granitgesteine, welche aus Kalifeldspat, Oligoklas nebst Quarz bestehen und sowohl hellen, wie dunklen Glimmer führen (= Zweiglimmer-Granite).

b) Biotitgranit (Granitit); Granitgesteine, welche nur dunklen Biotit, aber keinen Muskovit enthalten (Brocken, Riesengebirge, Lausitz, Ilmenau in Thüringen, Brixen in Tirol, Baveno).

c) Muskovitgranit, Granitgesteine, welche als Vertreter des Glimmers nur weißen Muskovit enthalten.

d) Lithionitgranite, bei denen der Biotit durch Lithioneisenglimmer ersetzt ist (Eibenstocker Massiv).

e) Amphibolgranit, an Stelle des Biotites tritt Hornblende, in Natrongraniten Riebeckit; oft noch biotitführend, dann Hornblendegranitit, zu welchem der finnländische Rapakiwi (mit großen, von Oligoklas schalig umrindeten Orthoklasen) zu rechnen ist; durch Zurücktreten des Quarzes in Syenit übergehend (Meißen).

f) Turmalingranit, ein Granitit, meist aber ein Natrongranit mit Prismen von Turmalin, oft aber auch mit strahligen Aggregaten (Sonnen) von Turmalin und Quarz (Eibenstock, Schwarzwald, Predazzo.)

g) Pegmatit, ein sehr großkörniges, nicht selten drusenreiches Aggregat von Orthoklas und Mikroklin (in bis metergroßen Partien), weißem Quarz, der nicht selten den Feldspat in parallelen Stengeln dicht durchwächst (sog. Schriftgranit) und großen Tafeln von silberweißem Glimmer, zu denen sich oft säulenförmige Turmaline, zuweilen auch als zufällige Gemengteile Beryll, Zirkon, Topas, Granat, Andalusit, Apatit, Orthit u. a. gesellen (Granulitgebiet in Sachsen, Striegau in Schlesien, Zwiesel im Bayrischen Walde, Epprechtstein im Fichtelgebirge, Südnorwegen).

h) Aplite sind glimmerarme bis glimmerfreie, sehr feinkörnige Gang- und Schlierengranite.

i) Protogin oder Alpengranit ein durch Gebirgsdruck beeinflußter Granit der Zentralalpen mit Häuten und Lamellen von hellgrünem Serizit.

Der Greisen ist ein körniges Aggregat von vorwaltendem hellgrauem Quarz und weißem, grauem, gelblichem oder grünlichem Glimmer (meist Lithionglimmer), — eine durch Silicifizierung feldspatfrei gewordene Modifikation des Granites, in welchen er randlich übergeht (z. B. bei Eibenstock und Geyer im Erzgebirge). Häufige und charakteristische Begleitmineralien sind Zinnstein und Topas (Zinnwald im Erzgebirge, Schlackenwald in Böhmen, Cornwall, Banka).

Die geologischen Lagerungs- und Verbandsformen des Granites sind Lakkolithe, Stöcke, Lager und Gänge. Die Lagergranite sind den Schichtenkomplexen der kristallinen Sedimentformationen eingeschaltet. Die lakkolith-, gang- und stockförmigen Granite hingegen durchsetzen die angrenzenden Schichtgesteine, senden zuweilen sich z. T. wiederum verästelnde Apophysen in dieselben und haben sie in der Nähe des Kontaktes metamorphosiert. Ihre Eruption fällt zwar vorwiegend in paläozoische Zeitalter, erstreckt sich aber selbst bis in die Tertiärperiode hinein (Pyrenäen, Elba, Cordilleren).

Die Form der Granitberge ist in der Regel eine gewölbte, einem Kugelabschnitte gleichende (so die des Brockens). Ihre Oberfläche ist gewöhnlich mit kolossalen wollsackähnlichen Granitblöcken besäet (Felsenmeere; siehe diese).

Die randlichen Partien der Granitmassive zeigen bald eine Anreicherung der dunkelfarbigen basischen Gemengteile, bald ein Zurücktreten derselben bei feinerem Korn (aplitische Randfazies), bald eine pegmatitische bis riesengranitische Ausbildung (Stockscheider). Gneisstruktur ist bald primär und dann meist auf die Grenzzone von Massivs und auf die Nähe von Einschlüssen beschränkt oder sekundär durch Gebirgsdruck erworben und dann unter dem Mikroskop an der Kataklasstruktur zu erkennen (Flasergranit, Gneisgranit, Granitgneis, Gneis). Plattige bis schieferige Modifikationen bilden den Granulit. (Vgl. S. 258).

Als porphyrische Mikrogranite lassen sich alle jene porphyrischen Ganggesteine zusammenfassen, welche als Porphyrfazies des Granites Apophysen von Granitstöcken bilden oder, etwas jünger als diese letzteren, den Hauptgranit und dessen Umgebung durchsetzen, aber doch mit diesem eine geologische Einheit bilden. Werden diese Gänge mächtiger, so nähern sie sich den Granitporphyren, ja in den mittleren Gangpartien den mittelkörnigen Graniten. Die Grundmasse dieser Gesteine weist teils echte Mikrogranitstruktur, teils eine gesetzmäßige Anordnung von Quarz und Feldspat zu radialfaseriger Gruppierung der Mineralstengel oder zu schriftgranitischer (mikropegmatitischer) Durchdringung beider Mineralien auf (Granophyre Rosenbuschs). Die porphyrischen Einsprenglinge bestehen aus dihexaëdrischen Quarzen, aus Kriställchen von Orthoklas, Plagioklas und Biotit; zuweilen jedoch fehlen unter diesen Orthoklas und Quarz, welche dann lediglich die Grundmasse zusammensetzen.

28. Granitporphyr.

Der Granitporphyr besteht aus einer klein- bis feinkörnigen oder dicht erscheinenden Grundmasse, welche porphyrische Ausscheidungen von Feldspat und zwar namentlich Orthoklas, Quarz und Biotit umfaßt. Die unter dem Mikroskop deutlich körnige Grundmasse des Granitporphyres ist ein Aggregat von Feldspat und Quarz, wozu als dunkle basische Gemengteile Biotit und Augit, zuweilen auch Enstatit oder Hornblende treten, welche häufig chloritisiert sind und dann der sonst bräunlichen oder graulichen Grundmasse eine grünliche Färbung verleihen. In dieser Grundmasse liegen zahlreiche, oft mehrere Zentimeter große, fleisch- oder ziegelrote, stark glänzende Orthoklaszwillinge, kleinere und spärlichere, gelbliche oder grünliche, matte Plagioklaskristalle, zum Teil mit labradorartigem Schiller, erbsengroße, oft dihexaëdrische, graue Quarzkörner, Schuppen von braunem Glimmer und rundliche Aggregate von Chlorit. Nach dem unter diesen Gesteinselementen am reichlichsten vertretenen dunklen basischen Gemengteile lassen sich Pyroxen-, Hornblende- (Syenit-) und Biotitgranitporphyre unterscheiden. Akzessorisch kommt stets und z. B. in Sachsen sehr reichlich Zirkon, zuweilen auch Granat vor (bei Beucha und Wurzen). Die Quarze einiger Granitporphyre enthalten neben Flüssigkeitseinschlüssen auch Glaseinschlüsse, während in der feinkörnigen Grundmasse jede Andeutung glasiger Zwischensubstanz vollkommen fehlt. Die Orthoklase des Granitporphyres sind im Innern oft noch vollkommen adularähnlich klar

und durchsichtig und sehr schön zonar struiert; sehr reich sind sie zuweilen an Glaseinschlüssen von rechteckiger Gestaltung. Der Granitporphyr ist in Deutschland namentlich im Leipziger Kreise bei Beucha, Brandis, Trebsen und Wurzen, ferner bei Frauenstein, Altenberg und Graupen im Erzgebirge, bei Liebenstein im Thüringer Walde entwickelt.

Alsbachit ist ein feinkörniger Granitporphyr von stellenweise aplitischer Ausbildung (Odenwald).

29. Quarzporphyr (Felsitporphyr).

Der Quarzporphyr besteht aus einer dicht erscheinenden, felsitischen Grundmasse, in welcher Kristalle von Quarz und Orthoklas, daneben auch wohl solche von Plagioklas oder Biotit porphyrisch ausgeschieden liegen.

Die felsitische Grundmasse ist bald dicht, schimmernd, splitterig, dann sehr hart (Hornsteinporphyr), bald durch Verwitterung matt, rauh, selbst erdig (Tonstein- oder Feldsteinporphyr), und besitzt am häufigsten eine rötlichbraune Farbe, neben welcher grünliche, gelbliche, graue, ja bläuliche Nüancen vorkommen, die oft auffallend rasch miteinander wechseln. Die Grundmasse zeigt, wie die Untersuchung von Dünnschliffen lehrt, eine überaus wechselnde Ausbildung. Bald läßt sich dieselbe noch in ein deutlich kristallines Aggregat der mikroskopisch ausgebildeten Bestandteile, also hauptsächlich von Orthoklas und Quarz zerlegen, bei gekreuzten Nicols heben sich dann die Umrisse der einzelnen Mineralkörner scharf voneinander ab (mikrokristalline, mikrogranitische Ausbildung), bald sinken diese Elemente der Grundmasse zu so winzigen Dimensionen herab, daß nur mit Hilfe stärkerer Vergrößerung ihr kristalliner Aggregatzustand erkannt werden kann (kryptokristalline Ausbildung). Endlich verhält sich die Substanz der Grundmasse wie ein isotroper Körper, welcher einerseits als Mikrofelsit aus kleinsten unbestimmten Körnchen, zartesten Schüppchen und Fäden zusammengesetzt erscheint oder andererseits vollkommen strukturlos ist und in dieser Form das eigentliche Gesteinsglas darstellt.

Die Verbreitung und Beteiligung dieser Strukturarten der Grundmasse ist nun eine derartige, daß deren mikrogranitische Form an die oben beschriebenen Granitporphyre und porphyrischen Mikrogranite geknüpft ist, während sich kryptokristalline, mikrofelsitische und glasige Ausbildung in wechselnden Verhältnissen an der Zusammensetzung der Grundmasse ein und desselben Quarzporphyrs beteiligen können. Herrscht die mikrofelsitische Struktur, so bezeichnet man das Gestein als Felsophyr, tritt das Gesteinsglas sehr in den Vordergrund, so wird ein Übergang zu den Pechsteinporphyren (Vitrophyren) vermittelt (siehe unten).

Was die räumliche Anordnung der Grundmassenbestandteile betrifft, so kann diese als richtungslos, fluidal oder sphäroidal bezeichnet werden. Die Fluidalstruktur verkörpert die Bewegungserscheinungen, welche

innerhalb der ehedem glutflüssigen Gesteinsmasse vor sich gingen. Sie ist an glas- und mikrofelsitreichen Porphyren gut entwickelt, fehlt aber auch nicht solchen mit vorwiegend mikrokristalliner Entwicklung der Grundmasse. Die lagenförmige Struktur ist nur eine Modifikation der fluidalen, indem zarteste Schlieren von mikrofelsitischer bis kryptokristalliner Ausbildung nahezu parallel zueinander angeordnet sind und die porphyrischen Einsprenglinge flaserig umschließen (Augustusburg in Sachsen, Tabarz in Thüringen, Weinheim im Odenwalde).

Unter den kugeligen Aggregationsformen der Grundmassenbestandteile sind hervorzuheben die Sphärolithe (Felsosphärite) aus radialstrahlig-büscheliger Substanz bestehend, die im Dünnschliff zwischen gekreuzten Nicols ein vierarmiges, schwarzes Kreuz liefern. Die Kugelporphyre (Pyromeride; Korsika, Wuenheim im Oberelsaß) enthalten zahlreiche größere kugelige Gebilde, welche eine radialfaserige oder konzentrisch-schalige Struktur besitzen und im Innern oft eine von Quarz oder Amethyst ausgekleidete Höhlung zeigen. Andere Porphyre führen kugelige Hohlkörper von bis über Kopfgröße, die durch uhrglasartige, sich nicht berührende konzentrische Schalen von dichter oder radialstrahliger Masse (Lithophysen) gekammert werden.

Bei drusiger Struktur zeigt die Grundmasse mancher Porphyre (Mühlsteinporphyre) zahlreiche, unregelmäßig gestaltete, häufig mit Quarzkristallen ausgekleidete Höhlungen, wodurch das Gestein ein zelliges, zerfressenes Aussehen erhält (Umgebung des Inselsberges in Thüringen, Steinsberg, Handschuchsheim, Wendenkopf im Odenwald). Andere Porphyre umschließen zahlreiche, eckige Fragmente eines mit ihnen vollkommen übereinstimmenden Gesteines, wodurch sie zu Porphyrbreccien oder Trümmerporphyren werden.

In der Grundmasse des Quarzporphyres liegen Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Glimmer in sehr wechselndem Mengenverhältnis porphyrisch ausgeschieden. Der Orthoklas erscheint in weißen, gelblichen oder rötlichen Kristallen mit stark perlmutterglänzenden Spaltungsflächen, z. T. sanidinähnlich frisch. Bei den einfachen Kristallen herrscht die Säulenform vor, die tafelförmigen sind stets zu Zwillingen verwachsen. Beim Zerschlagen des Gesteines erscheinen dieselben in quadratischem, rechteckigem oder sechsseitigem Querschnitte. Der nur in kleineren Kristallindividuen auftretende Plagioklas zeichnet sich in frischem Zustande durch Zwillingsstreifung aus, verwittert jedoch so leicht, daß dieses Kennzeichen rasch verschwindet; er wird dann matt und später weich, selbst kaolinartig, während sich der Orthoklas noch vollkommen unverwittert erhalten hat. Einschlüsse von Grundmasse, Glas und Mikrolithen, nicht selten zonar geordnet, sind in beiden Feldspaten häufig. Der Quarz erscheint gewöhnlich in hirsekorn- bis erbsengroßen, mehr oder minder vollkommen aus-

gebildeten Dihexaëdern (z. B. am Auersberge bei Stollberg), zuweilen auch in unregelmäßigen Körnern, die sich als z. T. korrodierte Fragmente zerborstener Kristalle zu erkennen geben. Seine Farbe ist graulichweiß bis dunkelrauchgrau, sein muscheliger Bruch fett- bis glasglänzend. Er enthält oft zahlreiche mikroskopische Glas-, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, sowie solche von der felsitischen Grundmasse, alle zuweilen von dihexaëdrischer Form und nach den Konturen des Wirtes orientiert. Während porphyrische Ausscheidungen von Quarz in allen, von Feldspat in den meisten Quarzporphyren vorhanden sind, erscheint Glimmer nur seltener. Er bildet dann hexagonale Täfelchen von schwarzer oder tombakbrauner, infolge von Verwitterung silberweißer, messinggelber oder roter Farbe.

Als akzessorische Gemengteile der Quarzporphyre sind namentlich Magnetit, Titanit, Granat, Flußspat, Zirkon und Anatas nachgewiesen worden.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung des Quarzporphyres hat sich ergeben: Kieselsäure 74, — Tonerde 12—14, — Eisenoxyduloxyd 2—3, — Kalk 1,5, — Magnesia 0,5, — Alkalien, unter denen Kali vorwiegend ist, 7—9.

In gewissen, oft vollkommen schwarzen Quarzporphyren des nördlichen Sachsens (Beucha-Grimma-Trebsen) ist der Gehalt an Pyroxen (Augit, Diallag, Enstatit) so beträchtlich, daß sie als Pyroxen-Quarzporphyre zu bezeichnen sind. Sie stehen mit Pyroxen-Granitporphyren in inniger Verknüpfung und sind wie diese oft reich an Plagioklas, Biotit und Magnetit.

Die Hauptzeit quarzporphyrischer Eruptionen fällt in die Periode des Karbons und namentlich des Rotliegenden, und ihre Hauptverbreitung innerhalb Deutschlands in eine Zone, welcher die Gegend von Kreuznach, das Saargebiet, der Odenwald, der Thüringer Wald, der Halle-Leipziger Kreis, das erzgebirgische Becken und zahlreiche Vorkommnisse im Erzgebirge und in Schlesien angehören; andererseits sind aus dem argentinischen Cordillerengebiete Quarzporphyre silurischen Alters bekannt geworden.

Den Quarzporphyren schließen sich die Quarzkeratophyre an; es sind dies Quarzeinsprenglinge führende, durch hohen Natrongehalt ausgezeichnete, altpaläozoische Porphyrgesteine, in denen der Orthoklas durch Albit vertreten oder als Mikroperthit ausgebildet ist (Lastau in Sachsen, Rübeland, in der Lennegegend Westfalens, Nassau).

Durch Gebirgsdruck werden beide Gesteine schieferig deformiert (Porphyroide).

Der **Felsitfels** ist ein hartes, kompaktes Gestein von dichtem, homogenem Aussehen und weißlicher, fleischroter oder graulicher Farbe, welches mit der Grundmasse des Quarzporphyres identisch ist, also eine von porphyrischen Einsprenglingen freie Modifikation des letzteren vorstellt.

30. **Pechstein** (*Felsitpechstein*) **Pechsteinporphyr** (*Vitrophyr*).

Der Pechstein ist ein glasiges, leicht zersprengbares, an den Kanten durchscheinendes Gestein von pechähnlichem Aussehen, besitzt Fettglanz, muscheligen bis unebenen Bruch und erreicht kaum die Härte des Ortho-

klases. Seine vorherrschenden Farben sind dunkelgrün, braunrot und schwarz, zuweilen mit gestreifter oder wolkiger Zeichnung.

Der Pechstein ist ein natürliches, bis 9 Proz. Wasser haltiges Glas, welches gewöhnlich in inniger Vergesellschaftung mit Quarzporphyren auftritt. Seine dunkle Färbung verdankt es meist in großer Zahl ausgeschiedenen mikrolithischen Gebilden, und zwar opaken, oft knäuelförmig vereinigten schwarzen Nädelchen (Trichiten), winzigsten, das Glas gleichmäßig imprägnierenden Körnchen oder kleinen pelluziden Stäbchen (Beloniten), die bald ohne gesetzmäßige Ordnung durcheinander liegen, bald fluidal angeordnet sind.

Von Kristalleinsprenglingen führen die Pechsteine am häufigsten solche von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, spärlicher solche von Biotit. Pechsteine, die reich an derartigen Einsprenglingen sind, bezeichnet man als Pechsteinporphyr oder Vitrophyr.

Viele Pechsteine findet man von zahlreichen Kontraktionsspältchen, nämlich perlitischen Sprüngen durchzogen, welche im Durchschnitt kreisförmigen oder arabeskenartig verschlungenen Verlauf besitzen und manchmal geradezu den Zerfall des Gesteines zu erbsengroßen Körnern mit schaliger Ablösung verursachen. Da diese Sprünge die fluidalen Mikrolithenströme unabhängig von deren Verlauf durchkreuzen, so können sie erst mit oder nach Verfestigung des Gesteines entstanden sein.

Die Kugelpechsteine, z. B. von Spechtshausen bei Tharandt, umschließen zahllose erbsen- bis über kopfgroße Konkretionen von Felsit.

Eine weite Verbreitung in den Pechsteinen, besonders in jenen der Meißener Gegend besitzt eine mikrofelsitische bis kryptokristalline Substanz, welche hier, zunächst den perlitischen und fluidalen Bahnen folgend, aus der hydrochemischen Umbildung des Pechsteinglases hervorgegangen ist und endlich zu derjenigen der gesamten Vitrophyrmasse dortiger Ergüsse zu gewöhnlichem, streifigen Quarzporphyr (Dobritzer Porphyr) geführt hat. Ihre Verbandverhältnisse weisen darauf hin, daß auch die Porphyre anderer Gebiete (Wechselburg, Erzgebirgisches Becken) aus Pechsteinen hervorgegangen sind, und da die sekundären Quarzporphyre hinsichtlich der Struktur ihrer Grundmasse sich in nichts von den deckenförmigen Quarzporphyren anderer Gebiete unterscheiden, so scheint es fraglich zu sein, ob überhaupt der felsitischen Grundmasse der Quarzporphyre eine primäre Entstehung zugeschrieben werden darf*).

Loßgerissene Bruchstücke des Nebengesteines umschließt ebenso wie der Quarzporphyr zuweilen auch der Pechstein, so solche von Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit; doch haben dieselben in ersterem wie letzterem Magma nicht die geringste Schmelzwirkung erfahren.

In Deutschland ist der Pechstein namentlich in dem Porphyrgebiete von Meißen verbreitet, wo er als glasige Erstarrungsmodifikation der Quarzporphyre mit diesen und deren Tuffen verknüpfte Ergüsse bildet. Ferner sind isolierte gangförmige Vorkommen dieses Gesteines in den Distrikten

*) A. Sauer, Monatsber. d. D. Geol. Ges. 1910. S. 695. — Vgl. hierzu O. Stutzer, Monatsber. d. D. geol. Ges. 1910. S. 102 u. 205.

zwischen Tharandt und Freiberg, sowie bei Leisnig und Colditz vorhanden, während dem Rotliegenden von Zwickau-Lugau-Chemnitz ein Pechsteinlager eingeschaltet ist, welches nach dem Hangenden und Liegenden in Quarzporphyr übergeht. Auch die Vitrophyre von Auer und Castelrutt (Südtirol) sowie von Lugano sind mit Porphyren verknüpft, ebenso die Pechsteingänge der Insel Arran. Diese sind in der Menge ihrer porphyrischen Einsprenglinge (sanidinartiger Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Magnetit und Hornblende) großen Schwankungen unterworfen und weisen ebenfalls felsitische Trübungen der Grundmasse auf, welche von Hornblendemikrolithen erfüllt ist, die sich zu den zierlichsten farnwedelartigen Gebilden gruppieren können (Fig. 98).



Fig. 98. Farnwedelähnliche Hornblendegebilde im Pechstein von Arran. Nach *F. Zirkel.*

31. **Liparit, Rhyolith** oder **Quarztrachyt.**

Die typisch ausgebildeten Liparite sind sehr kieselsäurereiche, porphyrische Gesteine, sind die jungvulkanischen Äquivalente des Quarzporphyrs, von diesem oft kaum zu unterscheiden, und bestehen aus einer fast dichten Grundmasse, in welcher Kristalle von Sanidin, wenig Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende ausgeschieden liegen.

Die Grundmasse ist wie jene der Quarzporphyre felsitisch, dicht, zum Teil hornstein-, pechstein- oder tonsteinartig, weißlich, gelblich, hellgrau oder lichtrötlich gefärbt, besitzt nicht selten ein zelliges, poröses oder rauhes Aussehen und enthält Blasen und unregelmäßige Hohlräume. In letzterem Falle ist das Gestein reich an Nestern, Trümern und Mandeln von Hornstein, Jaspis, Quarz und Amethyst. Die Blasen sind zwar gewöhnlich rundlich, oft aber auch sämtlich nach einer Richtung in die Länge gezogen, zuweilen auch ganz regellos gestaltet und sehr häufig von einer chalcedonartigen Substanz inkrustiert.

Unter dem Mikroskope löst sich die dichte Grundmasse mancher Liparite in ein mikrokristallines Aggregat von viel Sanidin, wenig Plagioklas, Quarz, etwas Biotit und Hornblende und mehr oder weniger glasiger Substanz auf, die Grundmasse der meisten Liparite jedoch ist ausgezeichnet mikrofelsitisch, zum Teil mit faseriger oder sphärolithischer Aggregation der Teilchen und mehr oder weniger bedeutender Beimengung von glasiger Substanz, oder sie ist endlich eine reine Glasbasis mit Mikrolithen. Für die Liparite ist Sphärolithführung und Fluidalstruktur der Grundmasse geradezu charakteristisch. Besteht letztere fast nur aus Sphärolithen, so be-

zeichnet man diese Modifikation als Sphärolithfels. Gewisse Liparite z. B. Ungarns führen ebenso wie manche Quarzporphyre Hohlräume, die durch uhrglasähnliche, fast frei aufeinander folgende, radialstrahlig aufgebaute Schalen von Felsit rosettenartig gekammert erscheinen (Lithophysen).

In dieser Grundmasse liegen ausgeschieden: Quarz in rauchgrauen oder wasserhellen, scharfbegrenzten Körnern oder dihexagonalen Pyramiden, mit viel Glaseinschlüssen. Tridymit nimmt in Form dachziegeliger Aggregate und selbständiger Einzelkriställchen an der Zusammensetzung vieler Liparite teil und findet sich in oder um Hohlräume angesiedelt. Sanidin, rissige Kristalle von mitunter wasserheller Beschaffenheit, oft als kleine tafelförmige Individuen, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze. Plagioklas, meist nur spärlich vorhanden, steht gewöhnlich in seiner Zusammensetzung zwischen Oligoklas und Albit und ist zuweilen reiner Albit (Natronliparit). Schwarzer Glimmer in kleinen Blättchen, namentlich in sanidinreichen, weniger in quarzreichen Lipariten. Hornblende in vereinzelten schwarzen Säulchen, hier und da Augit in hellgrünen Körnern, endlich Apatit und Magnetit, sowie selten Granat, Cordierit, Bronzit, Hypersthen, Topas, Turmalin.

Ein Liparit von fast granitischem Habitus ist der Nevadit, der sehr reich ist an Körnern von Quarz und Sanidin nebst Blättern von Biotit, während die Grundmasse fast ganz oder gänzlich fehlt.

Säulenförmige Absonderung ist bei vielen Quarzporphyren und Lipariten in größter Regelmäßigkeit entwickelt.

Der Kieselsäuregehalt der Liparite beträgt 75—77 %.

Die Liparite besitzen eine nicht unbedeutende Verbreitung, sind jedoch als Laven unserer jetzigen Vulkane gar nicht bekannt. In Europa sind sie namentlich in Ungarn, Siebenbürgen und den Euganeen, in kleinerem Maßstabe z. B. auf den Liparischen und Ponza-Inseln und am Mont Dore vertreten.

Als Pantellerite bezeichnet man natronreiche Liparite, bei denen der Biotit durch Pyroxen ersetzt wird.

32. Liparitgläser.

Liparitpechstein, ein dem Felsitpechstein entsprechendes Glas, wie dieser mit 5 bis 9 % Wasser, reich an Mikrolithen und oft auch an porphyrischen Einsprenglingen. Auf Island (im direkten Verbande mit Liparit), in der Auvergne, in der Gegend von Schemnitz, in den Euganeen, namentlich aber auf der schottischen Insel Eigg.

Der Liparitperlit, kurz Perlit, eine glas- oder emailartige Masse von meist graublauer Färbung, welche aus hirse- bis erbsengroßen, zwiebelschalig gebauten Körnern zusammengesetzt ist. Öfters platten sich dieselben gegeneinander ab oder lassen schmale Glasbänder von bimsstein-

artiger, faseriger Struktur zwischen sich. Die perlitischen Sprünge sind Erstarrungsrisse, welche wie beim Felsitpechstein die Mikrolithenströme gesetzlos durchschneiden (Fig. 99). Die Perlite führen dieselben porphyrischen Einsprenglinge wie der Liparitpechstein, mit welchem sie meist auch vergesellschaftet sind (bei Schemnitz, Telkibanya, Euganeen).



Fig. 99. Mikrostruktur des Perlites. Nach *F. Zirkel.*

Die Liparitobsidiane sind dunkelbraune oder -grüne bis schwarze, sehr wasserarme bis wasserfreie Liparitgläser, zugleich arm an Einsprenglingen, doch meist erfüllt von den verschiedenartigsten Mikrolithen und Trichiten, sowie streifenweise mit Sphärolithen. Sehr oft mit ausgezeichneter Mikrofluidalstruktur (vgl. Fig. 93, S. 199). Verbreitet auf Lipari, Island und Neuseeland, sowie in Mexico und den Rocky Mountains (National-Park). Die Obsidiane von Cerro de las Navajas (Mexico) verdanken ihren eigenartigen Schiller langgezogenen Hohlräumen oder zartesten Lamellen eines anders gearteten Glases. In manchen Obsidianen, so des Yellowstone National-Parkes, stellen sich z. T. sehr reichliche Lithophysen ein (s. S. 231).

Der Liparitbimsstein ist ein blasiger, schwammiger oder schaumiger Obsidian von meist lichtgelblicher oder lichtgraulicher Farbe (Lipari, Island, Schemnitz).

2. Quarzfreie Orthoklasgesteine: Familie des Syenites,

wesentlich Gemenge von Orthoklas und Hornblende, Biotit oder Augit.

33. Syenit.

Der Syenit ist in seiner typischen Ausbildung als Hornblendesyenit (z. B. bei Meißen und im Plauenschen Grunde bei Dresden) ein kristallinisch körniges Gemenge von Orthoklas und Hornblende, zu denen sich sehr häufig Oligoklas und manchmal Biotit gesellt. Der Orthoklas ist der vorwaltende Gemengteil, neigt oft zu tafelförmiger Entwicklung seiner dann meist Karlsbader Zwillinge bildenden Individuen, und besitzt eine rötliche oder weißliche Farbe. Plagioklas stellt sich z. B. im Syenit des Plauenschen Grundes reichlich ein. Die Hornblende bildet kurze Säulen von dunkelgrüner oder schwarzer Farbe.

In gewissen Syeniten wird die Hornblende ganz oder größtenteils ersetzt durch Augit oder Biotit. Der Augit kann in Kristallen oder in unregelmäßigen Körnern auftreten, welche im Dünnschliffe meist lichtgrün gefärbt erscheinen (Malakolith), selten mit bräunlichen oder grauvioletten Farben durchsichtig werden. Der Glimmer ist stets Biotit von dunkelbrauner oder schwarzgrüner Farbe. Ein charakteristischer Gemengteil vieler Syenite ist rötlich- bis dunkelbrauner Titanit in kleinen gelben bis braunen, diamantglänzenden Kristallen.

Unter dem Mikroskope ist in fast allen Syeniten Magnetit, in vielen Apatit, in den meisten spärlicher akzessorischer Quarz nachgewiesen worden, während glasige Zwischenmasse vollständig fehlt, die Ausbildungsweise des Syenites somit eine durchaus kristallinische ist.

Je nachdem sich zum Orthoklas entweder Hornblende oder Augit oder Glimmer gesellen, gliedern sich die Syenite in Hornblendesyenite, Augitsyenite und Glimmer-(Biotit-)syenite. Der Augitsyenit und der ihm nahestehende Monzonit (beide mit Pyroxen, Hornblende und Biotit in schwankenden gegenseitigen Mengenverhältnissen) sind neben Orthoklas zugleich reich an Plagioklas und zwar Labrador (Monzoni, Gröba a. d. Elbe, Südnorwegen) und gehen dann z. T. in Diabase, z. T. aber in Hornblendesyenite über. Eine mittelkörnige porphyrische Varietät des Glimmersyenites ist der schwarzwälder Durbachit Sauers.

Die chemische Zusammensetzung des normalen Syenites aus dem Plauenschen Grunde ist die folgende: Kieselsäure 59,0, — Tonerde 17,0, — Eisenoxydul und -oxyd 7,0, — Kalkerde 5,0, — Magnesia 2,5, — Kali 6,5, — Natron 2,4 und geringer Wassergehalt.

Von den zahlreichen zufälligen Gemengteilen des Syenites sind neben Titanit noch Epidot (sekundär), pechschwarze Körner von Orthit, ferner Magneteisen, Eisenkies anzuführen. Das Magneteisen tritt nicht nur strichweise in Gestalt feinkörniger Imprägnationen als zufälliger Gemengteil, sondern auch in mächtigen unregelmäßigen Stöcken oder Lagern als Spaltungsprodukt des Syenites auf, so am Krux in Thüringen, Lappland, New-Jersey, New-York, Kanada.

Die Korngröße der syenitischen Gesteinselemente schwankt zwischen grob- und mittelkörnig.

Der Syenit ist wie der Granit ein massiges Gestein, besitzt eine echt granitische Struktur und durchsetzt seine Nebengesteine selbständig oder verknüpft mit Graniten und Hornblendegraniten in z. T. ausgedehnten Stöcken (Lakkolithen); ferner tritt er in Gängen von verhältnismäßig grobkristalliner Beschaffenheit, viel verbreiteter aber in solchen von dichter, porphyrischer Struktur (vgl. S. 234) auf.

Wie an die normalen Granite die Natrongranite, so schließen sich an die Syenite die Natronsyenite, bei denen die Feldspate durch Mikro-

perthit, Natronorthoklas sowie Albit vertreten sind. Im Nordmarkit gesellt sich zu diesen wenig Biotit, im Laurvikit Augit und etwas Hornblende.

34. **Orthoklasporphyr** (quarzfreier Porphyr, Orthophyr).

Während der Quarzporphyr Granitmaterial in porphyrischem Habitus repräsentiert, läßt sich der Orthoklasporphyr als eine porphyrische Ausbildung der syenitischen Gesteinselemente auffassen, worauf auch seine chemische Zusammensetzung hinweist. Er besteht aus einer bräunlichen oder dunkelgrauen, feldspatigen, dichten, meist matten, wesentlich von Orthoklasen gebildeten, mikrokristallinen Grundmasse, welche zahlreiche glänzende, große Orthoklaskristalle, dahingegen nur kleinere und spärlichere Oligoklas-Individuen, schwarze Hornblendesäulen und dunkele Biotittafeln oder Augite, aber keine oder nur seltene mikroskopische Quarzkörner umschließt. Die Orthoklasporphyre bilden decken- oder stromartige Ergüsse im Rotliegenden z. B. Thüringens und des Saar-Nahe-Gebietes.

Enthalten die quarzfreien Orthoklasporphyre neben den Orthoklaseinsprenglingen noch porphyrisch ausgeschiedene Individuen von Hornblende, oder von Augit oder von Glimmer, so nennt man dieselben Hornblende-, Augit- oder Glimmersyenitporphyre.

Als syenitische Lamprophyre hat man nach Rosenbusch die gangförmig ausgebildeten Syenitgesteine zusammengefaßt, welche neben Orthoklas reich an Hornblende, Biotit und Augit und deshalb sehr basisch sind und eine durchaus körnig-porphyrische Struktur besitzen. Die glimmerreichen Varietäten dieser syenitischen Ganggesteine bezeichnet man als Minette, die Augit und Hornblende führenden Modifikationen als Vogesit (Augit- und Hornblendevogesit). Übergänge zu den entsprechenden gangförmigen Plagioklasgesteinen, den dioritischen Lamprophyren, sind häufig.

Gewisse quarzfreie Porphyre des Eruptivgebietes von Kristiania werden wegen der rhombischen Durchschnitte ihrer Feldspat- (Anorthoklas-) Einsprenglinge Rhombenporphyre genannt. Sie bilden mächtige Decken und Gänge, welche sich als Porphyrfazies der dortigen Augitsyenite erweisen.

Als Keratophyre bezeichnet man quarzfreie Porphyrgesteine des Silurs und Devons, deren Feldspatgemengteil Albit oder ein natronreicher Orthoklas (z. T. Mikroperthit) ist (Hof, Rübeland, Weilburg).

35. **Trachyt (Sanidintrachyt).**

Der Trachyt ist eine dem Syenit und dem quarzfreien Porphyr analoge Mineralkombination, nämlich ein quarzfreies, wesentlich aus Sanidin bestehendes Gestein, zu welchem Minerale sich mehr oder weniger reichlicher Plagioklas, sowie spärlich Hornblende, Pyroxene und Biotit gesellen. Der Habitus ist ein porphyrischer.

Die bald dichte, bald poröse und dann rauhe, lichtgraue oder bräunliche Grundmasse zerfällt unter dem Mikroskope in ein Aggregat von vorwiegenden winzigen Feldspat- (und zwar Sanidin- nebst Plagioklas-) Mikrolithen nebst Hornblendenädelchen, sowie spärlicher glasiger, selten mikrofelsitischer

Zwischenmasse, und enthält makroskopische Kristalle von vorwiegendem Sanidin und von Plagioklas, auch Glimmertäfelchen und Hornblendesäulen porphyrisch ausgeschieden. Die Sanidine bilden z. T. tafelförmige, z. T. säulenförmige, rissige Kristalle, häufig von zonarem Aufbau, sind fast durchweg nach dem Karlsbader Gesetze zu Zwillingen verwachsen und erreichen, so am Drachenfels, an der Perlenhardt im Siebengebirge, eine Länge von 5—10 cm. Sie liegen zuweilen zerbrochen im Gesteine, waren also bereits ausgebildet, als sich die Hauptmasse desselben noch in plastischem Zustande befand. Eben darauf weist auch die Erscheinung hin, daß die Sanidintafeln an manchen Lokalitäten eine parallele Anordnung wahrnehmen lassen. Sie führen in ihrer Masse zahlreiche mikroskopische Glaseinschlüsse, Dampfporen, Hornblendemikrolithen und Magneteisenkörner. Diese fremdartigen Einschlüsse beschränken sich häufig auf die Mitte der Kristalle und bilden hier einen zentralen Kern, um welchen sich eine farblose Sanidinschicht herumlegt. Der Plagioklas bildet meist kleinere Kristalle als der Sanidin und ist teils ein Natronorthoklas, teils Oligoklas. Kurze Säulen und lange Nadeln von schwarzer (im Dünnschliffe braun durchsichtiger) Hornblende oder von oft stark pleochroitischem Pyroxen (Pyroxentrachyte), oder Täfelchen von schwarzem oder braunem Glimmer (Biotittrachyte) bilden neben Sanidin die porphyrischen Einsprenglinge der Trachyte. Tridymit ist meist als Ausscheidung in Drusenräumen der Grundmasse anzutreffen. Als zufällige Gemengteile kennt man vorzugsweise Apatit, Zirkon, Titanit, Sodalith, Magneteisen, in seltenen Fällen auch Granat und Olivin.

Das Mittel der chemischen Zusammensetzung der hierhergehörigen Gesteine ist: Kieselsäure 65, — Tonerde 17—20, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 6, — Kalk 1,80, — Magnesia 0,80, — Kali 4—6, — Natron 5, — Wasser 0,22—1. — Ihr spezifisches Gewicht beträgt 2,6—2,7.

Trachyte sind u. a. in dem Siebengebirge (Drachenfels, Lohrberg, Kühlsbrunnen, Perlenhardt), im Westerwalde (Umgegend von Selters), in Steiermark (Gleichenberg), bei Neapel (Mt. Olebano, Astroni), in Siebenbürgen usw. nachgewiesen und sind als trachytische Laven z. B. auf Ischia und am Mont Dore bekannt.

Die Trachyte zeigen sowohl Übergänge nach den Phonolithen hin, wenn sie Sodalith bzw. Hauyn und Ägirin aufnehmen, als auch zu den Andesiten, wenn der Plagioklas reichlicher wird. In verwittertem Zustande sind die Trachyte oft von Chalcedon durchtränkt oder von Opal durchzogen (Ungarn).

Als Domite werden äußerst feinkörnige, feinporöse Trachyte der Auvergne, als Sanidinite grobkörnige, sanidinreiche Auswürflinge z. B. aus der Umgebung des Laacher Sees bezeichnet. Dieselben sind hier außerordentlich reich an zufälligen Mineraleinschlüssen, z. B. Hauyn, Olivin, Titanit, Zirkon, Nephelin, Skapolith usw.

Piperno nennt man Trachyte mit dunklen, flammen- oder streifenartigen Schlieren von sphärolithischer Struktur (Gegend von Neapel).

Die Gläser der Trachyte (Trachytpechsteine, -obsidiane und -bimssteine) gleichen denjenigen der Porphyre und Liparite und sind von diesen nur auf Grund ihres geologischen Verbandes und der chemischen Zusammensetzung zu unterscheiden.

3. Quarzfreie Orthoklas-Nephelin- oder -Leuzit-Gesteine; Familie des Eläolithsyenites,

Gemenge wesentlich von Orthoklas (Sanidin) und Nephelin (Eläolith) oder Leuzit, nebst Augit, Hornblende und Biotit.

36. **Eläolithsyenit** (Nephelinsyenit).

Der Eläolithsyenit stellt ein mittel- bis grobkörniges, selten feinkörniges Gestein dar, welches im allgemeinen durch die Kombination Alkalifeldspat (Orthoklas, Anorthoklas und Albit) mit Eläolith charakterisiert ist. Der Orthoklas bildet oft größere, tafelartige, einfache Kristalle oder Karlsbader Zwillinge. Neben ihm ist Mikroklin sehr verbreitet, ebenso Mikroperthit. Albit ist bald reichlich, bald nur in kleinen Mengen vorhanden. Die derbe, fettglänzend trübe, grau, rötlich oder grünlich gefärbte Varietät des Nephelins, der Eläolith, findet sich bald prismatisch begrenzt, bald wenig oder gar nicht selbständig entwickelt, und liefert bei der Verwitterung zeolithartige Substanzen.

Zu dem Gemenge Alkalifeldspat-Eläolith treten, jedoch in sehr wechselnder Quantität: Hornblende, Augite (zum Teil als Agirin), Biotit, Sodalith (in vorwiegend derber Ausbildung), ferner Titanit und Zirkon.

Schwankungen in der Zusammensetzung der Eläolithsyenite gaben Veranlassung, diesen Varietäten verschiedene Namen beizulegen; man unterschied:

Laurdalit (Brögger) mit rhombenförmigem Anorthoklas, reichlichem Biotit und diallagartigem oder diopsidischem Augit (Kristianiagebiet);

Foyait (v. Werveke), ein Gemenge von Alkalifeldspat, Eläolith, Augit, Sodalith, Titanit, wenig Hornblende und Glimmer nebst Magnetit und Apatit (Berg Foya, Portugal, Süd-Grönland);

Miaszit, in welchem schwarzer Glimmer mehr hervortritt (Ilmengebirge bei Miask);

Ditroit mit bedeutendem Mikroklin- und Sodalithgehalte (Ditro, Siebenbürgen);

Kankrinit- und Sodalithsyenit, bei denen der Eläolith zum großen Teil durch Kankrinit oder durch Sodalith vertreten ist.

Zirkonsyenit mit akzessorisch zum Teil besonders häufigen, großen Zirkonkristallen (Laurvig, Norwegen).

Ijolith, ein feldspatfreies granitisch-körniges Gemenge von Eläolith und Pyroxen Finnland).

Die Eläolithsyenite sind auch porphyrischer Ausbildung fähig und bestehen dann als Eläolithporphyre (zum Teil Liebenerit- und Gieseckitporphyre genannt) aus einer dichten Grundmasse mit porphyrischen Orthoklasen und Eläolithen.

Die als Gang- und Randfazies des Nephelinsyenites entwickelten Glieder des letzteren bezeichnet Rosenbusch als Tinguait. Dieser gleicht einem feinkörnigen bis dichten graugrünlichen Phonolith, führt in seiner Orthoklas- Anorthoklas- Eläolith-Ägirin-Grundmasse kleine Einsprenglinge von Orthoklas, Eläolith, und Ägirinaugit, sowie öfters kleine Mengen von Leuzit (Sierra de Tingua in Brasilien, südliches Norwegen, bei Montreal, Boston).

Eläolithsyenite sind bekannt aus Südnorwegen, Dalarne, Halbinsel Kola, den Pyrenäen, Portugal (Foya), den Kapverden, der Westküste von Afrika, dem Viti-Archipel, Brasilien, Kanada, Neuengland, Grönland.

37. **Phonolith** (Klingstein).

Der Phonolith, ein dem Eläolithsyenit analoges jungvulkanisches Gestein, ist eine dichte, meist kompakte, in frischem Zustande dunkel grünlichgraue oder bräunliche, völlig quarzfreie Gesteinsmasse, auf deren unebenem, ins Splitterige verlaufendem Bruche glänzende Spaltungsflächen von porphyrisch ausgeschiedenem Sanidin erscheinen. Das Gestein besitzt eine große Neigung zu dünn plattenförmiger Absonderung und gibt beim Schlagen einen hellen Klang (deshalb Klingstein). Die Mikrostruktur der Grundmasse der Phonolithe ist meist eine durchaus kristallinische, da Glassubstanz sehr zurücktritt, gewöhnlich ganz fehlt. Diese Grundmasse besteht aus Täfelchen oder Leisten von natronreichem Sanidin, sechsseitigen Säulen von Nephelin, Kriställchen von Augit, Ägirin, Hauyn und Magnetit. Von diesen Bestandteilen waltet bald der Sanidin, bald der Nephelin vor. Mikrofluidalerscheinungen werden häufiger bei den nephelinarmen, feldspatreichen Varietäten beobachtet. In dieser Grundmasse liegen sehr zahlreiche tafelartige Sanidin- und Anorthoklaskristalle (mit mikroskopischen Einschlüssen von Nephelin, Hauyn, Augit, Magneteisen und Glastropfen), hexagonale Säulen von Nephelin, Prismen von lichtgrünem Ägirinaugit und brauner Hornblende, Kristalle von Hauyn, Magneteisensteinkörnchen porphyrisch ausgeschieden, zu welchen sich noch als selten fehlende akzessorische Bestandteile Titanitkriställchen, ferner spärliche Biotittäfelchen, Melanit und vereinzelte Plagioklase gesellen können. Anreicherung an letzteren bedingt Übergänge zu den Tephriten. Auf Klüften, in Blasen und unregelmäßig gestalteten Hohlräumen enthalten namentlich die hellfarbigen Varietäten des Phonolithes mancherlei zeolithische Mineralien, z. B. Natrolith, Chabasit, Desmin, Analcim, Apophyllit, ferner Kalkspat und Hyalit.

Als typisches Beispiel der chemischen Zusammensetzung der Phonolithe kann diejenige des Phonolithes vom Schloßberge bei Teplitz gelten: Kieselsäure 58,16, — Tonerde 21,57, — Eisenoxyd und -oxydul 2,80, — Manganoxydul 0,24, — Kalkerde 2,01, — Magnesia 1,26, — Kali 6,57, — Natron 5,97, — Wasser 2,03, — Schwefelsäure 0,16. Vor dem Lötrohr schmilzt die Phonolithmasse zu einem grünlichgrauen Glase.

Die Phonolithe besitzen eine große Neigung zu dünn plattenförmiger, ja schieferiger Struktur und Absonderung, welche namentlich durch die parallele Anordnung der Sanidintafeln bedingt ist. Dieselben bilden meistens dom- oder glockenförmige Kuppen (Quellkuppen, vgl. S. 42), sowie Gänge von durchschnittlich geringer Mächtigkeit, und sind in dieser Lagerungsform in Europa besonders im nördlichen Böhmen (Marienberg bei Außig, Teplitzer Schloßberg, Milleschauer), in der Lausitz (Lausche, Limberg, Hochwald bei Zittau), im Rhöngebirge (Milseburg), in Hegau (Hohentwiel, Staufen), in der Auvergne ausgebildet. Die Haupteruption der Phonolithe fällt in die zweite Hälfte der Tertiärzeit.

Den eigentlichen, wesentlich aus Sanidin und Nephelin bestehenden Phonolithen schließen sich Gesteine an, in welchen der Nephelin teilweise oder gänzlich durch Leuzit vertreten wird: die Leuzitphonolithe (Sanidin + Nephelin + Leuzit) und die Leuzittrachyte oder Leuzitophyre (Sanidin + Leuzit). Dieselben weisen in einer dichten dunklen, durch Verwitterung bleichenden Grundmasse Kristalle von Sanidin, blaugrauem Hauyn und Leuzit auf. Aus Leuzitphonolith bestehen z. B. der vulkanische Kegel von Olbrück, der Burgberg bei Rieden in der Laacher Gegend, der Perlerkopf bei Hannebach, auch im Kaiserstuhl und bei Oberwiesenthal im Erzgebirge (hier mit bis über wallnußgroßen Pseudomorphosen von Analzim, sowie von Kalifeldspat und Kaliglimmer nach Leuzit) ist er verbreitet.

Phonolithgläser besitzen nur geringe Verbreitung und bilden besonders als Phonolithobsidiane die Rinde von Phonolithströmen (so auf Teneriffa). Sie sind schwarz gefärbt oder gebändert, indem Schlieren und Streifen von braunem mit solchen von lichterem Glase oder von kryptokristalliner Beschaffenheit abwechseln (Eutaxitstruktur).

4. Plagioklasgesteine mit Hornblende oder Biotit; Familie des Diorites.

38. Diorit.

Der Diorit ist ein kristallinisch-körniges Gemenge von Plagioklas (Oligoklas, Labrador, seltener Anorthit) und Hornblende, zu welchen sich manchmal Augit, Biotit und Quarz gesellt. Der Plagioklas ist gewöhnlich weiß oder grünlich gefärbt, auf den Spaltflächen mit deutlicher Zwillingsstreifung versehen und zuweilen, wie das Mikroskop zeigt, durch einen schalenförmigen Aufbau mit basischem Kern und saurer Randzone ausgezeichnet. Hieraus erklärt sich die Erscheinung, daß die Verwitterung solcher Plagioklase nicht selten in deren Zentrum ihren Anfang nimmt. Die Hornblende ist meist schwärzlich grün mit starkem Glasglanz auf den Spaltungsflächen, im Dünnschliff bräunlich oder grünlich. Sie bildet meist kurze, fast tafelförmige, blätterige Säulen oder auch zarte Nadeln und ist reich an mikroskopischen Einschlüssen, so an Dampfporen, Mikrolithen von Feldspat, Apatit und Magneteisen. Häufig unterliegt dieselbe einer Umbildung in Chlorit und Epidot, seltener einer solchen in Biotit oder Serpentin.

Wesentliche Abänderungen des normalen Typus werden dadurch hervorgerufen, daß die Hornblende einerseits vollständig durch Glimmer (im Glimmerdiorit), anderseits z. T. durch Augit (im Augitdiorit) ersetzt wird. Überdies kann Quarz, der in den normalen Dioriten höchst untergeordnet auftritt, selbst vollständig fehlt, die Bedeutung eines wesentlichen Gemengteiles gewinnen, wodurch wiederum charakteristische Modifikationen der Diorite entstehen, die als Quarzdiorite, Quarzglimmerdiorite und Quarzaugitdiorite zu bezeichnen sind. In diesen Gesteinen besitzt der Quarz einen ähnlichen Habitus wie in den Graniten, nimmt aber auch zuweilen dihexaëdrische Umrisse an, so im Tonalit, einem biotitreichen Quarzdiorit des Adamellogebietes in Südtirol. Der Pyroxen ist meist ein lichtgrüner Augit, seltener diallagähnlich, zuweilen Hypersthen oder Bronzit. Unterliegt derselbe einer Umwandlung in lichtgrüne feinfaserige Hornblende (Uralit), so resultieren Uralitdiorite (Epidiorite).

Die Struktur der Diorite ist eine bald gröber, bald feiner granitischkörnige. Eine bemerkenswerte Kugelstruktur zeigt der Anorthitdiorit von Korsika, der Korsit, der vorwiegend aus schwärzlichgrüner Hornblende, Anorthit und Quarz besteht, lokal und zwar vorwiegend in den inneren Teilen des Eruptivstockes Ansammlungen von Anorthit und Hornblende zu 5—8 cm großen Kugeln führt, die aus abwechselnden konzentrischen Lagen von radial gestellten Hornblende- und Feldspatstengeln bestehen (Kugeldiorit).

Die Diorite bilden selbständige Stöcke (Klausen in Tirol) und Gänge oder treten in enger Vergesellschaftung von Granititen, Syeniten oder Gabbros auf. Am Hudson sind sie mit Peridotiten und Noriten, in Südtirol mit Augitsyeniten, in der Herzegowina und dem 5 km langen Eruptivstocke der Jablonica mit Gabbro und Olivingabbro verknüpft, welche letztere hier das Zentrum des Massivs einnehmen und peripherisch in normale und augitführende Diorite, zuletzt aber in Quarzdiorite übergehen.

Die Eruptionen der Diorite sind nicht lediglich auf die paläozoische Zeit beschränkt, sondern reichen bis in die Tertiärzeit hinein. So setzen die auch wohl als Banatite bezeichneten Quarzdiorite und Quarzaugitdiorite in der unteren Kreide auf, und normale Diorite im Flysch Bosniens. Aus den Anden kennt man Quarzaugitdiorite mit granitischer Struktur als Tiefenfazies der daselbst als Ergußgesteine auftretenden Andesite.

Die eigentlichen Gangdiorite lassen sich äußerlich von den feinkörnigen bis dichten Gangsyeniten meist nicht unterscheiden, in verwittertem Zustande auch wohl kaum mikroskopisch. Da überdies beide durch petrographische Übergänge verknüpft sind, so faßt Rosenbusch dieselben unter dem Sammelnamen der Lamprophyre zusammen. Die dioritischen Lamprophyre haben eine den Dioriten vollkommen entsprechende Zusammensetzung aus einem sauren bis basischen Plagioklas, primärer Hornblende und z. T. Augit nebst Biotit (Camptonite) oder aus Plagioklas und vorwiegendem Biotit (Kersantite). Beide sind durch Übergänge miteinander verbunden. Obwohl die Struktur oft eine äußerlich dichte ist, so erweist sie sich mikroskopisch doch stets als rein kristallin und dann entweder gleichkörnig oder aber ausgesprochen porphyrisch, sobald in einem dichten Gemenge von Feldspat und den einen oder anderen der übrigen drei Hauptgemengteile größere porphyrische Kristalle derselben ausgeschieden liegen (Dioritporphyrit). Solche Gangdiorite und zwar namentlich Kersantite besitzen eine große

Verbreitung, so im Erzgebirge, Frankenwald, Harz, Spessart, Odenwald, Schwarzwald, in den Vogesen usw.

Die Aschaffite des Spessarts sind z. T. augitreiche, dioritische Ganggesteine, welche zahlreiche Spratzlinge (Quarze und Orthoklase) des durchbrochenen Nebengesteines enthalten. Als Monchiquit ist die eine Glasbasis enthaltende Fazies der Camptonite bezeichnet worden.

39. Porphyrit.

Der Porphyrit verhält sich zum Diorit wie der Quarzporphyr zum Granit, stellt somit eine die reinste porphyrische Ausbildung zur Schau tragende Ergußfazies des Dioritmagmas dar. Die hierhergehörigen Gesteine enthalten in einer dunkelfarbigen Grundmasse reichliche Einsprenglinge von Plagioklas und von Hornblende in schwarzen Säulchen, oder von Biotit in sechsseitigen Täfelchen, oft auch von Pyroxen (Augit, Bronzit, Bastit) ausgeschieden. Hiernach zerfallen die Porphyrite in Hornblendeporphyrite, Augitporphyrite und Glimmerporphyrite, die wiederum quarzhaltig oder quarzfrei sein können. Ihre Grundmasse gleicht in ihrer Struktur jener der Quarzporphyre, d. h. sie ist felsitisch in den verschiedensten Abstufungen bis zur glasigen Ausbildung, oder sie ist mikrolithisch und setzt sich demgemäß wesentlich aus zahlreichen, oft fluidal geordneten Plagioklasleistchen zusammen. Gewisse Porphyrite führen zugleich Quarz (Quarzporphyrite) und zwar tritt derselbe in mikrogranitischem Gemenge oder in mikropegmatitischer Durchwachsung mit Feldspat in der Grundmasse oder aber in Dihexaëderform als Kristalleinsprengling auf. Quarzfreie, meist Augit führende Hornblendeporphyrite sind Suldenit und Ortlerit. Ein saussuritisierter Hornblendeporphyrit ist der Porfido rosso antico Ägyptens. Tritt das meist stark wasserhaltige Glas der Grundmasse in den Vordergrund, so wird das Gestein zu einem Pechsteinporphyrit. Als seltener Bestandteil der Porphyrite stellt sich Granat ein (Granatporphyrite Tirols, Porphyrit von Ilfeld), auf Hohlräumen jener des Nahegebietes Tridymit. Bei der eintretenden Verwitterung entstehen am häufigsten Karbonate, Chlorit und Limonit.

Die Porphyrite bilden Gänge und Decken z. B. bei Quenast in Belgien, bei Ilfeld am Harz, im zentralen Thüringer Wald, im Saar-Nahegebiete, im Granite der Lausitz, ferner in dem Gebiete von Meißen, Wilsdruff, Potschappel, und gehen hier lokal in Porphyritpechstein über. Letzterer ist auch in Südtirol und bei Erbendorf in Bayern vertreten.

40. Andesite und Dazite.

Die Andesite und Dazite repräsentieren eine sehr mannigfaltige jungvulkanische Gesteinsgruppe, welche eine vollkommene Parallelreihe zu den älteren Porphyriten und Quarzporphyriten bildet. Wie diese durch Übergänge mit den Diabasporphyriten einerseits und den Quarzporphyren

andererseits verknüpft sind, so ist auch die Grenze der basischen Andesite (Augitandesite) gegen den Plagioklasbasalt und diejenige der Quarzandesite (Dazite) gegen die Quarztrachyte eine verschwommene.

An der Zusammensetzung der den Porphyriten analogen Andesite beteiligt sich ein Plagioklas von meist mittlerer Basizität nebst Hornblende, Biotit, Augit, Hypersthen, sowie Magnetit und Apatit, und als seltnere zufällige Bestandteile Sanidin, Olivin, Titanit, Granat, Cordierit, Tridymit, Pyrit. Die oft größere porphyrische Einsprenglinge bildenden Plagioklase besitzen häufig Zonarstruktur, indem ein sehr basischer Kern allmählich in eine saure Randzone übergeht. Die im Schliff meist dunkelbraunen, porphyrisch ausgeschiedenen Hornblenden und Biotite besitzen nicht selten Anschmelzungsrinden, in welchen sich lichtgrüner Augit und Magnetit ausgeschieden haben. Der gemeine Augit ist grünlich oder bräunlich und gehört zu den verbreitetsten Gemengteilen der Grundmasse; unter den rhombischen Pyroxenen herrscht Hypersthen vor, der zuweilen mit Augit parallel verwachsen ist.

Wie bei den Porphyriten besteht die Grundmasse aus verfilzten oder fluidal geordneten Mikrolithen, unter denen meist Plagioklasleistchen vorwalten, oder aber sie ist glasig, mikrofelsitisch, selten mikrogranitisch. Das Glas ist wasserfrei, obsidianartig oder perlitisch.

Je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen der dunkelgefärbten Bestandteile, also des Biotits, der Hornblende oder des Pyroxens unterscheidet man Glimmerandesite, Hornblendeandesite und Pyroxenandesite (Augit- und Hypersthenandesite), von welchen namentlich die beiden ersten und die beiden letzten innig miteinander verbunden sind. Hypersthen- und vor allem Augitandesite nehmen z. B. wesentlichen Anteil am Aufbau der Cordilleren; auch Ungarn und Siebenbürgen sind reich an ihnen. Glimmer- und Hornblendeandesite kennt man aus dem Siebengebirge (Wolkenburg), dem Westerwald, aus Zentralfrankreich, Ungarn und Siebenbürgen. Ferner spielen die Andesite unter den rezenten Laven eine große Rolle (Santorin, Mt. Pelée).

Einer mittleren Zusammensetzung der Andesite entspricht annähernd diejenige des Hornblendeandesites vom Stenzelberge im Siebengebirge mit Kieselsäure 59, — Tonerde 14, — Eisenoxyd 5, — Eisenoxydul 4, — Magnesia 1,6, — Kalk 5, — Natron 5,3, — Kali 4,6, — Wasser 1,3.

Unter den sekundären Bildungen der Andesite verschiedener Fundorte sind zu erwähnen Karbonate, Chalcedon, Opal, Alunit, Chlorit, Epidot (letztere besonders in den Propyliten). Die Farbe der Andesite schwankt vom lichten Grau bis zum tiefsten Schwarz (Santorinlaven), schwärzlichgraue Töne sind häufig; den Plagioklasbasalten gegenüber unterscheiden sich die Augitandesite durch Abwesenheit makroporphyrischer Olivine, durch häufiges Auftreten

größerer Plagioklaseinsprenglinge und endlich in ihren sauren Gliedern durch lichte Färbung.

Die quarzführenden oder durch sehr hohen Kieselsäuregehalt ausgezeichneten, den älteren Quarzporphyriten entsprechenden Dazite (also Quarzandesite) nähern sich in ihrem äußeren Habitus z. T. sehr den Lipariten, führen meist dihexaëdrischen Quarz ausgeschieden, besitzen bald eine felsitische, bald eine vorwiegend mikrolithische Grundmasse und führen neben Quarz die nämlichen Einsprenglinge wie die quarzfreien Andesite.

Propylite und Quarzpropylite (Grünsteintrachyte älterer Autoren) sind Andesite und Dazite, welche in der Nachbarschaft der Goldsilber-Erzgänge von Ungarn, Siebenbürgen und Nevada durch Einwirkung von Thermen eine Umwandlung erlitten haben, infolge deren Augit, Hornblende und Glimmer zu Uralit, Chlorit, Epidot und Kalkspat, die Feldspate in kaolinige Massen zersetzt wurden, wobei die ursprünglich schwarze Farbe des Gesteins in eine grünliche überging.

5. Diallag oder Hypersthen führende Plagioklasgesteine; Familie des Gabbros.

41. Gabbro.

Der Gabbro ist ein granitisch körniges Aggregat von basischem Plagioklas und Diallag. Ersterer ist meist ein breit zwillingsstreifiger Labrador oder Anorthit, welche durch konzentrierte Salz- oder Schwefelsäure zersetzt werden. Der Labrador bildet mehr oder minder große, glänzende Individuen von weißlich grauer, bläulich violetter Farbe, ist oft reich an Flüssigkeitseinschlüssen, meist aber angefüllt von mikroskopischen schwarzen Nädelchen, punktförmigen Körnchen und abgerundet sechsseitigen Lamellen, welche seine trübe Färbung, aber auch sein Farbenspiel bedingen. Gleiches gilt zuweilen vom Anorthit. Der Saussurit, welcher aus der Zersetzung des Feldspates hervorgeht, ist dicht, gelblich- oder grünlich- oder bläulichweiß, und setzt sich wesentlich aus Nädelchen von farblosem Tremolit, Körnchen von Zoisit, Epidot, Albit und Skapolith zusammen. Der Diallag ist grau bis ölgrün oder bräunlich, nach der Richtung des Orthopinakoides höchst vollkommen tafelig spaltbar, auf welchen Spaltungsflächen er metallartigen, schillernden Perlmutterglanz besitzt. Seine Individuen sind oft mehrere Zoll groß und werden nicht selten an ihren Rändern von einer grünlichen Hornblenderinde dergestalt umfaßt, daß die Hauptachsen und Spaltungsflächen beider Mineralien parallele Lage besitzen. Diese Umsäumung des Diallags durch Hornblende ist namentlich deutlich in Dünnschliffen zu beobachten und beruht auf einer Umbildung des ersteren in letztere (Uralitisierung), was zur Erzeugung von Gabbrodioriten und schließlich von Flasergabbro und Amphibolschiefern führen kann. Die grasgrüne Varietät der Hornblende, der Smaragdit, erscheint in perlmutterglänzenden Individuen und dürfte aus dem Diallag hervorgegangen sein. Der Diallag ist nicht selten mit rhombischem Pyroxen (Enstatit, Hypersthen) parallel ver-

wachsen. Durch die selbständige Beteiligung der letzteren am Gesteinsgemenge entstehen Übergänge zum Norit (Hyperit).

Ein häufiger Gemengteil der Gabbros ist der Olivin. Derselbe bildet gelbliche bis dunkelgrüne Körnchen, überwiegt bei manchen Gabbros an Menge selbst die Diallage, tritt aber meist erst im Dünnschliffe deutlich hervor und zeigt dann oft einen außerordentlichen Reichtum an Mikrolithen, welche hakenförmig gebogen und dann zu Sternen angeordnet zu sein pflegen. Solche olivinreiche Gabbros werden als Olivingabbros bezeichnet (Volpersdorf, Veltlin, schottische Inseln Mull und Skye, Ödegarden in Norwegen).

Die Gemengteile des Gabbros sind zu einem granitisch körnigen, vollkristallinen Aggregate regellos verwachsen. Gewisse kleinkörnige Modifikationen desselben sind als Beerbachit bezeichnet worden (Odenwald).

Flasergabbro. Stellenweise, so im Sächsischen Granulitgebirge, im Zobten, in Kornwall, auf den Hebriden, nimmt der Gabbro einen flaserig-schieferigen Habitus an, der hauptsächlich durch das augenartige Auftreten bis 3 cm großer Diallagkristalle hervorgebracht wird, welchen sich Lagen von Labrador-Amphibolschiefer anschmiegen. Diese Partien bilden meist plumpe Linsen, um welche sich Schmitzen und Lagen von Amphibolschiefer legen, wodurch jene Riesenflaserstruktur erzeugt wird, nach welcher sowie nach der den Gesteinskörper selbst beherrschenden Flaserung, diese Gesteine ihren Namen erhalten haben.

Als typisches Beispiel für die chemische Zusammensetzung normaler Gabbrogesteine mag die Analyse eines solchen aus dem Radautale im Harze angeführt werden: Kieselsäure 49,14, — Tonerde 15,90, — Eisenoxyd 5,88, — Eisenoxydul 9,49, — Kalk 10,50, — Magnesia 6,64, — Kali 0,28, — Natron 2,26, — Phosphorsäure 0,81, — Glühverlust 0,52.

Von zufälligen Gemengteilen sind neben Olivin bemerkenswert: Biotit, Chromit, Hornblende, Granat, Serpentin, Talk, Apatit, Zirkon, Titaneisen, Pyrit, Magnetkies, Magnetit.

Die Eruption des Gabbros fiel nicht bloß in die paläozoische Zeit, sondern auch in weit jüngere Perioden, wie die Gabbrovorkommnisse auf den Hebriden, auf Elba, in Ligurien, Bosnien und der Nordschweiz (Iberg) beweisen, welche in der Kreide und dem unteren Tertiär aufsetzen. Andere bekannte Gabbrovorkommen sind z. B. die des Zobten (Zobtenit), die von Neurode und Ebersdorf in Schlesien, bei Volpersdorf in der Grafschaft Glatz, des Radautales im Harze, bei Dillenburg in Nassau, am Frankenstein im Odenwald.

Der Forellenstein, ein diallagarmer bis -freier Olivingabbro, besteht aus einem Aggregat von lichtgraulichem Anorthit und größtenteils zu Serpentin umgewandeltem Olivin, der in unregelmäßigen dunklen Flecken zwischen dem Feldspatgemengteil liegt. (Volpersdorf, Harzburg, Drammen).

42. Norit.

Die Norite sind gabbroartige Gesteine, bei denen der Diallag durch einen rhombischen Pyroxen, also Hypersthen oder Enstatit ersetzt ist und die deshalb eine vollkommene Parallelreihe zu den Gabbros bilden. Man hat demzufolge auch olivinfreie und olivinführende Glieder zu unterscheiden. Übergänge zu den Dioriten werden durch Hornblendenorite und Glimmernorite vermittelt. Im fein- bis grobkörnigen Gesteinsgemenge der Norite herrscht der Labrador gewöhnlich vor und ist weißlichgrau, grünlich oder bläulichgrau gefärbt. Der schwärzlichbraune oder grünlichschwarze Hypersthen besitzt meistenteils auf den Hauptspaltungsflächen seiner oft großblätterigen Individuen einen kupferroten Schiller und metallartigen Glanz. Seine Individuen werden bisweilen von grünlichschwarzer Hornblende eingefaßt oder sind mit solcher verwachsen.

Die Norite sind granitisch-körnige, massige Gesteine, welche gang- oder stockförmig auftreten und meist mit Gabbro verknüpft sind (Klausen in Tirol, Igalliko in Grönland, Eckersund und Farsund in Norwegen, Wermland in Schweden, Paulsinsel und Küste von Labrador).

Der früher als Schillerfels, Protobastitfels oder Enstatitfels bezeichnete Norit des Radautales im Harze (Harzburgit) ist zusammengesetzt aus Enstatit oder Bronzit und serpentinisiertem Olivin, zu welchen sich als Produkt der fortschreitenden Umwandlung des ersteren durch Wasseraufnahme noch Schillerspat (Bastit) gesellt. Derselbe besitzt stark metallischen Perlmutterglanz, ist grün, messinggelb oder braun gefärbt, förmlich von Körnern des serpentinisierten Olivins durchspickt und deshalb auf den Flächen seines Blätterdurchganges mit dunklen, matten Flecken gesprenkelt.

Noritporphyrite (Enstatitporphyrite) sind porphyrische Eruptivgesteine der Kombination Plagioklas und rhombischer Pyroxen mit dichter, meist glashaltiger Grundmasse (an der Nahe, Klausen in Tirol, Cheviot Hills in Nordengland).

6. Plagioklas-Augit-Gesteine; Familie des Diabases und Melaphyres.

43. Diabas (früher Grünstein).

Der Diabas ist ein grob- bis feinkörniges, selbst dichtes, festes, zähes, grünes oder grünlichgraues Gemenge von Plagioklas und Augit, wozu sich Magnetit, Titaneisen und Apatit, ferner in manchen Diabasen Hornblende, Enstatit, Olivin und Quarz gesellen. Ein chloritisches Mineral sekundärer Entstehung besitzt in den meisten Diabasen eine weite Verbreitung, fehlt aber in anderen. Der Plagioklas der Diabase ist nur in den körnigen hierher gehörigen Gesteinsvarietäten makroskopisch sichtbar, in den dichten Abarten nur unter dem Mikroskope nachzuweisen. Er bildet meist leisten- und tafelförmige Individuen oder unregelmäßige Körner mit deutlicher Spaltbarkeit und in frischem, freilich seltenem Zustande mit der für ihre polysynthetische Zusammensetzung charakteristischen Zwillingsstreifung auf den basischen Spaltungsflächen. Er gehört meist dem Labrador oder Anorthit,

weniger häufig dem Oligoklas an. Äußerst frische Plagioklase zeigen bisweilen Glaseinschlüsse. Bei eintretender Zersetzung verschwindet die Zwillingsstreifung, der Feldspat wird trübe und stellt eine weißliche Masse dar, die sich bei starker Vergrößerung unter dem Polarisationsapparat als ein körneliges, kurzfaseriges Aggregat von wahrscheinlich zeolithischen Substanzen erweist. Meistens wird der verwitternde Plagioklas mit Calcit durchtränkt, zugleich wandern auf Rissen Chloritschüppchen ein, oder es entwickelt sich Epidot, zuweilen bis zur vollständigen Verdrängung des Feldspates.

Der Augit, der zweite Hauptgemengteil der Diabase, bildet kristallinische, unregelmäßig konturierte Körner, seltener ausgebildete, kurzsäulige Kristallindividuen, und besitzt eine schwarze, bräunliche oder grünliche, im Dünnschliffe eine lichtbräunliche, lichtrötliche oder gelbliche Farbe. Durch metamorphische Einwirkungen wird derselbe teilweise oder gänzlich in Uralit umgewandelt (Uralitdiabas), andererseits ist infolge hydrochemischer Zersetzung sehr gewöhnlich an dessen Stelle ein lauchgrünes, schuppiges chloritartiges Mineral (Viridit), oft mit Calcit und Epidot vermischt, getreten. Als fernere Produkte der Zersetzung sind Brauneisen, Kalkspat, Serpentin, Chrysotil und Quarz allgemein in den Diabasen verbreitet und durchsetzen dieselben häufig in Trümern und Schnüren.

Ein sehr verbreiteter, wenn auch mikroskopischer Gemengteil der Diabase ist der Apatit, welcher in langen farblosen, hexagonalen Kristallnadeln die übrigen Bestandteile durchspickt, ferner Titaneisen (häufig mit weißlicher Leukoxen-Rinde), Magneteisen, Eisenkies.

An der Zusammensetzung gewisser Diabase beteiligt sich Quarz als jüngster Gemengteil in z. T. solcher Reichlichkeit, daß man dieselben als Quarzdiabase zu bezeichnen hat.

Tritt Olivin in das normale Diabasgestein, so entstehen Olivindiabase. Dieselben erlangen nicht so große Verbreitung wie die eigentlichen Diabase; zu ihnen gehören z. B. diejenigen der Dill- und Lahngegend, einzelne schottische und südgrönländische, sowie zahlreiche schwedische Diabase.

Den Olivindiabasen schließen sich die Pikrite (Paläopikrite Gümbels) an. Dieselben haben in frischem Zustande vorwiegend aus Olivin und Augit nebst Magnetit und Titaneisen bestanden, zu denen sich in meist sehr geringer Menge brauner Biotit, Hornblende und Apatit gesellt. Der Olivin ist jetzt zum größten Teile in Serpentin umgewandelt (Fichtelgebirge, Vogtland, rechtsrheinisches Übergangsgebirge).

Die Mikrostruktur aller hierher gehörigen Gesteine ist eine durchaus körnige und zwar meist eine für die Diabase geradezu charakteristische. Sie äußert sich auf die Weise, daß die Zwischenräume zwischen den unregelmäßig durcheinander liegenden oder divergent strahlig grup-

pierten Plagioklasleisten von Augitkörnern erfüllt sind (ophitische Struktur). Eine tiefbraune glasige Grundmasse kommt nur spärlich am Salbande mächtiger Gänge oder in der Schlackenkruste von Ergüssen des Diabases vor.

Als typisches Beispiel der chemischen Zusammensetzung der normalen körnigen Diabase mag diejenige eines solchen von Zorge im Harz gelten: Kieselsäure 45,8, — Tonerde 18,5, — Eisenoxydul und -oxyd 11,2, — Kalk 12,7, — Magnesia 5,7, — Kali 0,6, — Natron 3,2, — Wasser 3,0. — Spezifisches Gewicht 2,9.

Nach der Verschiedenartigkeit ihrer Makrostruktur unterscheidet man folgende Diabas-Varietäten:

Körnigen Diabas, ein rein körniges Gemenge von deutlich erkennbaren Individuen (im Fichtelgebirge, Vogtland, bei Clausthal im Harze, bei Dillenburg in Nassau u. a. O.).

Dichten Diabas (Diabasaphanit), das Korn der Gemengteile ist zur äußersten Feinheit herabgesunken, so daß das Gestein dicht erscheint, mikroskopisch jedoch immer noch ein feinkörniges Gemenge darstellt. Seine Farbe ist grün und wird durch hohen Chloritgehalt bedingt. Ebenso ist er stark von Karbonaten imprägniert (Rübeland, Elbingerode im Harz, Lichtenberg im Fichtelgebirge). Besonders chloritreiche Aphanite nehmen nicht selten schieferige Struktur an (Diabasschiefer).

Diabasporphyrit, porphyrisch ausgebildete Modifikation der olivinfreien Diabase. Die dichte, unrein graugrüne bis bräunliche Grundmasse des Diabasporphyrites zeigt entweder eine durchaus kristalline oder eine äußerst dichte, zum Teil auch rein glasige Ausbildung und enthält größere porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas (Labradorporphyrit) oder von Augit und Plagioklas (Porfido verde antico) oder fast nur solche von Augit (Augitporphyrit). Bekannt sind Diabasporphyrite, z. B. in der Ruhrgegend, in Nassau (Dillenburg und Herborn), im Saar-Nahegebiet (sog. Palatinit), in den Vogesen, in Südtirol.

Variolit (Perldiabas) enthält in einer durchaus dichten, meist dunkelgrünen aphanitischen Grundmasse zahlreiche bis erbsengroße, felsitisch dichte, weiße bis graulichweiße oder schwach violett gefärbte Kügelchen (Variolen) ausgeschieden, welche mit der Grundmasse innig verwachsen, indessen härter als diese sind und daher bei der Verwitterung höckerig aus ihr hervorragen. Dieselben stellen mehr oder minder vollkommen radialstrahlige, oft verzerrte Aggregate von Plagioklasleistchen, Augit- und Hornblendenädelchen und Ilmenitlamellen dar. Die Verbreitung der Variolite ist eine geringe und stets auf die äußeren Teile gewisser Diabaslager beschränkt. Die bekanntesten Variolitvorkommnisse sind die von Berneck (Fichtelgebirge), Planitz bei Zwickau, Reuth und Saalburg, Schönfeld (Vogtland) und an der Durance.

Kalkaphanit, eine aphanitische, chloritreiche Diabasmasse mit konkretionären Kalkspatkügelchen, welche oft so dicht nebeneinander auftreten, daß das diabasische Zement fast verschwindet und Kugel an Kugel gedrängt liegt. Dieses Gestein nimmt zuweilen schieferige Struktur an und wird dann als Kalkaphanitschiefer bezeichnet.

Diabasmandelstein, eine aphanitische Diabasgrundmasse (Spilit), welche Mandeln von Kalkspat, also durch Infiltration ausgefüllte Blasenräume enthält.

Diabasgläser von pechsteinartigem oder vollkommen glasigem Aussehen kommen zum Teil als Salbänder von Diabasgängen, z. B. bei St. Wendel (Weiselbergit), in Finnland und Schweden (Hyalodiabase: Wichtisit und Sordawalit) vor.

Die oben charakterisierten Varietäten sind durch Übergänge eng verknüpft. Durch Veränderung der Korngröße, durch das Auftreten porphyrischer Ausscheidungen oder mandelartiger Sekretionen, durch Annahme schieferiger Struktur wechselt der Gesteinscharakter des diabasischen Mineralgemenges in kurzen Zwischenräumen vollkommen (so z. B. im Vogtlande und in Nassau). Die Diabase treten gangförmig (Lausitz, Fichtelgebirge), zum Teil als intrusive Lagergänge auf, welche zuweilen das Nebengestein kontaktmetamorphisch beeinflußten, oder sie bilden gleichalterige Lager zwischen altpaläozoischen Tonschiefern, Grauwacken und Kalksteinen, mit welchen sie durch mit den Diabaseruptionen verbundene Tuffbildungen und Bombenagglomerate innig verknüpft sind. Die Oberfläche mancher Diabaslager besitzt, falls wohlerhalten, ganz das Aussehen rezenter Gekröse- und wulstiger Fladenlaven. In Deutschland sind die Diabase vorzugsweise in den Lahngegenden Nassaus, in Westfalen, im Harze, in der Lausitz, im Vogtlande und im Fichtelgebirge entwickelt. Auswärts erreichen sie im Silurbecken von Kristiania sowie in Britannien große Ausdehnung, beschränken sich aber nicht auf paläozoische Formationen, sondern setzen sogar noch im Tertiär, z. B. der Allgäuer Alpen, Oberitaliens und Bosniens auf.

Als besonders benannte Diabasvarietäten sind noch anzuführen:

1. Proterobas (Hornblendediabas) mit primärer brauner Hornblende, rötlich braunem Augit, Plagioklas, Chlorit, Titaneisen, meist auch Magnesiaglimmer, zuweilen Titanit (z. B. viele der Diabasgänge des Lausitzer Granitplateaus). Ihm schließt sich der die ältere Kreide Österr. Schlesiens an zahlreichen Punkten durchsetzende Teschenit an, welcher Analzim und Natrolith als sekundäre Gemengteile führt.

2. Salitdiabas (Hunnediabas) mit gewöhnlichem Augit und farblosem Salit.

3. Leukophyr, hellfarbig mit vorherrschendem Plagioklas, wenig blaßgrünem Augit, Chlorit in Menge und Titaneisen.

4. Uralitdiabas (nebst Epidiorit), mit in Uralit (grüne, faserige Hornblende) umgewandeltem Augit, (s. S. 242 und 245).

5. Ophite sind mesozoische oder noch jüngere Eruptivgesteine der Pyrenäen vom Habitus olivinfreier Diabase und bestehen aus Augit, Diallag, beide zum Teil in Uralit umgewandelt, Plagioklas, Viridit, Epidot, Apatit und Titaneisen.

44. Melaphyr.

Der Melaphyr ist ein altvulkanisches und zwar wesentlich der Perm- und Karbonzeit angehöriges Ergußgestein, in dem sich die Mineralkombination der Olivindiabase wiederholt. Er ist ein dichtes, selten porphyrisches, sehr häufig mandelsteinartig ausgebildetes Gemenge von wesentlich Plagioklas, Augit und Olivin nebst titanhaltigem Magneteisenstein und Apatit.

Die Melaphyrmasse ist in frischem Zustande dicht, zäh und hart, sie ist schwarz, grünlich-, bräunlich- oder blauschwarz gefärbt, ihr Bruch ist uneben, schwach muschelig; — bei eintretender Verwitterung nimmt sie erdiges Gefüge und ihre Oberfläche eine anfänglich grüne, später ocker-

braune Färbung an, riecht tonig und braust mit Säuren, enthält also durch Zersetzung von Silikaten entstandene Karbonate.

Bei mikroskopischer Untersuchung ergibt es sich, daß die Grundmasse des Melaphyrs nur zum Teil kristallin ausgebildet ist, zum Teil aber aus Glas besteht, welches sich in mehr oder weniger reichlicher Menge zwischen die einzelnen Kriställchen drängt, aber leicht zu einer fast impelluziden, meist schmutzig grünen, an schwarzen Körnchen und Trichiten reichen Substanz verwittert. Mikrofluktuationsstruktur zeigt sich nicht nur durch die stromartige Anordnung der Mikrolithe, sondern auch darin, daß die ausgeschiedenen Feldspat- und Augitkriställchen eine gleiche Richtung und Lage angenommen haben.

Als mikrokristalline Gemengteile der Melaphyrgrundmasse ergeben sich unter dem Mikroskope: zwillingsstreifige Plagioklase, Körner von Magnetit, Olivin in frischem und serpentinartig zersetztem Zustande, Augit, oft an Menge stark zurücktretend, zuweilen auch Enstatit (Ilfeld), Apatit in farblosen, hexagonalen Nadeln, lokal Hornblende und Biotit.

Aus dieser im allgemeinen dichten, aphanitischen Grundmasse treten zuweilen, am häufigsten noch Plagioklase, ferner Olivine und Augite makroporphyrisch hervor.

Eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit der Melaphyre ist ihre große Neigung zur Mandelsteinstruktur. Die Grundmasse der Melaphyrmandelsteine befindet sich gewöhnlich in einem mehr oder weniger zersetzten Zustande, hat dann meist eine rötlich-braune Färbung angenommen und umschließt mehr oder weniger zahlreiche Mandeln. Diese besitzen eine rundliche oder birnförmige, kugelige oder auch langgezogen wurmförmige, zum Teil sich verästelnde Gestalt (z. B. am Lake Superior, in den südafrikanischen Maluti-Bergen) und schwanken in ihren Dimensionen zwischen Hirsekorn- und Kopfgröße. Die ursprünglichen Höhlungen verdanken Gas- und Dampfblasen, welche sich in der zähflüssigen Gesteinsmasse bildeten, ihre Entstehung und wurden später durch Absätze aus infiltrierten Mineralsolutionen ganz oder teilweise ausgefüllt. Die erste Auskleidung der Hohlräume bildet fast immer Delessit, der kleine Mandeln vollständig ausfüllen kann, während dies bei größeren durch Kalkspat, Braunspat, Achat, Jaspis, Chalcedon, Amethyst und Bergkristall, sowie gediegen Kupfer und Silber (am Lake Superior) geschieht und endlich nicht vollkommen ausgefüllte, sondern nach innen offene Höhlungen von Kalkspat-, Quarz-, Datolith-, Prehnit- und Epidotkristallen ausgekleidet werden (Drusen).

Die Lagerungsformen der Melaphyre sind Gänge und Kuppen, namentlich aber plattenförmige Lager zwischen den Schichten der Steinkohlenformation, vorzugsweise aber des Rotliegenden, in deren Ablagerungszeit die Eruptionen des Melaphyrs fallen. In Deutschland besitzen die Melaphyre in Schlesien bei Löwenberg und Landshut, in Thüringen bei Ilmenau, am

südlichen Harze bei Ilfeld, im Erzgebirgischen Becken und in der Saar- und Nahegegend eine große Verbreitung.

7. Familie der Basalte.

Durch F. Zirkels Untersuchungen wurde die alte Auffassung, nach welcher man die Basalte für lediglich Plagioklas-Olivin-Augitgesteine hielt, beseitigt und der Kreis dieser Familie um zwei andere Hauptglieder, die Nephelin- und Leuzitbasalte vermehrt, bei welchen der Plagioklas durch Nephelin oder Leuzit ersetzt ist. Fehlt in diesen beiden Basalten der Olivin als Gemengteil, so bezeichnet man diese olivinfreien Varietäten als Nephelinit und als Leuzitit. Später erkannte A. Stelzner in den Melilithbasalten noch eine weitere Gruppe der Basalte. Die Plagioklasbasalte einerseits und die Nephelin- und Leuzitbasalte andererseits stehen sich jedoch nicht unvermittelt gegenüber. Ihre Verbindungsglieder, also die Plagioklas und Nephelin bez. Leuzit zugleich führenden Basalte, werden als Basanite (falls olivinführend) und als Tephrite (falls olivinfrei) zusammengefaßt. Nimmt Glas die Stelle des Feldspates oder des ihn vertretenden Minerales ein, so entsteht Magmabasalt (olivinführend) oder Augitit (olivinfrei).

Danach gliedert sich die Familie der Basalte in folgende Arten:

Plagioklasbasalt = Plagioklas + Augit + Olivin;
Nephelinbasalt = Nephelin + Augit + Olivin;
Nephelinit = Nephelin + Augit;
Leuzitbasalt = Leuzit + Augit + Olivin;
Leuzitit = Leuzit + Augit;
Basanit = Plagioklas + Nephelin oder Leuzit + Augit + Olivin;
Tephrit = Plagioklas + Nephelin oder Leuzit + Augit;
Melilithbasalt = Melilith + Augit + Olivin;
Magmabasalt = Glas + Augit + Olivin;
Augitit = Glas + Augit.

Innerhalb dieser Abteilungen können sich strukturelle Modifikationen, nämlich mittel- bis grobkörnige (doleritische), feinkörnige (anamesitische) und dichte (basaltische) Varietäten wiederholen.

45. **Plagioklasbasalt** (Feldspatbasalt, Trapp) nebst Plagioklasdolerit und Anamesit.

Der Plagioklasbasalt ist ein schwarzes, scheinbar dichtes Gestein mit mattem, splitterigen, im großen flach muscheligen Bruche. Anscheinend vollkommen homogen, erweist es sich, ganz abgesehen von mit unbewaffnetem Auge sichtbaren porphyrischen Ausscheidungen, bei starker mikroskopischer Vergrößerung der Dünnschliffe meist aus zweifachem Materiale zusammengesetzt, einerseits aus mikroskopischen Mineralindividuen von Plagioklas,

Augit, Olivin und titanhaltigem oder reinem Magneteisen, andererseits aus einer glasigen, zuweilen gekörnelten oder mit Mikrolithen erfüllten Basis, welche die Zwischenräume zwischen den individualisierten Gemengteilen ausfüllt. Die Menge dieser amorphen Zwischenmasse schwankt in ihrem Verhältnisse zu den kristallinen Ausscheidungen sehr bedeutend. Zuweilen tritt sie vollkommen zurück, so daß Dünnschliffe des Basaltgesteines als rein kristalline Mineralaggregate erscheinen, — oder sie stellt sich in geringer Menge ein, bleibt noch untergeordnet und ist zwischen die Mineralausscheidungen zwischengedrängt, endlich kann sie zum vorwaltenden Bestandteile der Basalte werden; dann liegen die Kristallausscheidungen isoliert in derselben eingebettet und zeigen nicht selten Fluidalstruktur.

Das mikrokristalline Gesteinsmaterial der Feldspatkristalle besteht aus vorwaltenden Plagioklaskristallen, — Augiten, von welchen die größeren gewöhnlich durch Glaseinschlüsse und Magnetitkörner verunreinigt sind, — Olivin von grünlichgrauer Färbung, in sehr dünnen Schliffen ganz farblos, — Magnet- und Titaneisen in schwarzen Körnern, — zuweilen auch Nephelin in farblosen, ungestreiften Rechtecken, — Apatit in langen, farblosen Nadeln, sehr selten Leuzit und Biotit.

Aus der beschriebenen, gleichartig dicht erscheinenden basaltischen Gesteinsmasse treten bisweilen porphyrisch eingesprengte größere Körner und Kristalle von Augit, Olivin und Magneteisenerz, seltener von Plagioklas hervor. Ein charakteristischer und oft sehr reichlicher Gemengteil der Plagioklasbasalte ist der nur selten gänzlich fehlende Olivin. Er bildet glasglänzende, ölgrüne Körner und Kristalle und bis über kopfgroße, rundliche, körnige Aggregate, welche als Olivinfels oft auch noch Augit, Enstatit, Bronzit, Diopsid, Hornblende und Picotit enthalten. Hornblende zum Teil in zollgroßen Kristallen und kenntlich an ihren stark glänzenden Spaltungsflächen ist als zufälliger Gemengteil nicht selten. Hornblendereiche Basalte finden sich in der Rhön, im Westerwalde, Taunus, in der Eifel, in der Südlausitz und in Böhmen und werden als Hornblendebasalte bezeichnet. Andere (so auf den Faröer) führen einen diallagartigen Augit, entsprechen also dem Gabbro.

In einem Plagioklasbasalte bei Ovifak an der Südküste der grönländischen Insel Disco kommt metallisches Eisen verwachsen mit Kohlenstoffeisen teils in Form kleiner Körner oder Kugeln, teils in größeren bis fast 150 Pfund schweren Klumpen vor. Eisenblöcke, welche in der Nähe dieses Basaltes frei umher lagen und von Nordenskjöld 1870 entdeckt wurden, wogen bis 50000 Pfund. Eisen und zugleich Graphit führende Basalte scheinen in Grönland eine allgemeinere Verbreitung zu besitzen.

Innerhalb des Feldspatbasaltes finden sich nicht selten blasenförmige Hohlräume, welche zum Teil von den verschiedenartigsten sekretionären Mineralien ausgefüllt oder ausgekleidet sind, so vorzugsweise von Desmin,

Stilbit, Natrolith, Analzim, Chabasit, Apophyllit, Harmotom, Kalkspat, Aragonit, endlich Quarz, Chalcedon, Hyalit (= Basaltmandelsteine).

Als chemische Zusammensetzung eines typischen Plagioklasbasaltes von Linz am Rhein ergibt sich: Kieselsäure 45,1, — Tonerde 16,2, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 13,3, — Kalkerde 10,3, — Magnesia 6,3, — Kali 1,2, — Natron 3,6, — Wasser 2,4. — Spezifisches Gewicht = 2,8—2,9.

Die meisten Plagioklasbasalte brausen, wenn man sie mit Säure betupft, enthalten also Karbonate, welche aus der Zersetzung der Silikate durch die Atmosphärilien hervorgegangen sind. (Vgl. chemische Tätigkeit des Wassers S. 109.)

Die mittel- bis grobkörnige Ausbildungsform des Plagioklasbasaltes, der Plagioklasdolerit, ist vertreten z. B. am Meißner (Hessen), an der Löwenburg (Siebengebirge), auf Island, Schottland und den Faröer, — seine feinkörnige Modifikation, der Anamesit, bei Steinheim (unweit Hanau), auf der Wilhelmshöhe (bei Kassel), in Schottland, Irland und Island. Beide zeigen unverkennbare Anklänge an die Diabasstruktur.

Zu den Plagioklasbasalten gehören zahlreiche rezente basaltische Laven. Dieselben besitzen an der Oberfläche der Ströme fast durchgängig eine schlackige, poröse Ausbildungsweise, während die inneren Teile der Ströme eine völlig kompakte, steinartige Beschaffenheit zeigen.

Der Plagioklasbasalt tritt in Gängen, Kuppen, Strömen und Decken auf. Letztere sind zuweilen in vielfacher Wiederholung übereinander gelagert und bilden dann förmliche horizontale Deckensysteme (daher Trapp). An sehr vielen Punkten seines Vorkommens besitzt der Basalt eine ausgezeichnet regelmäßige, säulenförmige oder kugelige Absonderung.

Die Eruptionen der Plagioklasbasalte fallen ihrer Mehrzahl nach in die Tertiärzeit, dauern aber auch in der Jetztzeit noch fort. Sie haben die weiteste Verbreitung von allen basaltischen Gesteinen. Zu ihnen gehören die meisten Basaltdurchbrüche der Rheinlande (z. B. Weilburg, Ölberg im Siebengebirge, Kasseler Ley, Unkel, Leiberg, Minderberg, — Landskron, Nürburg in der Eifel), sowie Hessens (Stillberg, Bausberg im Habichtswalde), ferner viele böhmische (z. B. Böhmisch Leipa, Waltsch) und solche Schonens, endlich alle Basalte Schottlands, der Hebriden, der Faröer und Islands, sowie des westlichen Nordamerikas. Von hierher gehörigen Laven sind die des Ätna und die Basaltlaven der Auvergne zu erwähnen.

46. **Nephelinbasalt** und **Nephelinit** (nebst Nephelindolerit).

Der Nephelinbasalt stellt eine schwarze, dichte, zähe Gesteinsmasse dar, welche sich in ihrem Äußeren durch nichts vom Plagioklasbasalt unterscheidet; an ihrer Zusammensetzung nehmen teil: Augit und Nephelin, nebst Olivin, Magnetit, Titaneisen, nicht selten Perowskit, Hauyn, Hornblende, Biotit, Apatit. Der Nephelin bildet entweder scharf konturierte, bei ein-

tretender Verwitterung faserig erscheinende Kriställchen mit oblongen und hexagonalen Durchschnitten oder eine Art Nephelinfüllmasse zwischen dem Augit und den übrigen Bestandteilen, und nimmt dann an Menge zuweilen so ab, daß es oft nur auf mikrochemischem Wege möglich ist, die Anwesenheit des Nephelines darzutun (Kieselgallertbildung mit Ausscheidung von Kochsalzwürfelchen beim Behandeln der Schliffe mit Salzsäure).

In einigen als Hauynbasalte (Hauynophyre) bezeichneten Nephelinbasalten tritt sehr reichlich Hauyn, den Nephelin fast verdrängend, ein (Neudorf im Erzgebirge, Eifel).

Als Nephelinit bezeichnet man die olivinfreien Abänderungen des Nephelinbasaltes.

Die grobkörnige Ausbildung des Nephelinbasaltes, der Nephelindolerit, besteht aus Nephelin in schon mit bloßem Auge wohl unterscheidbaren lichtgrauen, hexagonalen Säulen nebst Augit und Magnetit, sowie z. T. mit Olivin. Zufällige Gemengteile sind Titanit, Hauyn, Biotit, Melanit, Sodalith, Pseudobrookit, Apatit (in mehrere Zentimeter langen Nadeln bei Oberwiesenthal). Der Nephelindolerit besitzt eine geringere oberflächliche Verbreitung, als man früher glaubte, tritt vielmehr nur in Form größerer und kleinerer Schollen und Schlieren des in größerer Tiefe auskristallisierten Magmas, welche die Tiefenfazies des Nephelinbasaltes darstellen, inmitten des letzteren auf. Die bekanntesten Fundorte für Nephelindolerit sind der Katzenbuckel (Odenwald), Meiches (mit Leuzit, aber ohne Olivin), die Stopfelskuppe (Thüringen), Podhorn und Schreckenstein (Nordböhmen), Oberwiesenthal (Erzgebirge), der Löbauer Berg (Lausitz).

Die eigentlichen Nephelinbasalte und die Nephelinite besitzen in dem Basaltgebiete der Lausitz, im Erzgebirge, in Böhmen, in der Rhön, im Thüringer Walde und Odenwalde große Verbreitung. Lokal nehmen dieselben blasige und mandelsteinartige Struktur an. Ihre Eruption fällt in die Tertiär- und Posttertiär-Periode; sie bilden Lavaströme, Gänge, Decken und Kuppen.

Ein altplutonisches Analogon des tertiären Nephelindolerits ist der Ijolith Finnlands, ein granitisch-körniges Gemenge von Eläolith und Pyroxen.

47. Leuzitbasalt und Leuzitit.

Der Leuzitbasalt ist ein vorwiegend aus Leuzit und Augit nebst Olivin bestehendes Basaltgestein. Das Mengenverhältnis der beiden Hauptbestandteile zueinander ist ein sehr schwankendes, was sich bereits in der Gesteinsfarbe zu erkennen gibt, indem die dunkelgrauen Varietäten zugleich die leuzitreichsten sind, in den schwarzen hingegen der Augit vorherrscht. Außer dem nie fehlenden Magnet- und Titaneisen führt der Leuzitbasalt ebenso wie der Nephelinbasalt bald spärlich, bald sehr reichlich: Melilith, Hauyn, Glimmer, Perowskit, Melanit, Sanidin, Plagioklas und Nephelin.

Die Korngröße des Gesteins schwankt zwischen feinstkörnig und dicht. Es wird porphyrisch durch größere Einsprenglinge von Augit, Leuzit, Olivin

oder Hauyn. Die Leuzite können bis Haselnußgröße erreichen. Solche leuzitreiche Gesteine sind besonders an die Vulkane Italiens (Albaner Gebirge, Vesuv) gebunden und wurden früher als Leuzitophyre bezeichnet, — ein Name, den man jetzt nur auf Leuzit-Nephelin-Sanidin-Gesteine anwendet.

Die schwarze, dichte Varietät der Leuzitbasalte ist in ihrem Äußeren von dem Plagioklas- und Nephelinbasalt nicht zu unterscheiden. Unter dem Mikroskope erweist sie sich fast durchweg als gleichmäßig feinkörnig ausgebildet, während die Glasbasis, welche bei den Plagioklasbasalten eine so wichtige Rolle spielt, meist sehr zurücktritt, oft ganz fehlt. Die mikrokristallinen Gemengteile derartiger Leuzitbasalte sind Leuzit, Augit, Olivin und Magnetit, wozu sich eine gegen den vorwaltenden Leuzit stets zurücktretende Menge von Nephelin gesellt.

Die olivinfreien Leuzitbasalte werden als Leuzitite bezeichnet.

In mikroskopisch untersuchten Dünnschliffen tritt der Leuzit durch die charakteristische achtseitige Begrenzung seiner Kristalldurchschnitte und die einfache Strahlenbrechung seiner farblosen Substanz hervor, zeichnet sich aber außerdem noch durch die Eigentümlichkeit aus, fremdartige (Augit-) Nädelchen und (Schlacken-)Körnchen in großer Menge zu umhüllen und sie zu zwingen, sich innerhalb seiner Masse zu einem zentralen Häufchen oder zu Kränzen zu gruppieren, deren Durchschnitt ebenfalls achtseitig oder rundlich ist (vgl. Fig. 87 *c*, sowie 88 und 89, S. 196 und 197).

Über die Lagerungsverhältnisse des Leuzitbasaltes gilt dasselbe, was in dieser Beziehung über die Feldspatbasalte gesagt worden ist.

Die Verbreitung der Leuzitbasalte ist eine beschränktere als diejenige der Plagioklas- und Nephelinbasalte. Dieselben sind nachgewiesen in der Eifel und am Laacher See, ferner an der Geisinger Kuppe, am Pöhlberg, Haßberg, Spitzberg, Schmiedeberg (Erzgebirge), in der Lausitz, im böhmischen Mittelgebirge, bei Rottweil (Kaiserstuhl), namentlich aber auch in der Gegend von Rom u. a. O.

Zu den Leuzitbasalten gehören die basaltischen Laven des Albaner Gebirges, der Umgegend des Laacher Sees und zum Teil auch diejenigen der benachbarten vulkanischen Eifel. Ihre Hauptgemengteile sind unzweifelhaft Augit und Leuzit, einige derselben zeichnen sich durch einen größeren Gehalt an Melilith, andere durch Beimengungen von Hauyn (früher Hauynophyre genannt) aus. Ersterer bildet nicht nur einen Bestandteil der Grundmasse selbst, sondern ist auch in den Poren und an den Wandungen der Blasenräume auskristallisiert (Herchenberg, Hennebacher Ley am Laacher See, Capo di Bove bei Rom).

Missourit, die granitisch-örnige plutonische Fazies kdes Leuzitbasaltes (Montana).

48. Melilithbasalt.

Im Melilithbasalt, welcher sich von den Nephelin- und Leuzitbasalten makroskopisch nicht unterscheidet, spielt der Melilith dieselbe Rolle, wie

der Nephelin und der Leuzit in jenen beiden Basalten. Der petrographische Charakter der Melilithbasalte ist folgender: Melilith, Augit und Olivin sind die vorwiegenden Gemengteile. Von diesen zeigen Olivin und ein Teil des Augites makroporphyrische, ein Teil des Melilithes mikroporphyrische Entwicklung, während die Hauptmenge des Augites und Melilithes die mikrokristalline Grundmasse bildet. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligen sich außerdem noch: Nephelin, Glimmer, Magnetit und Perowskit, spärlich Apatit und zuweilen Hauyn. In chemischer Hinsicht zeichnen sich die Melilithbasalte durch eine ungewöhnlich hohe Basizität (Kieselsäuregehalt bis unter 30 %), sowie dadurch aus, daß sie bis zu 95 % durch Salzsäure zersetzbare Bestandteile enthalten. Der Melilith bildet tetragonale, leistenförmige, bis zu 1,2 mm lange Täfelchen. In frischem Zustande ist der Melilith wasserhell oder schwach gelb gefärbt und durch eine höchst charakteristische feine Streifung und Faserung ausgezeichnet. Die Melilithbasalte erreichen ihre größte Entwicklung in der schwäbischen Alb, und sind außerdem nachgewiesen im Hegau, in den Haßbergen in Bayern, im Vogtlande, bei Görlitz, Forsthaus Zeughaus (Sächs. Schweiz), Devin bei Wartenberg (NO-Böhmen), in Westnorrland, Südgrönland, am Donjo Ngai in Ostafrika.

49. **Basanite** und **Tephrite.**

Diese Basalte bilden eine Reihe, welche durch die Kombination Augit + Nephelin + Leuzit + Plagioklas ausgezeichnet ist, also die Verbindung zwischen den Plagioklas-, den Nephelin- und den Leuzitbasalten vermittelt. Zu den Hauptbestandteilen derselben, Nephelin, Leuzit, Plagioklas nebst Augit, kommen noch folgende: Hornblende, Biotit, Sanidin, Hauyn, Apatit Titanit, Magnetit und Titaneisen, sowie Olivin (= Basanite). Fehlt dieser letztere, so nennt man die Gesteine Tephrite. Beide sind von einer gleichförmig feinkörnigen bis dichten oder durch Auftreten größerer Kristalleinsprenglinge porphyrartigen Struktur. Als solche fungieren hauptsächlich Augit und Plagioklas, bisweilen auch Biotit. Die rein körnige Fazies dieser Gesteine bezeichnet man als Theralith.

Die Tephrite zerfallen in zwei Hauptabteilungen: Nephelintephrite (Nephelin + Plagioklas + Augit) und Leuzittephrite (Leuzit + Plagioklas + Augit), welche beide durch gleichzeitig Nephelin und Leuzit führende Glieder verbunden sind. Die weiteste Verbreitung besitzen die Nephelintephrite (Kanarische Inseln, Nordböhmen, Rhön, Schweden); spärlich dagegen sind die Leuzittephrite, als typische Vertreter derselben können die italienischen Leuzit-Plagioklasgesteine (Rocca monfina, manche Vesuvlaven) gelten. Zu den olivinführenden Varietäten dieser Gruppe, den Basaniten, gehören u. a. die Vesuvlaven, die neben Leuzit, Augit, Olivin und Magneteisen Plagioklas und Nephelin als kristallinische, freilich zum

Teil mikroskopische Gemengteile, und neben ihnen mehr oder weniger bedeutende Mengen von Glasbasis führen. In den Poren der Vesuvlaven finden sich, vermutlich durch sublimierende Gase gebildet, Hornblende, Melanit und Sodalith auskristallisiert. Über den allgemeinen und petrographischen Habitus dieser Laven siehe S. 38 und Petrogen. Geol. § 3.

Magmabasalt (Limburgit und **Augitit);** in einer mehr oder weniger reichlichen, bald rotbraunen, bald grauen bis farblosen, pechsteinartigen Grundmasse, welche sich unter dem Mikroskope als ein ausgezeichnetes Glas erweist, liegen porphyrartig schwarze Augite und glänzende Olivinkristalle (Hyalosiderite); Limburg am Kaiserstuhl, Hessen, im böhmischen Mittelgebirge; Schonen. Fehlen in ihr die Olivine, so heißt diese Modifikation Augitit.

Basaltgläser (Basaltobsidiane). Basaltgläser (Tachylit, Hyalomelan und Sideromelan) erscheinen als Salbänder von Basaltgängen, als Schlackenkrusten von Strömen, als Auswürflinge, nur selten als selbständige Trümer oder Ströme. Recht typisch sind dieselben z. B. im Vogelsberg, an der Sababurg in Hessen, namentlich aber auf Hawaii vertreten. Die Gläser sind bald vollkommen kompakt, bald blasig, bald durch Olivin-, Augit- und Plagioklaseinsprenglinge porphyrisch. Als Bimssteine werden sie z. T. schaumig, z. T. haarförmig (Pélé's Haar) mit langgezogenen zylindrischen Gasporen.

8. Familie der Olivingesteine.

50. **Peridotite** (Olivinfels).

Feldspatfreie Olivingesteine pflegen einerseits mit Olivingabbro und Norit (als Wehrlit), andererseits mit Olivindiabas (als Paläopikrit) und mit Basalt (als Pikrit) eng verknüpft zu sein. Ihr Reichtum an Olivin und der Umstand, daß sich auch die zwei häufigsten Begleiter des Olivines in diesen Gesteinen, der Amphibol und Pyroxen, ebenso wie der Olivin in Serpentin umzuwandeln vermögen, hat zur Folge, daß die Olivingesteine oft in ihrer ganzen Erstreckung, bis auf spärliche Überreste der Muttermineralien, in Serpentin übergegangen sind. Man unterscheidet, je nachdem sich Olivin verbindet mit Augit und zuweilen auch mit Hornblende: Pikrit und Paläopikrit (siehe S. 245) — mit Diallag und Pyrop: Wehrlit, — mit Hornblende: Amphibolperidotit, — mit Biotit: Glimmerperidotit, — mit Diopsid und Bronzit: Lherzolith, — mit Chromspinell: Dunit, — mit Bronzit: Bronzit-Olivinfels (siehe S. 244), — mit grünem Augit und braunrotem Granat: Eulysit.

Paläopikrite und Pikrite haben eine größere Verbreitung am Fuße der schlesischen Karpathen, im Fichtelgebirge, im Vogtlande und im rheinischen Schiefergebirge, wo sie mit Diabasen vergesellschaftet auftreten, während im Harze diese und ähnliche Gesteine (z. B. Bronzit-Olivinfels oder Schiller-

fels und Glimmerpikrite) mit Gabbro verknüpft sind. Auch der Kimberlit, das Muttergestein der südafrikanischen Diamanten, ist ein serpentinisierter Peridotit (Pikritporphyrit) von z. T. breccienartiger Struktur mit Körnern von Olivin, Enstatit, Biotit und Chromit und enthält diamantführende Granat-Diopsid-Konkretionen (Beck).

2. Abteilung. Kristalline Schiefergesteine.

51. Gneis.

Der Gneis (Glimmergneis) ist ein flaseriges bis schieferiges Aggregat von Feldspat (Orthoklas nebst Oligoklas), Quarz und Glimmer. Es sind dies die Gemengteile des Granites, so daß sich beide Gesteine petrographisch nur durch ihre Struktur unterscheiden, der Gneis also nur ein mehr oder minder scharf parallel struierter Granit ist. Die Quarze der Gneise sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen, darunter häufig solche von flüssiger Kohlensäure, führen auch öfters Rutil- und Sillimanitnadeln. Mikroklin ist in manchen Gneisen reichlich, in anderen selten. Die Glimmer sind teils dunkle Biotite, teils helle Muskovite.

Die Mikrostruktur der Gneise ist eine von ihrer Genesis abhängige (siehe petrogenetische Geologie) und deshalb entweder diejenige normaler Eruptivgesteine, oder eine kataklastische, eine Kontakt- oder eine Einschmelzstruktur. Die Makrostruktur des Glimmergneises ist zwar vorzugsweise eine flaserige, ist jedoch je nach der Menge und der Gruppierung des in ihm enthaltenen die Schieferigkeit und die gesamte Parallelstruktur in erster Linie bedingenden Glimmers vielfachen Modifikationen unterworfen. Nach diesen unterscheidet man:

Flaserigen oder normalen Gneis, das körnige Gemenge von Feldspat und Quarz bildet lauter kleine, unregelmäßig linsenförmige Partien, an welche sich dünne Lamellen von Glimmer anschmiegen, so daß sie auf dem Querbruche als wellig gebogene Linien erscheinen, deren Undulationen stellenweise zu gegenseitiger Berührung gelangen, während man auf den Spaltungsflächen nur die Glimmerlagen gewahrt.

Schuppengneis, ein geflammt schlieriger Gneis.

Schieferigen Gneis, der Glimmer bildet zusammenhängende, dünne, parallele, ebenflächige Membranen, welche die einzelnen Lagen von körniger Feldspat-Quarzmasse trennen.

Lagengneis, aus abwechselnden glimmerreichen und glimmerarmen Lagen bestehend.

Stengelgneis, die Glimmergemengteile sind in der Schieferungsebene nach einer Richtung in die Länge gezogen (gestreckt) und schmiegen sich an stengel- und wulstförmige Feldspat-Quarzaggregate an.

Augengneis, aus dem schieferigen oder flaserigen Gemenge treten einzelne große Orthoklase von plump linsenförmiger bis kugeliger Gestalt hervor, an welche sich die Gneislagen anschmiegen.

Dichter Gneis, außerordentlich feinkörnig, bald glimmerarm, bald glimmerreich, z. T. mit klastischen Feldspat- und Quarzkörnern.

Granitgneis und Gneisgranit, granitisch-körnige Varietäten mit weitläufiger Verteilung der annähernd parallel gelagerten Glimmerschuppen oder auch mit Membranen und Strähnen von lichtgrünem Serizit (Protogingneis).

An zufälligen Gemengteilen ist der Gneis sehr reich, unter ihnen sind hervorzuheben: Graphit, Granat, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Augit, Hornblende, Faserkiesel, Chlorit, Apatit, Magnetkies, Magneteisenerz und Eisenkies. Die beiden letztgenannten Erze treten häufig als Imprägnationen, gewissermaßen als Wolken von Erzpartikelchen auf, welche bestimmten Zonen der Gneiskomplexe folgen; man bezeichnet derartige Vorkommen als Fahlbänder. Innerhalb dieser können sich die Erzteilchen zu lentikulären oder flözähnlichen Nestern und Lagern konzentrieren.

Einige der oben aufgezählten, z. T. akzessorischen Gemengteile können in der Zusammensetzung gewisser Gneise zu einer hervorragenden Rolle gelangen, ja einen Gemengteil des normalen Gneises vollkommen verdrängen, wonach man folgende Gneisvarietäten unterscheidet:

Biotitgneis und Muskovitgneis (grauen und roten Gneis), deren ersterer Quarz, Feldspat und dunklen Magnesia-Glimmer, deren letzterer Quarz, viel Feldspat (z. T. reichlich Albit) und lichten Kali-Glimmer enthält. Diese Varietäten sind durch Mittelglieder (zweiglimmerige Gneise) eng miteinander verknüpft, so daß man sie nur als Endglieder einer großen Reihe von in ihrer Glimmerführung schwankenden Gneisvarietäten betrachten darf.

Plagioklasgneis, der im normalen Gneis vorwiegende Orthoklas wird von Plagioklas verdrängt. Je nach der herrschenden Plagioklasart spricht man von Mikroklingneis (Graubünden), Oligoklas-Biotitgneis, Albitgneis (Erzgebirge). Ihnen schließt sich der Kinzigit an, ein aus Plagioklas, Biotit und Granat bestehender, graphithaltiger Gneis des Schwarzwaldes.

Cordieritgneis, zu dem Glimmer (Biotit) tritt blaugrauer Cordierit; z. B. in der sächsischen Granulitformation, ferner bei Bodenmais. Nesterweise drängt der Cordierit die anderen Gemengteile stark zurück, wobei die Flaserstruktur des Gneises gleichzeitig ganz verloren gehen kann. Hierdurch entsteht massiger, körniger Cordieritfels (Dichroitfels).

Granatgneis und Fibrolithgneis enthalten die gewöhnlichen Gneisbestandteile, dazu noch Granat oder Fibrolith in erheblicher Menge.

Graphitgneis, Graphit oder Graphitoid verdrängt den Glimmer ganz oder zum Teil.

Chloritgneis, für den Glimmer ist Chlorit eingetreten; Albit oft reichlich.

Hornblendegneis, der Glimmer ist durch Hornblende vertreten, unter den Feldspaten waltet der Plagioklas oft stark vor, Quarz fehlt z. T. gänzlich. Struktur lagenförmig oder streifig. Kann auf der einen Seite in Syenitgneis, auf der anderen in Amphibolschiefer übergehen.

Pyroxengneis besteht aus Diopsid, z. T. Hypersthen, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Granat, wenig Hornblende, Titanit, Skapolith (Niederösterreicher Wald, Pyrenäen, Südwestafrika). Tritt an Stelle des Augites Diallag, so entsteht Diallaggneis.

Nach ihren genetischen Beziehungen (siehe petrogenetische Geologie) unterscheidet man Eruptivgneise (Orthogneise) und Sedimentgneise (Paragneise). Die letzteren wechsellagern häufig in regelmäßigster Weise mit Glimmer-, Hornblende- und Graphitschiefern, mit Eisenerzen, Kalk-

steinen, Serpentinen und Quarziten und bilden dann mit ihnen abwechslungsreiche Komplexe. Diese in Verbindung mit von Anfang an flaserigen oder durch Gebirgsdruck gneisartig flaserig bis schieferig gewordenen Eruptivgesteinen (vgl. S. 80) repräsentieren vielerorts die obere Abteilung der »archäischen Gneisformation«, während die untere aus mannigfaltigen Modifikationen der Eruptivgneise gebildet wird. Größere Territorien von solchen Gneisen finden sich im Erzgebirge, in Böhmen, Mähren, den Sudeten, im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, in Schottland, Skandinavien, Kanada, den atlantischen Staaten von Nordamerika, Brasilien.

52. **Granulit** (Weißstein).

Der normale Granulit ist eine ebenschieferige Modifikation des Granites und zwar ein feinkörniges bis dichtes Gemenge von Feldspat und Quarz mit eingestreuten kleinen roten Granaten. Der Feldspat ist der Hauptbestandteil des Granulites und bedingt durch seine lichtrötliche, lichtgelbliche oder weiße Farbe die helle Färbung dieses Gesteines. Er zeigt, wie das Mikroskop lehrt, vorwiegend eine durch perthitartige Interposition von Albit hervorgerufene Struktur (Mikroperthit), oder gehört dem Mikroklin, seltener dem typischen Orthoklas an. Einfach zwillingsgestreifter Plagioklas stellt sich meist nur spärlich ein. Diese Feldspate bilden im Verein mit platten Körnchen und dünnen Lamellen von Quarz ein feinkörnig-schieferiges Aggregat mit z. T. ausgezeichneter Kataklasstruktur, welchem sich meist noch Sillimanit zugesellt. In mikroskopischer Entwicklung treten hinzu: Rutil, Turmalin und lokal auch Herzynit in saftgrünen, eckigen Körnchen. Die Granaten sind meist in hirsegroßen Körnchen in den beiden anderen Bestandteilen des Granulites eingesprengt. In gewissen, vor den normalen vorwaltenden Varietäten des sächsischen Granulitgebirges stellt sich Biotit ein, dessen parallele, lagenförmige Anordnung die Schieferstruktur steigert; dann treten die Granaten zurück und es entstehen Zwischenglieder zwischen Lagengneis und Granulit, die Biotitgranulite, welche im sächsischen Granulitgebiete auf das vielfachste mit dem normalen Granulit in schärfster Bankung und Plattung wechsellagern. Zonenweise erscheinen erbsen- bis eigroße Einsprenglinge von Orthoklas und Mikroperthit, an welche sich die dünnen Lagen des Granulites innig anschmiegen (Augengranulit). In gewissen Granuliten stellt sich blauer Cyanit (Cyanitgranulit), oder Sillimanit in radialstrahligen, die Schichtflächen bedeckenden Aggregaten (Sillimanitgranulit), in noch anderen Turmalin (Turmalingranulit) ziemlich reichlich ein. Der Forellengranulit führt Hornblendenädelchen in putzenförmigen Aggregaten.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Granulit eine sehr regelmäßige Bankung und Plattung: er wechsellagert an manchen Aufschlußpunkten mit Biotitgneis und Flasergabbro, namentlich aber mit Pyroxen-

granuliten (sächs. Granulitgebiet) oder mit Serpentinbänken (Waldheim, Budweis), an anderen bildet er regelmäßige Bänke zwischen dem Gneis (Aschaffenburg, bei Warta an der Eger, im ostbayerischen Grenzgebirge). In Sachsen bildet er am nordwestlichen Abfalle des Erzgebirges ein 50 km langes und 20 km breites elliptisches Gewölbe (sächsisches Granulitgebirge) und geht hier vielerorts in feinkörnigen Granit über, der bei Waldheim Prismatin und Korund führt. Auf Ceylon durchbricht mittelkörniger Granulit das Kalkgebirge und wird selbst von Graphitgängen durchsetzt.

53. **Hälleflinta,** sowie Adinole und Hornschiefer.

Die Hälleflinta ist ein dichtes, anscheinend homogenes, unter dem Mikroskope jedoch feinkristallinisches Gestein von felsitartigem Ansehen, welches aus innig miteinander verschmolzenen, mikroskopisch kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen zum Teil mit feinen Glimmer- und Chloritschüppchen besteht. Es ist in abwechselnden Lagen grau, gelblich, bräunlich oder grünlich bis schwärzlich gefärbt, wodurch es auf dem Querbruche bandartig gestreift erscheint. Sein Bruch ist splitterig bis muschelig, schimmernd bis matt, seine Festigkeit sehr bedeutend, vor dem Lötrohr ist es in dünnen Splittern schmelzbar. Die Hälleflinta ist als ein fluidal gebänderter Eruptivgneis zu betrachten, dessen Bestandteile zu mikroskopischer Kleinheit herabgesunken und innig verschmolzen sind. Dieselbe bildet Einlagerungen in der archäischen Gneisformation Schwedens.

Adinole ist ein dichtes, flachmuschelig brechendes, hornsteinähnliches, dickschieferiges Kontaktgestein von mattem, jaspisartigem Bruche, grauer, roter oder grüner Farbe oder Bänderung, welches sich durch Schmelzbarkeit und seinen hohen, bis zu 10% steigenden Natrongehalt auszeichnet, und aus einem feinstkörnigen Quarz-Albit-Aggregate mit Fleckchen von Strahlstein und Titanit oder Rutil besteht. Im Harz, in Nassau, Westfalen im Kulm. Bei Lerbach, Riefensbeek u. a. O. des Oberharzes als Glied der Kontaktzonen der Diabase. Nahe mit ihnen verwandt sind die Hornschiefer der Diabaskontakthöfe, feinkörnige Aggregate von Muskovit, Serizit, Chlorit, Quarz und Albit.

54. **Porphyroid.**

Die Porphyroide sind meist durch Gebirgsdruck (Dynamometamorphose) schieferig gewordene massige Gesteine und zwar vorzüglich aus der Familie der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre und weisen dann mikroskopische Trümmerstruktur (Mikrobreccienstruktur) auf. Andere, so die Porphyroide der Lennegegend, repräsentieren metamorphische Tuffe, die mit den letztgenannten altvulkanischen Gesteinen in Verbindung stehen.

Die Porphyroide bestehen aus einer splitterigen, feinkörnigen bis dichten, felsitähnlichen Grundmasse, welche durch dünne Lagen, Häutchen oder Lamellen von Muskovit oder Serizit ein flaseriges bis vollkommen schieferiges Gefüge erhält, und in welcher kristallinische Körner oder Kristallindividuen von Feldspat und Quarz ausgeschieden liegen. Die Porphyroide zeichnen sich demnach im allgemeinen durch ihre kombiniert schieferig-

porphyrische Struktur aus und gehen durch Überhandnahme des die Schieferung bedingenden Glimmerminerales in Schieferporphyroide und Serizitschiefer, andererseits durch dessen Zurücktreten in massige Quarzporphyre, an anderen Stellen durch Gröberwerden des Kornes in arkose- und gneisartige Gesteine (z. B. Serizitgneise) über. Der Feldspat ist entweder Orthoklas und Mikroklin (Orthoklasporphyroide des Harzes und Michigans) oder Albit (in den Serizit-Adinol-Schiefern des Taunus und der Ardennen und in den Albitporphyroiden der Lennegegend). Die porphyrisch eingesprengten Individuen sind entweder rektanguläre Prismen oder tafelförmige Kristalle; die frischen Albite zeigen meist deutliche Zwillingsstreifung. Der Quarz besitzt starken Fettglanz, muscheligen Bruch und nicht selten dihexaëdrische, aber auch schweifartig ausgezogene Form. Das Glimmermineral ist gegewöhnlich gelblichgrüner, fettglänzender, talkähnlicher Serizit (Serizitporphyroide des Harzes und Taunus).

Porphyroide sind namentlich in der Taunuskette, in der Lennegegend in Westfalen, im Schwarzatale und bei Thal im Thüringer Walde, im Ostharze, in den französischen Ardennen, auf der Oberen Halbinsel von Michigan und zwar zum Teil als Einlagerungen in der devonischen, silurischen und präkambrischen Schichtenreihe entwickelt und z. B. an der Windgälle in direktem Verbande mit nicht deformierten Quarzporphyren zu beobachten.

55. Glimmerschiefer.

Der Glimmerschiefer ist ein meist sehr vollkommen schieferiges Aggregat von Glimmer und Quarz, deren Mengungsverhältnis zwischen zwei extremen Endgliedern schwankt, von denen das eine fast nur aus Glimmer, das andere fast nur aus Quarz besteht (Quarzitschiefer). Der Glimmer ist in der Regel hellfarbiger Kaliglimmer (helle Glimmerschiefer, Muskovitschiefer), zuweilen dunkler Magnesiaglimmer (dunkle Glimmerschiefer, Biotitschiefer), oft aber vergesellschaften sich beide. Die Glimmerschuppen und -blättchen liegen parallel und bilden zum Teil zusammenhängende Membranen und Lamellen, wodurch die ausgezeichnet schieferige Struktur des Glimmerschiefers hervorgerufen wird. Tritt auf dessen Schichtungsflächen eine zarte parallele Fältelung ein, so entstehen Faltenglimmerschiefer. Der Quarz liegt in Gestalt kleiner Körner, flacher Linsen und dünner, paralleler Lagen zwischen dem Glimmer, so daß er nur auf dem Querbruche des Gesteines erscheint. Glimmer und Quarz haben sich zuweilen in einzelne Lagen gesondert, so daß dünn geschieferte Glimmerlagen mit solchen von Quarz abwechseln (Lagenglimmerschiefer). Beschränkt sich endlich der Glimmer auf zarte Anflüge auf letzteren, so entstehen Quarzitschiefer. Fehlen hingegen die Quarzlagen gänzlich, so gelangt wirrschuppiger Glimmerfels zur Ausbildung. Die Farbe des Glimmerschiefers ist durch den Glimmer bedingt, demnach bei vorwaltendem Kali-

glimmer hellgrau oder gelblichgrau, bei vorwaltendem Magnesiaglimmer dunkelbraun bis schwarz.

Von seinen zahlreichen akzessorischen Bestandteilen sind hervorzuheben: vor allem roter oder brauner Granat, der ein höchst charakteristischer Gemengteil fast aller Glimmerschiefer ist, sowie Turmalin, ferner Feldspat, Amphibol, Staurolith, Chloritoid, Cyanit, Chrysoberyll, Smaragd, Korund, Andalusit, Apatit, Graphit, Titaneisen, Rutil, Magnetit, Eisenkies, Gold.

Je nach besonders reichlicher Führung eines dieser Mineralien unterscheidet man: Granatglimmerschiefer, Amphibolglimmerschiefer, Glaukophan- und Chloritoidglimmerschiefer (der Inseln Syra und Groix), Andalusit- und Staurolithglimmerschiefer, Graphitglimmerschiefer (Erzgebirge, Fichtelgebirge).

Der Glimmerschiefer zeigt außer der Schieferung eine sehr ausgeprägte Schichtung, welche durch Wechsellagerung seiner Varietäten unter sich sowohl, wie mit Quarziten, kristallinischem Kalkstein, Graphit-, Hornblende-, Talk-, Chlorit- und Augitschiefern sowie mit Erzlagerstätten noch stärker hervortritt. Er bildet das Hauptgesteinsmaterial der kontaktmetamorphischen Schieferformation im böhmisch-bayerischen Waldgebirge, im Erzgebirge, in den Sudeten, in Skandinavien, Nordamerika, Brasilien.

Den eigentlichen Glimmerschiefern reihen sich an:

die Paragonitschiefer, Natronglimmerschiefer von lichtgrünlicher oder hellgelblicher bis fast weißer Färbung, stellenweise Cyanit und Staurolith führend (St. Gotthard, Michigan);

die Kalkglimmerschiefer, einzelne Lamellen, Lagen oder flach linsenförmige Partien von körnigem, z. T. dolomitischem Kalke werden von parallel liegenden Schuppen, Flasern und Lagen von Glimmer umzogen, wodurch eine sehr vollkommen dick- oder dünnschieferige Struktur hervorgebracht wird;

die Gneisglimmerschiefer, isolierte Feldspate in Form von rundlichen oder linsenartigen Körnern treten reichlich zu dem Glimmer und Quarz des Glimmerschiefers und bedingen ein schieferig-flaseriges Gefüge desselben. Durch Zunahme der Feldspate gehen die Gneisglimmerschiefer in Gneise über;

die Garbenschiefer, dickschieferige Kontaktgesteine, an deren Zusammensetzung sich wesentlich perlmutterglänzender Kaliglimmer beteiligt, der zu schuppigen oder häutigen Aggregaten verwachsen ist. Neben ihm stellen sich Blättchen von braunem Magnesiaglimmer und Quarzkörnchen, oft auch Quarzlinsen und endlich jene Konkretionen von fast schwarzer Farbe ein, welche auf den Schichtungsflächen in büschel- oder garbenförmigen Zeichnungen hervortreten, dem Schiefer seinen Namen verliehen haben und aus der Zersetzung von Andalusitaggregaten hervorgegangen sind. Besitzen diese Konkretionen, oder solche von zersetztem Cordierit getreidekornähnliche Gestalt, so entstehen Fruchtschiefer, wie sie z. B. bei Treuen im Vogtland, bei Lößnitz, Schneeberg und Schwarzenberg im Erzgebirge als Kontaktprodukte der durch die Granite metamorphosierten Tonschiefer auftreten.

Andalusitglimmerfels, ein körnig-schuppiges bis filziges Aggregat von Biotit- und Muskovitblättchen, Andalusitsäulen, Magnetitkörnern und z. T. auch Cordierit mit Quarzschmitzen und -linsen. Ebenso wie die Garben- und Fruchtschiefer das Produkt der Kontaktmetamorphose von Tonschiefer durch Granite, z. B. des Erzgebirges.

56. **Phyllit** (Urtonschiefer, Glanzschiefer).

Der Phyllit ist ein ausgezeichnet schieferiges und spaltbares Gestein von meist kryptokristalliner, mitunter auch deutlich feinkörniger Struktur und vorwiegend dunkelgrauer, grünlicher oder schwarzblauer Farbe; seine Spaltungsflächen besitzen seidenartigen oder halbmetallischen Glanz. Seiner Zusammensetzung nach besteht der Phyllit aus fast durchgängig mikroskopisch kleinen Schüppchen von Muskovit (Serizit) und Chlorit und Körnchen von Quarz, denen sich solche von Feldspat, ferner von Turmalin, Granat, Eisenglanz und Magnetit, sowie Rutilmikrolithen (sog. Tonschiefernädelchen) in knieförmigen Zwillingen und gegitterten, sagenitartigen Aggregaten zugesellen. Ganz allgemein umschließt derselbe knollen-, linsen- und schmitzförmige Sekretionen von weißem Quarz.

Die Phyllite setzen im Verein mit Kalksteinen, Hornblendeschiefern und Quarziten die oberen Niveaus der kristallinen Schieferformation zusammen (Nordwestabfall des Erzgebirges, Böhmen, Mähren, Alpen, Pyrenäen, Skandinavien, atlantische Staaten von Nordamerika).

Als besondere, z. T. durch reichliche Führung bestimmter akzessorischer Gemengteile erzeugte kontaktmetamorphische Modifikationen des Phyllites sind hervorzuheben:

Feldspatphyllit und Phyllitgneis. Manche Phyllite des Erzgebirges, Fichtelgebirges, bayerischen Waldes enthalten zahlreiche, hirsekorn- bis fast erbsengroße Albitkörner eingesprengt und werden dann Feldspat- oder Albitphyllite genannt. Der Feldspatgehalt kann so überhand nehmen, daß die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Albiten bildet (Phyllitgneis).

Staurolithphyllit oder -glimmerschiefer, ein glimmerschieferähnlicher Phyllit mit Staurolithkristallen (Sterzing, Pyrenäen, Tennessee).

Ottrelithphyllit und Chloritoidphyllit, Phyllite, in welchen kleine sechsseitige, grünlichschwarze, glänzende Blättchen von Ottrelith oder Chloritoid kreuz und quer eingewachsen sind, z. T. reich an Rutil (Vogtland, Ardennen, Ostalpen, Insel Groix, (Massachusetts).

Knotenschiefer, Phyllite auf deren Schichtflächen sich dunkle Knötchen von Andalusit, Cordierit und Albit oder deren Zersetzungsprodukten abheben.

Spilosite sind grünlichgraue, schieferige Aggregate von Muskovit, Serizit, Chlorit, Quarz, Albit und Rutil, auch wohl Aktinolith, Titanit und Turmalin mit runden Flecken und kugeligen Konkretionen von grünem Chlorit nebst Quarz und Albit. Bei den Desmositen wechseln lichte Lagen von obiger Zusammensetzung mit grünen L[illegible]en von schuppigem Glimmer und Chlorit. Beide Gesteine gehören den durch Diabase metamorphosierten paläozoischen Schichten des Harzes an.

Der Wetzschiefer von Recht und Salm Château (Ardennen), welcher in 1 bis 10 cm mächtigen Schichten mit Phyllit wechsellagert, besteht wie dieser aus mikroskopischen Glimmerblättchen, gelblichgrünen, prismatischen Mikrolithen, Turmalinsäulchen und 0,02 mm großen Granatkriställchen, welche so vorwalten, daß sie die Härte des Gesteines bedingen.

Serizitschiefer (Serizitphyllite) sind phyllitartige, seidenglänzende, sich talkig anfühlende Schiefergesteine, die wesentlich aus Membranen von grünlichgelbem bis dunkellauchgrünem Serizit (Muskovit) bestehen, dem Schüppchen von Chlorit beigemengt

sind. Durch solche von Eisenglanz erhalten die Serizitschiefer rote Färbungen, durch z. T. zerbrochene und fragmentare Körner oder Linsen von Quarz flaseriges Gefüge Serizitglimmmerschiefer), ebenso durch die Führung von Albiten (Serizitgneis). Viele der hierher gezählten Schiefer sind durch Druck deformierte Eruptivgesteine und stehen dann genetisch den Porphyroiden nahe. In der Taunuskette, im Ostharze, in den Salzburger Alpen, im Gotthardgebirge.

57. Turmalinschiefer.

Der Turmalinschiefer oder Schörlschiefer besteht aus abwechselnden Lagen von feinkörnigem, weißem Quarz und solchen von schwarzen Körnchen und Nädelchen von Turmalin, wodurch das Gestein eine schwarzweiße Bänderung erhält. Die Turmalinschiefer gehören den kontaktmetamorphischen Zonen um die Granite an, so z. B. im Erzgebirge.

58. Amphibolit.

Unter der Bezeichnung Amphibolit wird eine vielgestaltige Gruppe von metamorphen Gesteinen zusammengefaßt, deren Hauptgemengteil Hornblende ist; zu dieser kann sich eine große Zahl von anderen Bestandteilen gesellen, so Plagioklas, Augit, Diallag, Omphazit, Salit, Granat, Zoisit, Epidot, Biotit, Muskovit, Rutil, Titanit, Zirkon, Titaneisen, Magnetit, Pyrit. Danach kann man die Amphibolite einteilen in:

a) eigentliche Amphibolite (Hornblendefels und Hornblendeschiefer; vgl. sub 12); gras- bis dunkelgrüne Hornblende (in seltenen Fällen ersetzt durch Glaukophan) ist der alleinige Hauptgemengteil; eine große Anzahl der oben angeführten Übergemengteile ist in ganz untergeordneter Weise akzessorisch vertreten.

b) Feldspat-Amphibolite; Plagioklas tritt zur Hornblende.

c) Granat-Amphibolit führt neben dunkelgrüner Hornblende und Granat meist zugleich Salit und Zoisit und sehr konstant Rutil. Durch Überhandnahme des Granates entsteht aus diesem Gestein: Granatfels (Greifendorf i. Sa.). Granat-Glaukophan-Gesteine wurden von Syra und Groix beschrieben.

d) Zoisit-Amphibolit, zuweilen infolge der lentikulären Form der Zoisitaggregate grobflaserig (Schmiedeberg, böhmisches Erzgebirge).

e) Salit-Amphibolit; hellgrüne Hornblende und graulichweißer, im Präparate wasserheller, querrissiger, langprismatischer Augit (Salit) bilden die Hauptbestandteile.

f) Diallag-Amphibolit setzt sich zusammen aus Hornblende, Diallag, Granat, Plagioklas, spärlichem Apatit und Eisenerzen.

g) Epidot-Amphibolschiefer bestehen aus Säulchen von dunkelgrüner Hornblende und Körnchen von licht gelblichgrünem Epidot, sowie von Plagioklas und Magnetit. Dadurch, daß sich der Epidot lagenweise stark anreichert und die Hornblende fast ganz verdrängt, entstehen die gebänderten Epidot-Amphibolschiefer (Grünschiefer von Hainichen).

h) Glimmer- und Chlorit-Amphibolit, zu Hornblendenädelchen gesellt sich mehr oder weniger reichlicher Glimmer oder Chlorit.

Die Amphibolite sind grob- bis feinkörnige, entweder massige oder flaserige, dick- und dünnplattige bis schieferige Gesteine und bilden oft schwarmartige, linsenförmige Einlagerungen im Gneis, Glimmerschiefer und

Phyllit des Erzgebirges, Böhmer Waldes, Fichtelgebirges, Skandinaviens, der Alpen, Nordamerikas.

59. Eklogit.

Der Eklogit ist ein mittel- bis grobkörniges Gemenge von faserig-blätterigem, grasgrünem Omphazit (Augit) und rotem Granat, zu welchen Cyanit, Muskovit, ferner in mikroskopischer Ausbildung Rutil, Zirkon, Magnetit treten. Bisweilen führt der Eklogit auch größere Hornblendekristalle (Karinthin und Glaukophan). Er bildet wie der Amphibolit und meist mit ihm vergesellschaftet dick lentikuläre Einlagerungen im Gneis und Glimmerschiefer. Fundorte: Silberbach, Münchberg (Fichtelgebirge), Saualpe (Steiermark), zahlreiche Punkte des Erzgebirges, Romsdal (Norwegen).

60. Pyroxengranulit.

Der Pyroxengranulit (früher als Trapp- und als Diallaggranulit bezeichnet) ist ein feinkörniges bis dichtes, grünlichschwarzes bis durchaus schwarzes basisches Gestein mit muschelig-splitterigem Bruche. Mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sich neben monoklinem Pyroxen namentlich Hypersthen, ferner Plagioklas, Granat, Biotit und Magnetkies in sehr schwankenden Mischungsverhältnissen an der Zusammensetzung beteiligen, denen sich Hornblende und in einigen Varietäten Orthoklas (als Mikroperthit) zugesellen, während sich Eisenglanz, Titaneisen, Magneteisen, Rutil und Turmalin nur akzessorisch einstellen.

Die chemische Zusammensetzung eines Pyroxengranulites von Ringethal bei Mittweida ist: Kieselsäure 54,06, — Tonerde 16,52, — Eisenoxyd und Eisenoxydul 10,89, — Kalkerde 11,35, — Magnesia 4,27, — Kali 0,38, — Natron 2,85.

Der Pyroxengranulit bildet meist schwache, lokal aber bis zu 100 m anschwellende bank-, platten- und namentlich linsenförmige, sich vielfach wiederholende Einlagerungen im Granulit Sachsens und Südböhmens und hat deswegen seinen Namen erhalten. Er geht durch Zunahme des Orthoklases und Aufnahme von Quarz in normalen Granulit und durch Zunahme der Hornblende und des Granats in fein- bis mittelkörnige Pyroxen-Granatamphibolite über.

3. Klasse. Klastische (Trümmer-)Gesteine.

Die klastischen Gesteine sind aus der Wiederablagerung von Trümmern und Teilen mechanisch zerkleinerter oder verwitterter älterer Gesteine hervorgegangen.

1. Familie. Lose Haufwerke (Akkumulate).

a) Produkte mechanischer Zerkleinerung älterer Gesteine durch das Wasser.

61. Sand, Kies, Seifen, Grus, Geröll, Geschiebe.

Der Sand besteht aus losen, unverbundenen Körnern von Quarz (Quarzsand), denen aber oft auch solche von Feldspat und Hornblende nebst Glimmerschüppchen beigemengt sein können (Spatsand). Glaukonitsande (Grünsande) charakterisieren sich durch reichliche Führung von grünen Glaukonitkörnern. Die Magneteisensande bestehen vorwaltend aus kleinen Körnchen von titanhaltigem Magneteisenstein, und bilden z. B. am Ausflusse des St. Lorenzstromes und auf Nord-Neuseeland mächtige abbauwürdige Ablagerungen. Von Wasser durchtränkte, dadurch sehr bewegliche Sande nennt man Schwimmsande. Zuweilen aber sind die Sandkörner infolge toniger oder kalkiger Beimengungen locker zusammengebacken. Erreichen sie die Größe einer kleinen Erbse, so entsteht der Kies. Besonders grobe, mit großen Geröllen gemischte Kiese nennt man Schotter. Enthalten die Sand- oder Kiesablagerungen Metall-, Erz- oder Edelsteinkörner, so nennt man sie Seifen, so die Goldseifen des Ural und Kaliforniens, die Zinnseifen in Kornwall und auf Banka, die Diamantseifen Brasiliens und in den Küstenstrichen der Lüderitzbucht in Deutsch-Südwestafrika. Grus sind Anhäufungen von erbsen- bis haselnußgroßen eckigen Gesteinsbruchstücken (Quarzgrus, Granitgrus). Gerölle sind gerundete, regellos übereinander gehäufte Gesteinsbruchstücke. Erratische Blöcke oder Geschiebe, zuweilen nur wenig abgerundete, kopf- bis weit über kubikmetergroße Fragmente der verschiedenartigsten Gesteine, sind durch Gletscher von ihrem Ursprungsorte an ihre jetzige Fundstelle transportiert worden und zeigen deshalb nicht selten Glazialschliffe und -schrammen. Die Ablagerungen der Sande, Kiese und Gerölle gehören vorzugsweise den jüngsten Formationen, namentlich dem Tertiär, Diluvium und Alluvium an. Werden dieselben durch ein Zement verkittet, so entstehen Sandsteine und Konglomerate.

b) Lose vulkanische Auswürflinge (vulkanischer Schutt).

62. Vulkanische Asche, Sand, Lapilli, Bomben, Blöcke, Bimssteinsand und Bimssteingeröll (siehe S. 34).

Vulkanische Asche, feinste Zerstiebungsprodukte der vulkanischen Magmen. So bestehen die Aschen z. B. der Basalte aus staubartigen Kriställchen und Kristallfragmenten von Feldspat, Augit, Magneteisen und Leuzit, sowie Flöckchen und Häufchen zusammengeballter Mikrolithe, insbesondere von Augit und Magneteisen, endlich aus beträchtlichen Mengen von Glassplitterchen. An den kleinen, lang nadelförmigen Augitkriställchen haften häufig tränenähnliche Tropfen porösen Glases, die in ihrem noch flüssigen Zustande oft deutlichst etwas an den Nädelchen hinabgeglitten sind (Fig. 100). Die staubartige Asche, welche 1873 von dem Ausbruche isländischer Vulkane ebenso 1883 von dem des Krakatau (Sundastraße) herrührte, bestand zum größten Teil aus scharfkantigen, schneidigen, spitzeckigen Splitterchen von obsidianartigem, außerordentlich porösem, bimssteinähnlichem Glas.

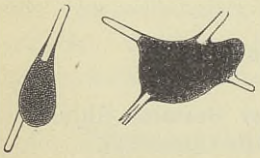


Fig. 100. Vulkanische Staubkörner, bestehend aus Augitnadeln und einem porösen Glastropfen. Nach *Zirkel*.

Vulkanischer Sand, hirsekorn- bis erbsengroße Lavabröckchen, Glasscherben und -splitterchen, gemengt mit zum Teil scharfkantigen Kristallen von Augit, Leuzit, Glimmer, Melanit, Sanidin, Olivin usw., die sich durch die erstaunliche Menge von Glaseinschlüssen, Mikrolithen und Gas- und Dampfporen auszeichnen. Aschen und Sande unterscheiden sich nur durch die Dimensionen der sie zusammensetzenden Teilchen.

Lapilli, haselnuß- bis wallnußgroße Schlackenbrocken von poröser oder blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe. Scherbenlapilli aus Obsidiansplittern bestehend (Lipari).

Vulkanische Bomben, rundliche, keulenförmig, ellipsoidisch oder gedreht gestaltete, faust- bis über kopfgroße Lava-, zum Teil auch Obsidianklumpen, welche, in noch halbflüssigem Zustande durch die Luft geschleudert, infolge rasch rotierender Bewegung solche Gestalt erlangten. Gewisse rundliche, elliptische oder scheibenförmige, oberflächlich gekerbte oder gefurchte Knollen von kristallfreiem tonerdereichem Glas in diluvialen und jungtertiären Ablagerungen Mittelböhmens und Mährens (Moldavite), sowie Australiens und Niederländisch Indiens, die Tektite (Frz. Sueß), sind Glasmeteoriten, also kosmischen Ursprungs.

Vulkanische Blöcke, über einen Meter im Durchmesser haltende Lavablöcke, welche in ihrem Inneren eine kompakt steinartige, nach außen zu eine schlackig blasige Beschaffenheit besitzen.

Bimssteinsand und Bimssteingerölle, lose Anhäufungen von kleineren und größeren Bimssteinstücken in der Umgegend von Vulkanen. In Deutschland finden sie sich um die erloschenen Krater des Laacher Sees; ferner bei Marburg und Gießen, sowie im Westerwald.

2. Familie. Durch ein Bindemittel verfestigte Akkumulate: Sandsteine, Konglomerate, Breccien.

63. Sandstein.

Der Sandstein besteht aus Körnern von Quarz, welche durch ein Bindemittel verkittet sind. Je nach der Größe der Körner unterscheidet man grob- und feinkörnige Sandsteine. Bisweilen besitzen die Quarzkörner Kristallgestalt und treten dann zu kristallinem Quarzsandstein zusammen (siehe unten). Das Zement des Sandsteines ist sehr verschiedenartig und bedingt Farbe und Härte des ganzen Gesteines; bei kieseligem, kalkigem und tonigem Bindemittel sind grau und weiß die Hauptfarben, eisenschüssige Zemente färben gelb, braun und rot, bituminöse dunkelgrau bis schwarz, glaukonitische grün. Durch Zunahme des Bindemittels gehen die Sandsteine in Ton, Kalkstein und Mergel über. Zufällige Gemengteile sind neben Kaolin, Glimmerblättchen und Feldspatkörnchen namentlich Blei- und Kupfererze (Commern, Sangerhausen, Chessy). Manche Sandsteine, z. B. der Kreideformation, sind erfüllt durch Nadeln von Kieselschwämmen (Spongiensandstein). Die meisten Sandsteine sind sehr deutlich gebankt oder geschichtet, häufig werden die mächtigen Bänke von senkrechten Klüften durchsetzt, wodurch Quaderbildung bedingt ist (Quadersandstein der sächsischen Schweiz, von Adersbach, Teufelsmauer am Harzrande). Die Sandsteine wechsellagern mit Schiefertonen, Tonschiefern, Mergeln, Kalksteinen, Steinkohlenflözen usw. und sind das Hauptmaterial vieler Formationen.

Je nach der Art des Bindemittels unterscheidet man:

a) tonigen und mergeligen Sandstein, beim Anhauchen charakteristisch tonig riechend;

b) kalkigen Sandstein, das Zement ist kohlensaurer Kalk, teils als dichter Kalk, teils als Kalkspat. Im »kristallisierten« Sandstein z. B. von Fontainebleau hat das Kalkzement den von ihm imprägnierten Sand zu Rhomboëdergestalten verfestigt. Ist neben kohlensaurem Kalk auch Magnesia-Karbonat vorhanden, so entsteht dolomitischer Sandstein. Auch Gipsspat stellt sich im Buntsandstein als Bindemittel ein.

c) kieseligen Sandstein (Glaswacke) mit quarzigem, deshalb sehr festem Zemente. Die Quarzkörner besitzen häufig Kristallform, indem jedes ursprünglich klastische Korn von einer Anwachshülle von Kieselsäure umgeben wird, welche jedesmal genau so orientiert ist, wie das inneliegende Korn (kristalliner Quarzsandstein, Kristallsandstein, siehe oben). Kommt in Bänken und in losen Blöcken (Knollensteinen) innerhalb der Sandablagerungen der Braunkohlenformation vor; mancher Quader-, Keuper- und Kohlensandstein;

d) eisenschüssigen Sandstein, das Bindemittel besteht aus Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat, zum Teil in inniger Verbindung mit Ton oder Kalk und färbt den Sandstein dunkelgelb, rot oder braun;

e) Kaolinsandstein, das Bindemittel besteht aus weißlichem Kaolin, welcher z. B. in Thüringen ausgeschlämmt und zur Porzellanfabrikation benutzt wurde;

f) Humussandstein (Ortstein) ist ein durch Humussubstanzen verkitteter Sand, der beim Glühen in ein lockeres Haufwerk zerfällt.

Zu den Quarzkörnern, welche das Hauptmaterial des Quarzsandsteines bilden, gesellen sich nicht selten Körner oder Blättchen anderer Mineralsubstanzen in so reichlicher Menge, daß auch dadurch charakteristische Varietäten entstehen:

g) Glimmersandstein (Mikopsammit), glimmerreicher und dadurch oft schieferiger Sandstein;

h) Grünsandstein (glaukonitischer Sandstein), neben den Quarzkörnern erscheinen hirsegroße, schießpulverähnliche Körnchen von arsengrünem bis dunkel lauchgrünem Glaukonit, durch welche das Gestein je nach der Menge derselben mehr oder weniger intensiv grün gefärbt wird. Oft bestehen dieselben aus Foraminiferen-Steinkernen. Das Zement ist kalkig, mergelig oder tonig. Die Hauptentwicklung der Grünsandsteine fällt in die Kreideformation;

i) Arkose (Feldspatpsammit), ein Feldspat-Quarz-Glimmer-Sandstein. Körner von grauem Quarz, von rötlichem, oft bereits kaolinisiertem Orthoklas und Glimmerblättchen sind durch ein toniges, kaoliniges oder kieseliges Zement verbunden. Die Arkose tritt als Glied der Steinkohlen-, Rotliegenden-, Buntsandstein- und Tertiärformation und zwar namentlich in der Nähe von Granitmassen und von Gneisen auf, welche ihr Material geliefert haben.

Endlich bezeichnet man die verschiedenen Sandsteine je nach ihrer Stellung in der Formationsreihe, z. B. als Oldredsandstone, Kulmsandstein, Keupersandstein, Liassandstein, Hilssandstein, Braunkohlensandstein, Molassesandstein, — nach ihrer Versteinerungsführung, z. B. als Spiriferensandstein, Walchiensandstein, Schilfsandstein, Blättersandstein, — nach ausgezeichneten Aufschlußpunkten und Vorkommen z. B. als Potsdamsandstein, Catskillsandstein, Vogesensandstein, Deistersandstein usw.

64. Konglomerate.

Die Konglomerate bestehen aus abgerundeten Stücken (Rollstücken, Geröllen) irgend welcher Minerale oder Gesteine, welche durch ein Bindemittel fest vereinigt sind. Die Mannigfaltigkeit der Konglomerate ist sehr groß und beruht:

1. auf der petrographischen Verschiedenheit der zum Konglomerat verbundenen Rollstücke, wonach man z. B. Quarzitkonglomerat, Granitkonglomerat, Gneiskonglomerat, Trachytkonglomerat, Basaltkonglomerat und endlich gemengte (polymikte) Konglomerate unterscheidet, welche letztere Fragmente der verschiedensten Gesteinsarten umfassen;

2. auf der Verschiedenartigkeit des die Rollstücke verkittenden Zementes, welches eine kalkige, tonige, kieselige, sandige, eisenschüssige Beschaffenheit besitzt oder aus einem sehr feinen, geschlämmten Gesteinsschutte bestehen kann;

3. auf der Größe der Rollstücke, wonach man mehr oder weniger grobe Konglomerate unterscheidet;

4. auf der größeren oder geringeren Menge des Bindemittels, welches vor den Rollstücken vorwaltet, auf der anderen Seite aber auch von diesen fast vollkommen verdrängt werden kann;

5. auf dem Grade der Festigkeit, mit welcher die Rollstücke und das Zement zu einem Gesteine vereinigt sind.

Unter den zahllosen Modifikationen der Konglomerate sind mit besonderen Namen belegt worden:

die Grauwacke, zusammengesetzt aus Körnern von Quarz und Feldspat und Fragmenten von Quarzit, Tonschiefer und Kieselschiefer, zum Teil auch mit Hornblende-, Augit- und Granatkörnern sowie Glimmerblättchen, sehr fest zementiert durch ein zähes, kieseliges oder kieselig toniges Bindemittel, welches letztere oft durch fein verteilte kohlige Stäubchen dunkel gefärbt wird und die graue Farbe des Gesamtgesteins bedingt. Manche Grauwacken besitzen infolge kontaktmetamorphischer Einwirkung eine kristallin e Grundmasse aus mikroskopischen Muskovit- und Biotitblättchen, Quarz, Rutil, Eisenglanz und Turmalin. Die eigentliche Grauwacke geht durch Aufnahme gröberer Gerölle in Grauwackenkonglomerat, durch Feinerwerden ihres Kornes in die dichte Grauwacke und diese durch Annahme von Schieferung in die Grauwackenschiefer über. Die Grauwackengesteine spielen in der kambrischen, silurischen, devonischen und Kulmformation eine wichtige Rolle (Böhmen, Vogtland, Harz, Thüringen, Westfalen). Als Sparagmit bezeichnen die skandinavischen Geologen die schieferigen, zum Teil rötlichen Grauwacken ihrer Heimat;

die Nagelflue, ein Konglomerat, bestehend aus stark abgerundeten Rollstücken von meist jurassischen Kalksteinen und Sandsteinen, zwischen solchen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Gneis, Serpentin, Gabbro usw., zusammengehalten durch ein Zement von gelblichem oder rötlichem, mergeligem Kalkstein. Die Nagelflue ist ein stellenweise sehr mächtiges Glied der Tertiärformation in den nördlichen und nordwestlichen Alpenvorbergen (Rigi);

der Puddingstein (Flintkonglomerat), abgerundete, nuß- bis faustgroße Gerölle von gelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein, oft mit konzentrischer Farbenbänderung, liegen außerordentlich fest verkittet in einem feuerstein- oder hornsteinähnlichen Zemente von gelber oder grauer Farbe. In der Eozänformation Englands.

Die Geschiebe mancher Konglomerate, namentlich solche von Kalkstein, zeigen zuweilen die Erscheinung gegenseitiger Eindrücke. So sind z. B. fast alle Kalkgeschiebe in der Nagelflue von Rapperswyl mit oft so tiefen Eindrücken an entgegengesetzten Seiten versehen, daß häufig nur eine ganz dünne Scheidewand übrig bleibt. Aber auch die Gerölle von Quarz, Quarziten, Grauwackensandsteinen, Granit, Diorit, Porphyrit u. a. weisen Eindrücke ihrer Nachbarn auf und sind oft gleichzeitig zerborsten, gedrückt und verschoben (bei Aachen, Frankenberg in Hessen, Gebweiler im Elsaß, Hainichen, Leipzig).

65. Breccien.

Breccien bestehen aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Mineralien oder Gesteinen, welche durch irgend ein Bindemittel fest miteinander verkittet sind.

Ihrer Entstehungsweise nach muß man die Breccien in Schutt-, Eruptiv- und Reibungsbreccien trennen. Erstere bestehen aus ur-

sprünglich oberflächlichem Gesteinsschutt, welcher durch chemische oder mechanische Absätze des Wassers verfestigt worden ist, und gehen durch Abrundung der Ecken und Kanten ihrer Gesteinsbruchstücke in Konglomerate über. Als besonders eigentümliche Varietäten sind hervorzuheben:

a) Tapanhoancanga, zoll- bis fußgroße, eckige Bruchstücke von Magneteisenerz, Eisenglanz und Brauneisenstein werden durch ein eisenschüssiges Zement verkittet. Als zufällige Einschlüsse werden gediegen Eisen, Gold, Topas, Diamant, Rutil gefunden. In der Provinz Minas Geraes in Brasilien als weit ausgedehnte diluviale Decke;

b) Haselgebirge, Tone, welche mit Steinsalzbrocken und Fragmenten der benachbarten Gesteine angefüllt sind und die Steinsalzlager der nördlichen Alpen zu begleiten pflegen;

c) Knochenbreccien, Fragmente von Kalkstein, namentlich aber von Knochen und Zähnen von Wirbeltieren werden durch ein eisenschüssiges, sandig toniges oder sandig kalkiges Bindemittel mehr oder weniger fest verbunden. Solche Breccien von Rhinoceros-, Elephas- und Hippopotamusknochen finden sich z. B. in den Spalten des Kalksteingebirges am mittelländischen Meere, solche namentlich von Skeletteilen von Bären in den Kalksteinhöhlen z. B. der Fränkischen und Schwäbischen Alb, endlich solche von Saurier- und Fischresten, das Bonebed, als eine nur wenige Zentimeter mächtige Lage im oberen Keuper.

Reibungsbreccien (kataklastische Breccien) entstehen auf die Weise, daß durch Bewegung der Wände einer Verwerfungsspalte Gesteinsfragmente erzeugt oder losgebrochen und später durch mineralische Ausscheidungen aus eindringenden wässerigen Lösungen wieder zusammengekittet werden. Derartige Zertrümmerungsvorgänge wiederholen sich zuweilen auf einer älteren, bereits zum Mineralgang ausgefüllten Spalte; dann liefern die zertrümmerten Ganggesteine die Fragmente der Reibungsbreccie, so z. B. bei dem Quarzbrockenfels. Werden ganze Gesteinskomplexe durch tektonische Vorgänge zerrüttet und zermalmt, so entstehen Dislokationsbreccien oder Mylonite.

Eruptiv- und Kontaktbreccien nennt man Anhäufungen scharfeckiger Gesteinsfragmente, welche durch eruptives Gesteinsmaterial verkittet sind. Zwei Fälle des Abstammens der Bruchstücke sind möglich; entweder wurden sie durch die aufsteigende Eruptivmasse von dem Nebengesteine losgerissen, sind also fremdartige Gesteinseinschlüsse in dem Eruptivgestein (Kontaktbreccien), — oder sie entstanden durch Zertrümmerung des bereits festgewordenen Magmas durch nachdringende, noch flüssige Gesteinsmasse. Dann ist das Material der Bruchstücke und des Zementes identisch oder höchstens in Struktur und Farbe verschieden (Eruptivbreccien). Breccien ersterer Art finden sich häufig an den Grenzen von Graniten (Erzgebirge, Fichtelgebirge), Quarzporphyren (z. B. bei Wendisheim in Sachsen), Basalten (z. B. bei Salesl in Böhmen). Eruptivbreccien sind namentlich bei den Quarzporphyren (z. B. bei Friedrichroda und Oberhof im Thüringer Walde, Niedeck in den Vogesen) und den Diabasen (Vogtland, Thüringen, Harz) bekannt.

3. Familie. **Tongesteine.**

Die Schlamm- und Ton- (oder limmatischen) Gesteine besitzen ein erdiges, homogenes Aussehen, bestehen aus feinen Staubkörnchen und Schüppchen, den Rückständen der Verwitterung, namentlich feldspatreicher Gesteine, welche meist durch Gewässer zusammengeschwemmt und auf sekundärer Lagerstätte wieder abgesetzt wurden.

66. **Kaolin** (Porzellanerde).

Der Kaolin ist eine aus sehr feinen, staubartigen, erdigen Teilchen und zwar aus mikroskopischen perlmutterglänzenden, sechsseitigen Kristallschüppchen bestehende, zerreibliche, meist abfärbende Masse von vorherrschend weißer Farbe. In seiner reinsten Form ist der Kaolin zweifach kieselsaure Tonerde mit 2 Atomen Wasser und dem entsprechend 46,50 Kieselsäure, — 39,56 Tonerde, — 13,94 Wasser, eine Zusammensetzung, welche jedoch größeren Schwankungen unterworfen ist. Auf ursprünglicher Lagerstätte ist der Kaolin durch beigemengte Glimmerblättchen und Quarzkörner verunreinigt.

Der Kaolin ist das Residuum der Feldspatzersetzung, so daß namentlich Granite, Gneise und Porphyre das Material zur Kaolinbildung gegeben haben und Gebiete dieser Gesteinsarten die Heimat der Kaolinlagerstätten sind, so bei Karlsbad, bei Aue und Meißen in Sachsen, in der Umgegend von Halle und Altenburg, auf Bornholm (siehe S. 106).

67. **Ton, Lehm, Löß.**

Der Ton (Pelit) ist eine im trockenen Zustande erdige, milde und zerreibliche, an der Zunge klebende, in feuchtem Zustande plastische Masse von weißer, grauer, gelblichgrüner, brauner oder blauer Farbe. Die Tone sind wasserhaltige Tonerdesilikate nebst Spuren von kohlensaurer Kalkerde und Magnesia, sowie von Eisen- und Manganhydroxyd, ferner Körnchen von Quarz und Blättchen von Glimmer, — ein geschlämmtes, zusammengeschwemmtes Zersetzungsprodukt feldspatreicher Gesteine. Sie pflegen mikroskopische Kriställchen von Anatas, Zirkon und Turmalin, sowie Rutilnädelchen zu führen. Von zufälligen Bestandteilen sind Kristalle und Kristallgruppen von Eisenkies, Strahlkies und Gips zu erwähnen; ferner umfassen sie nicht selten Konkretionen von Sphärosiderit, Toneisenstein und Kalkmergel und sehr häufig wohlerhaltene organische Reste. Buntgefärbte, an sandigen Beimengungen reichere, sich aber doch noch stark fettig anfühlende Tone werden als Letten bezeichnet. Als sonstige Varietäten des Tones sind anzuführen:

a) Töpferton, die reinste Varietät, weiß, hellgrau oder rötlich und sehr plastisch, brennt sich rot;

b) Salzton, ein zuweilen bituminöser, mit Kochsalz imprägnierter Ton, Begleiter der Steinsalzlagerstätten;

c) Alaunton, mit Eisenkiesteilchen imprägnierter Ton, deshalb zur Alaunfabrikation geeignet;

d) Septarienton, ein an kalkigen und mergeligen Nieren (Septarien, s. S. 189) reicher Ton der Tertiärformation.

Die Tone sind namentlich in den jüngeren Formationen vom Jura an entwickelt und werden nach ihrer Stellung im Schichtensysteme, sowie nach ihrer Versteinerungsführung z. B. als Wealdenton, Hilston, — Amaltheentone und Ornatentone bezeichnet.

Lehm, ein durch Quarzsand und Eisenoxydhydrat verunreinigter, deshalb gelbbrauner, sich rauh und mager anfühlender Ton.

Walkerde (Fullers earth), eine weiche, tonähnliche, fettige, im Striche glänzende, durchaus nicht plastische, sondern im Wasser zerbröckelnde Masse von grünlichen Farben. Sie ist ebenfalls ein wasserhaltiges Tonerdesilikat, welchem konstant etwas Magnesia, und fast stets etwas Kalk und Eisenoxyd beigemengt ist. Sie geht meist aus der Zersetzung von Diabasen und Gabbro hervor und ist namentlich bei Roßwein in Sachsen, in Steiermark, in England (Fullers earth der dortigen Juraformation) entwickelt.

Laterit ist eine eisenschüssige, intensiv rote, braune oder gelbe, tonige oder sandiggrusige Masse, die wesentlich aus Tonerdehydrat nebst Eisenoxydhydrat besteht und unter dem Einflusse bedeutender Niederschläge, tropischer Temperatur und schneller Pflanzenverwesung in Indien, Brasilien und Afrika aus der akkumulierenden Zersetzung mannigfacher Gesteine hervorgeht. Derselbe läßt die ursprüngliche Struktur der letzteren in der Tiefe noch erkennen, während er an seiner Oberfläche durch Entführung der löslichen und staubartigen Teilchen einen zelligen, schlackenähnlichen Habitus annimmt, z. B. Granit-, Diabas-, Gneislaterit. Ein ähnliches Verwitterungsprodukt der Basalte in nördlichen Zonen ist der Beauxit.

Der Löß besteht wesentlich aus außerordentlich feinem Quarzstaub, ist nicht plastisch, zerfällt im Wasser, färbt mehlartig ab, bildet senkrechte Abstürze, besitzt eine homogene Beschaffenheit, führt feinst verteilten kohlensauren Kalk, sowie Kalkkonkretionen (Lößkindel), Landschnecken und Säugetierreste (vgl. sub Diluvium). Derselbe enthält nicht selten kleinste Körnchen von Feldspat, Hornblende, Augit usw. Durch Verwitterung derselben und die Auslaugung seines Kalkgehaltes entsteht aus ihm der Lößlehm. Der Löß bildet mächtige oberflächliche Ablagerungen an Bergabhängen, auf Plateaus und in Tälern (s. S. 166).

Der Tschernosem (Schwarzerde) ist ein durch humose Substanzen schwarz gefärbter lößartiger Lehm mit 6 bis 16 Prozent organischer Substanz, welcher eine außerordentliche Verbreitung im zentralen und südlichen Rußland, in Sibirien, sowie in den Prärien des südlichen Nordamerika hat, wo er stellenweise eine Mächtigkeit von 7 m erreicht, ist aber auch in Deutschland, so in der Magdeburger Börde, vertreten.

68. Mergel.

Die Mergel sind innige Gemenge von kalkiger oder dolomitischer Substanz, 20 bis 60 Proz. Ton, wozu außerdem noch feine Glimmerschüppchen und Quarzkörnchen treten. Manche, bald erdigen, bald schieferigen Mergel sind durch Eisenoxydul und Eisenoxydhydrat grünlich, gelblich oder braunrot, infolge starken Bitumengehaltes grau bis schwarz gefärbt und bleichen im letzteren Falle. An der Luft blättern sie sich auf, zerfallen in würfelige Bröckchen oder Schulpen (Steinmergel), welche allmählich zur Erdkrume werden. Neben Kalkstein und Sandstein bilden die Mergel das Hauptgesteinsmaterial der geschichteten Formationen.

Die Glaukonitmergel namentlich der Kreideformation Westfalens, Frankreichs und Englands sind mehr oder weniger reich an grünen Glaukonitkörnern.

Brandschiefer sind braunschwarze oder pechschwarze Mergelschiefer, welche so stark von Bitumen imprägniert sind, daß sie mit rußender Flamme brennen (Seefeld in Tirol, Walgau in Bayern, Oschatz in Sachsen; Ölschiefer von Boll in Württemberg).

Kupferschiefer nennt man gewisse dünnplattige Mergel der Zechsteinformation, welche reich an Fischresten, infolge davon stark bituminös und deshalb schwarz gefärbt sind und in ihrer Gesteinsmasse außerordentlich feine Kupfererzpartikelchen eingesprengt enthalten. Auf der Gewinnung dieses Kupferschiefers beruht der großartige Mansfelder Bergbau (s. S. 172).

69. Schieferton.

Der Schieferton ist ein mildes, ziemlich weiches, nur schwach schieferiges Tongestein. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, daß neben tonigen Gesteinselementen kristalline Ausscheidungsprodukte (Mikrolithe von Hornblende, Schuppen von Kaliglimmer, Klümpchen von Quarz, Blättchen von Eisenglanz, Nädelchen von Rutil und Turmalin, sowie Anatase), welche parallel der Schieferungsebene gelagert sind, sich an der Zusammensetzung der Schiefertone beteiligen. Letztere sind gewöhnlich grau bis schwarz gefärbt und nicht selten reich an pflanzlichen und tierischen Resten. Eisenkies ist ein sehr gewöhnlicher zufälliger Gemengteil derselben. Als Schieferletten bezeichnet man die roten und bunten, als Brandschiefer von Bitumen imprägnierte, schwarze Schiefertone.

Die Schiefertone sind ausgezeichnet geschichtet, sie wechsellagern mit Kalksteinen, Sandsteinen, Mergeln und Kohlenflözen und gewinnen namentlich in der Kohlen-, Lias-, Wealden- und Tertiärformation eine bedeutende Entwicklung, während Schieferletten namentlich im Perm, Buntsandstein und Keuper vertreten sind.

70. Tonschiefer.

Der Tonschiefer ist ein ausgezeichnet schieferiges, stark verfestigtes Tongestein von meist grauer oder schwarzer, durch einen geringen Gehalt

an kohliger Substanz hervorgebrachter Farbe, zuweilen durch Eisenoxyd gelb, grün, rot gefärbt. Auf den Schieferungsflächen schwach schimmernd, auf dem Bruche matt, homogen und anscheinend nicht kristallinisch. Sehr gewöhnlich mit Eisenkieskristallen und -konkretionen, ferner mit Quarznestern, -trümern und -schnüren, sowie Kalksteinknollen und endlich organischen Resten. Die mikroskopische Untersuchung von Tonschiefern hat ergeben, daß sie nicht bloß aus klastischen und pelitischen Gesteinselementen, sondern oft zu nicht geringem Teile aus mikrokristallinen Gemengteilen bestehen, als welche zu nennen sind: gelblichbraune Nädelchen von Rutil (sog. Tonschiefernädelchen), alle der Schieferungsebene parallel gelagert, grünliche oder gelbliche Serizit- und Chloritblättchen, ovale oder rundliche Quarzkörnchen oft mit gleich orientierten Anwachshüllen und mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen.

Neben dem gemeinen Tonschiefer unterscheidet man:

a) Dach- und Tafelschiefer, die reinsten, sehr ebenschieferigen und spröden Varietäten des Tonschiefers, von grauer bis schwarzer Farbe, die sich leicht in dünne hellklingende Tafeln spalten lassen (St. Goar am Rhein, Lehesten im Thüringer Walde, Goslar am Harz);

b) Griffelschiefer, reine, schwarze Tonschiefer, welche sich infolge des Zusammentretens zweier Schieferungen in griffelförmige Stengel spalten lassen (Steinach in Thüringen);

c) Wetzschiefer, eine gelbliche oder grünlichgraue, ganz homogene, von Kieselsäure durchdrungene Tonschiefermasse (Katzhütte in Thüringen);

d) Zeichenschiefer, feinerdige, weiche, milde, schwarze, sehr kohlenstoffreiche Tonschiefer (Haselbach im Thüringer Walde);

e) Alaunschiefer, von kohligen Substanzen und von Eisenkies imprägnierte Schiefer von schwarzer Farbe. Der Kohlenstoff erscheint zuweilen als Anthrazit in bunt angelaufenen Häuten auf den Klüften des Gesteines. Durch Verwitterung des Eisenkieses resultieren Eisenvitriol, sowie Alaun. Namentlich im Kambrium und Silur.

f) Fleckschiefer und Knotenschiefer, zuweilen phyllitartige Tonschiefer mit dunklen Flecken oder Knoten, welche in der äußersten Zone der Kontakthöfe von plutonischen Gesteinen durch lokale Konzentration des meist kohligen Pigments der Tonschiefermasse erzeugt worden sind.

g) Chiastolithschiefer, ein schwärzlicher, dichter, kontaktmetamorphischer Alaunschiefer, in welchem säulenförmige Chiastolithkristalle eingewachsen sind, die auf ihrem Querbruche das charakteristische schwarze Kreuz erkennen lassen (Bretagne, Pyrenäen, Gefrees im Fichtelgebirge).

Der Tonschiefer ist ausgezeichnet geschichtet und geschiefert, wechsellagert mit Kieselschiefern, Kalksteinen, Sandsteinen, Grauwacken, und ist namentlich in der silurischen, devonischen, zum Teil auch noch in der karbonischen, nur ausnahmsweise in jüngeren Formationen entwickelt. Seine Schieferung fällt oft nicht mit der Schichtung zusammen, sondern durchsetzt die Tonschiefermasse ganz unabhängig von dieser, eine Erscheinung, welche als falsche oder transversale Schieferung bezeichnet wird (S. 77).

Ton, Schieferton, Tonschiefer und Phyllit gehen ineinander über und lassen sich nur in ihren Extremen unterscheiden. Der Phyllit besitzt ein entschieden kristallinisches Gefüge und baut namentlich die obere Abteilung der kontaktmetamorphen kristallinen Schiefer auf. Der Tonschiefer ist im Bruche matt, fest und gehört der paläozoischen, der weiche, milde Schieferton endlich der mittleren und jüngeren Formationsgruppe an.

4. Familie. **Tuffe (vulkano-klastische Gesteine).**

Die Tuffe sind klastische Gesteine, deren Material in Form von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli durch Eruptionen geliefert, oft durch die Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt, geschichtet, zum Teil stark zersetzt und verfestigt wurde.

71. Porphyrtuff.

Der Porphyrtuff ist ein im Bruche erdiges oder ein körniges, sandsteinähnliches, zum Teil löcherig zelliges, buntes, in seinen Farben ungemein wechselndes, auch schneeweißes Gestein, welches aus der Anhäufung, Zusammenschwemmung und Schlämmung, sowie der teilweisen oder vollständigen Zersetzung von feineren oder gröberen porphyrischen Auswürflingen hervorgegangen ist. Je nach der Größe der letzteren unterscheidet man: feinerdige bis sandsteinartige Tonsteine, arkoseartige Tuffe, Kristalltuffe und Lapilli- oder Schlackentuffe, welche durch Übergänge innig miteinander verknüpft sind. Sie umschließen nicht selten verkieselte Psaronien, Cycadeen- und Koniferenstämme. Manche Tonsteine sind von Kieselsäure imprägniert (silicifiziert), deshalb über stahlhart und buntfarbig gebändert, so der sog. Bandjaspis von Kohren (Kohrnit). Die Porphyrtuffe sind zum Teil sehr deutlich geschichtet, wechsellagern unter sich oder mit Porphyrergüssen und treten z. B. im Erzgebirgischen Bassin, ferner am Nordwestrande des Granulitgebirges, im Thüringer Wald (Oberhof), im Odenwalde und a. v. a. O. als Glieder des mittleren Rotliegenden in Verbindung mit Porphyren auf. Zuweilen bilden die Porphyrtuffe bergartige Aufschüttungen von 50 bis 80 m Mächtigkeit, also alte vulkanische Schuttkegel, so den Zeisigwald bei Chemnitz und den Rochlitzer Berg.

Ein Teil der »Lenneporphyre« Westfalens haben sich als reine oder mit mehr oder weniger Sedimentmaterial gemischte Tuffe der dortigen Quarzkeratophyre erwiesen. Sie sind z. T. sehr reich an Albiten, haben eine porphyroidische, serizitschieferartige oder arkoseähnliche Ausbildung erlangt und führen lokal organische Reste des Mitteldevons (Mügge).

72. Grünsteintuff, Diabastuff, Schalstein.

Der Grünstein- oder Diabastuff ist ein dichtes, im Bruche erdiges Aggregat von feinem, sand- oder staubartigem, bereits stark zersetztem

Diabasschutt von meist schmutzig grüner Farbe, welches von kohlensaurem Kalke innig imprägniert ist. Die Grünsteintuffe sind häufig schieferig und führen, abgesehen von größeren Diabasbomben und -geröllen, nicht selten organische Reste (so solche der Devonformation bei Planschwitz in Sachsen). Sehr gewöhnlich gehen sie durch die Beimengung und Überhandnahme von Tonschlamm in Tonschiefer über und bilden im Vogtlande, in Oberfranken, in Devonshire zwischen silurischen und devonischen Gesteinen mächtige Ablagerungen, welche mit Diabasen in engstem Zusammenhange stehen.

Der Schalstein ist ein schieferiger Diabastuff, gemengt mit Kalk- und Tonschlamm. Die Grundmasse desselben ist feinerdig, schieferig, durch und durch von kohlensaurem Kalke und zum Teil von Chloritschüppchen imprägniert und umschließt Bruchstücke von Tonschiefer, lokal Diabasbomben, spärliche Kristallkörner von Plagioklas und Augit, ferner Nester und Trümer, sowie Mandeln von Kalkspat. Wittern diese letzteren aus, so entstehen löcherige, schwammige Gesteine, die Blattersteine.

Die Shalsteine stehen auf der einen Seite mit den Diabasen, auf der anderen mit devonischen echten Sedimentärgesteinen in engster Beziehung und führen lokal organische Reste. Die Schalsteine sind namentlich dem Devon Nassaus, des Harzes und dem Silur Böhmens eingeschaltet.

73. Tuffe der trachytischen, phonolithischen und basaltischen Gesteine.

a) Trachyttuff und Phonolithtuff sind bald lockere, bald dichte und feste Tuffe von zerspratztem, zum Teil zersetztem trachytischem Material, welches bald eine kreideartige, erdige, bald eine körnige, sandsteinartige, bald eine fein breccienartige Beschaffenheit und vorherrschend lichtgraue, gelbliche oder bräunliche Farbe besitzt. Die oft deutlich geschichtete Masse umschließt nicht selten Kristalle von Sanidin, Hornblende, Glimmer, Augit und Magneteisenerz, sowie Gesteinsbrocken und enthält auch zuweilen pflanzliche Reste. Der Trachyttuff führt lokal Nester und Trümer von Opal (edler Opal unweit Kaschau in Ungarn). Beide Tuffe gehen durch Aufnahme von Trachyt- und Phonolithgeröllen in Trachyt- und Phonolithkonglomerate über. Siebengebirge, Zentralfrankreich, die Euganeen, die Umgegend von Schemnitz in Ungarn, Nordböhmen, Hegau.

Als Leuzittuff bezeichnet man den dunkel gelblichgrauen Bimssteintuff des Leuzitphonolithes, dessen feinerdige Grundmasse kleine verwitterte, schneeweiße Leuzite und neben diesen Kristalle von Augit, Glimmer, Sanidin, sowie Bruchstücke von Leuzitphonolith und devonischen Schiefern umschließt. In der Umgebung des Laacher Sees.

b) Bimssteintuff, ein weißes, gelbes, graues, erdiges bis dichtes, sich rauh anfühlendes Aggregat von zerriebenem Bimsstein, oft Brocken von Trachyt und Bimsstein, ferner Glimmerblättchen, Sanidin- und Granatkristalle umschließend und mit Bimssteinkonglomeraten eng verknüpft. Am Laacher See, bei Schemnitz in Ungarn, in der Auvergne, in der Umgegend

von Neapel (Puzzolan und Posiliptuff), auf Teneriffa (Tosca). Als Tufflöß werden feinste, lößähnlich angewehte Bimssteintuffe der äolischen Inseln bezeichnet (Bergeat). Eine lokale Varietät des Bimssteintuffes, welche in den Tälern der Umgegend des Laacher Sees (Brohltal und Nettetal) mächtige Ablagerungen bildet, ist der Traß (Duckstein). Er ist eine unrein gelblichgraue erdige Masse, welche Fragmente von Bimsstein, Grauwacke, Tonschiefer, Basaltlava und Kristalle von Sanidin, Leuzit, Augit, Hornblende, Glimmer, Hauyn und endlich auch verkohlte Baumstämme und -äste umschließt und zur Darstellung von hydraulischem Mörtel verwandt wird.

Alaunstein (Alunitfels), ein weißer oder gelblicher erdiger Trachyt- oder Bimssteintuff, welcher von Alunit in feinen Körnchen und Kriställchen imprägniert oder in Gängen und Trümern durchschwärmt wird, die das Produkt der Einwirkung von Solfataren auf die Feldspate des Tuffes sind. Bei Tokay in Ungarn, in der Auvergne, bei Tolfa in Italien.

c) Basalttuff, ein dichter oder erdiger, schmutzig graubrauner, meist wohlgeschichteter Tuff von feinen, ziemlich zersetzten Basaltauswürflingen, welcher Brocken von Basalt, ferner Kristalle von Olivin, Augit, Hornblende, Glimmer und Magneteisenerz, sowie Adern und Nester von Kalkspat, Aragonit und Zeolithen, endlich organische Reste umschließt und mit Basaltkonglomerat eng verknüpft ist (am Vogelsgebirge, im nördlichen Böhmen, am Habichtswald bei Kassel).

d) Peperin, ein schmutzig graubrauner, feinerdiger Tuff, welcher von Kristallen von Leuzit, Glimmer, Augit, Magneteisen erfüllt ist und außerdem eckige Bruchstücke von weißem, körnigem Kalkstein und Leuzitbasalt umschließt. Der Peperin bildet z. B. mächtige Ablagerungen im Albaner Gebirge und in dessen Umgebung.

e) Palagonittuff, ein geschichteter, z. T. fossilführender, brauner Basalttuff, welcher zahlreiche kleine Partikelchen, eckige Körner und Brocken des in seinem Äußeren an Kolophonium erinnernden, honiggelben bis braunen Palagonites umschließt, der zuweilen zum vorwaltenden, ja sogar zum einzigen Bestandteile des Gesteines werden kann (Palagonitfels). Der Palagonit selbst ist aus der Zersetzung des zerspratzten Sideromelans, eines Basaltglases (S. 255), hervorgegangen. Außerordentliche Verbreitung hat der Palagonittuff auf Island, Sizilien und den Galapagos, ist jedoch auch in der Eifel, am Habichtswalde, in Nassau vertreten.

Dritter Abschnitt.

Petrogenetische Geologie.

§ 1. **Aufgabe der petrogenetischen Geologie.** Nachdem in den vorhergehenden Abschnitten der petrographische Charakter der Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, sowie die Kräfte, welche von jeher einen bildenden und gestaltenden Einfluß auf die Erdrinde ausgeübt haben, geschildert worden sind, liegt die Frage nahe, auf welche Weise jene Gesteinsarten durch Vermittlung dieser Kräfte ihren gegenwärtigen Zustand und petrographischen Habitus erhalten haben? Mit der Beantwortung dieser Frage beschäftigt sich die petrogenetische Geologie, die Lehre von der Gesteinsentstehung.

Die Entstehung irgend einer tellurischen Gesteinsart ohne Mitwirkung entweder der Glut des Erdinnern oder des Wassers oder endlich des Windes ist undenkbar, — und in der Tat läßt sich auch die Bildung aller Gesteine auf die Tätigkeit eines dieser Agentien zurückführen*). Je nachdem dies die Erdglut, das Wasser, das Eis oder der Wind ist, werden die Gesteine ihrer Entstehung nach als eruptive, sedimentäre, glaziale und äolische bezeichnet.

A. Die Eruptivgesteine.

§ 2. **Entstehung der Eruptivgesteine.** Die Eruptivgesteine sind in Form von glutflüssigem Magma aus der Tiefe der Erde hervorgetreten und an der Erdoberfläche oder in deren Nähe mehr oder weniger rasch erstarrt. Jenes Magma war jedoch kein rein mineralischer, sondern ein von Dämpfen und Gasen durchtränkter Schmelzfluß. Auf eine Mitwirkung von solchen bei Bildung der Eruptivgesteine auch in den früheren geologischen Zeitaltern weist schon die Analogie mit den Eruptionserscheinungen der heutigen Vulkane hin. Jede Eruption ist mit enormen Dampf- und Gasausströmungen verbunden und ebenso entwickeln die Lavaströme selbst, bis

*) Vgl. J. Walther, Einleitung in die Geologie. Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894.

sie erkalten, aus ihren Rissen und Spalten große Mengen von Dämpfen. Die flüssige Lavamasse muß deshalb von solchen und zwar namentlich von überhitztem Wasserdampf durchtränkt sein, wenn sie sich auch in kristallinisch erstarrtem Zustande als fast vollkommen wasserfrei erweisen mag Dahingegen ist bei außerordentlich rascher, also glasiger Erstarrung ein Teil des Wassers von dem Gesteinsglas aufgenommen worden, und in ihm erhalten geblieben. In zahlreichen anderen Eruptivgesteinen sind die Belege für die Teilnahme des Wassers an ihrem Bildungsvorgange gewissermaßen versteinert erhalten, nämlich in Gestalt mikroskopisch kleiner Hohlräume, welche Wasser oder wässerige Solutionen z. B. von Chlornatrium umschließen. Diese Flüssigkeitseinschlüsse (siehe S. 199) sind in den Quarzen fast aller und in den Feldspaten vieler Granite, Syenite, Gabbros, Diabase, Quarzporphyre und Melaphyre in unzähliger Menge vorhanden.

Neuerdings hat A. Brun auf Grund seiner Untersuchungen an tätigen Vulkanen behauptet (s. S. 32), daß deren Magmen ursprünglich wasserlos sind und die von ihnen bei ihrer Eruption in reichem Maße abgegebenen Wasserdämpfe nicht juvenil sind, sondern von vadosem, also von der Erdoberfläche aus in die Tiefe eingedrungenem Wasser abstammen.

Aber nicht nur Wasserdämpfe entströmen den Laven und Eruptionskanälen unserer Vulkane, sondern noch eine Fülle anderer Gase und Dämpfe, so schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Chlor, Chlor- und Fluorwasserstoff, Borsäure, namentlich aber Kohlensäure. Sie alle entstammen dem glutigen Erdinnern, in welchem sie absorbiert enthalten sind, so daß dieses ein seit seiner Ballung von Gasen und Dämpfen durchtränktes Magma darstellt (vgl. S. 47). Gleiches gilt naturgemäß von denjenigen Partien des letzteren, welche durch Eruption an die Erdoberfläche gelangen. Diese Durchtränkung der Magmen durch Liquida bedingt einerseits die Beweglichkeit der ersteren dadurch, daß sie als Lösungs- und Flußmittel für die an und für sich schwer schmelzbaren mineralischen Stoffe dienen, während sie anderseits die kristalline Erstarrung des Magmas in hohem Grade begünstigen.

Gelangt ein derartiges Magma an die Erdoberfläche, so entweicht der größte Teil der Liquida, infolge davon zerspratzt die Lava oder bläht sich auf und erstarrt schlackig, porös und glasig, oder dicht, porphyrisch und nur teilweise kristallin. Erkaltet es aber unter hohem Drucke in der Tiefe, so werden die Liquida länger zurückgehalten und es tritt eine gleichmäßigkörnige, vollkristalline Erstarrung ein. Auf diese Weise können aus dem nämlichen Eruptionsmateriale an der Erdoberfläche Laven und Gläser, felsitische, glasreiche und porphyrische Gesteine (vulkanische Gesteine), — in der Tiefe des Kanals vollkristalline Gesteine (Tiefengesteine, plutonische Gesteine) entstehen. Die Liparite, Phonolithe, Trachyte, Andesite und Basalte nebst ihren Laven und Gläsern stellen demnach nur

die äußersten, an die Oberfläche der Erde reichenden Zweige von Eruptivmassen vor, die in größerer Tiefe unter dem Drucke der darüber lastenden Gesteinssäule zu granit-, syenit-, diorit-, dolerit- und diabasartigen Modifikationen erstarrten. Der strukturelle Unterschied zwischen solchen plutonischen und den vulkanischen Gesteinen beruht somit nicht auf ihrem verschiedenen geologischen Alter, sondern vielmehr auf ihrem Erstarrungsniveau. Ihre Altersunterschiede sind demnach nur scheinbare, indem die plutonischen Gesteine fast überall dort, wo sie jetzt zu Tage treten, aus älteren Perioden stammen, weil eben lange Zeiten nötig waren, um die Erdoberfläche bis hinab in das Niveau dieser vollkristallinen Tiefengesteine zu denudieren. Bei jüngeren Eruptionsprodukten hat dieser Abtragungsprozeß noch gar nicht oder noch nicht so tief eingewirkt, deshalb sind uns die oberen echt vulkanischen Modifikationen noch erhalten, gehen aber bei gang- oder stockförmigen Vorkommnissen nach der Tiefe zu in plutonische, vollkristalline Gesteinsmassen über.

Jedenfalls aber lassen sich die Eruptivgesteine nach dem Niveau ihrer Erstarrung und nach ihrer unter den dort herrschenden Verhältnissen erlangten Struktur in zwei Hauptgruppen teilen: vulkanische oder Ergußgesteine und plutonische oder Tiefengesteine. Beiden gemeinsam sind die Gänge als Ausfüllung von Zufuhrkanälen des glutigen Magmas oder als Ausläufer (Apophysen) größerer eruptiver Gesteinskörper*).

§ 3. **Die vulkanischen Gesteine.** Die vulkanischen Gesteine sind aus der Erstarrung von glutflüssigen Magmen hervorgegangen, welche auf Eruptionskanälen oder -spalten aus der Erdtiefe emporgestiegen sind, sich auf der Erdoberfläche kuppig aufgestaut, decken- oder stromförmig ausgebreitet haben und z. T. gleichzeitig durch rapide Abgabe ihres Gas- und Dampfgehaltes eine explosive Zerspratzung in Sande, Lapilli und Bomben erfahren haben können. Ihre Lagerungsformen sind demnach Gänge, Kuppen, Ströme und Decken (durch spätere Bedeckung von Sedimenten Lager), verknüpft mit Ablagerungen vulkanischen Schuttes (Tuffes).

Die durch ihre oberflächliche Erstarrung bedingten, also für ihre vulkanische Natur charakteristischen Eigentümlichkeiten der hierhergehörigen Gesteine sind: 1. ihre feinstkristalline, dichte, felsitische oder glasige Ausbildungsweise; 2. die größere oder geringere Beteiligung von Glas an der Zusammensetzung der Gesteinsmasse, sowie die Führung von Glaseinschlüssen in den Kristallausscheidungen (vgl. S. 195); 3. ihre Neigung zu porphyrischer Ausbildung. Diese beruht darauf, daß sich in dem emporsteigenden glutflüssigen Magma bereits innerhalb des Eruptionsschlundes,

*) Reyer, Physik der Eruptionen 1877. — Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. d. massigen Gesteine. 4. Aufl. 1907. Band II. 1. S. 1—172. — Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. 2. Aufl. Leipzig 1893. I. S. 636—823.

also intratellurisch, Mineralindividuen ausschieden und in freier Formentwicklung (idiomorph) zu oft beträchtlicher Größe anwuchsen, während der Rest des Glutflusses erst nahe der Erdoberfläche und deshalb rascher zu einer dichten oder glasigen Grundmasse erstarrte und jene älteren Kristallausscheidungen als porphyrische Einsprenglinge umfaßte; 4. die allgemeine Verbreitung von Fluidal-Erscheinungen, in welchen die fließende Bewegung des bereits Ausscheidungen führenden Magmas ihren Ausdruck findet; 5. das Auftreten schlackiger und blasiger Modifikationen, erzeugt durch das Entweichen von Gasen und Dämpfen aus der zähflüssigen Lava; 6. die Verknüpfung mit Ablagerungen von vulkanischen Auswürflingen (Tuffen), wie sie durch explosive Zerstäubung des glutflüssigen Magmas erzeugt werden.

Je nachdem die Eruption dieser vulkanischen Gesteine in die jüngsten geologischen Zeiträume, oder in ältere Perioden gefallen ist, unterscheidet man sie als jung- und altvulkanisch (vgl. S. 220). Zu letzteren gehören die paläovulkanischen Diabaslager der Silur-, Devon- und Subkarbonformation, sowie die mesovulkanischen Lager und Ströme von Melaphyren, Porphyriten, Quarzporphyren und Pechsteinen innerhalb der Oberkarbon- und Permformation. In allen aber scheint die glasige Beschaffenheit der Grundmasse ursprünglich eine viel allgemeinere gewesen zu sein, und erst infolge späterer Umwandlungsprozesse einer sekundären felsitischen Ausbildung Platz gemacht zu haben (Sauer).

Die Gruppe der jungvulkanischen Gesteine wird gebildet von den Quarztrachyten, den Sanidintrachyten und Phonolithen, den Andesiten und Basalten der tertiären und jüngsten Zeit nebst den Gläsern und Tuffen der genannten Gesteine.

Die Gruppe der altvulkanischen Gesteine umfaßt die paläozoischen Vorfahren jedes einzelnen Gliedes der jungvulkanischen Gruppe (vgl. die Tabelle auf S. 220 und 221). Den Quarztrachyten entsprechen die Quarzporphyre, den Phonolithen die Eläolithsyenitporphyre, den Sanidintrachyten die Orthoklasporphyre und Minetten, den Andesiten die Porphyrite, den Plagioklasbasalten und Doleriten die Diabase, Augitporphyrite und Melaphyre, den Obsidianen die Pechsteine.

Die Analogien zwischen beiden Reihen beschränken sich aber nicht auf Mineralbestand und Struktur, sondern wiederholen sich auch in den allgemeinen Lagerungs- und Verbandsverhältnissen. Wie die jüngeren, so treten auch bereits die altvulkanischen Gesteine als Quellkuppen, namentlich aber ursprünglich als Decken und Ströme, jetzt als Lager auf, welche sedimentären Schichtensystemen regelmäßig eingeschaltet sind, mit ihnen wechsellagern und an allen Biegungen und Knickungen derselben teilnehmen. Auch Tuffbildungen finden wir bei den Eruptionen der Porphyrite, Melaphyre, namentlich aber der Diabase und Quarzporphyre, wieder. Die Melaphyre

im Rotliegenden sind größtenteils echte, lavaartig geflossene Ströme mit blasiger Oberfläche und stehen oft mit gangartigen Durchbrüchen in ersichtlicher Verbindung. Die Umgebungen der letzteren sind dann zuweilen wahre Aschen- und Schlackenfelder. Ebenso waren mit der Eruption des Melaphyres mitunter Auswürfe von schlackigen Bomben verknüpft, welche jetzt, von Sandsteinzement zusammengehalten, Melaphyr-Bomben-Konglomerate in der Schichtenreihe des Rotliegenden bilden. Ähnliches gilt von den Porphyriten, sowie von den Quarzporphyren, deren z. T. nur geringmächtige, aber über große Flächen ausgebreitete Lager sehr gewöhnlich mit Tuffen vergesellschaftet zu sein pflegen. Letztere haben sich sogar während der Rotliegendzeit lokal zu wahren, unseren Stratovulkanen entsprechenden Schuttkegeln aufgetürmt (Rochlitzer Berg, Zeisigwald i. S.). Die in älteren geologischen Gebieten aufsetzenden, mitunter meilenlangen Porphyrgänge sind die Ausfüllung von Eruptionsspalten, über welchen sich das emporddringende Quarzporphyr-Magma hier und dort zu Quellkuppen aufgestaut oder deckenförmig ausgebreitet hat. Unter ganz entsprechenden Verhältnissen treten die Diabase auf, nämlich als Lager zwischen silurischen und devonischen Schichtenkomplexen, z. T. mit gekrösartiger Lavaoberfläche und sphäroidischer Struktur innig verknüpft mit Mandelsteinen (also früheren blasigen Laven), sowie mit nicht selten Versteinerungen führenden und schlackige Bomben umschließenden Tuffen, während sie anderorts ältere Gebirgsmassen gang- oder stockförmig (als »Necks«) durchsetzen.

Nach solchen Beobachtungen unterliegt die vulkanische Natur der Diabase, Melaphyre, Porphyrite und Porphyre nicht dem geringsten Zweifel, gleichgültig, ob ihre Eruption vor langen geologischen Zeiträumen stattgefunden hat: die jetzt lagerartige Gestalt der genannten Gebirgsglieder entspricht den vulkanischen Decken und Strömen der Neuzeit, Kuppen von Quarzporphyr sind vom geologischen Standpunkte nichts anderes, als solche von Quarztrachyt, die mandelsteinartigen Varietäten der Diabase und Melaphyre sind nichts, als einstmalige schlackige und blasige Laven, die Pechsteine sind den Obsidianen ähnliche Erstarrungsmodifikationen, die Tuffablagerungen nichts als die Produkte vulkanischer, mit den Gesteinseruptionen verknüpfter Aschenregen, ein Teil der Melaphyr-, Quarzporphyr- und Diabaskonglomerate besteht aus vulkanischen, nicht selten schlackigen Bomben der betreffenden Gesteinsart, — kurz zwischen allen diesen Gesteinen und den vulkanischen Produkten der Jetztzeit ist mit Bezug auf ihre Entstehungsweise nur ein zeitlicher Unterschied.

§ 4. **Die plutonischen Gesteine: Granite, Syenite, Diorite, Gabbros und Norite, sowie deren parallelstruierte Modifikationen.** Die genannten Gesteine sind in Spalten zu Gängen, in Explosionskanälen zu Stöcken und durch die unterirdische Aufstauung des Magmas zu Lakkolithen oder Batholithen innerhalb der Erdtiefe erstarrt, ohne die Erd-

oberfläche zu erreichen, sind vielmehr erst durch spätere Denudation angeschnitten und bloßgelegt worden. Mit der Gesteinswerdung eines von Gasen und Dämpfen durchtränkten Magmas in solcher Tiefenlage und unter den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen sind folgende charakteristische Eigentümlichkeiten der plutonischen Gesteine verknüpft*):

1. Ihre Ausbildung ist eine vollkristalline (holokristalline), d. h. ihr ursprüngliches Magma erstarrte zu einem Aggregate von lauter kristallinen Mineralindividuen. Es entbehren somit die plutonischen Gesteine jener für die vulkanischen Gesteine so charakteristischen glasigen oder mikrofelsitischen Zwischenmasse (Basis), ebenso wie der Glaseinschlüsse.

2. Die Entwicklung der Gemengteile erfolgte derartig, daß in der Regel die Bildung eines jeden derselben kontinuierlich, ohne Unterbrechung und Wiederholung verlief, also derjenigen der anderen Gemengteile vorherging oder folgte. Es gehören dann alle Individuen eines Bestandteiles einer Generation an. Durch diese die freie Formentwicklung der Mineralindividuen hindernde Ausbildung wird die körnige Struktur der plutonischen Gesteine erzeugt, die sich dann aus fast lauter, durch das Anstoßen an die Nachbarmineralien unregelmäßig begrenzten (xenomorphen, allotriomorphen) Bestandteilen zusammensetzen. Porphyrartige Modifikationen stellen sich meist nur in deren Grenzzonen gegen das Nebengestein ein. Die Verfestigung beginnt in ersterem Falle mit der Kristallisation der Erze, des Apatites und der übrigen akzessorischen Gemengteile, darauf folgt die Ausscheidung der eisen- und magnesiumhaltigen Silikate (Amphibol, Pyroxen, Glimmer), dann diejenige der Feldspate und endlich des Quarzes. Die Reihenfolge in der Bildung der Bestandteile ist demnach beim Granit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Turmalin — Glimmer — Feldspate — Quarz; beim Syenit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit — Hornblende, Pyroxen, Biotit — Feldspate, Eläolith — (Quarz); beim Diorit: Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit — Hornblende, Biotit — Kalknatronfeldspat — (Quarz); beim Gabbro: Eisenerz, Apatit, — Diallag und andere Pyroxene, Olivin — Kalknatronfeldspat.

3. Ausgedehnte Kontaktmetamorphosen des umgebenden Nebengesteines durch physikalische, zuweilen auch durch chemische, stofflich verändernde Einwirkung. Phyllite und Tonschiefer werden von Granit, Syenit, Gabbro und Diorit auf weitere Erstreckung zu Fruchtschiefern, Hornfels, Andalusit-Glimmerfels, Turmalin- und Chiastolithschiefern, — Kalksteine zu oft von Granat, Vesuvian und anderen Kontaktmineralien erfülltem Marmor umgewandelt.

Innerhalb selbständiger Gänge oder als Apophysen nehmen die plutonischen Gesteine nicht selten echt porphyrische Struktur an. So z. B.

*) H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. d. massigen Gesteine. 4. Aufl. Band II. 1. 1907.

im Harze die Apophysen des Brocken- und Ramberggranites (Lossen), im Erzgebirge diejenigen der Granite von Geyer, Buchholz, Eibenstock (Sauer, Schalch), im Odenwald (Chelius), im Hohwald (Rosenbusch) u. a. a. O. Man hat diese Porphyrfazies des Granites als porphyrischen Mikrogranit oder als Granophyr bezeichnet. In einem ähnlichen Abhängigkeitsverhältnisse stehen die Aplite zu den Graniten, der Tinguait zum Nephelinsyenit, die Minetten und Vogesite zu den Syeniten, sowie die Kersantite und Camptonite zu den Dioriten, und zeichnen sich großenteils durch ihre Zusammensetzung aus wesentlich ringsum ausgebildeten (automorphen, idiomorphen) Mineralindividuen aus.

Nicht selten werden bei der Strömung des Eruptivmagmas oder bei dessen Einpressung (Intrusion) in Spalten die innerhalb des Schmelzflusses bereits verfestigten Kristallindividuen zerbrochen, zermalmt oder randlich abgerieben und dann diese Fragmente zuweilen streifig-lagenförmig in der erst später erstarrenden Zwischenmasse angeordnet. Die hierdurch erzeugte Struktur wird als Protoklasstruktur bezeichnet.

Während, abgesehen von letzterer, die Struktur der plutonischen Gesteine eine für sie geradezu charakteristische, durchaus körnige zu sein pflegt, nehmen dieselben oftmals eine mehr oder minder scharf ausgeprägte Parallelstruktur, nämlich eine oft ausgezeichnet flaserige (gneisige), ja plattige bis schieferige (granulitische) Ausbildungsweise an. Solche Modifikationen (Eruptiv- oder Orthogneise, Granulite, Flasergabbros, Amphibolite) besitzen neben den körnigen Plutoniten, deren parallelstruierte Modifikationen sie vorstellen, eine weite Verbreitung über das ganze Erdenrund und sind früher namentlich wegen dieser ihrer Struktur meist als sedimentären, jedoch metamorphen Ursprungs angesprochen worden. Neuerdings aber hat man sich davon überzeugt, daß diese Parallelstruktur größtenteils bei Erstarrung des plutonischen Magmas, z. T. unter dem Einflusse des Gebirgsdruckes, durch Piezokristallisation, zur Herausbildung gelangt ist. Zu den normalen, körnigen Plutoniten gesellt sich also eine zweite gleichwertige, aber durch Parallelstruktur ausgezeichnete Gneisfazies.

§ 5. **Differenzierung** (Spaltung) **der Eruptivmagmen***). Häufig ist die Erscheinung, daß ein einheitlicher eruptiver Gesteinskörper eine Differenzierung in strukturell oder mineralisch voneinander abweichende, namentlich aber in basische und saure Glieder aufweist. Sehr oft stellen sich derartige Differenzierungen inmitten des Hauptgesteines ein, heben sich dann mehr oder weniger scharf, linsen-, lager- oder gangartig von diesem ab und werden als Schlieren bezeichnet. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung pflegen die kieselsäurearmen Modifikationen die

*) Vgl. W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Kristiania 1894; II. 1895 und namentlich III. 1898.

Randzonen des Lakkolithen oder Stockes einzunehmen, die sauren Varietäten dessen zentrale Hauptmasse zu bilden. Diese Spaltung des Magmas beruht in erster Linie auf der Konzentration seiner Eisen- und Magnesia- sowie der Kalktonerdesilikate längs seiner Abkühlungsfläche. So besitzt, um nur einige nahe liegende Beispiele zu nennen, das Granitmassiv des Brockens eine basische Randfazies von Diorit und Gabbro, die durch Übergänge mit dem Biotitgranit verbunden sind (Lossen, Erdmannsdörffer). Das Meißner Massiv gliedert sich in einen Kern und eine breite Randzone von Hornblendesyenit, welche durch Biotitgranit und Syenitgranit voneinander getrennt werden. An den äußersten Enden des langelliptischen Massivs geht der normale Syenit in Augitsyenit (bei Gröba) oder in Augitdiorit (bei Tronitz) über (Sauer, Klemm, Beck). Auch der Granititstock von Durbach im Schwarzwald besitzt eine Randfazies von Pinitgranitit und Glimmersyenit (Durbachit). Ganz ähnliche randliche Syenitzonen wiederholen sich an noch anderen Graniten des Schwarzwaldes (Sauer). Mit dem Augitsyenit des Monzoni und von Predazzo stehen basische, schließlich magnetit- und olivinreiche Pyroxenite als randliche Fazies in Verbindung (nach Brögger).

Ähnlich gerichtete Differentiationserscheinungen wiederholen sich in Gängen, welche dann eine chemische und somit petrographische Verschiedenheit zwischen Gangmitte und Salbändern aufweisen. So bauen sich z. B. gewisse Gänge der Gegend von Schmalkalden im Thüringer Walde in der Mitte aus Granitporphyr und symmetrisch zu beiden Seiten zunächst aus Syenitporphyr, dann aus Melaphyr auf (Bücking). Im Kristianiagebiete besitzen Quarzporphyrgänge Salbänder von Diabas, ferner quarz- und orthoklasreiche Gänge von Glimmersyenitporphyr Grenzzonen von Kersantit (Brögger).

Endlich hat man auch das gegenseitige Verhältnis in der chemisch-mineralischen Zusammensetzung eines Hauptgesteines und seiner Gangbegleiter (seines Ganggefolges) durch Spaltung des ursprünglichen Hauptmagmas zu erklären versucht, infolge deren sich in letzterem vor seiner Intrusion in die Gangspalten bereits eine Differenzierung in eisen-, magnesia-, kalkreiche und in alkalitonerdereiche Teilmagmen vollzogen hatte. Je nachdem nun diese Spaltung mehr oder weniger weit fortgeschritten war, entfernen sich die einzelnen Gangmischungen (Schizolithe) bald mehr, bald weniger weit von der Zusammensetzung des Hauptgesteines und können zuweilen Gruppen von benachbarten Gängen liefern, welche sich komplementär verhalten. So ergaben sich z. B. im Kristianiagebiete gewisse Camptonit- und Bostonitgänge als einander ergänzende Begleiter des Nephelinsyenites, Gänge von Minette, Bostonit und Foyait als solche des Laurdalites (Brögger).

In gleicher Weise wie die randliche Konzentration der Eisen-Magnesia-Kalksilikate innerhalb des Eruptivmagmas kann sich lokal eine solche der

oxydischen und sulfidischen Erze vollziehen, wie sie sonst vielen Eruptivgesteinen als weitläufig zerstreute Körnchen eingesprengt erscheinen. Hierbei vermag sich, namentlich in basischen plutonischen Gesteinen, die magmatische Ausscheidung des Erzgehaltes bis zur Herausbildung abbauwürdiger Lagerstätten zu steigern. Hierher gehören z. B. die mächtigen Schlieren von Magnetit im Syenit und Orthoklasporphyr im Osten des mittleren Ural (Wyssokaya Gora und Blagodat), die großartigen apatitführenden Magnetitlagerstätten im Augitsyenit und Orthoklasporphyr von Kiruna und des Gellivara in der schwedischen Provinz Norrbotten, von Titaneisenerz im Labradorfels von Ekersund, — von Chromeisenerz im Olivinfels Norwegens und Obersteiermarks, z. T. platinführend in solchen des Urals, — von nickel- und kobaltführendem Magnetkies, Eisenkies und Kupferkies in den Randzonen norwegischer Gabbro- und Noritstöcke*). Einer sehr weitgehenden Differenzierung des Granitmagmas (wenn nicht einem pneumatolitischen Vorgange, S. 296) dürften die eruptiven Quarzgänge, -adern, -schmitzen und -linsen ihren Ursprung verdanken, welche in großer Zahl die Kontakthöfe der erzgebirgischen Granitlakkolithen durchsetzen, z. T. geringe Mengen von Muskovit, Albit und Orthoklas führen und nicht selten von Kontaktzonen mit großen oder reichlichen Cordieriten begleitet werden**).

§ 6. **Veränderung des Nebengesteines durch Eruptivgesteine (Kontaktmetamorphose).** Bei dem glutflüssigen Zustande, den die Eruptivgesteine besaßen, als sie aus der Erdtiefe in die Erdkruste injiziert wurden, ist vorauszusetzen, daß sie auf ihr Nebengestein sowohl, wie auf die von ihnen umschlossenen Fragmente des letzteren eine umgestaltende, metamorphosierende Einwirkung ausgeübt haben. Dergleichen Veränderungen werden als Kontaktmetamorphosen bezeichnet.

Dieselben sind doppelter Art: 1. von rein kaustischer Natur, also ausschließlich durch die von dem Eruptivgesteine ausgehende hohe Temperatur erzeugt und nur im Kontakte mit vulkanischen Gesteinen anzutreffen; — 2. von hydatothermischer Natur und an die Mitwirkung plutonischen Magmas gebunden. Nur die Umkristallisierung des Kalksteins zu Marmor und dessen Erfüllung mit mineralischen Neubildungen ist den Kontaktmetamorphosen beider Gruppen von Eruptivgesteinen gemeinsam.

Rein kaustische Einwirkungen von Seiten vulkanischer Gesteine machen sich zunächst in der Brennung, Frittung, Anschmelzung, Verglasung,

---

*) R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. Berlin 1909. S. 17—97. Mit der einschlägigen Literatur.

**) B. Baumgärtel, Z. d. D. geol. Ges. 1911. S. 175.

Verkokung, Umkristallisierung und säulenförmigen Absonderung des Nebengesteines und seiner Fragmente bemerkbar*).

Die Erscheinung der Verglasung, Frittung und Brennung zeigt sich in vorzüglicher Deutlichkeit dort, wo vulkanische Gesteine, z. B. Basalte, Bruchstücke ihres Nebengesteines umschlossen haben. Dann sind diese nicht selten in kleine Fragmente zerborsten (»zerspratzt«), zu Glas um- oder angeschmolzen (randlich korrodiert), verschlackt, porzellanartig verhärtet, säulig zerklüftet, rotgebrannt oder entfärbt, ja es kann eine partielle oder vollständige Einschmelzung und Resorption der Einschlüsse bewirkt werden, an deren Stelle dann mineralische Neubildungen treten können. So sind in den Schmelzprodukten und Glasrinden von Fragmenten und Mineralspratzlingen innerhalb vulkanischer Gesteine Ausscheidungen von Augit, Hornblende, Cordierit, Feldspat, Tridymit, Rutil, Spinell, Magnetit zu stande gekommen und eben solchen Vorgängen verdanken z. B. die Kalksteinauswürflinge des Monte Somma ihre randliche Einschmelzung in zonar struierte Aggregate von Augit, Glimmer, Olivin usw. Umschmelzende Einwirkungen zeigen sich ferner z. B. an den Bruchstücken von Tonschiefer und Grauwacke, welche durch die Vulkane der Vorder-Eifel und des Roderberges oberhalb Bonn im Verein mit Bomben, Aschen und Lapillen ausgeworfen worden sind, ferner an denen von Glimmerschiefer, Quarz und Gneis aus den vulkanischen Schlackenanhäufungen des Kammerbühl bei Eger, welche zum Teil mit einer förmlichen Glaskruste bedeckt sind, während z. B. in den Serizitschieferfragmenten aus dem Basalte von Naurod bei Wiesbaden nur die aus Serizit und Chlorit bestehenden Lagen verglast und in Granit-einschlüssen oft nur die Glimmer geschmolzen und die Feldspate gefrittet worden sind. Anderorts jedoch haben Basalte die Fragmente von Granit, Porphyr, Gneis randlich oder durch und durch in reines, grünes oder schwarzes Glas (sog. Hydrotachylit) umgeschmolzen (Roßberg in Hessen, Löbau i. S.). Ganz ähnliche Einwirkungen haben die Basalte auf angrenzende Sandsteine, Mergel und Schiefertone ausgeübt, haben die Sandsteine entfärbt, zu einer emailartigen, glänzenden Masse gefrittet (z. B. an der blauen Kuppe bei Eschwege), haben das tonig-kalkige Bindemittel gewisser Sandsteine zu Glas geschmolzen, während die Quarzkörner unversehrt geblieben sind (Oberellenbach in Niederhessen, Wildenstein bei Büdingen), haben Tone und Mergel in Ziegel gebrannt (z. B. bei Weida in Bayern; am Niederrheine) oder in Porzellanjaspis, eine harte, muschelig brechende, schwach fettglänzende, grau oder rot gefärbte oder geflammte Gesteinsmasse, umgewandelt. Ein recht instruktives Beispiel einer von Trachyt bewirkten kaustischen Kontaktmetamorphose lieferte der Trachytlavastrom des Monte Tabor auf Ischia, welcher nebst seinem Liegenden

*) F. Zirkel, l. c. III. S. 99.

am Nordufer der Insel an der Punta della Scrofa aufgeschlossen war und in Fig. 101 wiedergegeben ist. In diesem Profile ist *a* der 10 m mächtige Trachytstrom, mit rauher und zackiger unterer Begrenzungsfläche; *b* = posttertiäre Meeresbildungen, bestehend zu oberst aus grauen, mergeligen Tonen (sogenannter Creta), in den tieferen Niveaus reich an Obsidian- und Bimssteinbomben. Im Kontakte mit dem Trachytlavastrom zeigen sich die mergeligen Tone 2—3 m tief vollkommen gebrannt, haben ihre ursprünglich graue Farbe verloren und eine gelbe bis rote Färbung, zugleich aber eine ausgezeichnete, vertikal stengelige Absonderungsform angenommen (*b'*).

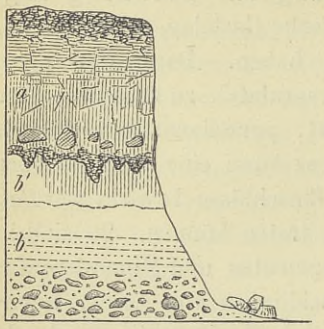


Fig. 101. Kontaktmetamorphose durch einen Trachytstrom. Punta della Scrofa, Ischia. (*H. Crd.* 1873.)

Sowohl Basalt, Trachyt und Phonolith, wie Melaphyr, Diabas und Porphyr haben an einer großen Anzahl von Punkten Veranlassung zur Verkokung, d. h. zur Umwandlung von Braunkohle in Steinkohle und Anthrazit und von Steinkohle in Anthrazit und graphitische Substanz gegeben. Ausgedehnter Bergbau hat derartige Verkokung namentlich schön am Meißner, Hirschberg und Stellberg (südöstlich von Kassel) verfolgen lassen. Das am Meißner im Durchschnitte etwa 25 m mächtige Braunkohlenflöz wird direkt von einer Basalt- und Doleritdecke überlagert (siehe Fig. 20, S. 44) und ist im Kontakte mit ihr stark metamorphosiert*). Unmittelbar unter dem Basalte liegt eine dünne Schicht von Schwühl, einem stengelig-schlackig gebrannten kohligen Ton. Die direkt unter ihm lagernde Braunkohle ist in einen schlackigen Kok, seltener in metallisch glänzenden Anthrazit mit Streifen von Pechkohle umgewandelt und zu oberst stengelig abgesondert. Darunter folgt eine dichte, dunkle Schwarzkohle, die in die erdige, lockere Braunkohle übergeht. Die Mächtigkeit dieser kontaktmetamorphischen Zone beträgt 2—5,5 m. Die jurassische Steinkohle von Fünfkirchen in Ungarn ist durch ein diabasartiges Eruptivgestein auf 5—10 cm Entfernung in kokähnliche Masse verwandelt. Ähnliches gilt von der Trias-Steinkohle Virginiens und Nordkarolinas. In Schlesien (z. B. Grube Fixstern bei Altwasser) hat der Quarzporphyr, bei Mährisch Ostrau und in der Rheinpfalz der Melaphyr, bei Commentry der Trachyt die Steinkohle in Anthrazit metamorphosiert.

Wo Basalt Lager von Spateisenstein durchsetzt, hat er den letzteren längs seiner Kontaktflächen in Magnetit verwandelt (Siegener Land).

*) A. Fr. Moesta, Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meißner und dem Hirschberge in Hessen. Marburg 1867. — F. Beyschlag, Bl. Allendorf. Berlin 1886. S. 37. — A. Uthemann, Abh. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. Heft 7. Berlin 1892.

Eine sehr gewöhnliche Folge der von dem glutflüssigen Magma ausgehenden Erhitzung des Nebengesteines ist dessen stengelig-prismatische Absonderung, wie sie sich in ähnlicher Weise bei den den Schmelzraum umgebenden Gestellsteinen der Hochöfen auszubilden pflegt und z. B. im Kontakte von Basalt mit Buntsandstein (Wildenstein bei Büdingen), Quadersandstein (bei Zittau), Ton und Braunkohle (am Meißner), von Trachyt mit Steinkohle (Commentry), von Diabas mit Steinkohle (Fünfkirchen), von Quarzporphyr mit Steinkohle (Altwasser in Schlesien), von Melaphyr mit Steinkohle (Sulzbach in der Pfalz) beobachtet worden ist.

Ebenfalls nicht selten ist die von vulkanischen wie von plutonischen Eruptivgesteinen ausgehende Umwandlung gewöhnlicher dichter Kalksteine in zum Teil schneeweißen, kristallinisch körnigen Marmor, wobei die den Kalkstein färbende kohlige oder bituminöse Substanz verschwindet, die Schichtung verloren geht und die etwaigen organischen Reste derselben verwischt werden. Dies ist z. B. auf der Insel San Jago am Grünen Vorgebirge durch einen Lavastrom geschehen, wo er mit einem ganz jungen, aus Muschelschalen bestehenden Kalksteine in Berührung gelangte; ganz ähnliches wiederholt sich auf der Insel Rathlin an der Küste von Antrim in Irland. Hier werden die Schichten der Kreide von zwei parallelen Basaltgängen dergestalt durchsetzt, daß diese durch ein 12 m breites Zwischenmittel von Kreide voneinander getrennt werden (Fig. 102). Diese außerdem

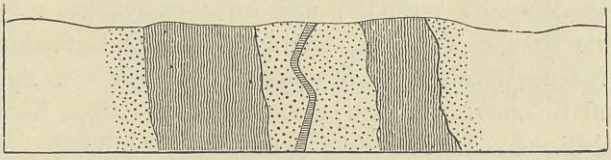


Fig. 102. Kreide im Kontakt mit Basalt in Marmor umgewandelt. Insel Rathlin an der Küste von Irland.

noch von einem etwa 0,3 m mächtigen Basalttrum durchschnittene Zone ist vollständig in Marmor umgewandelt. Dasselbe ist mit der außerhalb der Basaltgänge befindlichen Kreide auf eine Entfernung von über 1 m geschehen, von wo aus ein ganz allmählicher Übergang in die normale Kreide stattfindet. Die Versteinerungen sind in der umkristallisierten Kreide spurlos verschwunden. In ganz analoger Weise sind gewisse Kalksteine der Pyrenäen und Skandinaviens durch plutonische Gesteine in Marmor umgewandelt worden. So gewährt z. B. die Schlucht Escabar in den Pyrenäen einen Einblick in eine höchst interessante Form der Kontaktmetamorphose*). Hier sind silurische Kalksteinfragmente von dem empordringenden Granit

*) F. Zirkel, Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 108.

umhüllt und in ein höheres Niveau mitgenommen worden. Diese zum Teil etwa 0,3 m großen Bruchstücke sind in ihrem Zentrum genau von derselben Beschaffenheit, wie das in tieferen Regionen des Gebirges anstehende Muttergestein, und ebenso wie dieses von dunkelblaugrauer Farbe, nach außen zu aber wird ihr Gefüge immer kristallinischer, ihre Farbe zugleich eine immer hellere, bis schließlich der äußerste Saum des Fragmentes aus einem ganz weißen und grobkristallinischen Marmor besteht. Ebenso sind nach v. Richthofen die Bruchstücke von Triaskalk im Augitporphyr bei Gröden in Südtirol nach außen in grobkristallinisch-blätterigen Marmor umgewandelt, im Inneren noch dicht. Die nämliche Erscheinung zeigt sich im Kontakte mit Basalt an Jurakalken von Streitberg, ferner mit Diabasgängen an den silurischen Kalksteinen der Umgegend von Kristiania, welche hier in schneeweißen Marmor metamorphosiert worden sind. Daß aber in der Tat dichte Kalksteine durch starke Erhitzung in Marmor umgewandelt werden können, sobald die Kohlensäure nicht entweichen kann, haben A. Becker, Boeke, Rinne, Richthofen, G. Rose durch wiederholte Versuche bewiesen*). In dicht verschlossenen Gefäßen setzten sie Pulver von künstlich gefälltem Kalkkarbonat und von Schlämmkreide eine Zeit lang der heftigsten Glühhitze aus, durch welche jenes, jedoch ohne zu schmelzen, in feinkörnigen Marmor umgewandelt wurde.

Mit der Kontaktmetamorphose des Kalksteines in Marmor war nicht selten die Zufuhr von Kieselsäure, Tonerde, Magnesia und Alkalien aus dem Magma und dadurch die Ausbildung von sogenannten Kontaktmineralien innerhalb des Marmors verknüpft und zwar namentlich von kalkhaltigen Silikaten, wie Granat, Vesuvian, Egeran, Wollastonit, Skapolith, Prehnit, Epidot, Pyroxen, Hornblende, Grammatit, daneben von Spinell, Titanit, Flußspat und Glimmer. Zu den bekanntesten derartigen Kontaktbildungen gehören diejenigen von Predazzo in Südtirol, wo durch Einwirkung des Augitsyenites (Monzonites) der triadische Kalk in feinkörnigen Marmor umgewandelt und stellenweise bis zu 3 m Entfernung von Bruzit, Vesuvian, Granat, Gehlenit, Spinell, Glimmer, Magneteisen imprägniert ist. Ähnliche Kontaktmineralien finden sich am benachbarten Monzoni im Kontakte des dortigen Augitsyenites mit dem in Marmor verwandelten Triaskalke. Dieselben besitzen hier die Neigung zu zonenartiger Anordnung und halten dann im allgemeinen die Reihenfolge Granat — Augit — Serpentin — Bruzit mit Kalkstein (Predazzit) inne**). Auch der Tonalit des Adamello hat analoge kontaktmetamorphische Einwirkungen auf den benachbarten

*) A. Becker, Tscherm. min. und petr. Mitt. 1885. S. 122.

**) C. Doelter, Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1875. S. 238. — J. Lemberg, Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 187 und 1877. S. 457. — v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 367 u. 378. — E. Reyer, Predazzo. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1881. S. 1.

Muschelkalk ausgeübt*). Auf Elba, in Kalabrien, in den Pyrenäen u. a. O. tritt ebenfalls Granat im Marmor an dessen Kontakt mit Granit auf. In besonders großartigem Maßstabe sind derartige und ähnliche Umwandlungserscheinungen im Kontakte mit den granitischen und syenitischen Eruptivgesteinen des südlichen Norwegens ausgeprägt**). Am Konerudberge, südwestlich von Kristiania, bildet der Granit einen flachen Lagergang im Silur, in welches von dessen unregelmäßig welliger oberer Grenzfläche aus zahlreiche, zum Teil gegen 100 m lange Apophysen auslaufen. Die silurischen Schichten sind durch den Kontakt mit dem Granit vollkommen metamorphosiert, und zwar die Kalke in Marmor, die kalkigen Tonschiefer hingegen in buntstreifigen Kalksilikathornfels (Kalkhornfels), oder in ein kristallinisch schieferiges Gestein, dessen abwechselnd graue, grüne, braune und weiße Lagen unvollkommen ausgebildeten, schieferigen Massen von Granat, Epidot, sowie gneisartigen Gemengen aus Glimmer, Pyroxen, Quarz und Feldspat entsprechen. Zementnieren, welche in den silurischen Schiefern eingelagert auftraten, sind in braune Granatknollen und in Vesuvian umgewandelt, Graptolithenschiefer in Chiastolithschiefer. Die organischen Reste der metamorphosierten Schichten sind oft noch deutlich neben den neugebildeten Mineralien erhalten.

Ganz ähnliche Kontaktwirkungen hat der dichte Silurkalk von Miltitz in Sachsen von seiten des Meißner Syenites erfahren, durch welchen er in ziemlich grobkristallinen Marmor mit Granat, Vesuvian, Epidot, Zoisit, Augit, Hornblende, Biotit, Cordierit und Anthophyllit umgewandelt wurde. Auch der silurische Kalkstein von Berggießhübel in Sachsen hat durch den Granit eine Metamorphose in Marmor, zum Teil aber auch in Tremolit, Aktinolith, Epidot, Zoisit und Magnetit führende Granat-Augitgesteine erlitten***).

Viel großartigeren Maßstab erreicht die Kontaktmetamorphose des mesozoischen Kalksteines im Staate Zacatecas in Mexiko durch den Granodiorit von Concepcion del Oro in Marmor, womit derselbe gleichzeitig durch Stoffzufuhr eine bedeutende Anreicherung mit Granat, Diopsid, Wollastonit und Erzen erfahren hat†).

Zu der zweiten, nicht rein kaustischen, sondern hydato-thermischen Gruppe von kontaktmetamorphischen Erscheinungen gehört auch die Umwandlung, welche die paläozoischen Tonschiefer im Umkreis plutonischer Eruptivmassen, also namentlich der Granite, Syenite und

*) R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878. S. 67 u. f. — W. Salomon, Tscherm. min. und petr. Mitt. XV. 1895. S. 159.

**) W. C. Brögger, Kristianiagebiet usw. Kristiania 1883. S. 324—374.

***) A. Sauer, Erl. z. Sekt. Meißen d. geol. Spezialk. v. Sachsen. S. 46. — R. Beck, Erl. z. Sekt. Berggießhübel. S. 54.

†) A. Bergeat, N. Jahrb. Beil.-Bd. XXVIII. 1909. S. 421.

Gabbros erlitten haben (siehe S. 283). Innerhalb der Kontakthöfe im Schiefer rings um die genannten plutonischen Gesteine läßt sich deutlich eine Zunahme der Intensität der Veränderungen wahrnehmen, welche in geradem Verhältnisse zu der Annäherung an das Eruptivgestein steht. In einem vollständig und normal ausgebildeten Kontakthofe verläuft die Umwandlung der Schiefer etwa folgendermaßen. Zuerst stellen sich in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche Körper ein; dieselben nehmen bei größerer Annäherung an Menge und Dimensionen zu und bilden sich zu länglichen, fruchtartigen Konkretionen wesentlich von Glimmer, Cordierit oder Andalusit heraus, während gleichzeitig die Schiefermasse eine Zunahme der Kristallinität wahrnehmen läßt, wodurch allmählich ihr ganzer Habitus der eines Glimmerschiefers wird. Schließlich wird der ursprüngliche Tonschiefer zu einem aus Glimmer, Quarz, Cordierit und Andalusit bestehenden, schuppig-flaserigen Andalusitglimmerfels (Cornubianit) oder aber zu einem harten, spröden Hornfels, bei denen meist auch die schieferige Struktur vollkommen verloren geht und welche dann scharf gegen den Granit oder Syenit abschneiden. So lassen sich nach Rosenbusch*) innerhalb des Kontakthofes der Granitite von Barr-Andlau und des Hohwaldes (Vogesen) folgende drei Zonen unterscheiden (vgl. Fig. 103):

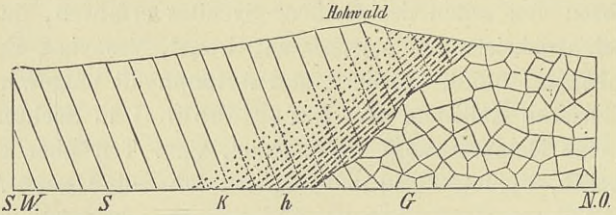


Fig. 103. Profil durch den Kontakt des Granitites und der Steiger Schiefer am Hohwald in den Vogesen. Nach *Rosenbusch*.
S Steiger Schiefer, *G* Granitit, *K* Knotenton- und Knotenglimmerschiefer, *h* Hornfels.

1. die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit unveränderter Schiefergrundmasse oder Knotentonschiefer; 2. die Zone der Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit deutlich gröber kristallin entwickelter Schiefergrundmasse oder Knotenglimmerschiefer (*k*); 3. die Zone der Hornfelse (*h*) und zwar der vorwiegenden Andalusithornfelse. Ähnliche Umwandlungsprodukte der Schiefer wiederholen sich in der Nachbarschaft der Granite und Syenite Sachsens, des Harzes, des Fichtelgebirges, Ostthüringens, des Odenwaldes, von Cornwall, der Bretagne, der Pyrenäen und vieler anderer Gegenden. Die Breite der hier ausgebildeten Kontakthöfe schwankt zwischen 80 und 1200 m.

*) H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone usw. Straßburg 1877. — F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. Leipzig 1893. II. S. 83.

Die von den Granitstöcken von Eibenstock, Oberschlema, Aue und Lauterbach im Erzgebirge ausgegangene Kontaktmetamorphose der phyllitischen Schiefer des Kambriums haben K. Dalmer, M. Schröder und F. Schalch beschrieben*). Auch hier erleiden die Schiefer eine proportional mit der Annäherung an die eben genannten Granite an Intensität zunehmende Reihe von Veränderungen, an denen sich von außen nach innen folgende Stadien unterscheiden lassen: 1. Knotenschiefer und Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse; 2. Fruchtschiefer mit kristalliner Schiefermasse (lokal an Stelle von Alaun- und Kieselschiefern Chiastolithschiefer); 3. Muskovit- und Garbenschiefer; 4. Andalusitglimmerfels, z. T. auch reich an Cordierit (lokal Andalusithornfels). Da sich nun die Granite von Eibenstock und Oberschlema in der Tiefe vereinigen, so wiederholen sich diese Kontaktzonen innerhalb des beiderseits vom Granite begrenzten und zugleich von demselben unterteuften Tonschiefers nicht nur oberflächlich nach den beiden Ausgehenden des Granites zu, sondern auch in vertikaler Richtung (Fig. 104),

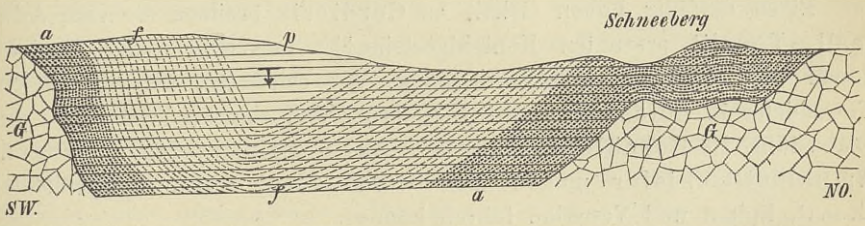


Fig. 104. Profil durch den Kontakt der Granite von Eibenstock und Oberschlema mit paläozoischen Tonschiefern bei Schneeberg im Erzgebirge. Nach *Dalmer*.
G Granit, *p* unveränderter Tonschiefer, *f* Fruchtschiefer, *a* Andalusitglimmerfels.

was durch Beobachtungen in den dortigen Erzbergwerken auf das unzweifelhafteste nachgewiesen werden konnte.

Eine ganz ähnliche Ausbildung besitzt der Kontakthof des Hennberg-Granites im Kulmtonschiefer von Weitisberga in Ostthüringen**). Im Kontaktbereiche des Meißner Granit-Syenitmassivs und seiner elbtalgebirgischen Fortsetzung sind die südlich angrenzenden silurischen Schiefer in Andalusitglimmerfels, Andalusitbiotitschiefer, Magnetit-Quarzitschiefer, Cordierit-Biotitschiefer, Chiastolithschiefer und Fruchtschiefer, die Kalksteine in Marmor mit Kontaktmineralien (s. S. 290), die Kieselschiefer in Graphit-Quarzitschiefer, die eingelagerten Diabase in Amphibolite, die Diabastuffe

*) Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen: Sekt. Schneeberg. S. 33; Sekt. Kirchberg. S. 25; Sekt. Falkenstein. S. 35; Sekt. Ölsnitz-Bergen. S. 45.

**) F. E. Müller, N. Jahrb. 1882. II. S. 205. — Hess v. Wichdorff, Centralbl. f. Min. 1901. S. 113.

in Strahlstein- und Anthophyllitschiefer sowie in Augit-Hornblendeschiefer umgewandelt worden*). Ganz analoge Kontaktwirkungen hat der Granit des Odenwaldes (z. B. von Lindenfels) auf die ihn ursprünglich überdeckenden paläozoischen Schiefer und Kalksteine ausgeübt, die er in Hornfelse, Kalksilikathornfelse, Graphitschiefer, Graphitquarzite, Muskovit-Biotitschiefer und Marmor (Auerbach) metamorphosiert hat**).

Die Kontakthöfe der Granitstöcke des Harzes (des Brocken- und Ramberg-Massivs) in den Tonschiefern, Grauwacken und kalkigen Gesteinen des Devons und Kulms bestehen nach Lossen zunächst den Eruptivgesteinen aus verschiedenen Varietäten von Hornfels, z. T. schuppig, glimmerschieferähnlich mit viel weißem Glimmer, sowie mit Turmalin und Andalusit, dann aus braunen, z. T. gebänderten und gefleckten Hornfelsen, lokal granatführend, streckenweise dem aus Biotit, Quarz, Cordierit und Feldspat bestehenden, horizontal geschieferten Eckergneis und zu äußerst aus Fleck- und Knotenschiefern. Die Kalke und kalkigen Schiefer sind in Kalksilikathornfels mit Vesuvian, Granat, Epidot, Hornblende, Cordierit, Zoisit, Rutil, die eingelagerten Diabase in Amphibolit umgewandelt***).

Einen auffällig hohen Gehalt an Cordierit besitzen die vom Adamello-Tonalit erzeugten Kontaktgesteine†). Innerhalb vieler Kontaktzonen wiederholt sich die Erscheinung, daß schwarze, kohlenstoffreiche Tonschiefer in Chiastolithschiefer, ferner daß eingelagerte Diabase und Diabastuffe in Hornblendeschiefer, Aktinolithschiefer, Pyroxen-Amphibolitschiefer umgewandelt worden sind, welche neugebildeten Granat, Epidot und Vesuvian führen können.

Eine den altplutonischen Eruptivgesteinen ganz analoge Kontaktmetamorphose hat der jungtertiäre Essexit (ein körniges tephritisches Tiefengestein) vom Rongstock bei Tetschen an den ihn umgebenden kretazëischen (oberturonen) Mergeln und zwar bis zu 1000 m Entfernung ausgeübt††). Die erste Kontaktwirkung besteht in der Härtung der Mergel, dem Verluste ihrer Dünnschieferigkeit, dem Ersatz der organischen Reste durch körnigen Kalk, näher am Eruptivstock tritt Epidot in Nestern ein, reiht sich dann zu parallelen Streifen an, ihm gesellt sich Granat zu, bis endlich zunächst dem Kontakte dichte Kalksilikathornfelse mit Wollastonit, Grossular und Epidot entstehen.

*) A. Sauer, a. a. O. S. 40. — R. Beck, Tscherm. min. und petr. Mitt. XIII. S. 290; N. Jahrb. 1891. II. S. 28.

**) C. Chelius, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1895. 16. Hft. S. 33. — Ders., Erl. z. geol. Karte d. Großh. Hessen. Bl. Zwingenberg. S. 8.

***) Vgl. O. H. Erdmannsdörffer, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1909. S. 324 und Geol. Rundsch. 1910. S. 21.

†) W. Salomon, Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 450.

††) J. E. Hibsch, Blatt Rongstock der geologischen Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Wien 1899 und Tschermaks min. und petr. Mitt. XIX. S. 51.

Die Kontakthöfe mancher Stöcke von Granit und Eruptivgneis zeichnen sich durch die Injektion von granitischem Material aus, das zunächst in Gestalt von Schmitzen, Lagergängen und z. T. recht mächtigen Bänken zwischen die kristallinischen Kontaktschiefer eingeschaltet ist, schließlich aber letztere in mehr oder weniger großen Einsprenglingen imprägniert, so daß gneisähnliche Gesteinsmodifikationen entstehen (Injektionsmetamorphose). Auf diese Gneisglimmerschiefer folgen feldspatarme bis -freie, oft garbenführende Muskovitschiefer sowie Fruchtschiefer und schließlich Phyllite. Für diese Art der Kontaktmetamorphose liefert das Sächsische Granulitgebirge sowie das Erzgebirge überzeugende Beispiele. Das letztere baut sich auf aus mehreren flach geböschten Kernen von Eruptivgneis (Orthogneis, Freiberger Gneis) sowie aus diesen aufgelagerten Kontaktzonen, wesentlich von feinerkörnigem Gneis (Paragneis), dann von Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Granit, kristallinen Grauwacken und Konglomeraten, von Amphibolgesteinen und Kalksteinen und schließlich von Phylliten*).

Charakteristisch für die neugebildeten Bestandteile der Kontaktgesteine pflegt deren skelettartiger Aufbau zu sein, welcher darin besteht, daß dieselben von rundlichen, meist mikroskopischen Einschlüssen ihrer Nachbarmineralien erfüllt, durchspickt, siebartig durchbrochen sind. Häufig ist auch ihre Form und Aggregierung eine eigenartige, indem sie nicht wie bei den kristallinischen Schiefern zahnartig ineinander greifen, sondern mit geradlinigen, polygonalen Konturen aneinander stoßen und dem Gestein ein pflaster- oder bienenwabenähnliches Gefüge verleihen.

Die beschriebene Kontaktmetamorphose beruht nach vielen vergleichenden analytischen Untersuchungen meist nur auf der molekularen Umlagerung der ursprünglichen Schiefersubstanz, namentlich mit Hilfe des aus dem Magma entweichenden Wasserdampfes, — seltener auf der Zufuhr neuer Mineralsubstanzen aus dem benachbarten Eruptivmagma. So, abgesehen von den auf S. 290 beschriebenen Fällen, bei der Bildung der Turmalinhornfelse und Turmalinschiefer, welche z. B. im Kontakte mit dem Turmalingranit von Eibenstock, dem Granit von Kirchberg und Lauterbach i. S., ferner in der Kontaktzone des Hohwald-Granitites, sowie des Albany-Granites in New-Hampshire auftreten. Hier muß eine Zufuhr mindestens von Borsäure und Fluor stattgefunden haben. Letzteres gilt auch von der Topasierung, welche sich am Schlusse der Eruption des Granites sowohl auf letzteren, wie auf seine Nachbargesteine geltend gemacht hat (Schneckenstein, Geyer; nach Schröder). Eine ähnliche Nachwirkung der Graniteruptionen bestand in der Emanation von Fluor- und Chlorwasserstoff-

*) Vgl. A. Sauer, Cong. géol. intern. Vienne 1903. S. 587. — C. Gäbert, Z. d. D. geol. Ges. 1907. S. 308 u. f.

haltigen Wasserdämpfen, welche dem granitischen Magma Verbindungen von Zinnsäure, Borsäure, Kiesel-, Wolfram- und Phosphorsäure entzogen hatten und diese in Klüften und Spalten als Mineralien der an die Granite gebundenen Zinnstein-Ganggruppe absetzten, während zugleich eine Metamorphosierung des Nebengesteines in ebenfalls Zinnstein, Topas und Rabenglimmer führenden Zwitter und Greisen (z. B. bei Altenberg-Zinnwald und Markersdorf i. S.) stattfand. Ebenso vollzog sich im Bereiche einzelner Granite (so bei Thum i. Erzgeb. und in den Pyrenäen) unter der Einwirkung borsäurereicher Dämpfe eine Axinitisierung des Nebengesteines. Solche durch magmatische Dampf- und Gasausströmungen bewirkte Kontaktmetamorphosen werden als pneumatolytisch bezeichnet.

Zu einer ähnlichen Gruppe der Kontaktprodukte namentlich des Granites gehören gewisse Lagerstätten von Magnetit und Roteisenstein, z. T. mit Kupferkies, Eisenkies, Arsenkies, Blende und Bleiglanz sowie mit typischen Kontaktsilikatmineralien wie Granat, Epidot, Vesuvian, Axinit. So sind die devonischen Kalklager des sächsischen Elbtalgebirges bei Berggießhübel von dem dortigen Granit nicht nur in Marmor, Pyroxen- und Granatfels umgewandelt, sondern teilweise auch durch Magneteisenerz ersetzt worden, dem sich u. a. Kupferkies und Kupferglanz beigesellen können. Auch bei Moravicza, Skaska und Neu-Moldava im Banat haben die Stöcke des dortigen langgestreckten Dazitzuges die von ihm abgeschnittenen Jura- und Kreidekalke in Marmor mit Granat, Vesuvian, Wollastonit und Augit umgewandelt und mit Imprägnationen, Nestern und Stöcken von Magnetit, Kupferglanz, Kupferkies, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Arsenkies, lokal auch Gold ausgestattet. Ebenso sind die hauptsächlich aus Magnetit und Eisenglanz bestehenden, aber auch Kupferkies, Bleiglanz, Blende, Arsenkies usw. führenden und an normalen Kontaktmineralien reichen Erzlagerstätten von Drammen unweit Kristiania an die Kontaktzone zwischen Graniten und Palaeozoikum gebunden. Auch den Erzlagerstätten von Schwarzenberg i. Erzgeb. ist ein kontaktmetamorphischer Ursprung zuzuschreiben. Dieselben sind an Lager von kristallinem Kalk und Dolomit sowie von Salit-Aktinolith innerhalb der dortigen Glimmerschieferformation gebunden und führen Lagen und Bänke von Magnetit, denen sich Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Arsenikalkies und Eisenkies, selten edle Silbererze, lokal auch Zinnstein und Molybdänglanz zugesellen*).

Die Kontaktwirkungen der Diabase**) sind denen des Granites im allgemeinen sehr ähnlich und bestehen in der Herausbildung von Hornfels,

*) R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. Berlin 1909. S. 98—167.

**) K. A. Lossen, Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 701. — E. Kayser, ebenda. 1870. S. 103. — A. Schenck, Verh. d. nat. Vereins d. pr. Rheinlande. Bonn 1884. S. 53. — G. Greim, N. Jahrb. 1888. I. S. 1. — Brögger, Zeitschr. f. Krist. XVI. 1890. S. 90. — Andreae und Osann, N. Jahrb. 1893. I. S. 505.

Andalusithornfels, Kalksilikathornfels (z. T. mit Granat, Pyroxen und Vesuvian), andalusitführenden Schiefern und Marmor, so z. B. bei Kristiania, in Nassau und an den Pallisaden von New York. Anderorts und zwar namentlich in den paläozoischen Schiefern des Harzes finden sich als Kontaktprodukte des Diabases grün und rötlich gefleckte Spilosite, grün, grau und rötlich gebänderte Desmonite und dickschieferige bis plattige, hornsteinähnliche Adinole (siehe S. 262 und 259).

B. Die Sedimentärgesteine.

§ 7. **Entstehung und Material der Sedimentärgesteine.** Als Sedimentärgesteine bezeichnet man Ablagerungen, deren Material entweder aus einer wässerigen Lösung auskristallisiert oder mit Hilfe der Lebenstätigkeit von Organismen ausgeschieden worden ist, oder die aus mechanischen Absätzen des Wassers hervorgegangen sind. Die meisten derselben sind Ablagerungen des Meeres, während Schichten, die durch Quellen und Flüsse, in Sümpfen und Seen gebildet wurden, meist nur eine untergeordnete Stellung einnehmen, wie sich dies aus dem Vergleiche der durch das Meer und die süßen Gewässer eingenommenen Areale ergibt. Man rechnet hierher lediglich Bodenabsätze chemischen oder mechanischen Ursprunges, schließt aber Gangbildungen und Höhleninkrustationen aus.

Das Material aller Sedimentärgesteine stammt von der Zerstörung älterer, bereits vorhandener Gesteinsmassen durch die chemische oder mechanische Tätigkeit des Wassers. Ursprünglich, also in jenen entlegenen Zeiträumen, während deren sich das erste Wasser auf der Erdoberfläche kondensiert hatte, war diese zerstörende Tätigkeit auf die Erstarrungskruste des Planeten und die sie durchbrochen und bedeckt habenden Ergußgesteine (die Panzerdecke, siehe S. 48) beschränkt. Nachdem ihnen das Wasser auf chemischem, dann auch auf mechanischem Wege Stoffe entzogen und in veränderter Gestalt wieder abgesetzt hatte, machte sich chemische Zersetzung und Auflösung, sowie mechanische Wegschwemmung auch auf diese geltend, um aus deren Zerstörungsprodukten von neuem Gesteinsarten abzulagern, welche in späteren Zeiträumen immer wieder demselben Schicksale verfielen. Das Material der ursprünglichen Erdkruste befindet sich demnach, wie aus der Schilderung der geologischen Tätigkeit des Wassers im ersten Abschnitte hervorgeht, im steten Kreislaufe und erscheint unaufhörlich in neuem Gewande und in neuer Form. Vermehrt und vervielfältigt wird dieses älteste Gesteinsmaterial einerseits durch die zahlreichen Eruptivgebilde, wie sie seitdem hervorgetreten sind, anderseits durch die Kohlensäure, welche allmählich der Atmosphäre entzogen wurde, und dann in den Karbonatgesteinen oder als Kohlenstoff und Kohlenwasserstoff einen wichtigen Anteil an dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe nahm.

Auf dieser sich stets wiederholenden Reproduktion des mineralischen Stoffes beruht die verhältnismäßige Einförmigkeit des petrographischen Habitus der sedimentären Schichtenreihe, sowie die Unmöglichkeit, im allgemeinen das geologische Alter eines Sedimentgesteines an seinem petrographischen Charakter zu erkennen.

Dieses Material ist später molekularen und chemischen Umlagerungs-, namentlich Erhärtungsprozessen durch Sickerwasser verfallen, die als Diagenese*) bezeichnet werden.

Die Prozesse der chemischen und mechanischen Zerstörung, des Transportes und Wiederabsatzes des Gesteinsmateriales durch das Wasser sind in vorhergehenden Abschnitten, namentlich S. 92 u. f., beschrieben worden. Aus jener Schilderung geht zugleich hervor, daß die Gesteinsbildung entweder in dem einfachen Wiederabsatze gelöster oder mechanisch fortgeführter Substanzen bestehen kann, oder aber, daß sie der Vermittelung von Organismen bedarf. In ersterem Falle erscheint das Gestein als eine bloße Anhäufung von Mineralstoffen und wird minerogen genannt, in letzterem ist es wesentlich oder ausschließlich aus den Überresten organischer Körper zusammengesetzt, also organogen, und wird, je nachdem diese solche von Tieren oder von Pflanzen sind, als zoogen oder als phytogen bezeichnet.

§ 8. **Charakteristische Kennzeichen der Sedimentärgesteine.** Im Gegensatze zu den Eruptivgesteinen machen sich die Gesteine sedimentären Ursprunges als solche dadurch kenntlich, daß folgende Kennzeichen ihrer Mehrzahl nach vereint an ihnen vorkommen:

1. Schichtung und Wechsellagerung, also der Aufbau einer größeren Gesteinsmasse aus lauter einzelnen, zum Teil vollkommen verschiedenartigen, durch parallele Flächen begrenzten Lagen, Schichten, Bänken, wodurch sich eine sukzessive Ablagerung und Bildung des Gesteins kundgibt. Hand in Hand mit ihr geht oft eine den Schichtenflächen parallele schieferige Struktur der Gesteinsmasse. Schichtung vereint mit Wechsellagerung sind untrügliche Eigentümlichkeiten der Sedimentärgesteine.

2. Das zum Teil den Rest des Gesteinsmateriales überwiegende Vorkommen von Rollstücken, deren Entstehungsweise ohne Beihilfe des Wassers nicht gedacht werden kann.

3. Das Auftreten der fossilen Reste von Tieren und Pflanzen, welche, von Schlamm umhüllt, entweder als Abdruck erhalten oder in Mineralsubstanz umgewandelt wurden.

§ 9. **Minerogene Sedimentärgesteine mechanischen Ursprunges** (Klastische oder Trümmergesteine; S. 192 und 265 ff.). Sie bestehen

*) Vgl. K. Andrée, Geol. Rundsch. II. 1911. S. 61 u. 118.

gänzlich oder doch vorwaltend aus den Fragmenten, Gemengteilen und Verwitterungsrückständen (dem Detritus) älterer Gesteine, ohne daß jedoch mehr oder weniger reichliche Einschlüsse von organischen Überresten ausgeschlossen wären. Sie werden demnach von durch das Wasser zerkleinerten, zerriebenen, nach ihrer Größe gesonderten und geschlämmten Bruchstücken älterer Gesteine gebildet, welche der Mehrzahl nach durch ein weit jüngeres Zement verkittet sind.

Die hauptsächlichsten, die übrigen bei weitem überwiegenden Glieder der sedimentären Schichtenreihe, die tonigen und sandigen Gesteine und neben ihnen die Konglomerate und Breccien gehören dieser Abteilung an.

Mit Bezug auf Entstehung, Transport und Absatz des sie bildenden Gesteinsschuttes muß auf den Abschnitt über »mechanische Tätigkeit des Wassers« S. 126 verwiesen werden. Aus der Zertrümmerung der Gesteine durch den Frost und durch Bergstürze gehen Haufwerke von eckigen Gesteinsbruchstücken, durch Fortschwemmung und dadurch bedingte Abrundung der letzteren Rollstücke (Gerölle), durch fortgesetzten Weitertransport und damit Hand in Hand gehende Zerkleinerung und Sonderung nach der Größe kiesartige Körner, endlich noch kleinere Sandkörner hervor, während die feinsten Schlammteilchen in noch größere Entfernung getragen und als Schlamm (Ton) abgesetzt werden. Die Größe der Gesteinsfragmente nimmt demnach mit der Entfernung von ihrem Ursprungsorte ab, ihre Abrundung hingegen in gleichem Schritte zu. Durch die Ablagerung der Rollstücke und Körner entstehen lose Akkumulate. Werden die Zwischenräume zwischen ihren einzelnen Geröllen und Körnern durch eingeschwemmtes feines, toniges oder sandiges Material oder durch den Absatz eines kalkigen, kieseligen oder eisenschüssigen Zementes aus eindringenden Mineralsolutionen ausgefüllt, so daß die sonst losen Fragmente zu einem mehr oder weniger festen Gesteine verkittet werden, so entstehen aus den Haufwerken von eckigen Fragmenten Breccien, aus denen von Rollstücken gröbere oder feinere Konglomerate, aus den Ablagerungen von Sand Sandsteine, während die Schlammschichten zu Lehm und Ton verhärten oder durch Überlagerung anderer Gesteinsmassen und den dadurch auf sie ausgeübten Druck zu festem Ton, Schieferton und Tonschiefer und, falls sie kalkhaltig waren, zu Mergeln und Mergelschiefern zusammengepreßt werden und zugleich Schieferung erhalten.

Im ausgedehntesten Maßstabe geht die Ablagerung sedimentären Materiales auf dem Boden der Meere vor sich. Außerhalb des schmalen Küstengürtels von auf den Kontinentalsaum zwischen Hochwasser- und Tiefwasserstand beschränkten Litoralgebilden (Blockwerk, Kiese, Sande, Schlamm, Dünen, Deltas) sind auf dem Meeresboden drei Zonen der Sedimentation

zu unterscheiden*). 1. Seichtwasser-Ablagerungen, oberhalb der 200 m-Linie, Kiese, Sand, Schlamm; terrigen, also vom Kontinent stammend. 2. Ablagerungen der tieferen See- und der Uferzone; auch in ihnen herrschen die feineren terrigenen Produkte noch vor; es sind schlammig-sandige Sedimente mit Beimengungen von tonigem, gallertartigem und organischem Material (Kieselskelette, Kalkschalen). Am verbreitetsten ist ein graublauer Sandschlamm (Blauschlamm), der lokal durch reichliche Aufnahme von Glaukonitkörnchen und Eisenoxydul grünliche, durch solche von Eisenoxyden braunrote Farbe annimmt (Grünschlamm und Rotschlamm). Die Breite dieser Uferzone variiert zwischen 90 und 450 km. 3. Ablagerungen der Tiefsee (pelagische Sedimente) bestehen namentlich aus rotem Ton und Feinsand, welche fast das halbe Areal des gesamten Meeresbodens bedecken, aus dem Rückstande kalkiger organischer Reste, aus feinstem vulkanischen Staub und dessen Zersetzungsprodukten, ferner aus einer gallertartigen amorphen Substanz zusammengesetzt sind und häufig Körner und größere Konkretionen von Mangansuperoxyd (Manganknollen, diese z. T. mit Haifischzähnen und Walknochen) und ebenso solche von Eisenoxyd und Phosphorit umschließt. Für große Strecken werden der rote Ton und Feinsand verdrängt oder überlagert von organogenem Schlamm (Pteropoden-, Globigerinen-, Radiolarien-, Diatomeenschlamm: siehe diese).

§ 10. **Minerogene Sedimentärgesteine chemischen Ursprunges.** Die sicher als solche erkannten Gesteine spielen von dem Kambrium ab bis auf unsere Zeit mit Bezug auf ihre Mächtigkeit eine verhältnismäßig untergeordnete Rolle in dem Aufbau der sedimentären Schichtenreihe. Chemischen Niederschlägen durch lokale Verdunstung von Solutionen oder durch eingetretene Reaktion verdanken (stets abgesehen von Mineralbildungen in Drusen und Spaltenräumen) Kalktuff, Travertin, Erbsenstein, Rogenstein, Raseneisenstein, Bohnerz, ferner Kieselsinter, gewisse als normale Einlagerungen auftretende Spateisensteine und Brauneisensteine, Anhydrit, Gips und Steinsalz ihren Ursprung. Von diesen ist die Bildung von Kalktuff, Travertin und Brauneisenstein bereits auf S. 117, die von Kieselsinter und Erbsenstein S. 51, die Entstehung der Minerallösungen aber, aus denen sich die sämtlichen genannten Gesteinsarten ausgeschieden haben, S. 98 u. f. besprochen worden. Es bleibt deshalb nur noch übrig, den Bildungsprozeß etwas eingehender zu betrachten, aus welchem die Lagerstätten von **Anhydrit, Gips** und **Steinsalz,** sowie die Kalium- und Magnesiumsalze durch direkte Ausscheidung aus ihren Lösungen hervorgegangen sind. Der Vollzug dieses Prozesses ist gebunden an Binnenseen innerhalb abfluß-

*) Murray and Renard, Report on Deep-Sea Deposits etc. London 1891. — Vgl. Futterer, N. Jahrb. 1893. II. S. 281.

loser Gebiete mit hoher Verdunstung und geringfügigem Zutritt von atmosphärischen Niederschlägen*). Solche Binnenseen, die dann als Salzpfannen dienen, sind entweder abgeschnürte Buchten des Ozeanes, meist aber festländische Salzseen. In ersteren wird das Salz des Meereswassers, in letzteren das ihnen zugeführte Wüstensalz durch fortdauernde Verdunstung zur Abscheidung gebracht, indem sich die gesättigten Lösungen zu Boden senken, wo das Steinsalz auskristallisiert und sich allmählich zu einem Salzlager anhäuft. Enthält das Wasser außerdem noch schwefelsauren Kalk, so mußte sich dieser, da der Sättigungspunkt des Wassers durch ihn früher eintritt, als der durch Chlornatrium, ausscheiden, ehe der Absatz des Kochsalzes beginnt, der erst dann anhob, als das Meereswasser zu einer gesättigteren Kochsalzlösung eingedunstet war. Daraus erklärt sich einerseits, daß die Unterlage der Steinsalzlagerstätten sehr gewöhnlich Gips oder Anhydrit ist, sowie daß, entsprechend dem Beginne des zeitweise durch frische Zuflüsse unterbrochenen Verdunstungsprozesses, Gips und Anhydrit in Zwischenlagen zwischen den einzelnen Salzschichten auftreten (wie in Staßfurt). Ablagerungen von schwefelsaurem Kalke über solchen von Steinsalz rühren deshalb stets von neuen Überflutungen her. Finden sich Gips oder Anhydrit als alleinige, nicht von Steinsalz begleitete Ablagerungen, so ist entweder die Verdunstung nicht bis zum Sättigungspunkte des Chlornatriums vorgeschritten, oder das abgesetzte Steinsalz ist durch zufließende Wasser wieder in den aufgelösten Zustand zurückgeführt worden. Enthalten endlich die Wasser des Beckens, auf dessen Boden die Steinsalzablagerung vor sich geht, außer Kochsalz und schwefelsaurem Kalke noch leichter lösliche Salze wie Chlormagnesium, Chlorkalium, Chlorcalcium, schwefelsaures Kalium, schwefelsaures Natrium und schwefelsaures Magnesium in Solution, so werden sich diese in den durch Verdunstung an Menge abnehmenden Gewässern konzentrieren und bei steter Ausscheidung des Chlornatriumgehaltes allmählich eine Mutterlauge bilden, aus welcher sie sich erst bei deren vollständiger Verdunstung als feste Masse ausscheiden**). Aus dem Eintrocknen eines ursprünglich salzige Bestandteile enthaltenden Binnengewässers würde nach dem eben Gesagten hervorgehen: zu unterst eine Ablagerung von Gips oder Anhydrit, darüber ein Schichtenkomplex von Steinsalz und endlich zu oberst eine Ablagerung der am leichtesten löslichen Chloride und Sulfate. Ein ganz analoger Vorgang ist der Siedeprozeß der

*) J. Walther, Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900. S. 140 u. f.

**) Vgl. hierzu: Precht, Die Salzindustrie von Staßfurt. 5. Aufl. Staßfurt 1891. — R. Brauns, Chemische Mineralogie. Leipzig 1896. S. 342. — Ferner H. van't Hoff, Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Braunschweig 1905 u. 1909. — Zeitschr. f. anorg. Chemie. Band 47. S. 244. — F. Rinne, Chem.-min. Erforschung d. deut. Kalisalzlagerstätten. Leipzig 1910. — R. Görgey, Entwicklung d. Lehre von d. Salzlagerst. Ber. über die Fortschr. d. Geol. Bd. 2. 1911. S. 125 (mit Literaturverz.).

Salinen. Er beginnt mit einer Anreicherung der Sole durch Abdunstung, wobei sich Gips als Pfannenstein absetzt: bei fortgesetztem Einkochen fällt reines Kochsalz nieder, während die leichtlöslichen Salze in der Mutterlauge bleiben und beim weiter fortschreitenden Abdampfen sich ebenfalls ausscheiden würden.

Die auf solche Weise z. T. fern und unabhängig vom Ozeane entstandenen Salzlager können nur dann dem Schicksale der erneuten Auflösung und Wegführung entgehen, wenn sie von einer undurchlässigen Tondecke (von Salzton) vor dem fortgesetzten Zutritte des Wassers geschützt werden. Die Bildung einer solchen ist lokal von einbrechendem Meereswasser herbeigeführt worden, das seine Bewohner und Schlammteilchen eingespült hat, meist aber sind es die Winde gewesen, die der wüstenartigen Umgebung der Salzpfannen den Staub und feinsten Sand entführten und als lößartige Schutzdecke über den Salzlagern ausbreiteten, über welcher sich schließlich die Sandmassen der Wanderdünen aufschichteten.

Die erstbeschriebenen Vorgänge können jedoch nur Salzablagerungen von verhältnismäßig sehr geringer Mächtigkeit liefern, da sie sich entweder auf die Verdampfung eines verhältnismäßig flachen Salzsees oder auf die Ausscheidung des nur 3,6 prozentigen Salzgehaltes des in dem eintrocknenden Becken enthaltenen Meereswassers beschränken. Die Entstehung von Salzablagerungen, wie die von Staßfurt und Sperenberg, deren Mächtigkeit 900 und 1200 m beträgt, wurde nur durch kontinuierlichen Ersatz der in dem Becken verdampfenden Wasser durch Zuflüsse von neuen salzhaltigen Gewässern ermöglicht. Dies kann entweder durch aus dem salzführenden Nachbargebiet kommende Flüsse oder dadurch geschehen, daß Meeresbusen von bedeutender Tiefe durch Barren abgeschlossen werden, über oder durch welche immer soviel Meereswasser nachströmt, als an der Oberfläche des Beckens verdunstet. Durch diesen stetigen Ersatz des verdampfenden durch neues salziges Wasser wächst der Salzgehalt des Beckens stetig an und erzeugt schließlich eine Sole, aus welcher sich nun kontinuierlich Steinsalz ausscheidet. Auf diese Weise können Salzlager gebildet werden, deren Mächtigkeit nur von der Tiefe des zur Verdampfung dienenden Beckens und von der Dauer der die Salzabscheidung bedingenden Verhältnisse abhängt*).

Ein solcher kontinuierlicher, und zwar durch salzhaltige Flüsse genährter Ablagerungsprozeß geht im Toten Meere vor sich. Die Gewässer des letzteren befinden sich im Zustande einer infolge lang andauernder Verdunstung salziger Wasser entstandenen Mutterlauge, deren großer Chlormagnesiumgehalt (65 Prozent des Salzgehaltes, dieser 25 Prozent des See-

*) C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager usw. Halle 1877. — Ferner N. Acta Leopold. Carol. Acad. 1878. Bd. XL. S. 123.

wassers) darauf hindeutet, daß sich aus ihr bereits viel Chlornatrium ausgeschieden hat. Da dieser See nur Zuflüsse, aber keine Abflüsse hat, so kann das zugeführte Wasser nur durch Verdunstung entweichen und läßt demnach seinen Salzgehalt in ihm zurück. Der Jordan, der Hauptfluß der sich in das Tote Meer ergießenden Gewässer, ist unverhältnismäßig reich an aufgelösten Bestandteilen und zwar vorzugsweise an Chlornatrium und Chlormagnesium, von denen er in 100000 Teilen von dem einen 52, von dem anderen 30 Teile enthält, und mit welchen er die den See bildende Lauge fortwährend anreichert. Aus dieser scheidet sich zuerst Steinsalz aus, während Chlorcalcium und Chlormagnesium zurückbleiben. Nun verliert aber das Wasser seine Fähigkeit, Kochsalz zu lösen, in demselben Grade, in welchem sein Chlormagnesiumgehalt zunimmt, die Ablagerung von Steinsalz geht deshalb bei der jetzigen Beschaffenheit des Wassers des Toten Meeres ununterbrochen vor sich, da ihm dieses Salz durch den Jordan und seine übrigen Zuflüsse immerfort zugeführt wird, trotzdem sein Kochsalzgehalt nur 8,31 bis 15,95 Prozent beträgt. Wir sehen somit im Toten Meere eine durch fluviatile Zufuhr von Salzwasser und durch Verdunstung des Wassers bedingte kontinuierliche Steinsalzbildung und zugleich die Entstehung einer Mutterlauge vor uns, welche in einer Tiefe von 200 m in 1000 Teilen 253 Teile Salze gelöst enthält und zwar, auf 100 berechnet: Chlornatrium 25,3, — Chlormagnesium 64,75, — Chlorkalium 3,4, — Chlorcalcium 4,2, — Brommagnesium 2, — Kalksulfat 0,3. Aus dem schließlichen Eintrocknen dieser Lauge bei etwaigem Abschluß aller Zuflüsse würde eine wesentlich aus Chlormagnesium, daneben aus Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlorkalium und Brommagnesium bestehende Salzablagerung resultieren.

Ganz ähnliches wie im Toten Meere vollzieht sich in dem Elton- und dem Bogdo-See, welche zwischen Wolga und Ural in einer weiten Steppe liegen, in der sich ein Salzgebirge, der Tschaptschatschi, erhebt. Aus diesem fließen eine Anzahl von Salzbächen den genannten Seen zu. Da letztere keinen Abfluß haben und das aufgenommene Wasser durch Verdunstung entfernt wird, so setzt sich das Kochsalz am Boden und an den Rändern der Seen zu festen Bänken ab. Die Bäche führen den Seen außer Chlornatrium auch Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaures Magnesium, sowie zur Frühjahrszeit Schlamm zu. Letzterer bildet dann dünne Lagen zwischen den Steinsalzbänken, während die leicht löslichen Salze das Seewasser bis zur konzentrierten Mutterlauge angereichert haben, welche im Eltonsee enthält: schwefelsaures Magnesium 5,32, — Chlornatrium 3,83, — Chlorkalium 0,23, — Chlormagnesium 19,75, — Wasser 70,87.

Der Große Salzsee von Utah ist der letzte Überrest eines ursprünglich 500 km langen, 200 km breiten Seebeckens (des Lake Bonneville), dessen Wasserstand, wie alte Terrassen beweisen, mehr als 300 m über

den jetzigen Seespiegel reichte*). Durch Verdunstung schrumpfte derselbe bis in seine jetzigen Grenzen zusammen und enthält jetzt bis 22,3 Prozent Salze, und zwar namentlich Chlornatrium. An seinen flachen Ufern scheidet sich eine feste Salzschicht ab.

Als Beispiel kontinuierlicher Salzablagerung in einem Busen, dessen verdunstender und salzabscheidender Inhalt statt durch salzhaltige Flüsse durch Zuflüsse von Meereswasser über oder durch eine Sandbarre kontinuierlich ersetzt wird, kann der Kara-bugas, ein Haff am Ostufer des Kaspischen Meeres, angeführt werden, dessen Wasser infolge fortdauernder Verdunstung bereits 28 Prozent Salze enthält und dessen Boden sich mi einer sich stets verdickenden Glaubersalzschicht bedeckt, während am Ufer Salz- und Gipskrusten entstehen.

Die der geologischen Vergangenheit angehörigen Salz- und Gipslager müssen auf ganz ähnliche Weise entstanden sein, repräsentieren also einstmalige kontinentale Binnenseen oder vom Ozeane abgeschnittene Meeresbuchten, deren fluviatile oder marine, die verdampfenden Wasser des Beckens wieder ersetzende Zuflüsse Salze in Lösung enthielten. Die notwendige Voraussetzung solcher Eindampfungen war ein regenarmes Klima mit hoher Verdunstung, wie es jetzt in den abflußlosen Wüstengebieten herrscht. Alle diese Bedingungen zur Bildung von Steinsalzlagern waren gegeben, so lange ein Meer die Erde bedeckte und Kontinente existierten. In der Tat verteilt sich das Vorkommen des Steinsalzes auf die gesamte Formationsreihe. Ähnliches gilt vom Gips und Anhydrit. Höchst instruktive Beispiele von auf oben beschriebene Weise entstandenen Lagerstätten sind die von Staßfurt, von Westeregeln, von Vienenburg und an der oberen Aller (siehe Histor. Geologie: Perm).

§ 11. Organogene (zoogene und phytogene) Sedimentgesteine.

In dem Abschnitte über den Einfluß des organischen Lebens auf geologische Vorgänge ist S. 168 gezeigt worden, daß die Tätigkeit vieler Tiere und gewisser Pflanzen darauf gerichtet ist, durch Abscheidung von kohlensaurem Kalk, den sie zu ihrem Gerüste oder Gehäuse benutzen, den Gehalt des Meeres an Kalkbikarbonat und an Kalksulfat in stetem Gleichgewichte zu erhalten. Dieselbe Aufgabe wie heute lag ihnen auch in früheren Perioden ob, wir finden deshalb in allen Formationen, welche überhaupt Reste organischer Wesen führen, teilweise oder fast ausschließlich aus mehr oder weniger vollständig erhaltenen kalkigen Teilen ihrer Körper gebildete Kalksteine. Von den wesentlichsten der gesteinsbildenden Organismen und der vorwiegend durch ihre Vermittlung hervorgegangenen Kalksteine seien folgende hervorgehoben:

*) Gilbert, Lake Bonneville. U. St. Geol. Survey. 1890.

Kalkalgen, — die sog. Nulliporen-(Lithothamnien-) kalke im Tertiär des Wiener Beckens, Ungarns und Bosniens, Siziliens und Algeriens, sowie in der obersten Kreide von Paris, von Borneo und Curaçao; die Gyroporellenkalke in der Trias der bayerischen und tiroler Alpen, Oberschlesiens, des Vicentinischen, in der Kreide des Libanon (Fig. 105), die Vermiporellen- und Palaeoporellenkalke des skandinavischen und baltischen Silurs, die Coccolithen in Kalken jeden Alters.



Fig. 105. Gyroporellenkalk. Nach *Gümbel.*

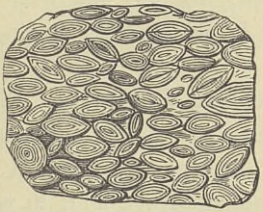


Fig. 106. Nummulitenkalkstein aus dem unteren Tertiär.

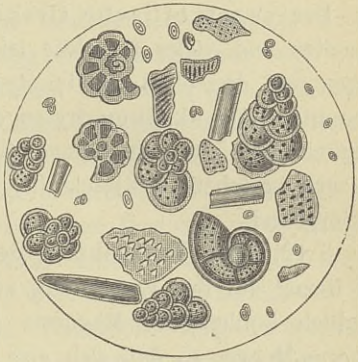


Fig. 107. Geschlämmte Schreibkreide von Meudon mit Foraminiferen (Textularia, Globigerina, Rotalia). 300malige Vergrößerung. Nach *Zittel.*

Foraminiferen, — die Nummulitenkalke (Fig. 106) und Miliolidenkalke des Tertiär, die weißen Foraminiferenmergel im Pliozän von Kalabrien und Sizilien, die Schreibkreide (Fig. 107), der Kreidetuff und viele Glaukonitsande der kretazeïschen Formation, der Fusulinenkalk der marinen Karbonformation.

Spongien, — die Spongitenkalke des weißen Jura von Franken und Schwaben, der Schweiz und Ostfrankreichs.

Polypen, — der Korallenkalk des Obersilurs von Gotland, des Devons von Belgien, des weißen Jura in Hannover, Schwaben, Schweiz und England, der Kreide Jütlands und Seelands, sowie Südfrankreichs*).

Echinodermen, — die Encriniden- (Trochiten-) kalke der Trias, die Crinoidenkalke des unteren Karbons.

Mollusken, — die Gervillienbänke des Muschelkalkes, Gryphäenkalke des Lias, Cyrenenkalke des Wealden, Hippuritenkalke der Kreide, Cerithienkalke und Litorinellenkalke des Tertiär.

Würmer und **Molluscoidea,** — der Serpulit des Deisters, Bryozoënkalke des Zechsteines, des Ofener Mergels und der oberen Kreide von Mastricht und New-Jersey, Brachiopodenkalke.

*) Vgl. hierzu Salomon, Die Adamellogruppe. I. Wien 1908. S. 408—427.

Auch gewisse **Wirbeltiere** haben durch Anhäufung ihrer Skeletteile und ihrer Exkremente (Koprolithen) zur Bildung von Gesteinsschichten fast ausschließlich beigetragen. So besteht das Bonebed der obersten Trias aus Knochen- und Zahnfragmenten von Labyrinthodonten und Ganoidfischen, — die Knochenbreccie auf dem Boden mancher Höhlen aus Skeletteilen von Bären und Hyänen, diejenige in Spalten der italienischen und griechischen Kalkgebirge aus Rhinoceros-, Hippopotamus- und Hirschresten, — der Guano, z. B. der Peruanischen Inseln aus bis 10 m mächtigen Anhäufungen von Exkrementen von Vögeln.

Der vegetabilische Ursprung der Braunkohle, Steinkohle, des Anthrazites und vieler Graphite ist S. 177 u. f. besprochen worden. Neben diesen und den oben als Hauptrepräsentanten der phytogenen Gesteine genannten Algenkalken treten einige andere mit Hilfe pflanzlicher Lebenstätigkeit vor sich gegangene Gesteinsbildungen, so die aus Diatomeenpanzern bestehenden Kieselguhr, Polierschiefer, Tripel (S. 169), stark in den Hintergrund.

§ 12. **Die Entstehung der Kalksteine und Dolomite.** Die hier mit Bezug auf ihre Entstehung zu betrachtenden Kalksteine enthalten fast sämtlich kohlensaure Magnesia entweder nur in Spuren, oder in reichlicherer Menge, so daß sich eine Reihe derselben aufstellen läßt, in welcher der Magnesiagehalt sich allmählich von weniger als 1 Prozent bis zum Maximum von 21,75 Prozent steigert. Zwischen den echten Dolomiten und den magnesiahaltigen Kalksteinen und reinen Kalken lassen sich somit scharfe Grenzen nicht ziehen. Daraus, sowie aus der engen Verknüpfung und der Ähnlichkeit ihrer Vorkommnisse geht dann hervor, daß normale und magnesiahaltige Kalksteine keine wesentlich verschiedene Entstehungsweise gehabt haben können. Durch einfache Ausscheidung des kohlensauren Kalkes und der kohlensauren Magnesia aus den im Meere in Lösung befindlichen Bikarbonaten dieser Erden geht die Bildung der gesteinsaufbauenden Kalkspat- und Dolomitspatkriställchen jetzt wohl nur ganz lokal in einzelnen der Verdunstung besonders stark ausgesetzten Buchten vor sich, weil im allgemeinen keine der Bedingungen, unter welchen die Abscheidung derselben aus ihren Lösungen erfolgt, gegeben ist. Bei Kalk absetzenden Quellen findet eine Verdunstung von Wasser und eine Verflüchtigung der nur halbgebundenen Kohlensäure und dadurch eine Ausscheidung des kohlensauren Kalkes statt. Von dem Wasser unserer heutigen Meere jedoch müßten 75 Prozent verdunsten, ehe sich kohlensaurer Kalk abscheiden würde, ein Vorgang, der sich nur bei einem eintrocknenden Binnensee denken ließe. Dahingegen stammt nach jetzt herrschender Ansicht der aus dem Meere ausgeschiedene kohlensaure Kalk nicht direkt aus ersterem, sondern aus dem dort viel reichlicher vorhandenen schwefelsauren Kalke ab, der durch das im Körper der Meeresbewohner gebildete kohlensaure Ammoniak als

Calciumkarbonat gefällt wurde. Auf diesem Wege sind die Kalksteinkomplexe erzeugt worden, welche in so großer Mächtigkeit und weiter Verbreitung am Aufbau der Sedimentformationen teilnehmen.

Wie auf S. 176 erwähnt, wird der Boden fast jeden Ozeanes von Globigerinenschlamm bedeckt, der aus 50—70 Prozent kohlensaurem Kalk, 20—30 Prozent Kieselsäure und 10—30 Prozent Tonerde besteht. In noch größerer Meerestiefe geht dieses wesentlich aus Foraminiferengehäusen zusammengesetzte, also zoogene Sediment unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure des Meereswassers allmählich in einen aus winzigsten Fragmentchen jener Foraminiferenschalen bestehenden grauen Kalkschlamm über, der bei seiner Verfestigung zu Kalkstein nur sehr wenig wohlerhaltene Reste seiner Erzeuger aufweisen und die größte Ähnlichkeit mit marinen Kalksteinen früherer Formationen besitzen würde. Gleiches gilt von dem aus den zierlichen Bauwerken der Korallen durch Einwirkung der Wogen erzeugten Korallensand und Korallenschlamm. Man darf deshalb annehmen, daß es in früheren geologischen Perioden ganz ähnliche zoogene oder phytogene Kalkschlammmassen waren, aus welchen durch Umbildungsprozesse und Verfestigung die Kalksteinkomplexe älterer und jüngerer Formationen hervorgegangen sind. Namentlich mag der ursprüngliche Kalkschlamm nachträglich durch die Einwirkung der durch Verwesung gelieferten Kohlensäure eine durchgreifende Umbildung erfahren haben, indem die zoogenen Ausscheidungsprodukte in kristallinische Teilchen übergeführt wurden, — ähnlich wie dies z. B. an Korallenriffen zu beobachten ist, wo die von den Wogen zu Pulver zerriebenen Korallensande sich durch Wirkung der Kohlensäure kristallinisch umbilden. Die Umformung von Algenkalken in dichten Kalkstein unter gleichzeitigem Verlust ihrer ursprünglichen Knollen- und Zellenstruktur hat Walther*) an den Nulliporenkalken Siziliens verfolgt und diesen Vorgang auf die Einwirkung der von der verwesenden Cellulose der Kalkalgen gelieferten Kohlensäure zurückgeführt. Die gleiche Entstehungsweise, also Umkristallisierung mächtiger organogener Kalkbänke mit Hilfe der in ihnen erzeugten (endogenen) Kohlensäure, ist für andere dichte strukturlose Kalksteine sehr wahrscheinlich. Nach Obigem würde die Ausscheidung des ursprünglichen Materiales der meisten Kalksteine vom Silur bis jetzt auf die Vermittlung von Organismen, die etzige strukturelle Beschaffenheit dieser Gesteine auf spätere Umbildungsvorgänge (Diagenese) zurückzuführen, ihr Ursprung demnach als ein organogener zu bezeichnen sein.

Was die Rogensteine und Oolithe betrifft, so kann über die Entstehungsweise vieler derselben durch Ausscheidung aus Lösungen ein Zweifel

*) J. Walther, Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 329. — Vgl. auch F. Frech, Die Karnischen Alpen. Halle 1892. S. 407.

kaum obwalten, da die konzentrisch-lagenförmige und radial-faserige Struktur der sie aufbauenden Kügelchen kaum eine andere Deutung möglich macht, wenn auch der erste Anstoß zum Beginn des lagenweisen Absatzes von einem bereits vorhandenen minerogenen oder organogenen Körnchen ausgegangen zu sein pflegt. Die sehr mannigfaltig und zierlich struierten Ooide (Kalkkügelchen) der Rogensteine und Oolithe im unteren Buntsandstein des Harzvorlandes sind von Kalkowsky als Absatzprodukte niedrig organisierter Pflanzen in Anspruch genommen worden, eine Ansicht, die Linck für verfehlt hält*). Dasselbe gilt von den Stromatolithen, die in Gestalt bis 1,20 m mächtiger, bank- oder stockförmiger Kalkmassen von konzentrischer, nach oben konvexer Lagenstruktur und faseriger Zusammensetzung mit den Rogensteinen vergesellschaftet sind (vgl. Kalkowsky und Linck l. c.).

Rezente Oolithe sind am Strande von Canaria (v. Buch), des roten Meeres (Walther), Floridas und des Salt Lake (Rothpletz), von Tuzla am Schwarzen Meere beobachtet worden.

Komplizierter sind die Vorgänge, vermittelst deren aus dem ursprünglich nur geringe Mengen von Magnesiumkarbonat-haltigen organogenen Kalkschlamm stark dolomitische Kalksteine und Dolomite resultierten. Hierbei gesellt sich zur Umkristallisierung des ersteren mit Hilfe der Kohlensäure noch die gleichzeitige Einwirkung der Magnesiumsalze des Meereswassers, welche durch den sich innerhalb des Kalkdetritus abspielenden Fäulnisprozeß zur Ausscheidung gebracht werden. Für derartige Vorgänge spricht u. a. das Vorkommen ganz jugendlicher Korallen- und Lithothamniendolomite (Dana, Walther, Rothpletz). Auf solche Weise gebildete dolomitische Kalksteine können später noch von der S. 101 beschriebenen Dolomitisierung betroffen werden.

Riffe. Im Gegensatze zu den geschichteten Kalkstein- und Dolomitkomplexen repräsentieren die Riffe eine eigenartige Fazies der organogenen Gebilde. Es sind ungeschichtete Kalkstein- und Dolomitmassen, welche sich auf verhältnismäßig beschränkter Basisfläche mit mehr oder weniger steiler Böschung schild- bis kastenförmig emporwölben und infolge lokaler Wucherung mariner Organismen und der Anhäufung ihrer Reste entstanden sind. Durch Ansiedelung einer riffliebenden Fauna zwischen den festsitzenden, üppig emporsprossenden eigentlichen Riffbildnern wird ein oft sehr abwechslungsreiches biologisches Bild erzeugt. Vermittels einer nicht selten sehr fossilreichen Vorriffzone mit »Übergußschichtung« wird ihre Verknüpfung mit den gleichalterigen geschichteten Ablagerungen hergestellt. Als Beispiele sind hervorzuheben die Bryozoënriffe im Zechstein Thüringens,

*) E. Kalkowsky, Z. d. D. geol. Ges. 1908. S. 68 u. f. — G. Linck, Jen. Zeitsch. f. Naturwiss. 1909. S. 267 u. f.

die Diploporenriffe in den oberen Trias der Ostalpen, die Schwammriffe im weißen Jura Schwabens (Fig. 108).

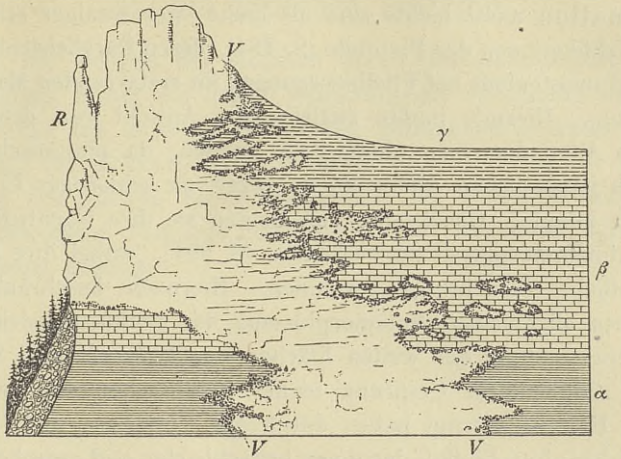


Fig. 108. Spongienriff (*R*) im unteren weißen Jura der schwäbischen Alb, mit dessen normaler Fazies (α, β, γ) durch tief eingreifende und putzenförmige Riffkalke (Vorriffzone *V*) verknüpft. Links durch Denudation steil abgebrochen. *Eberh. Fraas.*

§ 13. **Die Ansichten über die Entstehung der Gneis- und kristallinen Schieferformation.** Wir haben bisher eine Reihe von Gesteinen betrachtet, deren Ursprung wir großenteils mit anscheinender Sicherheit erklären konnten. Außer diesen aber existieren namentlich an der Basis unserer Formationen mächtige Komplexe und Schichtenreihen von Gneisen und kristallinen Schiefern mit zwischengeschalteten Marmor-, Graphit- und Erzlagern, über deren Entstehungs- und Bildungsweise die Ansichten der Geologen noch nicht geklärt sind*). Wenn nun auch die untersten Gneise der Erstarrungskruste oder deren Panzerdecke zugehören mögen, so wird doch die sedimentäre Entstehungsweise der Hauptglieder der dann folgenden kristallinischen Schieferformation nicht bezweifelt. Freilich ist ihr heutiger Gesteinscharakter nicht mehr der ursprüngliche, vielmehr ist das anfänglich klastische, nichtkristalline Material einer Umwandlung, einer Metamorphose verfallen, aus welcher die kristalline Struktur und der petrographische Habitus resultierte, wie ihn die

*) J. Roth, Über die Lehre vom Metamorphismus und die Entstehung der kristallinischen Schiefer. Berlin 1871 und Allgemeine Geologie. III. 1890. S. 7. — C. W. Gümbel, Ostbayerisches Grenzgebirge. Gotha 1868. S. 166—183 und 833; Geologie von Bayern. I. Kassel 1888. S. 380 und 1056. — H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. 1889. II. S. 81. — Ders., Tscherm. min. und petr. Mitt. XII. 1891. S. 51. — F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. III. 1894. S. 149—184. — U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910. — L. Milch, Geol. Rundsch. I. 1910. S. 36.

genannten Komplexe heute besitzen und welche man als Regionalmetamorphose bezeichnet.

Neuerdings hat die Erkenntnis Platz gegriffen, daß die Glieder der Gneisformation meist nichts sind als mehr oder weniger scharf parallel struierte Modifikationen der Plutonite (S. 284), deren Parallelstruktur zurückzuführen ist meistenteils auf Flußbewegungen im erstarrenden Magma (Piezokristallisation). Hiermit mußte zugleich die Ansicht von dem durchweg archäischen Alter derselben aufgegeben werden, da plutonischen Magmen jedes, auch jugendlichen Alters ein gneisiger, ja schiefriger Charakter zuteil werden konnte. Gleichzeitig vermochten sie ihre Nachbarschaft weithin kontaktmetamorphisch zu verändern (S. 291), wobei ihre Kontakthöfe außerordentliche Ausdehnung gewannen. Hiernach beschränkt sich der Vollzug eines allgemeinen Metamorphismus der Sedimentgesteine zunächst auf die Herausbildung der weiten Flächen von kristallinen Schiefern, denen ein sedimentärer Ursprung nicht abzusprechen ist und die ihren kristallinen Habitus erlangt haben durch den kontakt- und injektionsmetamorphischen Einfluß der ihnen benachbarten und zwischengelagerten, wenn auch zum großen Teil selbst wieder parallelstruierten Plutonite, also vorzüglich der Gesteine der sehr verschiedenalterigen Gneisformation.

Eine zweite Ursächlichkeit der Regionalmetamorphose in kristalline Schiefer beruht auf der Dynamometamorphose, läßt sich also auf die intensiven Druckwirkungen der sich zusammenziehenden Erdkruste (S. 79) zurückführen, welche durch erhöhte Temperatur und energischere chemische Tätigkeit des Wassers in den unter hohem Gebirgsdruck stehenden oder in größere Erdtiefen gepreßten Gesteinen wesentlich gefördert wurden. Von diesem Gesichtspunkte aus führte man die kristalline Umwandlung der Gesteine auf den Einfluß von in Bildung begriffenen Geosynklinalen zurück. Unter solchen versteht man tektonische und gleichzeitig topographische Tröge, in denen durch Erdperioden hindurch langsame Senkungen und zugleich mit diesen Schichtenabsätze bis zu einer Gesamtmächtigkeit von Tausenden von Metern stattgefunden haben, wobei sich die Flügel der ursprünglich ganz flachen Mulden immer steiler stellten und mehr und mehr zusammengefaltet wurden. Die während dessen abgelagerten Schichten gelangten durch diese anhaltende Senkung, Faltung und gleichzeitige Überschüttung mit neuem Material in immer tiefere und wärmere Niveaus und dadurch in immer neue physikalische und chemische Verhältnisse, unter denen ihr ursprünglicher Habitus sich in gleichem Schritte veränderte und namentlich unter dem Druck der sich zusammenschiebenden und aneinander pressenden Schichten zu einem kristallinen wurde. Hierdurch ist nicht nur die kristalline Umbildung der letzteren ermöglicht, sondern zugleich die der Richtung des leichtesten Ausweichens parallele Anordnung der neu entstehenden Mineralien hervorgerufen worden (Kristallisationsschieferung).

C. Die glazialen Ablagerungen.

D. Die äolischen Gesteine.

§ 14. Die Genesis der Moränen durch Gesteinstransport von seiten fließenden Eises, ferner die durch Windtransport vermittelte Bildungsweise gewisser Tuffe aus in weite Entfernung getragenen vulkanischen Aschen und Sanden, der Dünen- und Flugsandablagerungen durch Sandtreiben und des Lösses durch Staubwinde ist bereits in dem Abschnitte über die geologische Tätigkeit des Eises (S. 154) sowie des Windes (S. 163) zur Darstellung gelangt.

Vierter Abschnitt.

Tektonische Geologie.

Es ist die Aufgabe der tektonischen Geologie, zu erforschen, auf welche Weise die Gesteine, deren Zusammensetzung und Entstehung in früheren Abschnitten besprochen wurde, zum Aufbau der festen Erdkruste benutzt worden sind, welche Form die einzelnen Bausteine besitzen, und wie sie miteinander zu einem großen Ganzen verknüpft sind, — kurz, sie soll den Bauplan, die Architektur der Erde ergründen.

Die Erdkruste ist aus Gebirgsgliedern aufgebaut. Unter einem Gebirgsgliede versteht man eine größere, durch ihr Material, ihre Form und Lagerung individualisierte, d. h. als selbständiges Ganzes charakterisierte Gesteinsmasse. Material, Form und Lagerung eines Gesteines sind aber das Gesamtresultat der Entstehungsweise desselben und je nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprunge so durchaus verschieden, daß die Gebirgsglieder nach dieser ihrer Entstehung und den davon abhängigen Verhältnissen in geschichtete und massige gesondert werden müssen. Zu ihnen gesellen sich, räumlich freilich eine sehr untergeordnete, nationalökonomisch aber außerordentlich wichtige Rolle spielend, die plattenförmigen Mineralmassen, die Mineralgänge.

A. Die geschichteten Gebirgsglieder.

§ 1. **Die Schicht.** Die geschichteten Gebirgsglieder bestehen aus einer regelmäßigen Reihenfolge von aufeinander lagernden Schichten, unterscheiden sich also von den massigen durch den Besitz einer Schichtung. Eine Schicht ist eine plattenförmige Gesteinsmasse sedimentären Ursprungs, welche von zwei annähernd parallelen, durch den Ablagerungsmodus erzeugten Flächen begrenzt wird. Diese ihre Begrenzungsflächen heißen Schichtflächen oder Schichtfugen. Der für geschichtete Gesteine bezeichnende Parallelismus ist nicht allein in der gegenseitigen Lage der Schichtflächen, sondern sehr gewöhnlich auch in der Parallelstruktur der Schichtenmasse selbst, so in leichterer Spaltbarkeit, in heller oder dunkler

Streifung, in versteinerungsreichen Zonen, in grob- oder feinkörnigen Streifen und in Lagen von Rollstücken ausgesprochen. Eine verhältnismäßig seltene Ausnahme von dieser Regel bildet die Diagonalschichtung, welche in Sanden und Sandsteinen am häufigsten ist*). Sie besteht darin, daß sich innerhalb einer von parallelen Schichtflächen begrenzten Sandsteinbank eine Querschichtung und Streifung zeigt, welche die Bank schräg durchsetzt (siehe Fig. 109). In anderen Sandsteinen, sowie in den lockeren Sanden der jüngsten Perioden ist nicht selten eine ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur in der Weise ausgebildet, daß lauter

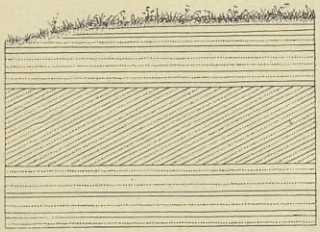


Fig. 109. Diagonalschichtung im Buntsandstein von Suhler Neudorf im Thüringer Walde. (*H. Crd.*)

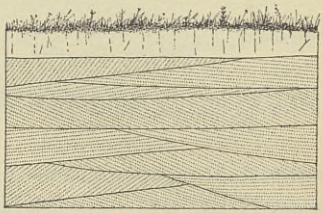


Fig. 110. Ungleichförmige (diskordante) Parallelstruktur.

kleine Schichtsysteme von verschieden orientierter Parallelstruktur rasch und regellos miteinander abwechseln und scharf aneinander abstoßen (Fig. 110).

Das Schichtenmaterial ist in den meisten Fällen das Produkt eines Aktes des mechanischen oder chemischen Niederschlagsprozesses aus Wasser oder wässeriger Lösung, während die Schichtungsfuge einem unvermittelten Wechsel des Gesteinsmateriales, also einer Änderung der Bildungsverhältnisse entspricht**). Damit steht im Zusammenhange, daß Kalkstein- oder Sandsteinschichten sehr häufig durch eine dünne Lage (einen Besteg) von Ton, Letten oder Glimmerschüppchen getrennt werden und daß auf den Schichtenoberflächen die Reste der einstigen Meeresbewohner in der Lage, die sie auf dem Meeresboden einnahmen, hervortreten. Die Dicke einer Schicht, also der rechtwinklige Abstand ihrer beiden Schichtungsflächen, wird als ihre Mächtigkeit bezeichnet; sie schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern und bleibt sich selbst bei einer und derselben Schicht nicht immer vollkommen gleich, namentlich nimmt dieselbe nach ihren Rändern zu ziemlich gleichmäßig ab. In diesem Falle nähern sich die Schichtungsflächen mehr und mehr, bis sie sich endlich schneiden. Diese Erscheinung — das sich Auskeilen einer Schicht — macht sich

*) W. Frantzen, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1892. S. 138.

**) J. Walther, Lithogenesis. Jena 1893. S. 620.

in der Regel nur bei Vergleichungen der Mächtigkeit einer Schicht an mehreren voneinander entfernten Punkten bemerklich. Tritt sie in der Weise auf, daß eine Gesteinsmasse von nur geringen Dimensionen allseitig von ihr betroffen wird, so erhält diese letztere eine linsenförmige Gestalt und heißt dann lentikuläre Einlagerung (siehe Fig. 111). Sind die Konturen solcher Einlagerungen sehr unregelmäßig oder unbestimmt, und besitzen diese gleichzeitig bedeutende Dimensionen, so nennt man sie stockförmige Einlagerungen oder Stöcke (z. B. von Gips, Salz), während man unter Riffen mächtige, ungeschichtete, oft kuppel- oder kastenförmige Kalkstein- oder Dolomitmassen organogenen Ursprungs versteht (siehe S. 308), die sich entweder jetzt noch topographisch markieren, oder unter jüngeren, die Niveauunterschiede ausgleichenden Schichtenkomplexen begraben liegen. Besonders mächtige Schichten werden als Bänke, Schichten von technisch nutzbarem Gesteinsmateriale als Flöze (z. B. Steinkohlenflöz, Kupferschieferflöz) und, wenn ihre Mächtigkeit keine sehr gleichbleibende ist, als Lager (z. B. Eisensteinlager) bezeichnet, obwohl diese Unterschiede nicht streng gehandhabt werden. Die Stelle, wo eine Schicht die Erdoberfläche schneidet, wo also ein rechtwinkliger oder schräger Anschnitt der Schicht entsteht, heißt, falls letztere eine geneigte oder horizontale Lage besitzt, ihr Ausgehendes, falls sie sehr steil aufgerichtet ist oder vertikal steht, der Schichtenkopf.

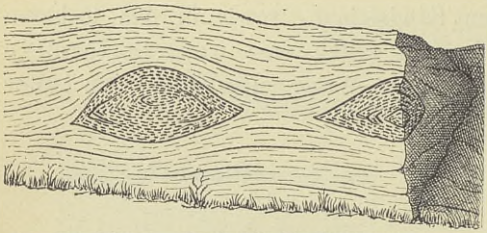


Fig. 111. Linsen, oder lentikuläre Einlagerungen von Amphibolit im Gneis. Nach *Sauer*.

Die Ober- und Unterseite einer Schicht wird durch die Schichtflächen gebildet, deren obere, die Grenze nach der nächst jüngeren Schicht bildende die Dachfläche, deren untere die Sohlfläche genannt wird. Dieselben sind gewöhnlich eben und glatt, bieten aber zuweilen Erscheinungen dar, welche in innigstem Zusammenhange mit der Bildung der Schichten stehen. Hierher gehören: Rippelmarken (sog. Wellenfurchen), Regentropfenspuren, netzförmige Leisten, Pseudomorphosen nach Steinsalz, Tierfährten und mancherlei andere Spuren organischen Lebens. An flachen, sandigen Küsten bilden sich ebenso wie in seichten Gewässern, sowie in Sandwüsten und Dünengebieten durch die Wirkung des Windes rechtwinklig auf dessen Richtung Rippelmarken (Windwellen, Kräuselmarken), nämlich sich zwar auch verzweigende, aber für große Erstreckung immer wieder parallel laufende wellenförmige Erhöhungen und flache Furchen von Sand aus. Wird die so skulpturierte Oberfläche von Sand bedeckt, so werden die Rippelmarken auf der Dachfläche der Schicht in ihrer wirklichen Gestalt und auf der

Sohlfläche der nächst jüngeren Schicht in Form eines Abdrucks erhalten bleiben. In der Tat finden sie sich auf den Schichtungsflächen vieler Sandsteine und Quarzite. Auf der Oberfläche mancher Gesteinsschichten sind kleine rundliche Eindrücke zu beobachten, welche durch den Aufschlag von Regentropfen auf die ursprünglich schlammigen und sandigen Sedimente hervorgebracht worden sind. Infolge des Trocknens einer frischen Schlammschicht bilden sich netzförmige Risse auf ihrer Oberfläche, welche von den nächsten Absätzen wieder ausgefüllt werden und dann an der Unterseite der neugebildeten Schicht in Leistenform hervortreten. In ähnlicher Weise werden die Fußspuren der Tiere, welche sich über den noch plastischen Schlamm bewegt haben, konserviert.

§ 2. **Schichtenreihen.** Unter einer Schichtenreihe, Schichtengruppe, einem Schichtenkomplex oder einem Schichtensystem versteht man eine gleichförmige (konkordante) Aufeinanderfolge von Schichten. Die Zusammengehörigkeit der letzteren ist weder allein durch gleiche Versteinerungsführung, noch ausschließlich durch gleichartige petrographische Beschaffenheit, sondern durch gleichzeitige Parallelität (Gleichförmigkeit, Konkordanz) der einzelnen einander überlagernden Schichten bedingt. Eine Schichtenreihe ist demnach das Produkt eines zusammenhängenden, ungestörten Ablagerungsvorganges auf dem Grunde eines Meeres- oder Seebeckens. Die über irgend einer Schicht oder Schichtengruppe befindliche, also bei normalen Verhältnissen jüngere Ablagerung nennt man das Hangende, den unter ihr befindlichen Komplex das Liegende jener als Horizont angenommenen Schicht oder Schichtengruppe.

Die Verknüpfung der einzelnen, petrographisch oft durchaus verschiedenartigen, zu einem System vergesellschafteten Schichten kann eine mehr oder weniger enge sein. Am losesten ist dieselbe dort, wo ganz heterogene Gesteinsschichten plötzlich und ohne Übergang miteinander wechsellagern. Der innigste Zusammenhang wird durch den allmählichen Übergang ihres Materiales hergestellt. So können zementarme Sandsteine nach ihrem Hangenden zu mehr und mehr toniges Bindemittel aufnehmen, bis dieses vor den Sandkörnern vorwaltet und sie allmählich ganz verdrängt, so daß die jüngsten Schichten als reine oder sandige Schiefertone dastehen. Konglomerate gehen durch nach irgend einer Richtung eintretende Verkleinerung ihrer Gerölle in Sandsteine, — Kalksteine durch Aufnahme und Überhandnehmen ihres Tongehaltes in Mergel und Tone, — Gneise durch Zurücktreten des Feldspates und Ausbildung einer schieferigen Struktur in Glimmerschiefer über usw. Bei der Verknüpfung petrographisch verschiedener Schichtengruppen oder einzelner Schichten durch Wechsellagerung stellen sich zwischen den Schichten einer Gesteinsart anfangs spärliche und dünne Lagen einer anderen ein und nehmen in der Richtung nach dem Hangenden oder Liegenden an Zahl und Mächtigkeit zu, bis sie

durch allmähliche Verdrängung der früher dominierenden Gesteinsart schließlich das alleinige Gebirgsmaterial bilden.

Ebenso wie in der Richtung nach dem Hangenden und Liegenden, so können solche Änderungen des Gesteinsmateriales auch innerhalb ein und derselben Schicht sich einstellen. In ersterem Falle erlitten die Ablagerungsverhältnisse in einem Meeresbecken im Laufe der Zeit eine Umgestaltung, in letzterem Falle waren sie gleichzeitig an verschiedenen Punkten desselben Ablagerungsareales verschieden. Es kann dann eine ganz eigentümliche Verknüpfung der resultierenden gleichalterigen, aber verschiedenartigen Schichten stattfinden: die auskeilende Wechsellagerung (Fig. 112). Hier sind zwei Gebirgsglieder, z. B. Kalkstein *A* und Sandstein *B*, in größerer Entfernung voneinander rein und selbständig ausgebildet, allein in der Richtung nach dem Sandsteine zu beginnen die Schichten des Kalksteines allmählich schwächer zu werden und sich schließlich auszukeilen, während sich zugleich zwischengreifende Lagen von Sandstein einstellen und an Mächtigkeit zunehmen, bis sie die Schichtenreihe ganz allein zusammensetzen. Ganz dieselbe Erscheinung bietet sich natürlich dem Beobachter dar, wenn er von *B* nach *A* zu geht, nur daß hier der Sandstein das verdrängte, und der Kalkstein das verdrängende Gebirgsglied ist.

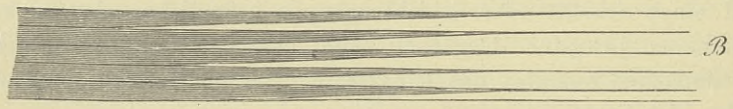


Fig. 112. Auskeilende Wechsellagerung.

§ 3. **Schwebende Schichtenlage; Schichtenstörungen durch Aufrichtung.** Alle mit Hilfe des Wassers auf dem Grunde von Meeres- oder Seebecken abgesetzten Schichten hatten ursprünglich eine horizontale oder nur sehr wenig geneigte (schwebende oder söhlige) Lage inne. Verhältnismäßig nur selten haben sie sich dieselbe bewahrt (so die kambrisch-silurischen Schichten des nordwestlichen Rußlands, die Kohlenformation in dem Zentralgebiete von Nordamerika u. a.), in den meisten Fällen aber haben sie dieselbe mit einer sekundären vertauscht, d. h eine Schichtenstörung, eine Dislokation erlitten, die sich oberflächlich in der Aufstauung von Gebirgen kundgeben kann (vgl. S. 68).

Die Störung der ursprünglichen Lagerungsform der Schichten offenbart sich 1. durch deren einseitige Aufrichtung, 2. durch ihre Faltung oder Knickung, 3. durch zonenweises Absinken und damit verknüpfte Abbiegung und Schleppung, 4. durch ihre Zerklüftung und Verwerfung oder Überschiebung*). Die Ursache dieser Störungen des Schichtenbaues der Erd-

*) Über die Bezeichnung und Definition dieser Störungen vgl. Heim und de Margerie, Die Dislokationen der Erdrinde. Zürich 1888.

kruste ist vor allem zu suchen in der Stauchung der Schichten durch Horizontalschub, sowie in der gegenseitigen Verschiebung einzelner Schollen der Erdrinde auf Spalten, — Vorgänge, die sich sämtlich auf die Kontraktion des sich abkühlenden Erdinneren, also auf den Prozeß der Gebirgsbildung zurückführen lassen (S. 70).

Bei einfacher oder einseitiger Schichtenaufrichtung haben die Schichten statt der anfänglich söhligen eine mehr oder weniger geneigte, oft sogar senkrechte (seigere), zuweilen selbst überkippte Stellung erhalten. Daß diese nicht ihre ursprüngliche, sondern eine erst später eingenommene ist, dafür spricht außer unseren Vorstellungen von der Sedimentbildung auch das Vorkommen von flach linsen- oder plattenförmigen Rollstücken in steil stehenden Schichten, wo sie übereinander, ihre scharfen Ränder einander zugekehrt, ihre größten Achsen parallel den Schichtungsflächen liegend angeordnet sind. In dieser Stellung können sie unmöglich abgelagert worden sein, müssen dieselbe vielmehr erst später erhalten haben. Zu dem nämlichen Schluß führt die horizontale oder stark geneigte Lage fossiler, noch an ihrem Wurzelwerke haftender Baumstämme, welche rechtwinklig auf steil aufgerichteten Schichten stehen. Sie vertauschten ihre ursprünglich vertikale Stellung, nachdem sie schon längst von Gesteinsmaterial umhüllt worden waren, infolge der Aufrichtung der Schichten mit einer horizontalen.

Senkrechte Schichten bezeichnet man als seigere oder auf dem Kopfe stehende; setzte sich die Bewegung, aus welcher diese vertikale Stellung hervorging, noch weiter fort, so gelangte die betroffene Schichtenreihe zu einer überkippten Lagerungsform, so daß die untersten Schichten zu oberst zu liegen kommen. Solche Ereignisse haben z. B. die Schichtengruppe des Harzrandes bei Goslar und Oker betroffen, wo die Kreide vom

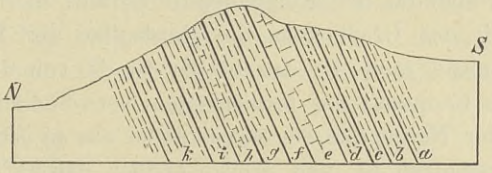


Fig. 113. Profil durch die überkippten Kreide- und Jura-Schichten des Langenberges bei Goslar. Nach *Heinrich Credner*.

k Hilston, *i* Hilskonglomerat } untere Kreide,

h, *g* und *f* oberster Kimmeridge, *e* Pteroceras-Schichten, *d* und *c* unterster Kimmeridge } weißer Jura, *b* und *a* Oxford

weißen Jura und dieser vom braunen Jura und Lias, letzterer von den älteren Formationen bis zum Devon überlagert wird, während ursprünglich gerade die umgekehrte Lagerungsfolge stattfand.

Wechsellagern beim Eintritt einer derartigen Aufrichtung bereits fest gewordene Gesteinsschichten (Fig. 114 *A* und *C*) mit solchen von noch biegsamer Beschaffenheit (*B*), — ein Zustand, in welchem sich z. B. als Schlamm abgesetzte Tone lange Zeit erhalten, — so entsteht ein Drängen ihrer Masse von oben nach unten, infolge dessen die noch plastischen Schichten die auffallendsten Windungen und Faltungen annehmen können, trotzdem sie zwischen Bänken von vollkommen paralleler Lage eingeschlossen sind.

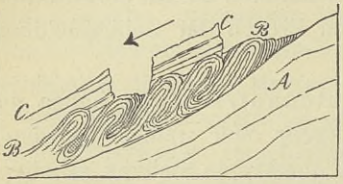


Fig. 114. Schichtenstauchung.

Von gleicher geologischer wie praktischer Wichtigkeit ist die Bestimmung der Lage oder Stellung aufgerichteter Schichten. Dieselbe wird möglich durch Festlegung zweier auf der Oberfläche der letzteren gezogenen geraden Linien. Zu der einen derselben wählt man die in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie (Streichlinie, *st*, Fig. 115); zu der zweiten die Linie der größten Neigung der Schichtungsfläche gegen den Horizont (Falllinie, *fa* der nebenstehenden Fig. 115); beide stehen rechtwinklig aufeinander. Unter der mit dem Kompaß aufzunehmenden Himmelsrichtung der Streichlinie versteht man das Streichen der Schicht, unter ihrem Fallen die Neigung derselben gegen eine Horizontale.

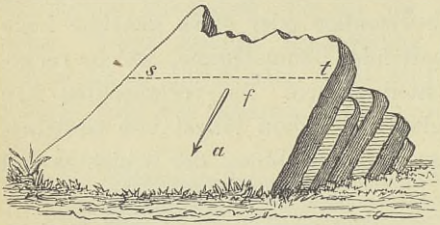


Fig. 115. *st* Streichlinie, *fa* Falllinie.

Das Streichen einer Schicht wird wie folgt genommen: Man denke sich eine in der Schichtungsfläche gezogene Horizontallinie, halte ihr die festliegende Nord-Südlinie der Kompaßplatte parallel und konstatiere, auf welchen Teilstrich des Gradbogens die Nordspitze der Magnetnadel sich einstellt. Dann zähle man die Anzahl der Grade von diesem Teilstriche bis zum nächsten Endpunkt der festliegenden Nord-Südlinie, bemerke, ob man dabei von der Nordspitze der Magnetnadel aus in östlicher oder westlicher Richtung gegangen ist, und drücke endlich das auf diese Weise beobachtete Streichen aus als: N so und so viel Grad nach W oder O (z. B. N 45° O = NO). Nur statt N 90° O oder N 90° W pflegt man O oder W zu sagen.

Der bergmännische Kompaß wird in zweimal 12 Stunden (horae) geteilt, wobei die Stunden 12 in den Nord- und Südpunkt des Kompasses gelegt werden. Man zählt nun die Stunden von N nach O und von S nach W, so daß die Ost-Westlinie der Stunde 6, die Nordost-Südwestlinie der Stunde 3, und die Nordwest-Südostlinie der Stunde (hora) 9 entspricht.

Bei dem auf diese Weise erhaltenen Streichen hat man die Deklination der Magnetnadel außer Acht gelassen. Um dieses sogenannte observierte Streichen auf den wahren Meridian zu reduzieren, muß man die Anzahl der Grade der Deklination (für Deutschland gegenwärtig etwa 12 Grad und zwar gen W) von dem observierten Streichen abziehen, falls dasselbe ein im allgemeinen nordöstliches ist, dahingegen solche zuzählen, falls das beobachtete Streichen ein nordwestliches ist.

Bei der Bestimmung des Fallens der Schichten hat man zweierlei, nämlich die Richtung und die Größe oder den Grad desselben anzugeben. Die Richtung bestimmt sich sogleich, wenn man bei der Beobachtung des Streichens darauf achtet, nach welcher Seite der Streichlinie die Schicht einschießt. Die Größe des Fallens, oder den Neigungswinkel der Falllinie gegen den Horizont bestimmt man mittels eines kleinen Pendels, welches an einem auf dem Kompaßboden selbst eingravierten Gradbogen die Größe des Neigungswinkels anzeigt. Bei horizontal liegenden Schichten kann natürlich weder von einem Streichen noch von einem Fallen die Rede sein, denn sie streichen nach allen Weltgegenden zugleich und haben gar kein Einfallen.

Die Mächtigkeit einer aufgerichteten Schichtenreihe erhält man, indem man entweder den rechtwinkligen Abstand der Begrenzungsflächen der einzelnen Schichten mißt, oder, indem man die Ausdehnung ihres Ausgehenden in rechtem Winkel auf ihr Streichen mißt und den Fallwinkel beobachtet, durch trigonometrische Berechnung aus diesen Faktoren.

§ 4. **Schichtenstörungen durch Faltung.** Biegungen einer Schichtenreihe äußern sich dadurch, daß entweder die Randzonen oder die zentralen Partien des von horizontalem Zusammenschub betroffenen Areales eine Auftreibung erleiden. Im ersteren Falle entsteht eine im Querschnitte rinnenförmige, im zweiten Falle eine sattelförmige Biegung jeder einzelnen Gesteinsschicht, erstere Lagerungsform nennt man eine Mulde oder Synklinale (*ST*, Fig. 116), letztere einen Sattel, ein Gewölbe oder eine Antiklinale (*A* und *AT*, Fig. 116). In dem Profile sowohl einer Mulde,

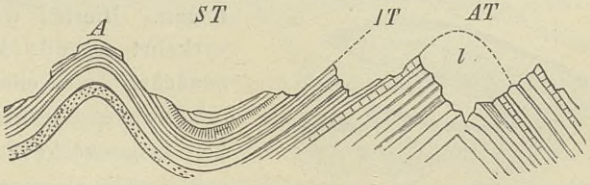


Fig. 116. *A* und *AT* Sättel (Antiklinalen); — *ST* Mulde (Synklinale); — *l* Luftsattel. Nach *Heim*.

wie eines Sattels erscheint jede Schichtenreihe zweimal, und zwar in entgegengesetzter Richtung (widersinnig) einfallend. Diese beiden Teile einer gebogenen Schichtenzone bezeichnet man als Flügel. In einer Mulde fallen

die Flügel von beiden Seiten nach einer Mittellinie (Synklinal- oder Muldenlinie) zu (⋁), — in einem Sattel von der Antiklinal- oder Sattellinie nach beiden Seiten ab (⋀).

Ein Sattel und eine Mulde, die sich aneinander schließen, bilden eine Falte. Jede Falte hat einen beiden Biegungen gemeinsamen Mittelschenkel und zwei Seitenschenkel (∼). Eine größere oder geringere Anzahl paralleler Falten können zu einem Faltensystem verknüpft sein, welches dann seinen topographischen Ausdruck als Gebirge findet (vgl. Fig. 31, S. 69 und Fig. 36, S. 75).

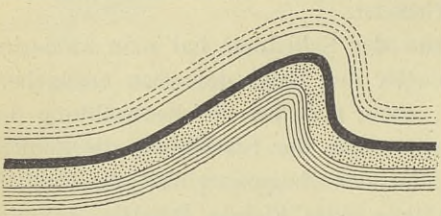


Fig. 117. Schiefe Falte.

Man kann stehende, schiefe und liegende (überkippte) Falten unterscheiden. Bei einer stehenden Falte sind die Flügel symmetrisch zu den Mittellinien des Sattels und der Mulde gestellt, so daß sie unter ungefähr gleichen Winkeln einfallen (Fig. 116). Schiefe Falten sind nach einer Seite geneigt (Fig. 117), liegende oder überliegende Falten sogar vollkommen übergelegt, so daß ihre Flügel eine fast, ja völlig horizontale Lage erhalten können (Fig. 118). In letzterem Falle wiederholt sich die nämliche Schichtenreihe dreimal übereinander, jedoch so, daß die einzelnen Schichten jedesmal in umgekehrter Lage auftreten, also in der Reihe 1, 2, 3—3, 2, 1—1, 2, 3 übereinander folgen. Hierbei wird der sich verkehrt legende Mittelschenkel zunächst auf einen Bruchteil seiner ursprünglichen Mächtigkeit ausgestreckt (Fig. 119), nicht selten völlig ausgewalzt, zuweilen sogar ganz zerrissen, so daß an seine Stelle eine lokal glatt polierte, ja geschrammte Rutschfläche tritt, auf welcher der abgequetschte Gewölbeteil über den Muldenkern hinweg geschoben worden ist und aus der überliegenden

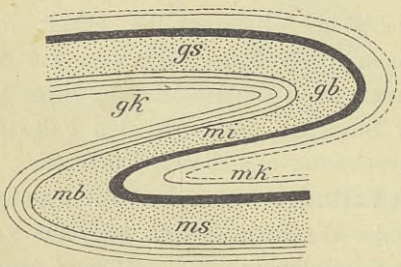


Fig. 118. Liegende Falte und die Bezeichnung ihrer Einzelteile. Nach *Heim*.
gs Gewölbeschenkel, *gb* Gewölbebiegung, *gk* Gewölbekern, *mi* Mittelschenkel, *mk* Muldenkern, *ms* Muldenschenkel, *mb* Muldenbiegung.

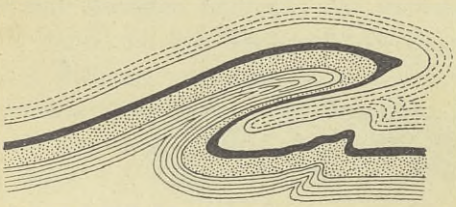


Fig. 119. Überliegende Falte. Mittelschenkel stark reduziert. Nach *Heim*.

Falte eine Überschiebungsfalte (eine Faltenverwerfung, eine Faltendecke) wird (Fig. 120).

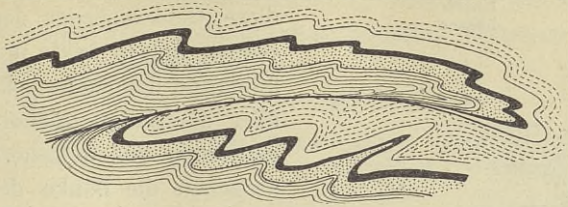


Fig. 120. Überliegende Falte durch Zerreißung des Mittelschenkels zur Überschiebungsfalte geworden. Nach *Heim*.

Als typisches Beispiel einer überliegenden alpinen Falte mag Fig. 121, das Profil der Windgällen im Kanton Uri, gelten, zu welcher karbonischer Deckenporphyr, Dogger, Malm und Flysch zusammengeschoben sind. Die gleiche tektonische Erscheinung wiederholt sich an zahlreichen Stellen der Alpen oft in noch viel großartigerem Maßstabe, so daß sie eine totale Umkehr der Schichtenfolge auf viele hundert Quadratkilometer Erstreckung

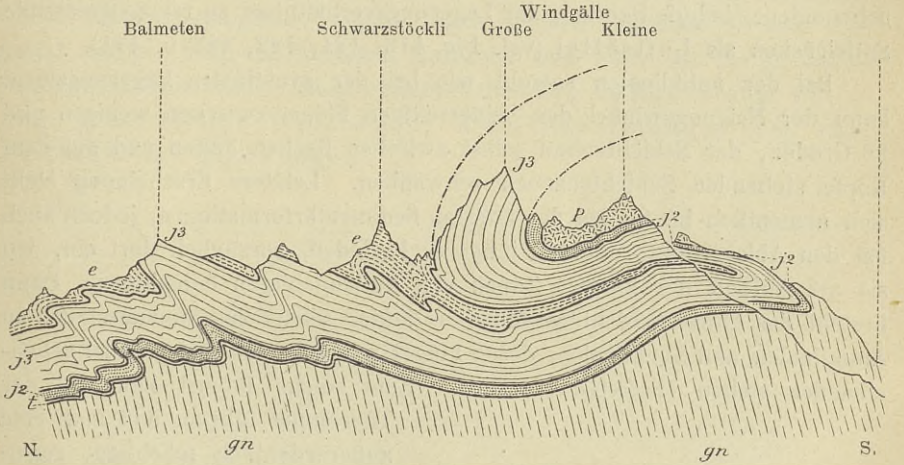


Fig. 121. Profil durch die liegende Falte der Windgällen, im Kanton Uri. Nach *Heim*. *gn* Gneise, *P* permokarbonischer Deckenporphyr, *t* triadischer Röthidolomit, *j2* brauner Jura (Dogger), 3 oberer Jura (Malm), *e* Eozän (Flysch).

hervorbringen kann. Am anschaulichsten macht sich dieses Lagerungsverhältnis an der bereits auf S. 71 besprochenen und in Fig. 32 abgebildeten Faltendecke des Kanton Glarus sichtbar, wo in dem ganzen Gebiete vom Calanda bis zum Tödi und vom Vorderrhein bis an den Walensee die Täler in die dort jüngsten (eozänen) Schichten eingeschnitten sind, während die sie überragenden Berggipfel aus den älteren Formationen gebildet werden, welche normal zu unterst liegen sollten.

Auch die komplizierten Lagerungsverhältnisse zwischen dem Gneis und Jurakalk, z. B. der Jungfrau und des Gstellihorns (Fig. 122), erklären sich dadurch, daß bei der Faltung, welche diese Gebirgsglieder der Zentralalpen erlitten haben, beide miteinander verfaltet und ineinander gekeilt, die Gneise über die Kalke geschoben und diese keilförmig und in losgerissenen Fetzen zwischen die Bänke des Gneises gequetscht wurden.

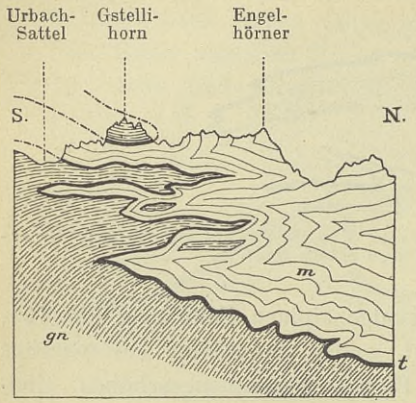


Fig. 122. Fingerförmige Verzahnung von Gneis (*gn*), Trias, Dogger (*t*) und Jurakalk (*m*) am Gstellihorn im Berner Oberland. Nach *Baltzer* und *Schmidt*.

Eine an Sätteln gewöhnliche Erscheinung ist die, daß deren obere Umbiegungen, also die Sattelkämme, durch Verwitterung zerstört und durch Denudation abgetragen sind, so daß die beiden Sattelflügel ihres ursprünglichen Zusammenhanges beraubt erscheinen. Man bezeichnet derartige verschwundene, behufs Deutung der Lagerungsverhältnisse zu rekonstruierende Sattelrücken als Luftsättel (vgl. Fig. 116, 121, 122, 123 u. 124).

Bei der antiklinalen sowohl wie bei der synklinalen Lagerungsform kann der Neigungswinkel der beiderseitigen Flügel zwischen wenigen und 90 Graden, der Schichtenbau selbst zwischen flachen Falten und auf dem Kopfe stehenden Schichtenzonen schwanken. Letztere Erscheinung stellt sich namentlich häufig bei den ältesten Sedimentärformationen, jedoch auch bei den Ablagerungsprodukten jüngerer Perioden, vorzüglich dort ein, wo sie am Aufbau der inneren Zonen von Kettengebirgen teilnehmen. Dann besteht das ganze Schichtensystem aus lauter scharf zusammengestauchten Antiklinalen und Synklinalen, deren Flügel parallel oder fast parallel nebeneinander stehen (Isoklinalfalten). Eine solche Bauart kann zu der Täuschung führen, daß man eine außerordentlich mächtige, regelmäßige Aufeinanderfolge von Schichten vor sich zu haben meint, während es doch nur eine mehrfach gefaltete und zusammengepreßte Schichtenreihe ist, deren Glieder sich mehrmals wiederholen. Die in bestimmten Entfernungen regelmäßig erfolgende Wiederkehr identischer Formationsglieder, wobei sich deren Hangendes und Liegendes in entgegengesetzter Richtung repetiert (*a*, *b* und *b*, *a* in Fig. 123), läßt meist mit ziemlicher Sicherheit auf das Vorhanden-

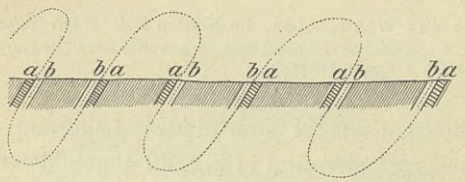


Fig. 123. System von Isoklinalfalten mit Luftsätteln.

sein solcher Schichtenstörungen schließen. Geht die Zusammenschiebung noch weiter, so weichen die oberen Teile der Sattelflügel nach außen aus, so daß eine fächerförmige Schichtenstellung resultiert, wie sie beispielsweise die aus Gneisen und kristallinischen Schiefern bestehenden Zentralmassive der Alpen beherrscht (Fig. 124).

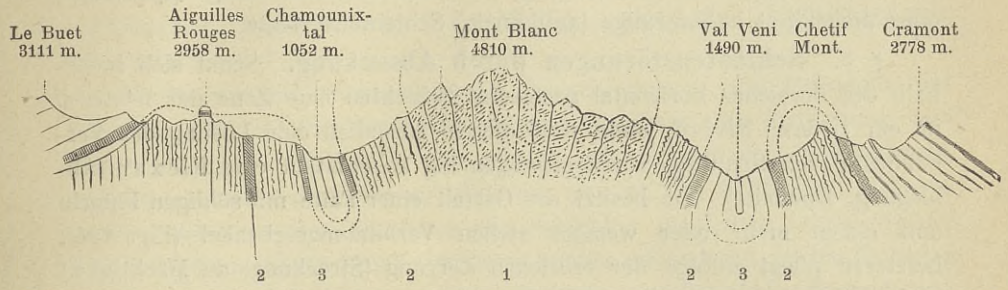


Fig. 124. Profil durch den Montblanc-Stock. Nach *Favre*.
1 Gneis, 2 kristalline Schiefer als Fächersattel, 3 Jura als eingeklemmte Fächermulden.

Ähnliche Erscheinungen wie im großen wiederholen sich innerhalb solcher Schichtenkomplexe, welche einem starken seitlichen Drucke ausgesetzt waren, auch im kleinsten Maßstabe und zwar oft im dichtesten Gedränge nebeneinander. Man bezeichnet dieselben als Runzelung, Fältelung, gekrösartige Windungen, Schichtenbiegungen (Fig. 125), zickzackartige Knickungen.

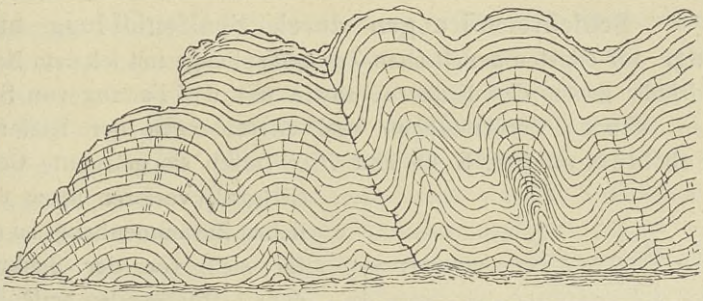


Fig. 125. Schichtenwindungen des Kieselschiefers bei Lautenthal im Harze.

Wir haben bis jetzt nur geradlaufende Faltungen, also langgestreckte, mulden- und sattelförmige Biegungen der Schichtenreihen betrachtet. Bei umlaufendem Schichtenbau, also wenn sich die Streichrichtung beständig in demselben Sinne ändert, d. h. einen Bogen oder eine in sich zurücklaufende krumme Linie beschreibt, stellen sich die aus gleichartigen Störungsursachen hervorgehenden Lagerungsverhältnisse einerseits als becken-, anderseits als kuppelförmig dar. Bei Becken oder Bassins haben wir synklinalen, bei Schichtenkuppeln antiklinalen Schichtenbau vor uns; in

ersterem Falle repräsentieren die einzelnen Glieder der Schichtenreihe lauter ineinander gesetzte, mehr oder weniger tiefe Teller, so daß die Schichten alle einem, dem tiefsten Punkte zufallen, bei letzterer Lagerungsform lauter meist flache Glocken oder Kegel, welche allseitig von dem Gipfel wegfallen. Ziehen sich derartige Becken oder Schichtenkuppeln in die Länge, erhalten also eine langgestreckte Ausbildung, so entstehen kahnförmige (synklinale) oder umgekippt kahnförmige (antiklinale) Schichtensysteme.

§ 5. **Schichtenstörungen durch Absenkung.** Senkt sich innerhalb des Bereiches horizontal gelagerter Schichten eine Zone der letzteren in ein tieferes Niveau, ohne daß diesem Absinken eine Lösung des Verbandes durch Spaltung vorausgegangen ist, so entsteht eine Flexur (Abbiegung, Kniefalte). Sie besitzt die Gestalt einer Falte mit söhligen Flügeln und einem mehr oder weniger steilen Verbindungsschenkel (Fig. 126). Letzterer pflegt infolge der erlittenen Zerrung (Streckung) an Mächtigkeit verloren zu haben, kann sogar ganz abgequetscht werden und zerreißen, in welchem Falle die Flexur in eine Verwerfung mit Schleppung der Schichtenenden (Fig. 127) übergeht.

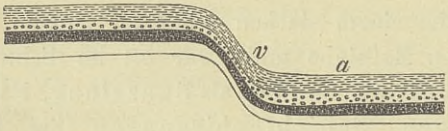


Fig. 126. Flexur.
a abgesunkene Tafel, *v* Verbindungsschenkel.

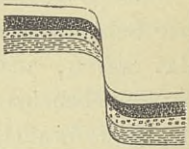


Fig. 127. Zerrissene Flexur mit Schleppung.

§ 6. **Schichtenstörungen durch Spaltenbildung und Verwerfung.** Im engsten genetischen Zusammenhange mit lokalem Nachsinken der Erdrinde gegen den Erdkern, sowie mit der Faltung von Schichtensystemen standen Zerberstungen und Zerreißungen der letzteren, also Spaltenbildungen (vgl. S. 68 und 76). Durch sie getrennte Gebirgsteile (Flügel) verloren ihren ursprünglichen Zusammenhang, so daß jeder für sich von der Senkung oder dem fortdauernden Seitendrucke in verschiedenem Maße betroffen werden konnte. Die dadurch hervorgebrachten Verrückungen ihrer gegenseitigen Lage bezeichnet man als Verwerfungen, Brüche oder Dislokationen, die Spalte, welche die Möglichkeit der Bewegung und zugleich die Bahn derselben geliefert hat, als Verwerfungsspalte, Dislokationsspalte oder Sprungkluft (Fig. 128), die Größe der

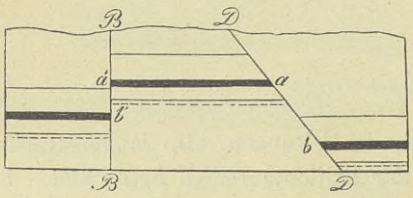


Fig. 128. Verwerfungen.
B vertikale, *D* geneigte Verwerfungsspalte, — vertikale und normale Verwerfung; *a b* flache und *a' b'* seigere Sprunghöhe.

stattgehabten Verschiebung als Sprunghöhe. Dieselbe ist äußerst verschieden: bald beträgt sie nur einige Zentimeter, bald mehrere Meter, erreicht nicht selten einige hundert, ja zuweilen tausend oder mehr Meter. Je nachdem der eine Flügel gegen den anderen nach abwärts gerückt oder aber nach aufwärts geschoben ist, bezeichnet man die Dislokation als eigentliche Verwerfung (Absenkung) oder als Überschiebung (Wechsel).

Da Berstungen, Verwerfungen, Überschiebungen und Faltungen der Schichten und Kettengebirge den gleichen Ursachen ihre Entstehung verdanken, so ist es erklärlich, daß erstere, also Spalten und Dislokationen, oft eine gewisse Parallelität zu letzteren, also zu den Falten und Gebirgsketten, sowie zu dem Streichen der Schichten innehalten (streichende oder Längsverwerfungen). Dieselben können entweder in gleicher Richtung mit diesen oder in entgegengesetzter Richtung einfallen (Fig. 129 und 130),

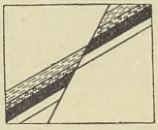


Fig. 129. Recht fallende Verwerfung.

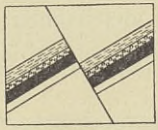


Fig. 130. Widersinnig fallende Verwerfung.

wonach man sie recht und widersinnig fallend nennt. Doch sind auch Verwerfungen, welche die Schichtensysteme rechtwinklig durchsetzen, häufig (Querverwerfungen). Sie kennzeichnen sich als Lateral- oder Horizontalverschiebungen, sobald ein Stück jener Falten in ungefähr horizontaler Richtung neben dem anderen vorbeigeschoben wurde.

Wie zu erwarten, übte die rutschende Bewegung größerer Gebirgsglieder auf die Spaltenwände eine mehr oder weniger auffallende mechanische Einwirkung aus, infolge deren dieselben geglättet, poliert und in der Richtung der Bewegung mit Friktionsstreifung versehen sind (Rutschflächen, Harnische, Spiegel), während die angrenzenden Schichtenenden geschleppt, nämlich einerseits aufwärts, anderseits abwärts geschleift oder geknickt wurden (wie in Fig. 127). Der durch diese Vorgänge gelieferte gröbere oder feinere Zermalmungsschutt füllt nach seiner Verfestigung zu einer zuweilen grundmoränenähnlichen Reibungs- oder Dislokationsbreccie oder zu Gangtonschiefer gewöhnlich die Verwerfungsspalten gangartig aus.

Die Bewegung des absinkenden Flügels war zwar oft, aber nicht immer eine der Fallrichtung der Sprungkluft parallele, vielmehr beweist der Verlauf der Rutschstreifen auf den Spaltenwänden, daß sich die Abgleitung schräg, z. T. unter sehr spitzem Winkel zur Falllinie vollzogen hat.

Solche Dislokationen treten oft in ein und derselben Gegend in größerer Zahl vergesellschaftet auf und sind dann entweder zugleich oder mit größeren zeitlichen Unterbrechungen entstanden. Sie streichen teils parallel, teils durchschneiden sie sich in ihrem Streichen unter rechten oder schiefen Winkeln und verursachen in diesem Falle eine vollkommene Zerstückelung der betreffenden Schichtenkomplexe, welche dann mit einer gegenseitigen Verschiebung aller polyedrischen Zerklüftungsstücke verbunden ist (Fig. 131). Schneiden sich verschiedenalterige Verwerfungen in ihrer Fallrichtung, so bewirken die jüngeren nicht selten wiederum eine Verwerfung der älteren. Verlaufen die Verwerfungsspalten parallel und gleichsinnig, so können sie die Veranlassung zur Bildung eines treppenförmigen Schichtenbaues, eines Staffelbruches (Fig. 132) geben.

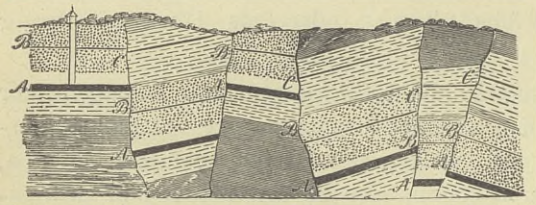


Fig. 131. Vielfach zerstückelte und verworfene Steinkohlenformation von Auckland in Durham. *A*, *B*, *C* Kohlenflöze.

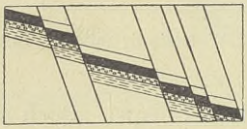


Fig. 132. Staffelbruch.

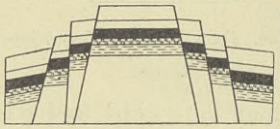


Fig. 134. Horst.

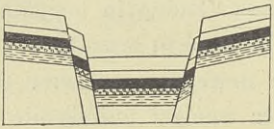


Fig. 133. Graben auf konvergierenden

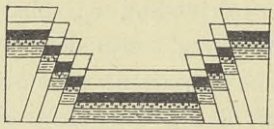


Fig. 133b. Graben auf divergierenden Spalten.

Eine Grabenversenkung (Fig. 133 und 133b) entsteht dadurch, daß ein zwischen zwei parallelen oder nach unten oder oben divergierenden Spalten gelegener Streifen, eine Scholle, in die Tiefe sinkt, wobei derselbe wiederum jederseits staffelförmig abgesetzt sein kann. Finden hingegen einfache oder staffelförmige Absenkungen an beiden Seiten einer stehen bleibenden Mittelzone statt, so entsteht ein Horst (Fig. 134). Kesselbrüche endlich nennt man beckenartige Versenkungen von Bruchfeldern, welche von konzentrisch verlaufenden Spalten und dadurch bedingten Staffelbrüchen umrahmt und meist zugleich von Radialsprüngen durchsetzt werden. Alle diese Dislokationen können in Form von Steilabstürzen, graben-, wannen- oder buchtförmigen Einsenkungen ihren topographischen Ausdruck finden.

Überschiebungen. Ähnliche tektonische Bauwerke, wie die namentlich in den Alpen aus der Abquetschung eines Faltenschenkels hervorgegangenen Überschiebungsfalten (S. 321 Fig. 120), entstehen durch direkte Emporschiebung eines Gebirgsgliedes über jüngere Komplexe auf einer Verwerfungsspalte. So ist z. B. auf der großen Lausitzer Dislokation zwischen Oberau bei Meißen und dem Jeschkengebirge der Syenit und Granit an Stellen, wo die Verwerfungskluft flach nach N. einfällt, von dorther über den Quader und Pläner geschoben worden, wobei diese nebst dem sie lokal unterlagernden Jura mit in die Höhe geschleppt und überkippt worden sind (Fig. 135). In ähnlicher Weise sind auf einer flach nach S.

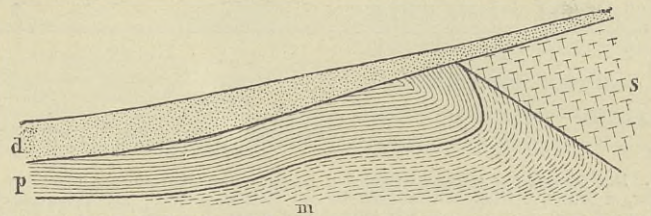


Fig. 135. Überschiebung des Syenites über turone Kreide bei Weinböhla unweit Dresden.
S Syenit, *m* Mergel mit Inoceramus labiatus, *p* Strehlener Pläner, *d* Diluvialsand. Nach *Th. Siegert.*

fallenden Spalte, welche sich von Aachen aus durch Belgien, über Lüttich durch Nordfrankreich bis in die Gegend von Boulogne verfolgen läßt, die Schichten des Silur, Devon und Subkarbon von SW. nach NO. über die produktive Steinkohlenformation eine Strecke weit hinauf geschoben (Fig. 136), so daß letztere von ersteren diskordant bedeckt wird und man

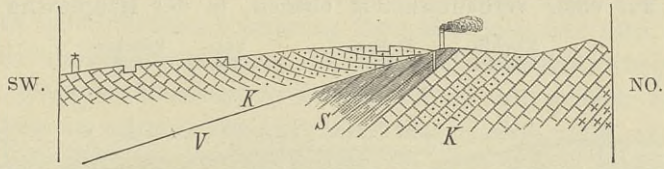


Fig. 136. Überschiebung von Kohlenkalk (*K*) auf der Verwerfungsspalte (*V*) über die produktive Steinkohlenformation (*S*) bei Forques unweit Boulogne sur Mer. Nach *C. Barrois.*

mit mehreren Schächten unter dem Devon und Kohlenkalke Kohlenflöze des Oberkarbons antraf. Ebenso beruht auch die Tektonik des nordwestlichen Schottland wesentlich mit auf Dislokationen, durch welche der archäische Gneis auf den Torridonsandstein und das Kambrium hinaufgeschoben wurde, also jetzt auf den Schichtenköpfen dieser jüngeren Formationen thront (Lapworth, Peach, Horne, Cadell). Eine ganz analoge, aber viel ausgedehntere tektonische Störung ist die gewaltige Überschiebung im Hochlande von Skandinavien, welche sich von Stavanger aus durch Jämtland bis nach Tromsoe auf eine Erstreckung von 1400 km z. T. auch topographisch bemerklich macht. Auf ihr ist das archäische Grund-

gebirge, meist Granit und Syenit, über das z. T. fossilführende Silur und Kambrium, lokal in Gestalt mehrerer Decken und Schollen überschoben worden (Törnebohm, Holmquist, Hamberg, Högbom, Svenonius, v. Seidlitz).

Ähnliches gilt von den Doggerschollen auf dem Malm der schwäbischen Alb in der Umgebung des vulkanischen Rieskessels (Fig. 137),

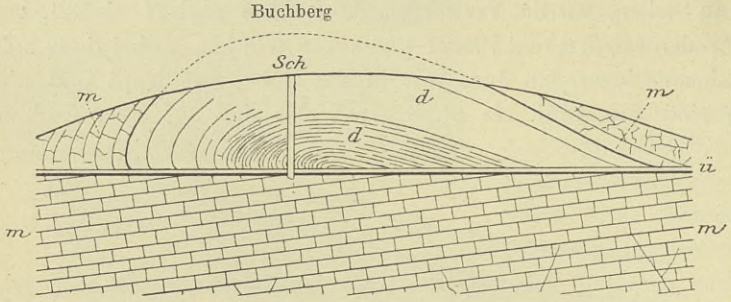


Fig. 137. Der Dogger des Buchberges bei Bopfingen überschoben über den Malm. *d* Dogger, *m* Malm, *ü* Überschiebungsfläche mit Reibungsschutt, *Sch* Versuchsschacht. Nach *Branca* und *Fraas*.

die sich als Überschiebungen offenbaren, bei deren Vollzug die Oberfläche des Malm (*ü*) vollkommen eben geschliffen, mit Schrammen überzogen und mit einer grundmoränenartigen Packung von z. T. geschliffenen und gekritzten Geröllen bedeckt wurde*).

Im Alpengebirge spielen Überschiebungen eine früher ungeahnt große Rolle. Beispielsweise sind nach Rothpletz durch die den ursprünglichen Faltenwurf des Rätikon durchschneidende rätische Überschiebung (Fig. 138) auf einer verhältnismäßig ebenen, in der Hauptsache schwach

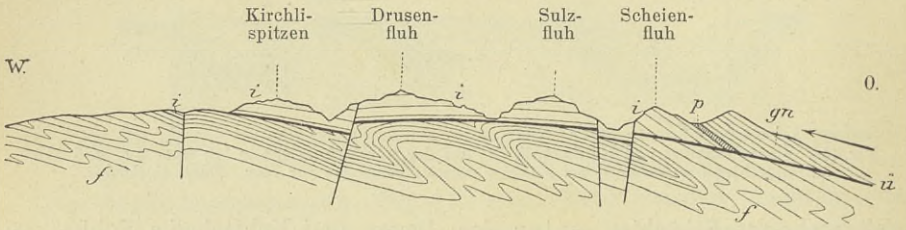


Fig. 138. Die rätische Überschiebung. Nach *A. Rothpletz*.
gn Gneis, *p* Perm, *i* Tithon (in überkippter Lagerung), *f* tertiärer Flysch, *ü* Überschiebungsfläche.

nach O. geneigten Bahn Gneis, kristalline Schiefer, Perm, Trias, Lias und Tithon über einen Torso von Kreide, Nummulitenkalk und Flysch wenigstens 30 km weit von O. nach W. überschoben worden**).

*) W. Branca und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Berlin 1901. — Dieselben, Sitzber. d. k. preuß. Ak. d. Wiss. Berlin 1901. April. — W. v. Knebel, Z. d. D. geol. Ges. 1902. S. 56.

**) A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen. I. München 1900. Siehe auch das Referat Z. d. D. geol. Ges. 1899. S. 86 u. f.

Aus der mehrfachen Wiederholung benachbarter, paralleler und gleichsinniger Überschiebungen, seien sie auf Verwerfungsspalten oder durch Zerreißung liegender Falten entstanden, resultiert die als Schuppenstruktur (Fig. 139) bezeichnete Tektonik gewisser Gebirge, so der Kalkzone der Ostalpen und des Jura (nach Mühlberg, Fig. 140).

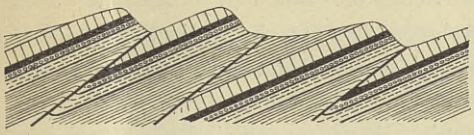


Fig. 139. Schuppenstruktur.

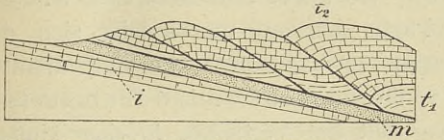
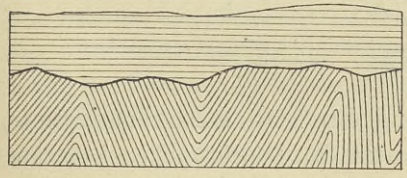
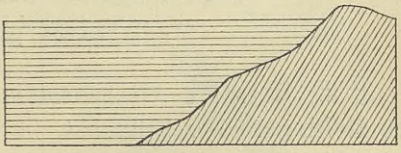


Fig. 140. Komplizierte Schuppenstruktur am Nordende des Hauenstein-Tunnels im nordschweizerischen Faltenjura. Schuppen von Muschelkalk (t_1 Anhydritstufe, t_2 Hauptmuschelkalk) sind 1 km weit über Jura (i) und tertiäre Molasse (m) geschoben. Nach *Mühlberg*.

§ 7. **Lagerungsverhältnisse zweier Schichtenreihen zueinander.** Eine ältere Schichtenreihe kann von einer jüngeren gleichförmig (konkordant) oder ungleichförmig (diskordant) überlagert werden. Bei gleichförmiger Überlagerung herrscht ein gegenseitiger Parallelismus ihrer einzelnen Glieder, die jüngere Schichtenreihe besitzt dieselbe Lagerung, also dasselbe Streichen und Fallen wie die ältere, ist von denselben Störungen betroffen wie diese, so daß die Grenze zwischen beiden nur in dem Wechsel ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer Versteinerungsführung (ihres paläontologischen Charakters) hervortritt. Zwei konkordante Schichtenreihen stehen demnach in demselben Verhältnisse zueinander, wie zwei unmittelbar aufeinander folgende, normal aufeinander liegende Schichten, und weisen auf eine ruhige und ungestörte, oft stetige, durch keine größeren Pausen unterbrochene Ablagerung ihres Materiales hin. Bei diskordanter Überlagerung findet dieser Parallelismus nicht statt, vielmehr bedecken die jüngeren Schichten in beliebiger Lage mit anderer Fall- und Streichrichtung die älteren (Fig. 141) oder lehnen sich unter abweichenden Lagerungsverhältnissen an das Ausgehende einer älteren Schichtenreihe





Diskordante Überlagerung:
Fig. 141. Deckenförmige Auflagerung. Fig. 142. Einseitige Anlagerung.

an (Fig. 142). Ungleichförmige Überlagerung beweist, daß zwischen die Ausbildung der älteren und die der jüngeren Schichtenreihe eine Pause fällt, während deren die erstere von Schichtenstörungen sowie von Erosion

oder Denudation betroffen wurde. Hat eine Abrasion gefalteter oder steil aufgerichteter älterer Schichtenkomplexe durch das vordringende Meer stattgefunden und breiten sich jüngere Schichten auf den ebenflächig abgeschnittenen Schichtenköpfen der ersteren aus, so bezeichnet man dieses Lagerungsverhältnis als ein übergreifendes oder als Transgression (S. 65 und 144).

Als besondere Fälle der diskordanten Überlagerung sind hervorzuheben: 1. die mantelförmige Umlagerung; die ältere Schichtenreihe tritt als völlig abgeschlossene, selbständige Partie hervor, um welche sich die jüngeren Schichten, allseitig von diesem zentralen Kerne abfallend, mantelförmig angelagert haben (Fig. 143); 2. die beckenförmige Einlagerung (Fig. 144), eine jüngere Schichtenreihe füllt eine Vertiefung in einer älteren

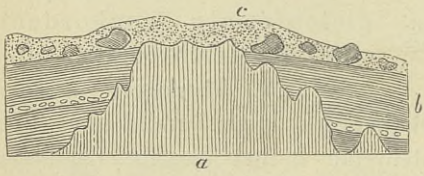


Fig. 143. Kambrischer Sandstein (*b*) umlagert präkambrischen Quarzit (*a*) mantelförmig. Diluvium (*c*). Bei Marquette am Lake Superior, Nordamerika. (*H. Crd.*)

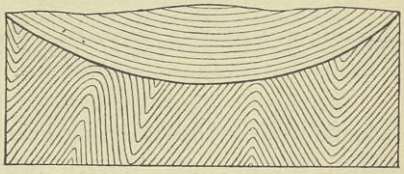


Fig. 144. Beckenförmige Einlagerung.

aus; 3. die deckenförmige Auflagerung (Fig. 141 u. 145), eine schwebende Schichtenreihe lagert auf den Schichtenköpfen einer älteren auf und bedeckt sie in großer räumlicher Ausdehnung. Ist dieselbe durch spätere Erosion zerstückelt oder bis auf kleinere Reste zerstört worden, so spricht man von schollenförmiger Auflagerung.

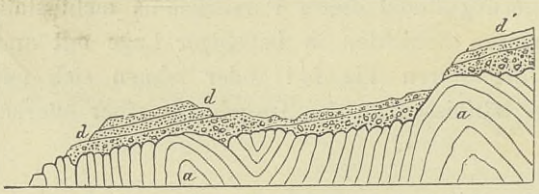


Fig. 145. Devonischer Sandstein *d* überlagert silurische Schiefer *a* diskordant. Siccar Point in Berwickshire. Nach *Lyell.*

§ 8. **Relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen und der Gebirge.** Der Zeitpunkt, in welchem die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse einer Schichtenreihe eine Störung erlitten haben, läßt sich nur relativ, d. h. mit Bezug auf andere Vorgänge des Entwicklungsprozesses der Erde bestimmen; es läßt sich mit anderen Worten nur feststellen, ob das störende Ereignis früher oder später als ein anderes stattgefunden hat. Die relative Altersbestimmung der Schichtenstörungen beruht auf folgenden Grundsätzen, die aus dem Gesagten hervorgehen:

1. Schichten in schwebender Lagerung haben eine Störung nicht erlitten, sondern befinden sich in ihrer ursprünglichen Lage.

2. Schichten, welche unter anderen, als schwebenden Lagerungsverhältnissen angetroffen werden, also aufgerichtet, gefaltet, geknickt, verworfen sind, haben eine Störung ihrer ursprünglichen Lage erfahren.

3. Dort, wo gestörte Schichten von schwebenden Schichten überlagert werden, hat der Akt der Schichtenstörung nach Bildung und Festwerdung der älteren und vor Ablagerung der jüngeren Schichtenreihe stattgefunden.

So fällt die Aufrichtung der in Fig. 145 wiedergegebenen silurischen Schiefer in die Zeit vor der Ablagerung der devonischen Sandsteine, mit anderen Worten in das Ende der Silurperiode, denn die Schichten des Devons lagern söhlig auf jenen auf, sind also erst, nachdem die Aufrichtung der silurischen Schiefer vollendet war, zur Ausbildung gelangt. Ganz ähnlich lassen sich die in Fig. 143 im Profil dargestellten Lagerungsverhältnisse deuten: sie beweisen, daß die dortigen Quarzitschiefer vor Beginn der kambrischen Periode aufgerichtet worden sind. Das relative Alter einer Schichtenstörung läßt sich naturgemäß um so genauer feststellen, je geringer der geologische Altersunterschied zwischen der aufgerichteten und der schwebenden Schichtenreihe ist, am genauesten also, wenn beide unmittelbar aufeinander folgenden Formationen angehören, wie dies in den beiden oben angeführten Beispielen der Fall war. Wäre hingegen der silurische Schiefer von Siccar Point (Fig. 145) statt von devonischen, z. B. von triadischen, also bei weitem jüngeren Sandsteinen bedeckt, so würde die Aufrichtung des ersteren im Verlaufe und an irgend einem Zeitpunkte der devonischen, karbonischen oder permischen Periode stattgefunden haben können, welcher nicht näher zu bestimmen ist, es würde also ein so enormer zeitlicher Spielraum gelassen, daß von einer näheren Altersbestimmung nicht mehr die Rede sein könnte.

Ganz ähnlich wie das relative Alter der Aufrichtung einer Schichtenreihe läßt sich, wenn auch weniger häufig, dasjenige des Empordringens gewisser Eruptivgesteine bestimmen, wie es z. B. unter den durch Fig. 146 wiedergegebenen Verhältnissen der Fall ist. Hier ist auf einer Spalte, auf welcher das Steinkohlengebirge von Durham um 8 m überschoben worden ist, Melaphyr emporgedrungen und hat nach seiner Erstarrung einen Gang gebildet. Auf dem durch die Einwirkung der Gewässer geebneten Ausgehenden der verworfenen karbonischen Schichten *c* und des verwerfenden Melaphyrganges sind die Gebilde des Rotliegenden *b* und des

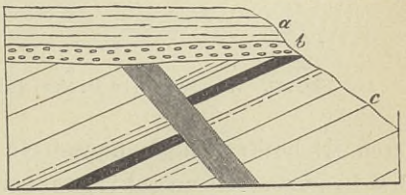


Fig. 146. *a* Zechstein, *b* Rotliegendes, *c* produktive Steinkohlenformation, letztere durchsetzt von einem Melaphyrgang. Quarrington Hill bei Durham.

Zechsteines *a* abgelagert worden und in vollkommen horizontaler Lage erhalten geblieben. Daraus geht hervor, daß die Berstung und Verwerfung der karbonischen Schichtenreihe, sowie auch die Eruption jenes Melaphyres, vor die Ablagerung des Perm, also in das Ende des karbonischen Zeitalters fällt. Das geologische Alter jener Eruption ist somit konstatiert.

Wie schon öfters bemerkt (vgl. S. 69), verdankt die Mehrzahl der Gebirge dem Zusammenschub anfänglich schwebend gelagerter Schichten ihren Ursprung, sind demnach der topographische Ausdruck großartiger Schichtenstörungen. Da wir unter bestimmten Verhältnissen in den Stand gesetzt sind, das relative Alter dieser letzteren festzustellen, so ist dadurch zugleich die Möglichkeit der relativen Altersbestimmung der Gebirge gegeben. Wenn wir also am Gehänge oder am Fuße einer Gebirgskette eine ihr zugehörige Schichtenreihe stark aufgerichtet, eine andere söhlig darüber liegen sehen, so kann mit Recht der Schluß gezogen werden, daß die Faltung der Schichten zu jener Kette bereits abgeschlossen war, ehe die jüngeren, jetzt noch horizontal liegenden abgelagert wurden, daß also die Schichtenstörung und, was gleichbedeutend ist, die Gebirgsbildung, in den zwischen der Ablagerung beider Schichtenreihen liegenden Zeitraum fällt. Da jedoch die Gebirge nicht aus einem einzigen Faltungsakte hervorgegangen, also nicht wie mit einem Rucke emporgestiegen sind, da vielmehr ihre Bildung in einer ganzen Reihe sich nach und nach wiederholender oder lang andauernder Stauchungen zu suchen ist, von denen jede einzelne die sich inzwischen abgelagert habende Schicht ergriff, so finden auch innerhalb der am Gebirgsbau teilnehmenden Schichtenreihen Diskordanzen statt, mit deren Hilfe es möglich ist, den Zeitpunkt des Beginnes der Faltungen, aus welchen ein Gebirge hervorging, zu fixieren. In dem schematischen Beispiele Fig. 147 hat die erste Gebirgsfaltung das Devon (*d*) betroffen; eine zweite Stauchung hat die unterdessen diskordant auf den gefalteten und denudierten Devonschichten abgelagerte Trias (*t*) mit ergriffen, sich aber vor Beginn der Kreideperiode vollzogen, denn die Schichten der letzteren (*k*) besitzen noch ungestörte Lagerung. So begannen die Faltungen des heutigen Alpengebirges bereits am Ende des Karbons (varistische Faltung), während die eigentliche Hauptfaltung erst in den Anfang der jüngeren Tertiärzeit fällt. Letzteres gilt auch vom Juragebirge. Die Zusammenstauchung der paläozoischen Schichten zum Harze begann ebenfalls in der karbonischen Periode und dauerte bis in die Tertiärzeit, denn einerseits sind die oberkarbonischen und permischen Schichten im eigent-

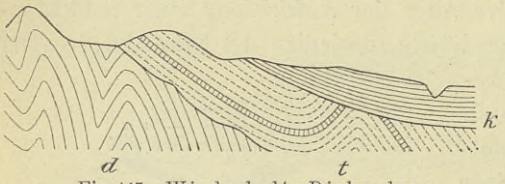


Fig. 147. Wiederholte Diskordanz.

lichen Harzgebirge nicht mehr zur Ablagerung gelangt (das Areal des späteren Harzes war also zur Zechsteinzeit bereits über den Meeresspiegel gehoben), anderseits ist die obere Kreideformation noch von den mit der Hebung verknüpften Schichtenstörungen betroffen und zwar lokal vollständig überkippt (vgl. Fig. 227. S. 415), ja das Tertiärdes Vorlandes von den großen Verwerfungen der Oberharzer Ganggebiete noch in Mitleidenschaft gezogen worden. Infolgedessen wird der ältere Gebirgskern des Harzes umrandet von zahlreichen Bruchzonen, welche erst aus jüngsten Zeiten herrühren (v. Koenen)*). Die fundamentale Faltung des Erzgebirges stammt aus der Mitte der Karbonzeit, denn das Unterkarbon (der Kulm) ist von ihr ergriffen und zu engen Mulden zusammengepreßt oder steil aufgerichtet worden, während das Oberkarbon (die produktive Steinkohlenformation) diskordant und schwebend auf den Flügeln der ersteren ruht. Andere Gebirge, z. B. die Huron Mountains, die kanadischen Gebirge in Nordamerika, hatten ihre Erhebung bereits vor Beginn des kambrischen Zeitalters erlitten, denn die Ablagerungen dieser Periode liegen horizontal auf den Schichtenköpfen der kristallinischen Schiefer.

B. Die massigen Gebirgsglieder.

Die massigen Gebirgsglieder sind eruptiven Ursprunges, sind mit anderen Worten auf Wegen des geringsten Widerstandes, also auf Spalten und deren lokalen Erweiterungen in glutflüssigem Zustande aus dem Erdinnern durch die Erdkruste bis auf deren Oberfläche oder bis in deren Nähe emporgedrungen und haben dadurch wenigstens in ihren Eruptionsstielen durchgreifende Lagerung erhalten.

§ 9. **Lagerungsformen der massigen Gebirgsglieder.** Sämtliche Ausbildungsformen der Eruptivgesteine haben ihre Wurzeln in der Erdkruste, welche sie als Gänge und Stöcke durchsetzen. Gelangte das

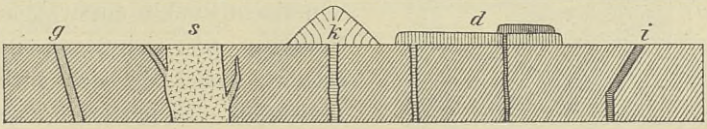


Fig. 148. *g* Gang, *s* Stock, *k* Kuppe, *d* Decken, *i* Intrusivlager.

Eruptivmaterial bis zur Erdoberfläche, so staute es sich entweder zu Kuppen auf oder breitete sich zu Decken und Strömen aus, welche bei wiederholten Eruptionen förmliche Deckensysteme oder, falls von späteren Meeresniederschlägen bedeckt, Lager bilden können. Andere Eruptiv-

*) A. v. Koenen, Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. S. 187; 1884. S. 44; 1885. S. 53; 1886. S. 1; 1887. S. 457; 1893. S. 68.

massen, welche die Erdoberfläche nicht erreichten, sondern in der Tiefe, innerhalb von ihnen aufgetriebener unterirdischer Hohlräume, erstarrten (plutonische Gesteine), erscheinen jetzt als Kerne, Lakkolithen, Batholithen oder Massive (vgl. S. 42 und 282).

1. Gesteinsgänge sind von Eruptivmaterial ausgefüllte Spalten, demnach mehr oder weniger plattenförmige Gesteinsmassen, welche geschichtete sowohl, wie massige Felsarten unter den verschiedensten Winkeln durchsetzen, und sind demnach der Typus durchgreifender Lagerungsformen. Die Kontaktflächen zwischen Gangkörper und Nebengestein nennt man Salbänder. Die Gangmasse umfaßt häufig losgerissene, zum Teil aus tieferen Niveaus emporgehobene Fragmente des Nebengesteines (siehe Fig. 149), und dringt auf der anderen Seite zwischen die Schichtungsflächen und Risse des letzteren und bildet dann seitliche Injektionen (Apophysen, Verzweigungen). Häufig ist die Erscheinung, daß die Struktur des Ganggesteines in der Mitte seiner Mächtigkeit grob- oder mittelkörnig ist, in der Richtung nach dem Nebengestein feinkörnig wird und endlich in der Nähe der Salbänder, also auf den Abkühlungsflächen, sich ganz dicht, ja glasig zeigt. Die Gänge können bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit und mehrere Meilen Längenerstreckung erreichen, erstere wechselt jedoch an verschiedenen Stellen ein und desselben Ganges, der sich verdrücken, auskeilen, wieder auftun kann, je nachdem sich Verschmälerungen oder Anschwellungen desselben einstellen.

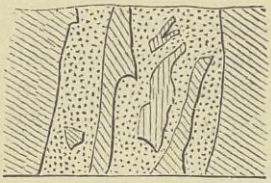


Fig. 149. Profil in dem Stollen der Eisensteingrube Fröhliche Zusammenkunft bei Breitenbrunn im Erzgebirge. Glimmerschiefer wird durch einen 2,3 m mächtigen Granitgang durchsetzt, welcher flach schollenförmige Fragmente des Nebengesteines umfaßt.

Manche Distrikte sind reich an Gesteinsgängen; diese können dann entweder parallel laufen oder radial von einem Punkte ausstrahlen, wie bei Vulkanen, oder sich gegenseitig durchsetzen, wobei sie sich nicht selten verwerfen. In letzterem Falle ist der durchsetzende oder verwerfende Gang natürlich der jüngere (siehe Fig. 150).

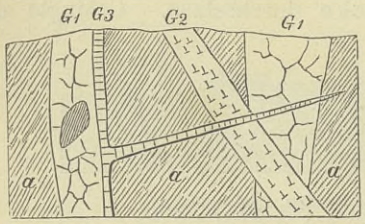


Fig. 150. Verschiedenalterige Granitgänge im Gneis des Ilztales im ostbayerischen Waldgebirge. Nach *Gümbel*.

a Gneis, G_1 älteste Granitgänge, G_2 jüngerer Granitgang, G_3 jüngster Granitgang mit seitlicher Apophyse.

2. Stöcke sind eruptive Gesteinsmassen von irregulär-rundlichem Querschnitt und von oft bedeutenden Dimensionen, welche das Nebengestein mit durchgreifender Lagerung durchsetzen (Fig. 151) und zuweilen in Gestalt von Buckeln (Necks) zutage treten. Ihre Form ist äußerst verschieden; bald

nähern sie sich der Gangform, sind also gewissermaßen als mächtige, aufgeblähte und kurze Gänge zu betrachten, bald ist ihre Anschwellung so bedeutend, daß ihr Horizontaldurchschnitt elliptische, ja unregelmäßig kreisförmige Gestalt erhält. Auch von den Stöcken laufen sehr häufig Apophysen bis zu beträchtlicher Entfernung radiär aus und nehmen dabei oft eine feinkörnigere oder eine porphyrische Struktur an.

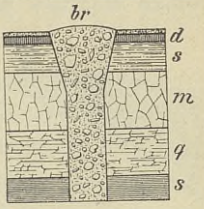


Fig. 151. Profil d. Kimberley-Stockes, Südafrika. *q* Quarzite, *s* Schiefer, *m* Melaphyr, *d* Diabas der Karroo-Formation, *br* diamantführende Explosionsbreccie von Kimberlit (Blue ground).

Hierher gehören auch die von Eruptivbreccien und -tuffen ausgefüllten Explosions- oder Durchschußröhren, welche zum Teil als Maare münden, so diejenigen Schwabens (S. 24), ferner die senkrecht in die Tiefe setzenden zylindrischen Stöcke (Pipes) von diamantführenden Breccien Südafrikas (z. B. von Kimberley und de Beer Fig. 151), die von einem serpentinisierten Olivingestein (Kimberlit) gebildet werden.

3. Lakkolithe hat Gilbert unterirdische Eruptivmassen von brotlaib-, linsen- oder glockenförmiger Gestalt mit gangförmigen Stielen genannt, welche von älteren Schichtgesteinen um- und überlagert werden und auf die Weise entstanden sind, daß die von Kanälen oder Spalten aus zwischen eine Schichtenreihe gepreßten und sich hier kuppig anstauenden Eruptivmassen die hangenden, nicht mehr durchbrochenen Komplexe kuppelförmig emporgewölbt haben (Fig. 152 u. 153). Das sich anstauende Eruptivmagma

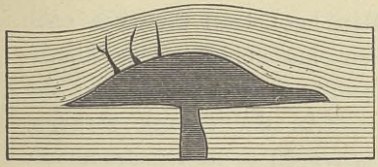


Fig. 152. Ein Lakkolith.

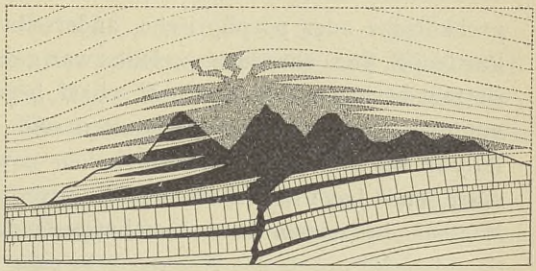


Fig. 153. Lakkolith der La Plata Mountains in Colorado mit seitlichen Injektionen (Intrusivlagern) in die Kreideschichten, durch Denudation bloßgelegt. Nach *Holmes*.

hat die seine Hülle, also auch sein Hangendes bildenden, somit älteren Schichten metamorphosiert und Intrusivlager, sowie gangförmige Apophysen in sie ausgesendet. Erst durch Denudation treten diese unterirdischen Eruptivkerne später zutage. Bei ihrer Bildung hat demnach das Magma durch Emporwölbung seines Deckgebirges einen Hebungsakt vollzogen, während andere derartige, oft recht flach schild- oder kuppenförmige, plutonische Massen, welche die zuweilen sehr verwickelte Schichtung des Nebengesteins

scharf abschneiden, als Batholithen bezeichnet wurden und nach der Ansicht von Suess, Michel Levy u. a. den jetzt von ihnen eingenommenen Raum durch Einschmelzung anstehender Gesteine von seiten des plutonischen Magmas erzielt haben sollten. Hierher dürften auch diejenigen

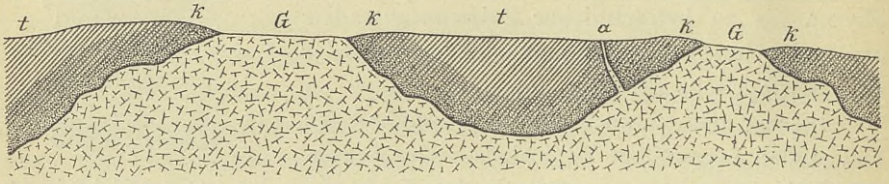


Fig. 154. Granitbatholithe (*G*) im Tonschiefer des Erzgebirges (*t*), mit Kontakthöfen (*k*), in einem der letzteren eine Apophyse (*a*) des *G*.

unserer Granit-, Syenit- und Gabbro-Massive gehören, deren Böschung mit geringer, z. T. sehr flacher Neigung unter das Nebengestein einschießt, aber dessen Schichten ganz unabhängig von deren Tektonik schräg durchsetzt (Fig. 154). Ihre Unterlage ist nirgends bloßgelegt, während es feststeht, daß sie ursprünglich unter einer Decke von kontaktmetamorphisch veränderten Sedimentgesteinen steckten, welche jetzt zum größten Teile der Denudation verfallen ist.

Innerhalb derartiger Granit- und Syenitmassive und zwar namentlich nahe deren peripherischer Grenze beobachtet man nicht selten beträchtliche Differenzierungen in der Struktur der Gesteinsmasse und dem Mischungsverhältnisse ihrer Bestandteile, indem sich einerseits bald feinkörnige, bald grobkörnige oder porphyrische, anderseits bald kieselsäurearme, bald saure Partien (S. 284) einstellen, welche zwar gewöhnlich lager- oder zonenförmige Gestalt besitzen, jedoch nicht scharf begrenzt, sondern durch Übergänge mit dem Hauptgestein verschmolzen sind. Man bezeichnet dieselben nach Reyer als Schlieren. Diese haben zuweilen eine konzentrische Anordnung und Lage innerhalb des Massivs, die mit dem Emporquellen des Magmas in engem Zusammenhange steht. — An der Grenze mancher Granitstöcke gegen das Nebengestein oder gegen größere Gesteinsfragmente nimmt der Granit zuweilen eine außerordentlich grobkörnige (riesengranitische) Struktur an (Stockscheider von Geyer und Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge).

Ethmolithe nannte Salomon sich nach unten trichterförmig verjüngende plutonische Massen, an deren Gestalt sich die umgebenden Nebengesteine anschmiegen.

4. Kuppen (Quellkuppen, Domvulkane) werden die oberflächlichen kegel- oder glockenförmigen Aufstauungen vulkanischen Gesteinsmateriales genannt, als deren jetzt verstopfte Eruptionskanäle sich Gänge, gangförmige Stöcke und zylindrische Stiele erweisen. Ihr Zusammenhang mit diesen,

namentlich aber ihre Struktur (siehe S. 43 und 45) unterscheidet sie von kuppenförmigen Resten teilweise durch Erosion vernichteter, ursprünglich weit ausgedehnter Decken und Ströme. Quarzporphyr, Trachyt, Phonolith und Basalt bilden am häufigsten solche Quellkuppen.

5. Ströme nennt man vulkanische Gesteinsmassen, welche sich von ihrem Eruptionspunkte aus stromartig, d. h. mit sehr vorherrschenden Längendimensionen, abwärts ergossen haben. Auf steil geneigtem Untergrunde sind sie meist schmal und nur wenig mächtig (Fig. 155), während sie auf

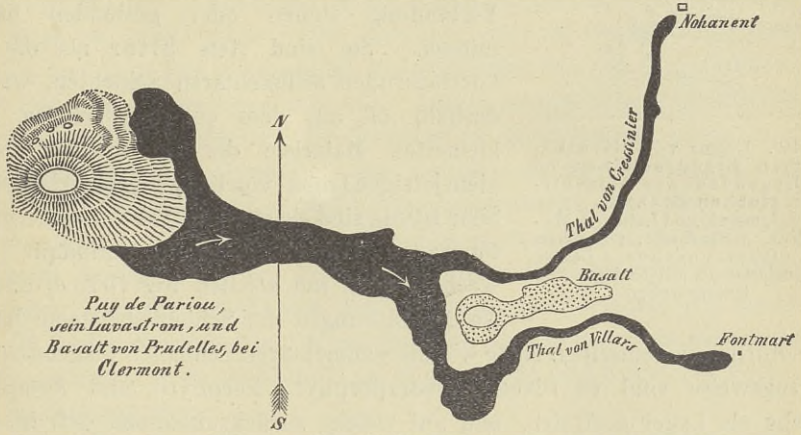


Fig. 155. Lavastrom.

sich sanft abflachendem Terrain eine große Ausbreitung und Mächtigkeit gewinnen können (siehe S. 39, Fig. 13). Hierher gehören die Lavaströme der Jetztzeit, sowie die Basalt-, Trachyt-, Phonolith- und Melaphyrströme der Tertiär- und Permperiode.

6. Decken sind Gesteinsergüsse, welche eine allseitige, beträchtliche Ausdehnung besitzen und andere Gesteine horizontal überlagern. Die Begrenzungsflächen dieser Decken, nämlich deren Ober- und Unterfläche, laufen

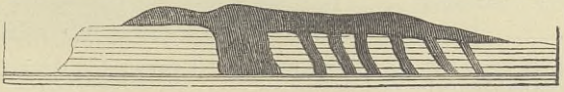


Fig. 156. Decke von Basalt, mit Basaltgängen zusammenhängend, bei Suinish Point auf Skye.

im allgemeinen parallel, lassen jedoch häufig, namentlich an ihrer Unterseite mehr oder weniger bedeutende Unebenheiten wahrnehmen, weil sich in deren Verlauf alle Unregelmäßigkeiten der Auflagerungsfläche wiederspiegeln. Sehr gewöhnlich hängen die Decken mit Gängen, also durch erstarrtes Gestein ausgefüllten Eruptionsspalten zusammen. Nicht selten

folgen solche Decken in großer Anzahl aufeinander und bilden dann förmliche Deckensysteme (siehe S. 44).

7. Lager von eruptiven Gesteinen (Fig. 157) sind ursprünglich deckenförmige Ausbreitungen auf dem einstmaligen Meeresgrunde oder der früheren Erdoberfläche, welche durch Niederschläge von seiten der Gewässer mit sedimentären Schichten bedeckt wurden, also jetzt gleichförmig in die sedimentäre Schichtenreihe eingeschaltet erscheinen, aber ihrem Ursprunge nach ebenfalls an irgend einem Punkte mit einem Eruptionskanale in Verbindung stehen oder gestanden haben müssen. Sie sind stets älter als die sie überlagernden sedimentären Schichten, welche deshalb oft aus dem von den Wellen zerkleinerten Materiale der einstmaligen Decke (dem jetzigen Lager) von Eruptivgestein bestehen. Sehr häufig sind sie mit zum Teil versteinerungsführenden Tuffeinlagerungen verknüpft und wechsellagern mit solchen (Fig. 157, c_2 und t). An den Störungen der Schichtensysteme haben sie natürlich in demselben Maße wie die sedimentären Schichten teilgenommen. Vorzugsweise sind es Diabas, Quarzporphyr, Porphyrit und Melaphyr, welche als Lager auftreten, und auf welche zurückzukommen sich in dem Abschnitte über Formationslehre genugsam Gelegenheit bieten wird.

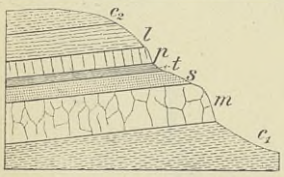


Fig. 157. Lager von altvulkanischen Ergußgesteinen im Rotliegenden des erzgebirgischen Beckens.
c_1 Konglomerate und Letten, m Melaphyr, s Sandstein, t Porphyrtuff, p Quarzporphyr, l Letten, c_2 Konglomerate mit Geröllen von Quarzporphyr.

8. Lagergänge (Intrusivlager; Fig 158 u. 159) sind plattenförmige Massen von Eruptivgestein, welche von einer gang- oder stockförmigen oder

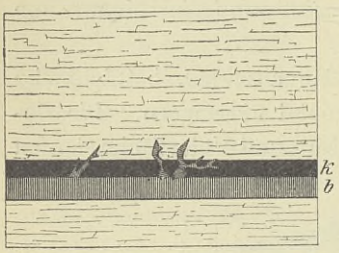


Fig. 158. Intrusivlager von Basalt in der Braunkohlenformation am Stellberge ssö. von Kassel. Nach *Uthemann*.
b Feldspatbasalt, 10 m mächtig, mit Apophysen in das Braunkohlenflöz k, dieses 3 m tief metamorphosiert (siehe S. 288).

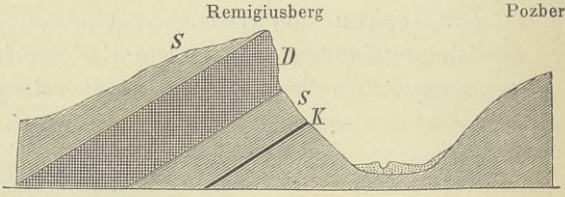


Fig. 159. Profil durch den Remigiusberg bei Cusel. Nach *Leppla*.
S u. K Ottweiler Schichten mit einem Steinkohlenflöz, D Lagergang von Diabasporphyrit, darüber S Cuseler Schichten, diese zu unterst lokal kontaktmetamorphisch verändert.

auch lakkolithischen Eruptivmasse aus auf einer besonders deutlich ausgesprochenen Schichtfuge zwischen die Schichten des Nebengesteins eingepreßt wurden und somit nur eine modifizierte Gangform repräsentieren.

Ein Lagergang ist demnach stets jünger, als sein hangendes Nebengestein, von welchem er nicht selten Fragmente einschließt, und in welches er auch Apophysen aussendet oder welches er ebenso wie sein Liegendes metamorphosiert hat.

In Strömen, Decken und Lagern offenbart sich oft eine deutliche Fluktuationsstruktur, indem namentlich die größeren porphyrischen Gemengteile eine der Stromrichtung parallele Lage angenommen haben oder indem sich schlierenartige Differenzierungen in der Gesteinsmasse einstellen.

9. Auswürflinge. Durch die bei Eruptionen stattfindenden Explosionen der mit der glutflüssigen Masse empordringenden Gase und Dämpfe wird diese zu vulkanischer Asche zerstäubt oder in Gestalt von Lapillen, Bomben und zum Teil metergroßen Auswürflingen aus dem Eruptionskanale in die Höhe geschleudert (siehe S. 35). Auf die Erdoberfläche zurückfallend, häufen sie sich entweder um den letzteren zu einem Schichtvulkan an oder geraten in die nahen Gewässer, von welchen sie zu horizontalen Lagen ausgebreitet, oft mit echten Sedimenten untermischt, im Laufe der Zeit teilweise zersetzt und dadurch zu Tuffen werden (siehe S. 275). Diese sind nicht ausschließlich das Produkt der jüngsten vulkanischen Tätigkeit, sie spielen vielmehr bereits seit den paläozoischen Perioden eine wichtige Rolle in vielen Formationen, in welchen sie als normal zwischengelagerte Glieder auftreten, z. B. Diabastuffe im Silur, Devon und Kulm, — Porphyrtuffe im Rotliegenden.

§ 10. **Die Absonderungsformen der massigen Gesteine** sind die Resultate der bei eintretender Abkühlung und Festwerdung der glutflüssigen Gesteinsmasse erfolgenden Kontraktion. Aus letzterer gingen innere Zerklüftungen des Gesteines und aus diesen mehr oder weniger regelmäßig gestaltete Gesteinskörper hervor. Diese Absonderungsformen sind entweder unregelmäßig polyedrisch oder säulenförmig oder plattenförmig (s. S. 45).

Bei unregelmäßig polyedrischer Absonderung durchschneiden die Zerklüftungsflächen das Gestein nach verschiedenen, ganz unbestimmten Richtungen, wodurch regellos gestaltete, aber von ebenen Flächen umschlossene, scharfkantige Gesteinsstücke entstehen. Diese Strukturform gehört zu den häufigsten Erscheinungen und ist bei fast allen Graniten, Porphyren und Diabasen anzutreffen.

Gliedert sich das Gestein in lauter mehr oder weniger langgestreckte prismatische Körper, welche dicht, wie Bienenwaben, neben einander stehen, so nennt man es säulenförmig abgesondert. Die Gesteinssäulen sind gewöhnlich fünf- oder sechsseitig, ihre Seitenflächen sind meist ganz eben und glatt. Die Winkel, unter denen sie zusammenstoßen, sind vollständig unbestimmt. Der Durchmesser der Säulen beträgt wenige Zentimeter bis 5, 6 oder 7 m, ihre Länge bis über 100 m. Gewöhnlich sind sie gerade, seltener bogenförmig gekrümmt. Am häufigsten und schönsten ausgebildet

zeigt sich die säulenförmige Absonderung am Basalte, nächstdem bei Quarzporphyren, seltener bei Diorit und Melaphyr. Zuweilen stellt sich eine Quergliederung der Säulen des Basaltes ein, der zufolge sie in lauter einzelne auf einander liegende Stücke geteilt werden. Die Trennungsflächen dieser Glieder sind entweder ebenflächig und setzen in größeren oder kleineren Zwischenräumen rechtwinkelig durch die Säulen hindurch (Fig. 160 *A*), oder sie haben einerseits eine konkave, anderseits eine konvexe Endfläche und sind so aufeinander gesetzt, daß die gewölbten Enden des einen Gliedes in die Endvertiefungen des nächsten hineinpassen (Fig. 160 *B*). Seltener ist die in Fig. 160 *C* wiedergegebene Absonderungsform, der zufolge die Basaltsäulen aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden aufgebaut zu sein scheinen (Casseler Ley bei Bonn), welche an anderen Lokalitäten (Käsgrotte in der Eifel) die Gestalt zusammengepreßter Ellipsoide annehmen.

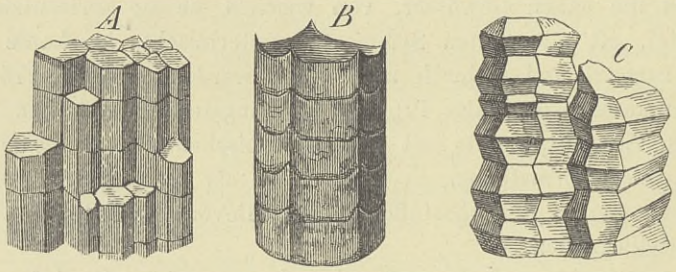


Fig. 160. Gegliederte Basaltsäulen.

Säulenförmige Absonderung kann sich bei sämtlichen Lagerungsformen der Eruptivgesteine, und zwar vorzugsweise der Basalte, Trachyte, Porphyre und Melaphyre einstellen, und ist dann rechtwinkelig auf die Abkühlungsflächen der Gesteine gerichtet. Deshalb stehen die Säulen bei Decken, Strömen und Lagern vertikal, bei Kuppen büschelförmig, bei Gängen rechtwinkelig auf deren Salbändern.

Bei plattenförmiger Absonderung ist das Eruptivgestein in lauter tafel- oder bankartige Parallelmassen gegliedert. Man begegnet dieser Erscheinung ziemlich oft beim Granit, der sich dann in sehr mächtige, meist flach liegende Bänke trennt, sowie beim Porphyr, viel ausgezeichneter jedoch beim Basalt und namentlich beim Phonolith. Die Abhängigkeit ihres Verlaufes von der äußeren Gestalt gewisser Eruptivmassen tritt vorzugsweise bei phonolithischen Kuppen hervor, welche ein System von konzentrisch übereinander gestülpten Schalen repräsentieren, die allseitig von der Achse des Berges abfallen (siehe S. 45). Decken, Ströme, sowie Gänge zeigen zuweilen ebenfalls plattenförmige Absonderung; auch hier pflegen die Platten den Gesteinsgrenzen, also in ersterem Falle der Tagesoberfläche, bei Gängen den Salbändern parallel zu liegen.

Kugelige Absonderung ist zahlreichen Eruptivgesteinen eigen, tritt jedoch in vielen Fällen erst bei Beginn der Verwitterung deutlicher hervor. Dann erscheint das Gestein aus lauter zum Teil bis metergroßen Kugeln oder unregelmäßig verzogenen Sphäroiden zusammengesetzt, welche in konzentrisch-schalige Lagen abgesondert sind. Besonders bei Diabasen, Basalten und Trachyten, aber auch bei Porphyr, Melaphyr, Gabbro und Granit ist diese Strukturform ausgeprägt.

C. Die plattenförmigen Mineralmassen (Mineralgänge).

Literatur.

A. Bergeat, Die Erzlagerstätten. Unter Zugrundelegung der von A. W. Stelzner hinterlassenen Vorlesungsmanuskripte und Aufzeichnungen. Leipzig 1904—1906.

R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. 3. Aufl. Berlin 1909.

F. Beyschlag, P. Krusch, J. H. L. Vogt, Die Lagerstätten d. nutzbar. Mineralien und Gesteine. I. B. Stuttgart 1910.

§ 11. **Wesen und Entstehung der Mineralgänge.** Mineralgänge sind durch sukzessive Absätze aus Mineralsolutionen oder pneumatolytischen Vorgängen (S. 296) völlig oder teilweise ausgefüllte Gebirgsspalten, während wir unter Gesteinsgängen aus der Erdtiefe als gutflüssige Masse injizierte, also aus einem Akte des Festwerdens hervorgegangene Gesteinsplatten verstanden. Wie alle Spalten sind auch diejenigen, welche zur Bildung von Mineralgängen Veranlassung gaben, durch Berstung und Zerreißung von Schichtenkomplexen oder von die letzteren durchsetzenden Eruptivgesteinen infolge ungleichmäßiger oder lokaler Senkungsvorgänge oder infolge seitlichen gebirgsbildenden Schubes als Begleiterscheinungen tektonischer Störungen (vergl. S. 68 u. 75), — in einzelnen Fällen aber auch durch Verringerung des ursprünglichen Volumens eines eruptiven Gebirgsgliedes infolge seiner Abkühlung entstanden. Sehr deutlich tritt die letzterwähnte Entstehungsweise in dem durch Fig. 161 wiedergegebenen Beispiele hervor. In einem Tagebau der Haile Mine in Süd-Carolina durchsetzt ein 1,3 m mächtiger Diabasgang *b* eine Schichtenreihe von talkigen Quarzitschiefern *c*, welche von goldhaltigem Eisenkies imprägniert sind. Auf jeder Seite dieses

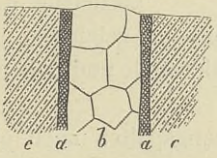


Fig. 161. Gänge von Brauneisenstein *a*, im Kontakte eines Diabasganges *b* und Eisenkies führender Talkschiefer *c*. Haile Mine in Süd-Carolina. (*H. Crd.*)

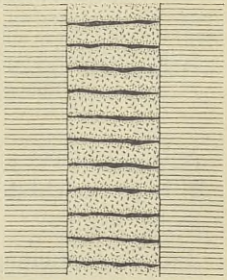


Fig. 161b. »Leitergang«. Granitgang mit Sprossen von kupfererzhaltigem Quarz. Näsmark in Norwegen. Nach *Vogt*.

Diabasganges, also auf seinen Kontaktflächen mit den Talkschiefern, ist ein 10—15 cm mächtiger Gang von dichtem Brauneisenerz (*a*) zur Ausbildung gelangt. Es ist augenscheinlich, daß die Spalten, in denen letztere von statten ging, durch Volumenverringerung infolge der Abkühlung des anfänglich glutflüssigen Eruptivgesteines entstanden und später durch die Zersetzungsprodukte des die Talkschiefer imprägnierenden Eisenkieses ausgefüllt wurden. Hierher gehören auch die »Leitergänge« z. B. der Näsmarkgrube in Thelemarken (Norwegen), wo ein 4 m mächtiger Granitgang sprossenartig von Quarz, Kupferglanz und Buntkupfererz führenden Trümern durchsetzt wird (Fig. 161).

Nicht immer sind die Spaltenräume der Gänge durch einen einzigen Zerreißungsakt entstanden, sondern sind ursprünglich schmale Klüfte gewesen, die sich allmählich erweitert haben, ja bereits gangartig ausgefüllte Spalten haben wiederholte spätere Aufreißungen erlitten, — eine ganz natürliche Erscheinung, wenn man berücksichtigt, daß die tektonischen Vorgänge, durch welche solche Gangspalten entstanden, keine einmaligen instantanen, sondern langandauernde und wiederholte waren, wodurch immer von neuem gegenseitige Verschiebungen der Spaltenflächen bedingt wurden. Waren die Spalten bereits durch Gangmasse verkittet, so erfolgte jedesmal eine Auseinanderreißung des Ganges, eine allmähliche Ausfüllung der neuen Klüfte durch Gangmineralien und so eine fortgesetzte Erweiterung des Gesamtganges. Eine ausgezeichnete Illustration dieser Vorgänge liefert das in Fig. 162 wiedergegebene Gangprofil aus dem Zinnerzdistrikt von Cornwall. Der hier abgebildete Gang ist eine Kombination von sechs verschiedenalterigen Quarzgängen, die durch Wiederaufreißung der alten Spalte jedesmal auf der Kontaktfläche des vorhandenen Ganges und des Nebengesteines zur Ausbildung gelangten. Daher die zonenweise nach der Mitte zu gerichteten Quarzkristalle und daher die ungleiche Mineralführung der sechs Bänder.

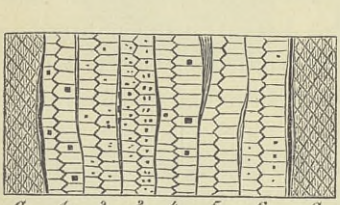


Fig. 162. Kombinierter Quarzgang bei Redruth in Cornwall. (Wheal-Cathedral-Grube.)
G Granit als Nebengestein, *1* Quarz mit wenig Flußspat, *2* Quarz mit wenig Kupferkies, *3* Quarz mit viel Kupferkies, *4* Quarz mit wenig Flußspat, *5* reiner Quarz, *6* Quarz mit wenig Kupferkies.

Da die Ausfüllung der Gangspalten nach und nach durch Ausscheidung aus zutretenden Minerallösungen erfolgte (vgl. S. 113), so sind die dem Nebengesteine benachbarten Partien der Mineralgänge zuerst, die mittleren Zonen zuletzt, und auf diese Weise die Gangmineralien sehr häufig in lauter Lagen abgesetzt worden, welche den Salbändern des Ganges parallel verlaufen und sich auf jeder Seite in gleicher Ordnung wiederholen, und eben deshalb sind in der Regel die Kristallspitzen gegen die Gangmitte gerichtet.

Fand nur eine teilweise Ausfüllung der Spalte statt, so ist gewöhnlich in der zentralen Gangzone ein Raum von verschiedener Länge und Breite offen geblieben, dessen Wandungen von Kristallen ausgekleidet sind. Es sind dies die Gangdrusen oder Drusenräume, welche zuweilen (so zu Andreasberg und Joachimsthal) 10 und mehr Meter Länge im Streichen und Fallen erreichen.

§ 12. **Material der Mineralgänge.** Die Ausfüllung der Gangspalte ist, abgesehen von mehr oder minder zahlreichen und großen Nebengesteinsbruchstücken, entweder nur von einer einzigen Mineralart oder von einer Vergesellschaftung mehrerer Mineralspezies bewirkt worden. Je nachdem nun unter den gangbildenden Mineralien ein metallführendes, also ein Erz, eine nutzbare Rolle spielt oder nicht, hat man von bergmännischem Standpunkte aus die Mineralgänge in erzführende (Erzgänge) und taube eingeteilt (vgl. S. 113).

Taube Mineralgänge werden meist von Quarz, Kalkspat, Schwerspat oder Flußspat zusammengesetzt, die entweder jeder für sich oder aber sämtlich oder teilweise vergesellschaftet vorkommen, außerdem häufig losgebrochene Fragmente des Nebengesteines umschließen. Anderorts aber sind diese Mineralien zugleich auch die meist vorwaltenden Begleiter der auf Gängen auftretenden Erze, welche ihrer Masse nach oft außerordentlich hinter den tauben Gangmineralien zurückstehen, ja als edle Metalle oft nur in kaum sichtbar feinen Körnchen in diese eingesprengt sind. Obwohl schon die Anzahl der bei der Gangbildung selbst zur Ausscheidung gelangten metallführenden Mineralien eine außerordentlich große ist, wird die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Gangmasse noch vermehrt durch die Herausbildung zahlreicher sekundärer Metallsalze, die aus der Zersetzung der ursprünglichen Erze hervorgehen, sowie durch das Auftreten vieler in mineralogischer Beziehung interessanter Haloide und Geolithe (wie Apophyllit, Harmotom, Desmin, Prehnit, Topas, Apatit, Gips usw.).

Der Benennung und Klassifikation der Erzgänge legt man deren mineralische Zusammensetzung zugrunde, wobei das in technischer Beziehung wichtigste, geologisch vielleicht weniger wesentliche Mineral den Ausschlag gibt. Zugleich benutzt man gewisse Gesetzmäßigkeiten in der Vergesellschaftung der Gangmineralien zur Unterscheidung und Charakteristik natürlicher Gruppen von Erzgängen, der Gangformationen. So setzen sich z. B. zusammen die Gänge der Zinnerzformation aus Quarz mit Zinnstein, Wolfram, Arsenkies, Molybdänglanz, Flußspat, Topas, — der Eisenerzformation aus Spateisenstein, Roteisenstein, Magnetit, Quarz und Kalkspat — der edlen Silberformation aus Quarz, Kalkspat oder Schwerspat mit edlen Silber- oder Kobalterzen, — der Golderzformation aus Quarz mit Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Speiskobalt, Tellurerzen und Gold, — der Quecksilbererzformation aus Quarz mit Zinnober.

§ 13. **Die Struktur der Mineralgänge.** Die Art und Weise, wie die die Gangspalten ausfüllenden Mineralien verwachsen und angeordnet sind, bezeichnet man als die Struktur der Mineralgänge. Als solche Strukturformen sind hervorzuheben:

1. die massige Gangstruktur; die Gangmineralien lassen keine Regelmäßigkeit der Anordnung erkennen, sie sind wirr zu körnigen oder dicht erscheinenden (derben) Aggregaten verwachsen. Sie zeigt sich sehr gewöhnlich z. B. bei Eisenkies-, Brauneisenstein- und Kalkspatgängen, ferner bei Gängen, die aus körnigen Aggregaten von z. B. Quarz, Kalkspat, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies bestehen.

2. Die eingesprengte Gangstruktur; in einer gleichmäßig dichten oder körnigen Gangmasse von ein oder mehreren tauben Mineralien sind feine Körner, Blätter oder Kristalle einer Erzes eingewachsen; so z. B. das Gold in den Quarzgängen Kaliforniens.

3. Die symmetrisch-lagenförmige (bandartige) Gangstruktur, die einzelnen Gangmineralien oder Aggregate mehrerer derselben bilden verschiedenartige Lagen (Zuwachsstreifen, Krusten), die den Salbändern parallel laufen und sich von diesen aus nach der Mitte zu in gleicher Weise wiederholen, also eine symmetrische Anordnung besitzen. Diese Struktur ist auf den Erzgängen von Clausthal, Andreasberg und Freiberg sehr häufig, ist jedoch auch bei tauben Mineralgängen nicht selten. So zeigt beistehendes, dem westhannoverschen Flachlande entnommenes Beispiel (Fig. 163) einen in kretazeïschen Schiefertonen aufsetzenden Gang, an dessen beiderseitigen Salbändern sich zuerst eine Lage von lettigem Asphalt (*b*), darauf eine solche von radialstrahligem Eisenkies, auf dieser eine von stengeligem Kalkspat abgesetzt hat, deren einzelne Individuen alle nach innen zu angeschossen sind und deshalb rhomboëdrische Endflächen tragen. Schließlich ist die zentrale Zone von pechschwarzem, stark glänzendem Asphalt ausgefüllt worden.

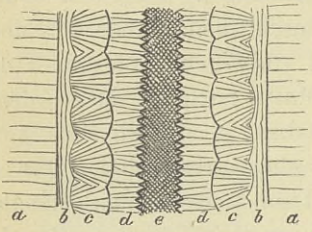


Fig. 163. Asphaltgang im Gault von Bentheim. Nach *Heinr. Credner.*
a Schieferton des Gault, *b* lettiger Asphalt, *c* radialstrahliger Eisenkies, *d* blätterig stengeliger Kalkspat mit rhomboëdrischen Endflächen, *e* reiner Asphalt.

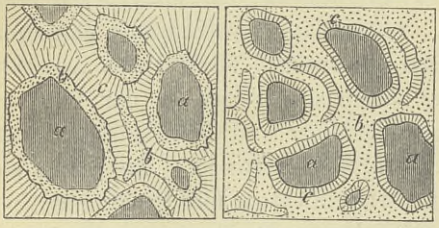


Fig. 164. Ringelerze aus den Clausthaler Gruben Dorothea und Ring und Silberschnur.
a Bruchstücke des Nebengesteines, *b* Bleiglanz, *c* Quarz. Nach *v. Groddeck.*

4. Die konzentrisch-lagenförmige Gangstruktur (kokardenartig); Bruchstücke des Nebengesteines sind von lauter konzentrischen, z. T. radial-

strahligen Lagen (Krusten) verschiedenartiger Gangmineralien umgeben. Schließlich sind auch die übrigbleibenden Zwischenräume von einem Gangminerale ausgefüllt. Solche sog. Ringelerze sind z. B. durch verschiedene Gruben des Clausthaler Erzdistriktes aufgeschlossen worden (siehe Fig. 164).

5. Die breccienartige Gangstruktur; Bruchstücke des Nebengesteines werden von derber Gangmasse umschlossen; — ist letztere, was verhältnismäßig nur selten ist, in konzentrische Lagen gesondert, so entsteht die eben erwähnte konzentrisch-lagenförmige Struktur.

6. Die drusige Gangstruktur; unregelmäßige Hohlräume, deren Wände von hervorragenden Krystallenden gebildet werden, durchziehen die Gangmasse und zwar meist in den zentralen Zonen symmetrisch-lagenförmiger Gänge, als letzte Reste der durch beiderseitiges Ankristallisieren von Mineralien ausgefüllten Gangspalten.

§ 14. **Tektonisches Verhältnis der Mineralgänge zu ihrem Nebengesteine.** Als Ausfüllungen von Spalten besitzen die Mineralgänge durchgreifende Lagerung. Das Gestein, in welchem ein Mineralgang aufsetzt, heißt sein Nebengestein. Von diesem ist die Gangmasse entweder bloß durch eine Ablösungskluft, das Salband, oder durch eine schmale Lettenlage, den Besteg, getrennt, kann aber auch mit demselben fest verbunden, angewachsen, sein. Die Salbänder sind zum Teil rauh und uneben, zum Teil bilden sie glatte, bisweilen selbst spiegelige Flächen, welche oftmals in der Richtung des Fallens des Ganges, mitunter auch schräg oder horizontal gestreift und gefurcht sind (Harnisch, Spiegel), eine Erscheinung, deren Ursprung in Rutschungen, bei mehr horizontaler Streifung durch seitliche Bewegungen der durch die Spalten außer Zusammenhang gesetzten Gesteinsmassen zu suchen ist (siehe S. 325 u. 328).

Wie bei anderen Gebirgsgliedern unterscheidet man auch bei Mineralgängen Hangendes und Liegendes, Streichen, Fallen und Mächtigkeit, Begriffe, welche bereits S. 315—319 ihre Besprechung erfahren haben.

Die Andauer der Mineralgänge im Streichen ist eine sehr verschiedene, von kurzen Schnürchen, welche die Gesteine durchziehen, bis zu meilenweit sich erstreckenden Gängen sind alle Längendimensionen vertreten. Ebenso kann ihre Streichungsrichtung bald geradlinig, bald bogen- oder hakenförmig sein, und gleichem Wechsel ist der Fallwinkel unterworfen. Nach der Größe des letzteren unterscheidet man wohl schwebende Gänge mit einem Fallwinkel von 0 bis 15°, flache Gänge mit einem solchen von 15 bis 45°, tonnlägige Gänge mit einem solchen von 45 bis 75°, und endlich steile Gänge und seigere Gänge von 75 bis 90° Fallen.

Die Tiefenerstreckung der Erzgänge kann eine sehr verschiedene sein, ist aber in einzelnen Gruben bis zu 1100, ja bis fast 1500 m (Heclamine am Lake Superior) verfolgt worden, ohne daß ihre Endschaft erreicht worden wäre. Auch mit Bezug auf die Mächtigkeit herrscht bei den

Mineralgängen die größte Verschiedenheit, so daß sie sich zwischen papierdünnen Klüftchen (Tellurklüfte von Offenbanya in Siebenbürgen) und stellenweise 50 bis 60 m mächtigen Gängen (Bleiglanzgänge von Clausthal im Oberharz) bewegen. An einem und demselben Mineralgange wechselt die Mächtigkeit sowohl im Streichen als auch im Fallen (er verdrückt sich und tut sich wieder auf), nimmt zum Teil nach der Tiefe zu, zum Teil aber auch ab, steht bald in geradem, bald in umgekehrtem Verhältnisse zur Erzführung, so daß sich diese mit dem Mächtigerwerden des Ganges bald vermehrt, bald vermindert, lauter Erscheinungen, welche zwar in bestimmten Gangdistrikten einer gewissen Gesetzmäßigkeit unterworfen sind, aber keine Verallgemeinerung gestatten.

Häufig teilen sich die Mineralgänge in ihrer Streich- oder Fallrichtung in mehrere größere Äste, sie gabeln sich, oder in zahlreiche schmale Trümer, sie zerschlagen oder zertrümern sich, um sich dann entweder allmählich im Nebengesteine zu verlieren (siehe Fig. 165) oder sich wieder zusammenzuscharen. Nicht selten trennen sich Trümer an irgend einer Stelle vom Hauptgange, ziehen sich in das Hangende oder Liegende und keilen sich hier entweder aus (als hangende oder liegende Trümer) oder legen sich wieder an den Hauptgang an (als Bogentrümer), oder laufen endlich nach einem benachbarten Gange, um sich mit diesem zu vereinigen (Diagonaltrümer). Tritt an Stelle eines einfachen Mineralganges ein ganzer Schwarm von anastomosierenden Parallel- und Diagonaltrümern, so nennt man solche Durchtrümerungszonen einen zusammengesetzten Gang, dahingegen ein Stockwerk, wenn sich ein Netzwerk von erzführenden Trümern gleichmäßig nach allen Richtungen ausbreitet.

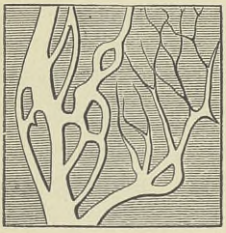


Fig. 165. Zertrümerung des Andreaskreuzer Ganges bei St. Andreasberg im Harze. (*H. Crd.*)

Wie bereits aus der Glättung und Streifung der Gangwände hervorgeht, sind in vielen Fällen durch die Gangspalten zum Teil sehr beträchtliche Verwerfungen bedingt worden. Dann bestehen die Gänge oft zum großen Teile aus durch Gangmineralien verkitteten Bruchstücken ihres Nebengesteines (Reibungsbreccie), die durch fortgesetzte Verwerfungsbewegung abgerundet worden sein können (Kugelgänge), oder aus deren feinen, tonigen Zermalmungsprodukten, die bei ihrer Verfestigung unter Druck verworren schieferig-schulpige Struktur angenommen haben (Gangtonschiefer, Ruscheln).

§ 15. **Verhältnis mehrerer Gänge zueinander.** Ein Mineralgang tritt selten für sich allein, vielmehr meistens mit anderen vergesellschaftet auf. Diese ziehen sich dann in größerer oder geringerer Parallelität oft weit nebeneinander her; eine solche zonenweise Gangvergesellschaftung wird als Gangzug bezeichnet. Vereinigen sich zwei dieser Gänge, so scharen

sie sich, legt sich der eine an einen anderen an, so wird er von diesem geschleppt, durchschneiden sie sich gegenseitig, so durchsetzen sie einander und bilden ein Gangkreuz.

Bei Verwerfungen eines Mineralganges auf einer Spalte, wobei die getrennten Gangenden gegeneinander verrückt werden, haben Emporschiebungen, Abrutschungen oder Horizontalbewegungen stattgefunden und ihre Spuren in Form von Rutschflächen (Spiegeln, Harnischen), Riefungen, Umbiegungen und Zerrüttungen der anstehenden Schichtenköpfe hinterlassen. Die verwerfende Spalte kann zugleich die Veranlassung zur Bildung eines jüngeren Mineralganges, des sogenannten Verwerfers geben. In diesem Falle erhält die Ausfüllungsmasse des letzteren gewöhnlich einen anderen mineralischen Charakter, als ihn der verworfene Gang besitzt. Das durch Fig. 166 wiedergegebene Beispiel ist dem Zinnerzdistrikte von Cornwall entnommen. Von den hier dargestellten Gängen sind die beiden mit 1 bezeichneten die ältesten, denn sie werden von allen übrigen durchsetzt und z. T. verworfen. Dem Alter nach folgt ihnen der Zinnerzgang 2, welcher die Gänge 1 durchsetzt, dahingegen im Verein mit diesen vom Zinnerzgang 3 verworfen wird. Noch jünger als 1, 2 und 3 sind die beiden Kupfererzgänge 4, denn sie verwerfen die sämtlichen übrigen.

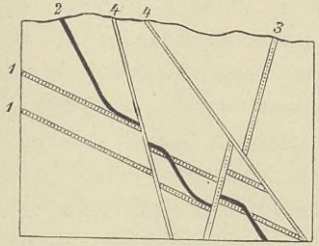


Fig. 166. Gangverwerfungen in der Peever-Grube in Cornwall.
1, 2, 3 verschiedenalterige, sich verwerfende Zinnerzgänge, *4* noch jüngere Kupfererzgänge.

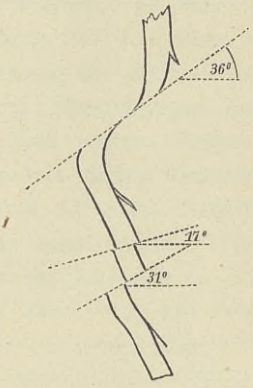


Fig. 167. Gangverschiebungen.
Samsoner Gang, St. Andreasberg. (*G. Köhler.*)

Zu der Gruppe der Verwerfungen gehören die in vielen Gangdistrikten nicht seltenen Verschiebungen, welche dadurch entstehen, daß bereits gefaltete oder aufgerichtete Gebirgsschichten nebst den in ihnen aufsetzenden fertigen Gängen durch fortdauernden seitlichen Druck zerrissen und auf den so erzeugten, sich oft in geringer Entfernung voneinander wiederholenden Kluftflächen jedesmal um etwas verschoben werden (Fig, 167). Hierbei sind nicht selten die Enden der Gangstücke im Sinne der Fortbewegung umgebogen und schweifartig ausgezogen worden.

Neben den eigentlichen Verwerfungen eines Ganges durch einen anderen oder durch eine Spalte kommen den Verwerfungen ähnliche Störungen in dem Verlaufe der Mineralgänge vor, die dadurch zu erklären sind, daß Gangspalten bei ihrem Entstehen auf steile, flache oder entgegengesetzt einfallende Ablösungsflächen oder Klüfte trafen, diesen als Flächen des geringsten Widerstandes eine Strecke weit folgten und dann in ihrer ursprünglichen Richtung weiter in die Höhe fortsetzten. Derartige Gangauslenkungen (Fig. 168) sind hiernach nicht die Folgen von Verrückungen der fertigen Mineralgänge auf später entstehenden Klüften, sondern von Ablenkungen aus ihrer Hauptrichtung bei dem Entstehen ihrer Spalten auf bereits vorhandenen Diskontinuitäten und sind namentlich aus den Gangdistrikten von Andreasberg, Przibram, Nagyag und Clausthal bekannt geworden.

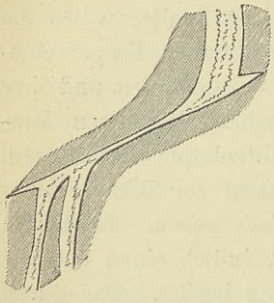


Fig. 168. Gangauslenkung. St. Andreasberg. (*H. Crd.*)

Fünfter Abschnitt.

Historische Geologie.

A. Einleitendes.

§ 1. **Die Aufgabe der historischen Geologie** ist die Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner; sie erblickt ihr Endziel darin, den Erdball von den ersten Stadien seiner Existenz durch die einzelnen Phasen seiner allmählichen Herausbildung bis zu seiner jetzigen Gestaltung zu verfolgen.

Die jeweilige Erscheinungsweise unseres Planeten ist das Gesamtresultat aller früheren geologischen Einzelvorgänge auf demselben, — deshalb nimmt die Mannigfaltigkeit in der Gliederung der Erdoberfläche zu, je öfter und länger sich die verschiedenartigen Einwirkungen auf diese letztere betätigen konnten, je älter also der Erdball wurde. Zugleich aber eröffnet die allmähliche Summierung der Resultate dieser Einzelvorgänge bis dahin schlummernden Naturkräften ein Feld für ihre Tätigkeit und bringt dadurch größere Mannigfaltigkeit in die umgestaltenden Ursachen.

Um sich dieses Entwicklungsgesetz an einem Beispiele zu vergegenwärtigen, stelle man sich ein weites flaches Meer vor. Ein Teil seines Grundes wird über den Meeresspiegel gehoben: es erfolgt eine Scheidung von Land und Wasser und ermöglicht die mechanische Tätigkeit des letzteren, indem zunächst die Brandung die Gestade benagt. Ein Strich des neu gewonnenen Festlandes wird zur Gebirgsmasse emporgestaut und die Erdoberfläche in Gebirge und Ebene gegliedert. Die bis dahin stagnierenden Wasser bahnen sich Wege nach der See: es entstehen Flußsysteme, — sie erhalten zugleich Gelegenheit zur Ausübung ihrer talbildenden und modellierenden Tätigkeit: zu dem früheren Landschaftsbilde gesellen sich Schluchten und Täler, abgerundete Bergrücken und steile Felsgrate. Auf ihrem Wege nach der Tiefe führen die fließenden Gewässer Gesteinsmaterial mit sich fort, schwemmen es nach den Mündungen der Ströme und bilden dort Deltas, und endlich bedeckt sich der nackte Felsgrund unter dem zerstörenden Einflusse der Atmosphärilien mit Block-

werk, Grus und Erde, — kurz durch Summierung einander bedingender Einzelvorgänge ward der einstmalige einförmige Meeresgrund zur abwechslungsreichen Landschaft.

Weit größer aber als in dem gewählten Beispiele ist die Mannigfaltigkeit der Vorgänge, deren Gesamtheit man als den Entwicklungsprozeß unseres Planeten bezeichnet. Die glühende Erde bedeckt sich mit einer Erstarrungskruste; auf dieser breiten sich Ergüsse des die noch dünne Rinde durchbrechenden, glutflüssigen Magmas aus; auf der sich abkühlenden Oberfläche dieser ersten Gesteinsschale kondensiert sich das Wasser, welches bis dahin in Dampfform die Atmosphäre angefüllt hatte, und beginnt seine chemische zersetzende und auflösende Tätigkeit auf den Felsgrund auszuüben. Durch Einbrüche, Verschiebungen und Faltungen entstehen auf der Oberfläche der sich kontrahierenden Erde zuerst Kontinente, dann auf diesen Gebirge, und erst jetzt ist das Wasser imstande, eine mechanische Einwirkung geltend zu machen; unter seinem Kreislaufe gliedert sich das Festland, während seine Niederschläge neue Gesteinsschichten bilden. Unterbrochen wird die Gleichförmigkeit dieser Vorgänge einerseits durch Niveauveränderungen und fortgesetzte Faltungen einzelner Teile der Erdkruste, anderseits durch vulkanische Eruptionen, welche nicht nur eine stete Umgestaltung der vertikalen Konturen des Festlandes, sondern auch eine Vermehrung des Gesteinsmateriales auf der Erdoberfläche im Gefolge haben. Inzwischen hat sich die Erde mehr und mehr abgekühlt und so niedere Temperaturgrade angenommen, daß sich organisches Leben auf ihr entwickeln und ausbreiten konnte, um allmählich den Rang eines der wichtigsten geologischen Faktoren einzunehmen. Nach andauerndem Verluste der Eigenwärme der Erde beginnen sich infolge ungleich intensiver Sonnenbestrahlung klimatische Verschiedenheiten bemerkbar zu machen, und jetzt erst ist die Möglichkeit gegeben, daß das Wasser auch in seinen festen Zustand übergehen, also Eis bilden, und dadurch ein neues geologisches Werkzeug liefern kann. In dem Entwicklungsprozesse der Erde gesellt sich demnach ein geologisches Agens nach dem anderen zu den bereits früher tätigen, — die ebenso zahlreichen wie verschiedenartigen Äußerungen derselben summieren sich, — die Mannigfaltigkeit der tellurischen Verhältnisse nimmt zu, je länger diese Summierung andauert, — in jeder jüngeren Periode herrscht eine größere und in der Jetztzeit die größte Mannigfaltigkeit in der Erdgestaltung.

Nun ist aber das organische Leben abhängig von der Beeinflussung von seiten der umgebenden anorganischen Welt, — es ist der Ausdruck der physischen Verhältnisse, in deren Sphäre es sich entwickelte. Die allmähliche Umgestaltung der tellurischen Erscheinungen spiegelt sich deshalb wieder in der Umprägung des Gesamthabitus der Floren und Faunen, welche unter ihrem Einflusse gediehen. Wie die Gestaltung der Erdober-

fläche selbst, so wurde auch der Gesamtcharakter der Erdbewohner durch Summierung dieser Einflüsse im Laufe der Zeitalter ein abwechslungsreicherer. Diese größere Mannigfaltigkeit, zu welcher das anfänglich einfache organische Leben in gleichem Schritte mit der Herausbildung des Erdballes heranreifte, äußerte sich am bedeutungsvollsten in der stufenweise ansteigenden Entwicklung des Gesamthabitus der Lebewelt, und gipfelte in dem Reichtume und der relativen Vollkommenheit der Jetztwelt.

§ 2. **Abstammungs-, Selektions- oder Transmutationstheorie.** Die Tatsache der allmählichen Umgestaltung und Vervollkommnung des irdischen organischen Lebens im Laufe der geologischen Zeiträume und in demselben Schritte, in welchem die Gliederung der Erdoberfläche an Mannigfaltigkeit zunahm, steht in einem gewissen Zusammenhange mit den Resultaten der gesamten morphologischen Wissenschaften und der Entwicklungsgeschichte der tierischen und pflanzlichen Einzelwesen. In der Gleichartigkeit des Bauplanes zahlreicher und mannigfaltiger Organismen, in der Übereinstimmung der ersten Embryonalzustände der Vertreter ganzer Stämme, in der Tatsache, daß sich in den Entwicklungsphasen des Individuums (der Ontogenie) die geologische Geschichte der Art oder des Stammes (die Phylogenie) mehr oder weniger vollständig rekapituliert, spricht sich die Blutsverwandtschaft aller Lebewesen aus, — sie hat ihren Ausdruck in dem allmählichen, stufenweisen Erscheinen aller Typen der erdbewohnenden Organismen gefunden, ein Zusammenhang, welchen zuerst Lamarck, später und auf reicheres Beobachtungsmaterial gestützt Darwin in seiner Transmutations- oder Deszendenz-Theorie begründete. Um aber die Tatsache der Deszendenz ursächlich zu erklären, stellte derselbe die Hypothese der natürlichen Züchtung im Kampfe ums Dasein auf.

Als Grundlagen dieser Hypothese sind drei Wahrnehmungen anzusehen; die erste ist die Veränderlichkeit, wonach die Eigenschaften der Eltern bei den Nachkommen in irgend einer nützlichen, gleichgültigen oder schädlichen Richtung um ein wenig variieren können, — die zweite die Vererblichkeit, wonach diese Variationen zum Teil auch auf folgende Generationen übergehen, — die dritte ist das Überleben der am vorteilhaftesten ausgestatteten Individuen in dem Kampfe ums Dasein, der sich einstellen muß, da mehr Nachkommen erzeugt werden, als möglicherweise fortleben können, weshalb alle Tiere und Pflanzen sowohl untereinander, wie mit den äußeren Existenzbedingungen um ihre Erhaltung ringen. Die größte Aussicht, diesen Kampf zu bestehen, die anderen Individuen zu überleben und sich fortzupflanzen, hat die am günstigsten variirte, mit besonders passenden Abweichungen vom elterlichen Typus versehene Nachkommenschaft. Hier trifft also die Natur eine Auslese unter verschieden vorteilhaften Abänderungen und begünstigt vorzugsweise die Fortpflanzung der mit nützlichen Abweichungen versehenen Individuen auf Kosten der anderen.

Aus gleichem Grunde summieren sich diese nützlichen Abänderungen bei späteren Nachkommen. Das Maß solcher mit wiederholter Fortpflanzung verbundener Abänderung ist unbegrenzt, nach Tausenden von Generationen kann deshalb eine anfänglich geringe Abweichung vom elterlichen Typus um ein vielfaches gehäuft erscheinen, und aus der anfänglichen, von der Urform kaum unterscheidbaren Varietät eine vollkommen verschiedenartige Form entstanden sein. Da nun aber einerseits die mit den hervorragendsten Abweichungen versehenen Individuen die größte Aussicht auf Fortbestand und Fortpflanzung haben, während die Mittelformen erliegen und erlöschen, — da anderseits Abänderungen in einer Gegend, Lage und Gesellschaft nützlich, in einer anderen hingegen schädlich sein können, so stellt sich eine Divergenz des Charakters ein, der zufolge aus einer Grundform Abänderungen in ganz verschiedener Richtung entstehen, fortdauern und sich mit der Zeit zu einander vollkommen unähnlichen Formen herausbilden können. Dieses Entwicklungs- und Fortbildungsgesetz erklärt die Gemeinsamkeit des Ursprunges morphologisch scharf geschiedener Formen, ja die Abstammung aller organischen Wesen, die auf Erden gelebt haben und noch leben, von einer Urform und führt, konsequent weiter verfolgt, zur Hypothese von der Generatio aequivoca, d. h. von der Möglichkeit der Entstehung organischer aus unorganischer Materie.

Überzeugende paläontologische Beweise für die Tatsächlichkeit einer einheitlichen Entwicklung der organischen Welt liefern die Kollektivtypen (fossile Mischformen, in denen sich jetzt auf verschiedene Gattungen verteilte Merkmale noch vereint finden), sowie die Embryonaltypen (Formen, die verglichen mit ihren lebenden Verwandten embryonale Merkmale aufweisen), ferner die lückenlosen Formenreihen von sich durch gewisse Schichtenkomplexe hindurchziehenden, stetig verändernden, fossilen Organismen, endlich die Parallele zwischen der Ontogenie (der Entwicklungsgeschichte der lebenden Tier- und Pflanzenindividuen) und der geologischen Aufeinanderfolge von diesen Entwicklungsstadien entsprechenden fossilen Formen sowie die Abhängigkeit der Verbreitung unserer jetzigen Floren und Faunen von derjenigen ihrer fossilen Vorläufer.

Die Geologie bestätigt im allgemeinen die Theorie von dem natürlichen Vervollkommnungsprozesse und der fortschreitenden Entwicklung der Erdbewohner und zeigt, daß im großen und ganzen ein stetiger Fortschritt des gesamten Organismus von einfachen und niederen zu komplizierteren und höheren Stufen des Lebens stattgefunden hat, wenn unsere Wissenschaft auch noch nicht imstande ist, alle die zahllosen Übergangsformen und Verbindungsglieder zwischen den Tier- und Pflanzengruppen, weder der aufeinander folgenden Perioden, noch ein und desselben Zeitalters nachzuweisen. Ersteres mag seinen Grund darin haben, daß auf den derzeitigen Festländern nur geringe Flächen der ursprünglich viel weiter

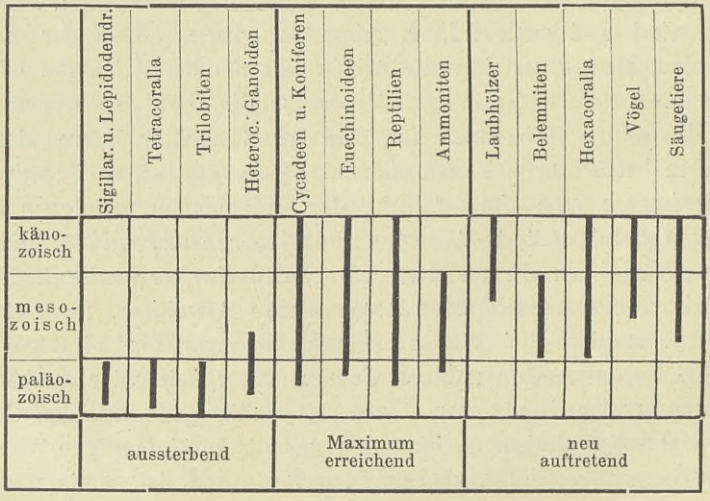
verbreiteten, später aber wieder unter den Spiegel des Ozeans versunkenen vorzeitlichen Meeresabsätze vorhanden sind, daß auch in diesen Fällen nur Organismen mit Hartgebilden, sowie nur diejenigen Landbewohner Spuren ihrer Existenz hinterlassen haben, welche zufällig vom Wasser ergriffen und vom Schlamm bedeckt worden sind, und daß endlich nur gewisse Sedimente die Überlieferung organischer Reste begünstigten, andere aber (z. B. grobe Sandsteine und Konglomerate) die Möglichkeit der Erhaltung fast vollständig ausschlossen. So ist uns denn nur ein kleiner Bruchteil der früheren Tier- und Pflanzenwelten überliefert worden, und von diesen Resten ist wiederum nur ein geringer Teil zu unserer Kenntnis gekommen. Die Urkunde, welche wir von der Entwicklung der Erdbewohner besitzen, ist deshalb lückenhaft und unvollständig, doch werden fortwährend Funde gemacht, welche diese Lücken mehr und mehr ausfüllen. Es scheint jedoch in dem langsamen Entwicklungsprozesse der Lebewelt auch Phasen gegeben zu haben, in denen einzelne Gruppen der Organismen besonders intensiven Umbildungen und Differenzierungen unterworfen waren, die in lebhafter Entwicklung rasch zu deren größerer Formenentfaltung führten (Anastrophen J. Walthers).

Die zahllosen Sprünge, die sich an jeder Stelle in der Aufeinanderfolge der organischen Wesen der Vorwelt von den ältesten Formationen herauf bis in die Neuzeit zeigen, haben dagegen einen Grund, den wir bereits auf S. 67 einer Betrachtung unterworfen haben. Er ist in den Niveauveränderungen zu suchen, von welchen die Schollen der Erdkruste und mit ihnen der jeweilige Meeresgrund fortwährend betroffen wurden. Eine große Anzahl geologischer Tatsachen, die am angeführten Orte besprochen sind, beweisen diese oft wiederholten Oszillationen. Nun wissen wir aber, daß die Meeresbewohner durch ihre Abhängigkeit von dem Erfülltsein gewisser Lebensbedingungen an ganz bestimmte Niveaus oder übereinander liegende Zonen des Meeres gebunden sind und auch früher gebunden waren. Jede der häufigen, zwar lokalen, aber dennoch weite Areale betreffenden Hebungen oder Senkungen veränderte das Niveau des Meeresgrundes, hob den ursprünglichen Tiefseeboden in die Höhe oder ließ den Grund seichter Meere oder selbst Festlande in beträchtliche Tiefen sinken. Diese sämtlichen Niveauveränderungen bedingten eine Umgestaltung der den Faunen gebotenen Lebensbedingungen und deshalb die Auswanderung jener, oder, wo dies unmöglich, ihr Aussterben, kurz einen steten, oft grellen Fazieswechsel. An ihre Stelle rückten aus benachbarten Arealen neue Bewohner, für welche der dislozierte Schauplatz die nötigen Lebensbedingungen bot. Infolge solcher Aus- und Einwanderungen nahmen Faunen aus voneinander unabhängigen Entwicklungsarealen Besitz von ihnen bis dahin ganz fremden Gebieten. Das Resultat solch stetiger Oszillationen war die kontinuierliche Wanderung der Meeresbewohner, deren abgestorbene Reste von den Schlammabsätzen

der See umschlossen und in den sich aufbauenden Schichtenreihen als Versteinerungen überliefert wurden. Wir dürfen deshalb in den meisten Fällen die Urahnen einer Tierform und die Verbindungsglieder zwischen beiden nicht, wie wir geneigt sein mögen, in vertikaler Richtung untereinander, sondern in oft weit voneinander getrennten Gegenden suchen. Ein vertikales Profil durch eine Schichtenreihe wird unter solchen Verhältnissen selbst in nur durch geringe Mächtigkeit getrennten Ablagerungen weit voneinander getrennte Stadien des Entwicklungsganges einer Tierform zutage fördern.

§ 3. **Geologische Perioden und Formationen.** Auf der Tatsache, daß in den jüngeren Gesteinsablagerungen die Zahl der Tier- und Pflanzentypen wächst, daß ferner der organische Gesamtcharakter der Vorzeit einer fortschreitenden Vervollkommnung und mit dieser einer Annäherung an den der Jetztwelt unterworfen ist, daß also eine fortwährende Umgestaltung der Faunen und Floren stattgefunden hat, auf diesen Tatsachen beruht die Einteilung der Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl **Perioden.** Bezeichnend für jede derselben ist das erste Auftreten gewisser höher organisierter Tier- und Pflanzentypen, zugleich aber das Dominieren anderer, bereits in der vorigen Periode auf der Bühne erschienener Geschlechter und Familien, welche erst jetzt das Maximum ihrer Entwicklung erlangen, und endlich das Erlöschen von Formen, welche für frühere Zeiten charakteristisch waren.

Beispielsweise mögen die Veränderungen der Tier- und Pflanzenwelt, welche zur Abtrennung des mesozoischen von dem känozoischen und von dem paläozoischen Zeitalter Veranlassung gegeben haben, an dieser Stelle graphisch dargestellt werden:



Aus diesem Schema geht hervor, daß am Ende des paläozoischen Zeitalters ausstarben die Lepidodendren und Sigillarien, welche früher eine üppige Entwicklung gehabt hatten, ebenso die Korallenabteilung der Tetracoralla (Zoantharia rugosa), sowie die Trilobiten und die große Mehrzahl der heterocerkalen Ganoidfische; — daß die Koniferen, Cycadeen, Euechinoideen, Ammoniten und Reptilien, früher verhältnismäßig selten und formenarm, jetzt das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen, und daß endlich die Laubhölzer, die Hexacoralla, die Belemniten, Vögel und von den Säugetieren die Marsupialia auf der Weltbühne neu erscheinen. Derartige Veränderungen des organischen Gesamthabitus der Erde, wie sie durch die gewählten Beispiele bewiesen werden, die sich aber noch durch zahlreiche andere ergänzen ließen, sind der Grund gewesen, den Zeitraum, an dessen Grenzen und in welchen diese Umgestaltungen fallen, als besonderen Abschnitt aufzufassen und von den übrigen abzutrennen. Ähnliches gilt von allen Perioden der Erdentwicklungsgeschichte.

Die Produkte der gesteinsbildenden Tätigkeit während jedes einzelnen dieser Zeitabschnitte, also die Schichtenkomplexe, welche während derselben zur Ablagerung gelangten, nennt man **Formationen.** Diese sind demnach die uns überlieferten Repräsentanten der dahingeschwundenen geologischen Perioden und umschließen in ihrer Gesteinsmasse, gewissermaßen als Inschriften und Denkmünzen aus den Zeiten, welchen sie ihre Entstehung verdanken, die Reste der damaligen Tier- und Pflanzenwelt. Diese versteinerungsführende Schichtenreihe ist oftmals von glutflüssigen Laven durchbrochen worden, die sich auf ihr deckenartig ausgebreitet haben, um von neuem von den Sedimenten des Meeres bedeckt zu werden. Wie nun der Historiker die Sitten, den Kulturzustand, die politischen und religiösen Verhältnisse, kurz die Geschichte der ältesten Völker aus den Ruinen ihrer Bauten, aus den Schriftzügen und Bildwerken an deren Mauern, aus den im Schutte begrabenen Gerätschaften, Waffen und Münzen entziffert, auf ähnlichem Wege sucht der Geologe die Spuren, welche verschwundene Zeitalter in der Erdkruste zurückgelassen haben, mit Bezug auf die Entwicklungsgeschichte der Erde zu deuten.

Ist auch das große Ziel, welches uns vorschwebt, noch nicht erreicht, — so steht doch so viel fest, daß die Reihenfolge der durch ihre einander ablösenden Faunen und Floren gekennzeichneten Formationen überall auf Erden dieselbe ist, also eine allgemeine Geltung besitzt. Für die einzelnen Formationen selbst weit voneinander entfernter Gegenden ergibt sich hieraus die Möglichkeit der Bestimmung ihres relativen Alters, also die Tunlichkeit ihrer Einreihung in bestimmte Horizonte der gesamten Schichtenreihe und somit der Fixierung ihrer geologischen Stellung zu anderen Formationen. Die Ermittlung ihres absoluten Alters hingegen, nämlich die Erzielung von Zeitmaßen für dieselben, bleibt ausgeschlossen.

§ 4. Horizontale Ausdehnung einer Formation und verschiedene Fazies gleichalteriger Ablagerungen. Die gesteinsbildenden Vorgänge beschränken sich nicht auf das Meer, sondern vollziehen sich gleichzeitig auch auf dem Festlande und innerhalb der auf diesem fließenden und stehenden Gewässer. Eine Formation kann deshalb nach diesen ihren verschiedenartigen Bildungsmedien zweierlei durchaus abweichenden petrographischen und paläontologischen Charakter aufweisen, indem sie als marine oder aber als terrestre Ablagerung auftritt. Jedoch auch innerhalb des Verbreitungsgebietes jeder dieser Ausbildungsweisen bleibt sich ihr Charakter nicht gleich. Terrestre Ablagerungen können in Sümpfen, Seen oder Flüssen, selbst auf trockenem Lande, z. B. durch die Wirkung der Winde und Gletscher vor sich gehen. Ebenso muß sich im Bereiche des Meeres infolge dessen ungleicher Tiefe und deshalb auch ungleicher physischer und faunistischer Verhältnisse der paläontologische Charakter der sich niederschlagenden Schichten zu einem lokal durchaus verschiedenartigen gestalten. Die Bewohner des Brackwassers sind verschieden von denen des offenen Meeres, die der heißen Zonen von denen polarer Regionen, die der Uferzonen von denen des tiefen Ozeanes, — gleichzeitige Sedimente ein und desselben Meeresbeckens werden deshalb in verschiedenen Gebieten ihrer Ausdehnung die in den Schlamm sinkenden Reste durchaus verschiedener Faunen umhüllen. Dasselbe war in der Vorzeit der Fall, so daß der paläontologische Charakter einer über große Areale ausgebreiteten Formation in horizontaler Richtung wesentliche Veränderungen erleidet, indem ein und derselbe Schichtenkomplex hier die Reste der Bewohner der hohen See oder des tiefen Ozeanes, dort die Bewohner des flachen Küstenmeeres, an einem dritten Punkte die Überbleibsel einer Fauna und Flora des Brackwassers und der Lagunen oder endlich diejenigen der Sümpfe und des Festlandes umschließt. Mit einem derartigen Wechsel des paläontologischen Habitus geht eine Veränderung des petrographischen Charakters der betreffenden Schichtenreihe Hand in Hand, da beide von ähnlichen Bedingungen abhängig sind. Solche Verschiedenheiten des paläontologischen und petrographischen Habitus einer Formation bezeichnet man als verschiedenartige Fazies derselben und zwar 1. als deren terrestre, 2. als deren marine Fazies, und unterscheidet innerhalb der ersteren wiederum eine limnische Fazies (Ablagerungen in Süßwasserbecken), eine paralische Fazies (Ablagerungen in flachen Küstenländern), eine äolische und eine fluviatile Fazies, — innerhalb der marinen wiederum eine litorale, eine Flachsee- und eine Tiefsee- (oder pelagische) Fazies (siehe S. 300).

Sehr großartig machen sich derartige verschiedene Faziesbildungen z. B. in der Karbonformation sowohl Europas wie Nordamerikas geltend und zwar als marine Kohlenkalkfazies, als litorale Kulmfazies und in terrestrer

Fazies als produktive Steinkohlenformation (siehe Karbonformation). Kaum irgend eine Formation aber ist in einer so großen Zahl von durchaus untereinander abweichenden Faziesgebilden zur Ablagerung gelangt, wie die Trias und das Tertiär (s. diese). Beide illustrieren auf das einleuchtendste, wie klimatische Unterschiede, Meeresströmungen, mehr oder weniger beträchtliche Tiefe und felsige, sandige oder schlammige Beschaffenheit des Meeresgrundes, sowie Oszillationen desselben eine zum Teil vollkommene Verschiedenartigkeit benachbarter Faunen und Sedimente, also die Ausbildung verschiedenartiger Lokalfazies der Formationen bedingen.

§ 5. **Grenzen der Formationen von oben nach unten.** Unter einer Formation versteht man den Inbegriff einer Anzahl von Schichten, welche sich dadurch als ein zusammengehöriges Ganzes darstellen, daß ihr paläontologischer Charakter (d. h. der Gesamtcharakter der in ihnen eingeschlossenen organischen Reste) durch die ganze Mächtigkeit des betreffenden Schichtenkomplexes hindurch im wesentlichen derselbe bleibt. Die Formationen sind also die Einzelglieder der mächtigen Schichtenreihe, aus welcher die äußere Erdkruste besteht, — Komplexe, welche ihre Begrenzung nach oben und unten durch die Entwicklung neu erscheinender und das Aussterben bislang vorhandener organischer Formen erhalten. Der Vorgang dieser Umgestaltung des organischen Gesamtcharakters war ein allmählicher und ununterbrochen vor sich gehender, kein plötzlicher, durch alles umgestaltende Revolutionen hervorgerufener, — die Grenzen, welche wir nach der Verschiedenheit ihrer organischen Reste zwischen den Formationen ziehen, sind deshalb bis zu einem gewissen Grade willkürlich. Wären die sämtlichen Formationen von der ältesten bis zur jüngsten an irgend einem Punkte in lückenloser Vollständigkeit und in ein und derselben Fazies zur Ablagerung gelangt, so würde der Versuch einer Gliederung dieser mächtigen Schichtenfolge in einzelne Formationen ein vergeblicher sein, es würde vielmehr der Wechsel des paläontologischen Charakters von den älteren nach den jüngeren Formationen durch allmähliche Übergänge fast unmerklich gemacht werden. Nun bestehen aber tatsächlich die Schichtenreihen, aus welchen die oberflächlichen Teile der Erdkruste zusammengesetzt sind, infolge oft wiederholter Hebungen und Senkungen ihres Ablagerungsgebietes aus einem steten Wechsel von Sedimenten der verschiedenartigsten Fazies. Auf diesem Umstande basieren die meisten der angenommenen Formationsgrenzen. Die anscheinend scharfen Grenzen, die Sprünge zwischen den einzelnen Formationen, die scheinbaren Lücken in der Kontinuität beruhen auf dieser sich oft wiederholenden Wechsellagerung ungleichwertiger, verschieden gearteter Komplexe, d. h. auf dem Faziswechsel (vgl. S. 353).

§ 6. **Anhaltspunkte für die Bestimmung des geologischen Alters von Schichtenkomplexen.** Aus dem Inhalte der letzten Seiten

geht hervor, daß zweierlei Hilfsmittel zu Gebote stehen, um das geologische Alter eines Schichtenkomplexes, also dessen Zugehörigkeit zu einer der Formationen, in welche wir die gesamte sedimentäre Schichtenreihe gliedern, zu entscheiden: seine Versteinerungsführung (der paläontologische Habitus) und seine Lagerungsbeziehungen. Weil nun letztere nur dort zur Geltung gelangen können, wo mehrere Formationen in vergesellschafteter Lagerung auftreten, werden in den meisten Fällen die organischen Reste, welche der fragliche Schichtenkomplex umschließt, den Ausschlag geben müssen. Da jedoch die Veränderungen des Gesamtcharakters der vorweltlichen Faunen und Floren weder ruckweise stattfanden, noch sich in einer vollständigen Verdrängung des bisher Bestandenen durch neue Erscheinungen kund gaben, vielmehr nur einzelne Tier- oder Pflanzenformen neu auftraten oder sich für aussterbende Typen einstellten, so sind auch nicht alle fossilen Reste einer Formation charakteristisch für dieselbe. Diejenigen aber, deren Existenz auf einzelne Perioden beschränkt war, welche also bestimmten Schichtenkomplexen ganz ausschließlich angehören und somit für diese letzteren bezeichnend sind, nennt man Leitfossilien. So sind z. B. die Nummuliten Leitfossilien der Tertiärformation, die Hippuriten der Kreideformation, die Belemniten der Jura- und Kreideformation, die Sigillarien und Lepidodendren der Steinkohlenformation, die Graptolithen der Silurformation.

Früher glaubte man in dem petrographischen Charakter der Formationen bezeichnende Merkmale zur Identifizierung derselben zu besitzen. Für lokale Untersuchungen gibt zwar die Ähnlichkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher, aber getrennt auftretender Formationen einen wesentlichen Anhaltspunkt ab, — im allgemeinen jedoch und bei der Altersbestimmung räumlich entfernter Ablagerungen besitzt der petrographische Habitus einer Schichtenreihe an und für sich keinen Wert als maßgebendes Hilfsmittel. Einerseits wiederholen sich nämlich genau dieselben Sandsteine und Kalksteine, zum Teil auch Mergel, Schiefertone und Konglomerate in fast jeder Formation von der ältesten bis zur jüngsten, besitzen also nichts charakteristisches für ein bestimmtes geologisches Niveau, — anderseits bleibt der petrographische Habitus einer weit ausgedehnten Ablagerung selbst in horizontaler Richtung nicht konstant, hat vielmehr an verschiedenen Punkten ihrer Verbreitung eine durchaus verschiedenartige Ausbildung erlangt. So mag eine Schichtenreihe von Konglomeraten in ihrer Streich- oder Fallrichtung in Sandstein, dieser in Schieferton und Mergel, und dieser endlich in Kalkstein übergehen. Noch entschiedener tritt die Verschiedenartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit gleicher Formationen hervor, wenn deren Ablagerung in getrennten Bildungsräumen oder unter abweichenden Verhältnissen vor sich ging, wofür die petrographische Unähnlichkeit der Gesteine, welche die obere Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungs-

gebieten zusammensetzen, ein treffliches Beispiel liefert. Auf Rügen, bei Calais und Dover ist weiße Schreibkreide mit Feuersteinknollen, in der sächsischen Schweiz Quadersandstein, in Hannover und Braunschweig Mergelkalk und plastischer Ton, in Frankreich, Belgien und Westfalen Glaukonitmergel das vorwaltende Material der dort vertretenen oberen Kreideformation, eine größere Schwankung in dem petrographischen Charakter also kaum denkbar. Dennoch geben sich alle diese verschiedenartigen Ablagerungen durch die gemeinsame Führung einzelner identischer und zahlreicher nahe verwandter Tier- und Pflanzenformen als gleiche Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Erde, also als gleiche Formation zu erkennen.

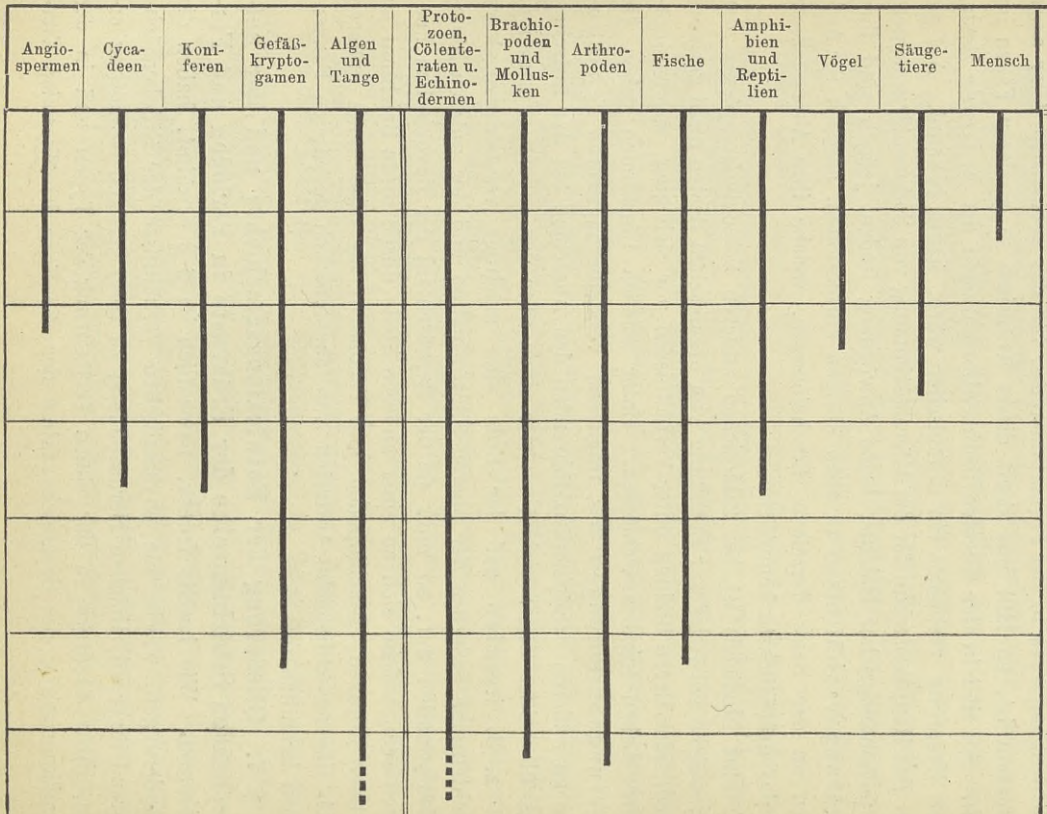
So entscheidend der paläontologische Habitus für die Stellung eines Schichtenkomplexes in der Formationsreihe, für das geologische Alter einer Formation ist, so läßt uns doch dieses Kriterium in gewissen Fällen im Stich. So sind in den ältesten Sedimentformationen der Erdkruste Reste, deren Ursprung zweifellos ein organischer wäre, kaum bekannt. Auf sie kann das Hauptkriterium für die Altersbestimmung von Sedimentärgesteinen, ihr paläontologischer Habitus, keine Anwendung finden, jedoch sind ihre Lagerungsverhältnisse zu allen übrigen Formationen, nämlich ihr Auftreten an der Basis derselben, Erscheinungen, welche ihre Altersstellung auf das untrüglichste kennzeichnen.

Ganz ähnliches ist bei zahlreichen anderen Schichtenkomplexen der Fall, welche entweder zur Erhaltung von organischen Resten nicht geeignet waren, oder deren Bildung unter Verhältnissen vor sich ging, welche organisches Leben lokal ausschlossen. Unter solchen Umständen geben die Lagerungsbeziehungen der fraglichen versteinerungsleeren Schichtenreihe zu anderen versteinerungsführenden den Ausschlag bei der Entscheidung über ihre Zugehörigkeit zu der einen oder der anderen Formation. Tritt z. B. irgendwo auf der Erde eine mächtige versteinerungsleere Schichtenreihe zwischen der oberen Silurformation und der unteren Steinkohlenformation auf, so muß sie der Repräsentant der devonischen Formation sein, welche sich an einer anderen Stelle durch ihren Reichtum an gewissen Korallen, Brachiopoden und Trilobiten, an einer noch anderen durch das ausschließliche Auftreten von abenteuerlich gestalteten Panzerfischen kenntlich macht.

§ 7. **Gliederung der Entwicklungsgeschichte und der entsprechenden Schichtenreihe der Erdkruste in Perioden und Formationen.** Wie bereits früher, namentlich im § 2 erwähnt, haben die Veränderungen, welche die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche während ihrer allmählichen Herausbildung zu ihrer jetzigen Gestaltung erlitten, ihren Ausdruck in der steten Vermehrung der Typen und in der Vervollkommnung des Gesamtcharakters der die Erde bevölkernden Tier-

Graphische Darstellung

der allmählichen Entwicklung des organischen Lebens auf der Erde.



Periode	Formation
des Dominierens der Angiospermen, der Warmblüter, vorzüglich des Menschen.	Alluvium.
des ersten Menschen; des Dominierens d. Angiospermen und d. Säugetiere.	Diluvium. Tertiär.
des Maximums der Koniferen, Cycadeen und Reptilien; der ersten Laubhölzer, Knochenfische, Vögel und Säugetiere.	Kreide. Jura. Trias.
des Maximums der Entwicklung der Gefäßkryptogamen; der ersten Vierfüßler.	Perm. Karbonische Formation.
des Dominierens der wirbellosen Tiere; ziemlich zahlreicher Knorpelfische und Gefäßkryptogamen.	Devonische Formation.
der wirbellosen Tiere, der ersten Landpflanzen und Knorpelfische.	Silurische Formation.
der Seetange und wirbellosen Tiere.	Kambrische Formation.
der Vorläufer der paläoz. Flora und Fauna.	Proterozoikum.
ohne Reste organischen Lebens.	Archäikum (Urgneisformation).

und Pflanzengestalten gefunden. Nach den wesentlichsten Veränderungen des letzteren zerfällt die Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner in eine Anzahl Perioden, welchen ebensoviele Formationen entsprechen. Dieser Entwicklungsprozeß des organischen Lebens ist in der Tabelle auf S. 360 graphisch dargestellt, in welcher die vertikalen Linien die wichtigsten Tier- und Pflanzentypen und die horizontalen Felder die Zeitabschnitte repräsentieren, in welche die Geschichte der Erde infolge des stufenweisen Erscheinens der ersteren gegliedert wird.

Mit dem allmählichen Erscheinen höher organisierter Formen auf dem Erdballe geht eine Annäherung des vorweltlichen Gesamtcharakters an den der Jetztwelt Hand in Hand. Die ältesten aller Meere dürften organischen Lebens noch gänzlich entbehrt haben. Selbst aus dem Ozeane des nächsten Zeitalters, welchem das Material der proterozoischen Formationen entstammt, sind uns sichere Spuren organischer Wesen kaum erhalten. Außerordentlich fremdartig aber und einem Landschaftsbilde unserer Tage wenig vergleichbar war der irdische Schauplatz während der kambrischen, silurischen, devonischen, karbonischen und permischen Formation. Trilobiten, formenreiche Nautileen und Brachiopoden, Graptolithen, Cystideen, Blastoideen, gepanzerte und heterocerkale Knorpelfische bevölkerten die Ozeane, während die Kontinente anfänglich nackt und tot waren; erst später bedeckten riesenhafte Schachtelhalme, Farne, Sigillarien und Lepidodendren in ausgedehnten Dschungeln und in üppigem Wachstum das Festland. Die Entwicklung der Reptilien, das Überhandnehmen der Zweischaler und Gastropoden, sowie der Cycadeen und Koniferen, das Zurücktreten der Gefäßkryptogamen, das Erscheinen der ersten Laubhölzer, Säugetiere und Vögel, sie bereiten schon auf die dem Auftreten des Menschen vorausgehende Entwicklungsstufe des organischen Reiches, auf das Zeitalter der Palmen, Dikotyledonen, Knochenfische und Säugetiere vor. Nach dieser ihrer größeren oder geringeren Ähnlichkeit ihres paläontologischen Charakters mit dem der Jetztwelt vereinigt man die einzelnen Perioden zu fünf »Zeitaltern« oder »Aeren« und die während dieser Zeitabschnitte abgelagerten Formationen zu folgenden fünf »Gruppen«:

V. **Die känozoische Formationsgruppe,** bestehend aus Quartär- und Tertiärformation;

IV. **Die mesozoische Formationsgruppe,** bestehend aus Kreide-, Jura- und Triasformation;

III. **Die paläozoische Formationsgruppe,** bestehend aus Perm-, Karbon-, Devon-, Silur-, kambrischer und präkambrischer Formation;

II. **Die proterozoische Formationsgruppe,** bestehend aus den algonkischen Komplexen;

I. **Die azoische oder archäische Formationsgruppe,** bestehend aus der Urgneisformation.

Auf der anderen Seite hat man die einzelnen Formationen nach geringfügigeren Schwankungen, welche sich in dem organischen Charakter der sie aufbauenden Schichtenkomplexe kundgeben, in »Abteilungen«, diese in »Stufen«, und diese wiederum in »Zonen« und »Schichten« gegliedert, für deren jede gewisse Pflanzen- und Tierformen charakteristisch sind, also als Leitfossilien dienen können.

Eine Übersicht über diese Gliederung und Versteinerungsführung erhält man durch nachstehende tabellarische Zusammenstellung.

Tabellarische Übersicht

der Perioden in der Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Bewohner, sowie der während jener zur Ablagerung gekommenen Formationen, von der jüngsten zur ältesten.

Fünftes Zeitalter: die Neuzeit der Erde.

Die **känozoischen** Perioden und Formationen.

Periode des Mammut und des Urmenschen.	Die Quartärformation.	Alluvium, rezente Süß- u. Salzwasserbildungen, Torfmoore, Korallenbauten, moderne vulkanische Produkte (jungquartäre Gebilde). Diluvium, Löß, Höhlenlehm. Erratische Blöcke, Moränen, Geröll- und Sandablagerungen der Eiszeit (altquartäre Gebilde).	Jetzige Fauna und Flora. Mammut, Rhinozeros, Höhlenbär, Renntier, Auerochs, Moschusochs, Pferd, Riesenhirsch usw. Die ersten sicheren Spuren des Menschen in Europa.
Periode der Mastodonten.	Das Jungtertiär, Neogen.	Pliozän (Belvedere-Schotter, Congerien-Tegel, Dinotherien-Sand. Crag). Miozän, Cerithienkalk, Leithakalk, obere Meeresmolasse, Braunkohlen der Mark, der Wetterau.	Mastodon, Dinotherium, Hipparion, Hirsche, Affen. In Zentraleuropa: Palmen, Bambus, Lorbeer, Feige, Pappel, Ulme, Birke, Magnolien, Myrten, Kampferbäume, Sequoia, Taxodium.
Periode der Paläotherien und Nummuliten.	Das Alttertiär, Paläogen.	Oligozän, Gipse des Montmartre, Septarientone, norddeutsche Braunkohlenbildung z. T., — untere Meeresmolasse, bernsteinführende Schichten des Samlandes. Eozän, Pariser Grobkalk, Londonton, Nummuliten- und Flyschformation.	Paläotherium, Anoplotherium, Xiphodon, Dinoceraten, Nummuliten. In Zentraleuropa: eine echt tropische Flora.

Viertes Zeitalter: das Mittelalter der Erde.

Die **mesozoischen** Perioden und Formationen.

Periode der Hippuriten und der Nebenformen der Ammoniten, sowie der ersten Laubhölzer.	Die Kreideformation.	Danien, Faxe- u. Saltholmskalk. Senon, Schreibkreide, Kreidetuff, oberster Quadersandstein, ob. Grünsand. Emscher Mergel u. Sandstein. Turon, Strehlener Pläner, mittl. Quader, Gosaumergel, roter Pläner. Hippuritenkalk. Cenoman, unterer Quader, Essener Grünsand (Tourtia), chloritische Kreide, Varians-Schichten. Gault. Albien mit Bel. minimus u. Bel. Strombecki. Aptien mit Bel. Ewaldi. Neokom (Barrémien, Hauterivien und Valanginien). Gleichzeitig mit d. unteren Neokom eine Sumpf- und Deltabildung, die Wealdenformation.	Viele Schwämme, Foraminiferen, Bryozoën, Spatangen, Hippuriten, z. B. Caprotina, und Hippurites; Inoceramen, Austern (Gryphaea, Exogyra, Ostrea), Ammonites u. seine Nebenformen, z. B. Hamites, Scaphites, Turrilites, Baculites, ferner Belemnites, Belemnitella und Actinocamax. Dinosaurier: Iguanodon; Mosasaurus. Die ersten Laubhölzer, neben diesen tropische Nadelhölzer, Cycadeen und Kryptogamen. Am Schlusse dieser Periode sterben Hippuriten, Ammoniten und Belemniten vollständig aus.
Periode der Hauptentwicklung der Ammoniten, Belemniten und Reptilien.	Die Juraformation.	Malm, weißer oder oberer Jura, Purbeck, Solnhofer Plattenkalk, Korallen- und Scyphienkalke, Pteroceras-Schichten, sämtlich meist helle Kalke und Mergel, sowie Dolomite u. Oolithe. Dogger, brauner oder mittlerer Jura, Eisenoolithe, Sandsteine, dunkle Tone. Lias oder schwarzer Jura, dunkle bituminöse Schiefer und Sandsteine, sowie Kalksteine u. oolithische Eisenerze.	Sehr viele riffbauende Korallen u. Spongien, Pentacriniten, Ostrea, Gryphaea, Exogyra, Trigonia, Pteroceras, Nerinea, Belemniten, Ammoniten, Aptychen, Schildkröten, Krokodile, Meeressaurier (Ichthyosaurus, Plesiosaurus), Flugsaurier (Pterodactylus), Dinosaurier, erste Knochenfische, erste Vögel (Archaeopteryx), Beuteltiere. Die Flora besteht aus Kryptogamen, Koniferen und Cycadeen.
Periode der Labyrinthodonten, zahlreichen echten Ammoniten und der ersten Säugetiere (Beuteltiere).	Die Triasformation.	Rät (Kößener Schichten, Schichten der Avicula contorta). Keuper, bunte Mergel, Lettenkohle, Dolomite u. Gips. In den Alpen Raibler-, Partnach-Schichten; Hallstätter Kalk, Dachsteinkalk, Schlerndolomit. Muschelkalk, Kalksteine, Dolomite, Gips, Steinsalz. In den Alpen Cassianer-, Wengener- u. Buchensteiner Schichten und Recoarokalke. Buntsandstein, Röt, Sandsteine. In den Alpen Werfener Schichten.	Die ältesten Säugetiere (Beuteltiere), die ersten echten Ammoniten (Ceratites, Arcestes, Pinacoceras, Trachyceras), Cidaris, Encrinus liliiformis, die ersten langschwänzigen Krebse (Pemphyx), Meeressaurier (Nothosaurus). Labyrinthodonten (Mastodonsaurus, Trematosaurus). Riesige Schachtelhalme (Equisetum), Cycadeen und Nadelhölzer.

Drittes Zeitalter: das Altertum der Erde.

Die **paläozoischen** Perioden und Formationen.

Periode der heterocerkalen Schmelzschupper und Ur-Vierfüßler.	Die permische Formation oder die Dyas.	Zechsteinformation, Kupferschiefer, Zechstein, Dolomit, Gips, Steinsalz, Mergel. Rotliegendes, Konglomerate, Sandstein, Letten.	Verkieselte Farnstrünke und Koniferen; Cycadeen, Stegocephalen (Branchiosaurus, Archegosaurus), erste Reptilien (Palaeohatteria, Proterosaurus), heterocerkale Ganoidfische, z. B. Palaeoniscus, viel Productus, Spirifer, Schizodus und erste echte Ammoneen.
Periode der Kryptogamen und der ersten Urvierfüßler.	Die karbonische Formation oder das Steinkohlengebirge.	Produktive Steinkohlenformation, Sandstein, Schieferton, Kohlenflöze oder oberer Kohlenkalk. Subkarbonische Formation, Kalke, Grauwacken, Ton- und Kieselschiefer (unterer Kohlenkalk, Kulm).	Die Trilobiten erlöschen; Fusulina; Maximum der Crinoideen (Blastoideen und echten Crinoideen). Viel Brachiopoden, namentlich Spirifer u. Productus; Spinnen und Insekten; erste Stegocephalen. Großartige Entwicklung von Sigillaria, Lepidodendron, Calamiten und Farnen.
Periode der Panzerfische.	Die devonische Formation.	Oberdevon, Clymenienkalk, Goniatitenkalk, Cypridinenschiefer. Mitteldevon, Stringocephalenkalk, Calceolakalk. Unterdevon, Spiriferensandstein, Herzyn. Lokal vertreten durch den Old Red Sandstone.	Lokal Landpflanzen; viel Tetracoralla (Calceola) und Tabulata, Brachiopoden (Spirifer, Stringocephalus), — Goniatiten u. Clymenien. — Starker Rückgang der Trilobiten. Panzerfische (Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis).
Periode der Trilobiten, Nautileen, Cystideen und Graptolithen.	Die silurische Formation.	Obersilur, Untersilur, Grauwacken, Tonschiefer, Quarzite und Kalke, sowie Graptolithenschiefer und Alaunschiefer.	Vegetation: Tange, vereinzelte Landpflanzen, Tiere fast ausschließlich wirbellos: Tabulata (Halysites, Favosites); Graptolithen; Cystideen; von Brachiopoden Orthis, Pentamerus; von Nautileen Orthoceras, Cyrtoceras, Gomphoceras, Lituites; von Trilobiten Asaphus, Illaenus, Trinucleus, Calymene. Die ersten Knorpelfische.
Periode der Trilobiten und Linguliden.	Die kambrische Formation.	Ober-, Mittel- und Unterkambrium. Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken. An der Basis Konglomerate.	Tange; Trilobiten: Olenus, Dikelocephalus, Agnostus, Paradoxides, Olenellus; Linguliden, Oboliden.

Zweites Zeitalter: die Frühzeit der Erde.

Die **proterozoischen** Perioden und Formationen.

Periode der ältesten Spuren organischen Lebens.	Die proterozoische (algonkische) Formation.	Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, Sparagmite, Kalksteine, Erzlager, kristalline und phyllitische Schiefer usw.	Zweifelhafte Reste von Discina, Lingula, Hyolithen und Trilobiten. Wurmspuren.

Erstes Zeitalter: die Urzeit der Erde.

Die **azoischen** oder **archäischen** Perioden und Formationen.

Periode des mangelnden organischen Lebens.	Die archäische oder Urgneisformation.	Gneis, Hornblendegneis, Granulit, Quarzit, kristall. Kalk und Eisenerze.	Ohne organische Reste.

Aus obigem ergibt sich folgende

Gliederung der sedimentären Schichtenreihe.

Känozoische Formationsgruppe.

Quartärformation.
- Alluvium,
- Diluvium.

Tertiärformation.
- Pliozän,
- Miozän,
- Oligozän,
- Eozän.

Mesozoische Formationsgruppe.

Kreideformation.
- Danien,
- Senon,
- Turon,
- Cenoman,
- Gault,
- Neokom, nebst Wealden.

Juraformation.
- Malm (oberer oder weißer Jura),
- Dogger (mittlerer oder brauner Jura),
- Lias (unterer oder schwarzer Jura).

Triasformation.
Keuper,
Muschelkalk,
Buntsandstein.

Paläozoische Formationsgruppe.

Permische Formation oder Dyas.
Zechstein,
Rotliegendes.

Karbonische oder Steinkohlenformation.
Produktive Steinkohlenformation,
Kulm und Kohlenkalk.

Devonische Formation (Old Red Sandstone).

Silurische Formation.

Kambrische Formation.

Proterozoische Formationsgruppe.

Algonkische Formation.

Archäische (Azoische) Formationsgruppe.

Urgneisformation.

B. Formationslehre.

I. Das Archäikum (Das Azoikum).

Der Begriff eines Meeres, aus welchem sich die ersten Sedimente niederschlugen, setzt einen festen Boden voraus, auf welchem es sich ausbreiten konnte, Niederschläge erfordern ein Fundament, Sedimente, mögen sie aus chemischer Solution oder mechanischer Suspension resultieren, müssen ihr Material präexistierenden Gesteinen verdanken. Aus allen diesen Betrachtungen folgt, daß die ganze Reihe der sedimentären Formationen von einer noch älteren, nicht sedimentären Gebirgsformation, der Grund- oder Fundamentalformation, getragen werden muß, und diese kann nicht anders gedacht werden, denn als ursprüngliche Erstarrungskruste des einst glutflüssigen Erdballes nebst deren Panzerdecke (S. 48). Letztere stammt aus jener langdauernden Urzeit, in der sich die Wasser auf der noch dünnen und heißen Erstarrungsrinde noch nicht niedergeschlagen hatten, und baut sich aus unzähligen Massenergüssen von Magma auf, welche sich damals durch die erste Rindenschicht Bahn brachen (Phase 5, S. 6) und unter dem Druck der noch von Wasserdämpfen und Gasen belasteten Atmosphäre zu vollkristallinen Gesteinen erstarrten.

Als Zugehörige dieser primitiven Kruste müssen die untersten schwachflaserigen, einförmigen Gneiskomplexe und die ihnen eingeschalteten Lager von plutonischen Massengesteinen an der Basis der archäischen Formation angesprochen werden.

Nach Kondensation des ersten Wassers zu einem Urmeere, welches die Fundamentalformation benagte, erfolgte in diesem der Niederschlag von mechanischen und chemischen Sedimenten, die jedoch von erneuten Eruptionen glutigen Magmas durchbrochen, durchsetzt und überlagert wurden.

Die aus solchen Vorgängen resultierende **archäische oder Urgneisformation** besteht aus einer unabschätzbar mächtigen Folge von kristallinen Gesteinen und zwar bei weitem vorwaltend von Gneisen nebst ihnen untergeordneten Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern, Quarziten, kristallinischen Kalksteinen und Erzlagern. Tierische oder pflanzliche Reste sind in diesen Komplexen nicht anzutreffen. In den Kalksteinen der Urgneisformation glaubte man früher Reste sehr niedrig organisierter Tiere (Eozoon) erkannt zu haben, — eine Ansicht, welche jetzt widerlegt ist, — und schlug deshalb vor, die bis dahin als »azoisch« bezeichnete Gesteinsreihe, weil in ihre Bildungszeit die Morgenröte organischen Lebens gefallen sei, »eozoisch« zu nennen. Vor beiden Bezeichnungen verdient jedoch diejenige als »archäisch« den Vorzug, weil sie die Frage, ob zur Zeit der Ablagerung jener Formation organisches Leben überhaupt bereits existiert habe, gänzlich unberührt läßt.

Die archäische Gneisformation wird von den wenigstens ursprünglich vorwiegend klastischen Schichtenkomplexen des Proterozoikums meist diskordant überlagert, wodurch bewiesen wird, daß sie lange Zeit vor letzterem zur Ausbildung gelangt ist. Ihre Verbreitung erstreckt sich bei sich überall ziemlich gleichbleibender mineralischer Beschaffenheit und unter wesentlich denselben Strukturverhältnissen über das ganze Erdenrund, wo sie freilich jetzt zum großen Teile durch überlagernde jüngere Formationen verborgen ist.

Petrographischer Charakter. Die archäische oder Urgneisformation, die älteste, unseren Beobachtungen zugängige Gesteinsgruppe, baut sich wesentlich aus Erstarrungsgesteinen und erst in zweiter Linie aus metamorphischen Sedimenten auf. Sie besteht deshalb vorzüglich aus Komplexen von Gneisen, welche durch Abänderungen in ihrer Struktur auf der einen Seite in die entsprechenden Schiefer, auf der anderen Seite in granitisch-körnige Gesteine übergehen, mit solchen wechsellagern, oder von ihnen durchsetzt werden. Untergeordnet, aber durch ihre gleichmäßige Wechsellagerung mit den Gneisen zur Deutlichkeit der tektonischen Verhältnisse dieser Formation viel beitragend, treten außerdem zwischen den herrschenden Gneisgesteinen die mannigfaltigsten Amphibolite, ferner kristallinischer Kalkstein, Dolomit, Quarzit, Serpentin, Magneteisenstein und Graphit

in Lagern und Linsen von größerer oder geringerer Mächtigkeit auf, an deren Konturen sich die Gneise anschmiegen.

Die zahlreichen Varietäten des Gneises lassen sich petrographisch in zwei Hauptgruppen, die Glimmer- und Hornblendegneise, zusammenfassen, je nachdem außer Feldspat und Quarz entweder Glimmer oder Hornblende als dritter wesentlicher Gemengteil vorhanden ist. Das gewöhnlichste, in allen Verbreitungsgebieten vorwaltende dieser Gebirgsglieder ist der Glimmergneis in allen seinen durch Abänderung des Gefüges bedingten, in dem petrographischen Teile dieses Lehrbuches Seite 256—258 bereits beschriebenen Modifikationen. Man hat deshalb besonders flaserige, schieferige, lagenförmige, körnelige, schuppige, dichte Gneise, sowie Augengneise zu unterscheiden. Je nachdem vorwiegend Magnesiaglimmer oder ausschließlich Kaliglimmer an der Zusammensetzung dieser Gneise teilnehmen, trennt man letztere in Biotitgneise und Muskovitgneise. Die Zahl dieser Varietäten wird noch dadurch vermehrt, daß, ähnlich wie Hornblende, auch Augit, Chlorit, Talk und Graphit für den Glimmer eintreten, gewissermaßen vikarieren können. Infolge davon erscheinen neben dem Hornblendegneis, freilich meist nur untergeordnet, Augit-, Chlorit-, Talk- und Graphit- oder Graphitoidgneis in zonenartiger Wechsellagerung mit dem Glimmergneis. Auch Cordierit kann sich als wesentlicher Gemengteil zu Quarz, Feldspat und zurücktretendem Glimmer gesellen und dann mit diesen Cordieritgneis bilden. Bei reichlicher Führung von Granat entstehen Granatgneise.

In gewissen fein- und gleichkörnigen Gneisen stellt sich Magnetit in Körnern und bis bohnengroßen Aggregaten als charakteristischer Bestandteil ein und erzeugt so den Magnetitgneis, den Jerngneis Schwedens. Ebendort herrschen oft weithin biotitreiche, dünnbankige gebänderte Gneise, die oft eng und fein gefältelt und dann von Trümern von Quarz und Pegmatit durchquert sind (Adergneise).

Durch Zunahme des Glimmers nimmt der Gneis immer schieferigere Struktur an und geht bank- oder zonenweise durch gleichzeitiges Zurücktreten des Feldspates und Quarzes in Gneisglimmerschiefer und in Glimmerschiefer über. Auf der anderen Seite kann der Gneis seine Parallelstruktur fast vollständig verlieren, indem die Glimmerblättchen in den Hintergrund treten und eine ziemlich regellose Lage annehmen. Infolge dieser Veränderung des Gefüges geht der normale Gneis in grobflaserigen Granitgneis über, welcher dann in mächtigen Parallel- oder Lentikulärmassen zwischen den normalen Gneis eingelagert und durch Übergänge mit ihm eng verknüpft ist. Die nämlichen Erscheinungen sehen wir sich bei den Hornblendegneisen wiederholen. Außer diesen nur schwach flaserigen Gneisen können der Gneisformation auch typische fein- bis grobkörnige, z. T. porphyrartige Granite eingeschaltet sein (Lagergranite) oder in Gestalt

unregelmäßig umgrenzter, nicht selten randlich mit dem Gneis durch sich einstellende und zunehmende Flaserung innig verflößter Gebirgsglieder auftreten.

Eine gewissen Gneisen nahe verwandte Gesteinsgruppe ist diejenige der Granulite (S. 258), die sich z. T. in Form untergeordneter, regelmäßiger Lager zwischen die Gneise einschieben, wie im Schwarzwald, im Eulengebirge und im ostbayerischen Grenzgebirge (Fig. 169), aber auch, wie in Sachsen und Schweden, weite Verbreitungsgebiete für sich allein einnehmen können. Hier steht dem Granulit ein als Leptit bezeichneter feinkörniger, schieferiger Gneis nahe.



Fig. 169. Gneis *a* und Granulit *b* in regelmäßiger Wechsellagerung bei Rödenbach im ostbayerischen Grenzgebirge. Nach *Gümbel*.

In Schottland und Skandinavien spielt die Hälleflinta eine nicht unbedeutende Rolle als Gestein der Gneisformation. Dieselbe ist vorwiegend als eine sehr feinkörnige, dicht erscheinende Modifikation der Gneis-Granulit-Gesteinsreihe zu betrachten.

Es steht außer Zweifel, daß die Gneise der archäischen Formation genetisch sehr verschiedenwertige Gebilde vorstellen. So repräsentieren die Komplexe von normal- oder kleinflaserigen Varietäten dieser Gesteinsgruppe, welche mit Kalksilikatfels, Kalksteinen, Quarziten, Graphitschiefern und Erzlagern durch Wechsellagerung in inniger Verknüpfung stehen, eine metamorphische Fazies ursprünglich normaler Schichtgesteine, sind also Sediment- oder Paragneise (S. 257) — während andere mächtige Reihen von stengeligen und grobflaserigen Gneisen und Augengneisen nichts als Modifikationen archäischer Eruptivgranite (also Eruptiv- oder Orthogneise sind, deren Parallelstruktur entweder eine primäre oder protoklastische (S. 284), oder aber eine sekundäre, erst durch spätere dynamometamorphische Einflüsse erworbene ist. Nicht selten ist die Verknüpfung solcher Gneise mit archäischen Graniten Schritt für Schritt zu verfolgen. Gleicher Entstehung sind die den ersteren eingelagerten Olivingesteine, Serpentine, Amphibolite und Flasergabbros. Auch von den im Archäikum vertretenen Granuliten dürfte ähnliches anzunehmen sein. Jedenfalls aber haben bei der Entstehung der Parallelstruktur in vielen solchen archäischen Eruptivmassen primäre, also vor Festwerdung der letzteren sich vollzogen habende Vorgänge die Hauptrolle gespielt.

Unter den zahlreichen der Urgneisformation untergeordneten Erstarrungsgesteinen, welche derselben als schlanke oder plumpe Linsen von sehr schwankenden Dimensionen eingeschaltet sind, sind hervorzuheben: die Amphibolite, welche durch Schwankungen in ihrer Zusammensetzung und Struktur eine höchst mannigfaltige Reihe von Modifikationen bilden, z. B.:

Plagioklas-, Granat-, Diallag-, Zoisit-, Biotit-, Salit-Amphibolite, und bei diesen wiederum schieferige und körnige Varietäten. Mit ihnen innig vergesellschaftet tritt in Niederösterreich, im Fichtelgebirge, Eulen- und Zobtengebirge, im Granulitgebirge Sachsens, in Norwegen und Schweden Flasergabbro (Olivingabbro, Saussuritgabbro) in z. T. riesigen linsenförmigen Einlagerungen auf. In ähnlicher Lagerungsform stellt sich Eklogit, ferner im Eulen- und Fichtelgebirge, in Niederösterreich, Schweden und Norwegen Olivinfels und zwar Granat-, Enstatit- und Bronzitolivinfels, endlich Serpentin in mächtigen, z. T. dünnplattigen Zwischenlagern ein.

Zu solchen Erstarrungsgesteinen gesellen sich namentlich in der oberen Hälfte der Gneisreihe Einlagerungen sedimentären Ursprungs, wie Quarzitschiefer, Glimmerschiefer, schuppige Paragneise, kristalline Kalksteine, Dolomite und Erze, namentlich Eisensteine. Ihre jetzige Beschaffenheit verdanken sie der kontaktmetamorphischen Beeinflussung von seiten der benachbarten Erstarrungsgesteine. Von ihnen bildet der kristallinische Kalkstein lokal sehr mächtige Komplexe zwischen den Gneisen, zeichnet sich durch seine oft reichliche Führung von Kontaktmineralien, vor allem von Granat, Epidot, Apatit, Zirkon, Turmalin, Flußspat, Graphit, Kupferkies und Eisenkies, Magneteisenstein, Titaneisenstein, Zinkoxyd aus. Viele dieser kristallinischen Kalksteine sind dolomitisch, seltener erscheinen reine Dolomite. Sie sind zum Teil auf das deutlichste gebankt, wechseln mit Lagen von Quarzit und Hälleflinta ab, erhalten zuweilen eine bandartige Parallelstruktur durch das zonenweise Auftreten der erwähnten Kontaktmineralien, hauptsächlich von Graphit, Magnetit, Serpentin, Pyroxen, Tremolit und Apatit. Zwischen Gneis und Kalkstein findet oft eine enge Verknüpfung durch Wechsellagerung von schwächeren Gneis- und Kalksteinlagen statt. Ebenso treten körnige und schieferige Quarzite in Form von zum Teil recht mächtigen Einlagerungen innerhalb der metamorphen Gneisreihe auf, während Graphit oder Graphitoid, und zwar entweder ziemlich rein oder mit Biotit und Quarz stark gemengt und dann häufig schieferig, flözartige Zwischenlager und Linsenzüge bildet (Fig. 170) oder sich mehr oder weniger reichlich dem Gneise selbst beimengt.



Fig. 170. Graphitlager bei Wolmersdorf in Niederösterreich. Nach *v. Hauer*.
1 Quarzitschiefer, *2* körniger Kalkstein, *3* Hornblendeschiefer, *4* Glimmerschiefer, *I—V* Graphitlager.

In den kristallinischen Kalksteinen Kanadas, Schottlands und Bayerns kommen in verworren übereinander liegenden Nestern von über Kopfgröße parallel wellige, unregelmäßig konzentrische, mit Lagen von körnigem Kalke abwechselnde Bänder und Streifen von Serpentin vor (Ophicalcite). Diese

gebänderten Serpentinballen haben Carpenter und Dawson als Reste einer riesigen, von ihnen Eozoon genannten Foraminifere, und die Kalksteinlager, in welchen sie angehäuft sind, als Foraminiferenriffe ansprechen zu dürfen geglaubt. Der organische Ursprung des sog. Eozoon ist jedoch widerlegt*).

Die der archäischen Gneisformation angehörigen Erzlagerstätten haben entweder die Form regelmäßiger Flöze oder diejenige lentikulärer Einlagerungen. Im ersteren Falle sind ihre Grenzflächen nicht selten sehr scharf ausgeprägt und können für weite Strecken die größte Parallelität, sowohl untereinander, wie mit den angrenzenden Gneisgesteinen innehalten (Fig. 171). Am gewöhnlichsten, so in Schlesien (z. B. bei Schmiedeberg), im Bayerischen Wald, in Schweden (Dannemora, Persberg u. a. O.), in den atlantischen Staaten von Nordamerika, tritt Magneteisenstein, in Kanada und Skandinavien aber auch Roteisenerz, Kupferkies und Eisenkies unter den eben beschriebenen Verhältnissen auf. Außerdem sind Lagerstätten von Rotzinkerz, Willemit und Franklinit bei Franklin in New Jersey als flözartige Bestandmassen des archäischen Kalksteines bekannt.

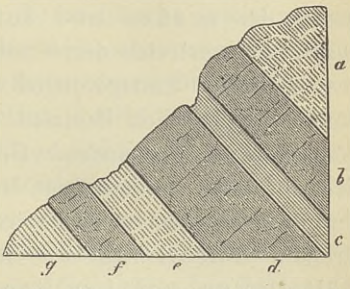


Fig. 171. Magneteisensteinflöze der King Mine in New Jersey. Nach *Würtz*.
a ausgezeichnet flaseriger Gneis, *b* Magneteisenstein mit Apatit 1,3 m, *c* Glimmerschiefer, *d* Magneteisenstein mit Apatit 3 m, *e* Gneis, *f* Gemenge von Magneteisen, Feldspat und Quarz, *g* Gneis.

Die mehr oder weniger deutlich parallel struierten Erstarrungsgesteine sowie die metamorphischen Sedimentgesteine der Urgneisformation sind durchsetzt von nur wenig jüngeren, jedenfalls noch archäischen gang- und stockförmigen sowie batholithischen Eruptivgesteinen wie Graniten, Syeniten, Dioriten und Gabbros, die oft große Areale der Gneisformation einnehmen, zuweilen weithin netz- oder aderförmig in ihr Nebengestein injiziert und mit ihm höchst unregelmäßig verwachsen sein können. Auf Spaltungsvorgänge in dem Magma solcher archäischer Eruptivgesteine ist die Genesis mancher gewaltiger Erzlagerstätten, z. B. Schwedens, zurückzuführen. So erweisen sich die Magnetitlager von Kiruna in Lappland (gegen 5 km lang und bis 150 m mächtig) als Spaltungsprodukte der dortigen Syenitporphyre, ebenso diejenigen des Gellivare (gleichfalls bis über 100 m mächtig) als solche der benachbarten Syenitgneise. Endlich haben zahlreiche Nickel-Magnetkies-Lagerstätten namentlich Norwegens als magmatische Ausscheidungen aus den dortigen Gabbrogesteinen zu gelten.

*) K. Möbius, Der Bau des Eozoon Canadense. Mit 18 Tafeln. Paläontographica. Kassel 1878.

Aufbau und Gliederung. Die Urgneise des Bayerischen Waldes gliederte Gümbel*) in die untere oder bojische und die obere oder herzynische Gneisformation, — erstere besteht wesentlich aus bunten, rötlichen Gneisen, Granitgneisen und Lagergraniten, letztere vorwiegend aus grauen, z. T. dünnschieferigen Paragneisen mit Einlagerungen von Cordieritgneis, Hornblendegesteinen, Eklogit, Serpentin, kristallinischem Kalkstein u. a.

In Schweden**), wo die archäische Gneisformation fast die ganze Osthälfte des Landes bildet, gliedert sich dieselbe in drei Gruppen: 1. diejenige der grauen und roten Gneise (Paragneise und Orthogneise), namentlich vertreten durch roten Magnetitgneis (Jerngneis) und gebänderten grauen Gneis. Einlagerungen von Eisenerzen und Kalkstein fehlen in diesem tiefsten archäischen Horizont des südwestlichen Schwedens, sind aber in Södermanland vorhanden. Gneisgranit, Augengneis und normale körnige Granite bilden linsenförmige Massen in den Magnetit- und Bandgneisen und sind lokal ausgebildet als Pyroxengranite mit Hypersthen, Augit, Hornblende, Granat. Darüber folgt 2., eine Gruppe von Porphyren, Granuliten, Hälleflinten und Leptiten. Letztere sind schieferige, feinkristalline Gneise oder Hälleflintgneise, die Porphyre und Porphyrite alte Ergußgesteine. Diese haben oft schieferige Struktur angenommen, sind z. T. von Tuffsandsteinen begleitet und besitzen in Dalarne ihre Hauptverbreitung. Diese Gesteine sind lokal, namentlich in Nordschweden mit Quarzit- und Glimmerschiefern, mit Konglomeraten und Tonschiefern, aber auch mit Kalksteinen und Dolomiten sowie mit Erzen eng vergesellschaftet. Sämtliche Hauptlagerstätten der letzteren gehören dieser Abteilung des Archäikums an, so in Zentralschweden die Hämatite von Striberg, die Magnetite von Persberg, meist begleitet von »Skarn«, einem schieferigen Gemenge von Malakolith, Hornblende, Granat, die apatitischen Eisenerze von Grängesberg, die kalkhaltigen von Dannemora. Die gewaltigsten Dimensionen erreichen die apatitischen Magneteisenerzlager von Lappland, so diejenigen von Kiruna und des Gellivare. Die jüngsten Zugehörigen des archäischen Grundgebirges in Schweden sind 3. die Vertreter der Granitgruppe (die serarchäischen Granite), die in ihrem petrographischen Habitus großen Schwankungen unterworfen sind und in Gestalt von Gängen, Massiven und Batholithen das

*) C. W. Gümbel, Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges usw. Gotha 1879. — Ders., Geognost. Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. — F. Becke, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min. und petr. Mitteil. Bd. IV. 1881. S. 189 und 285.

**) A. E. Törnebohm, Explanat. Remarks to the Geol. General Map of the Pre-Quart. Systems of Sweden. 2. Ed. Stockholm 1910. — A. G. Högbom, Precambrian Geology of Sweden. Bull. geolog. Instit. Upsala 1910. S. 1—80. — P. J. Holmquist, Archaean Geology of the Coast-Regions of Stockholm. Congress-Guide des Excursions. Nr. 15. Stockholm 1910. Beide mit einschläg. Bibliographie.

übrige Archäikum durchsetzen (so z. B. der Sala- der rote Växjö-, der Refsund-, der Upsala-, der Stockholmgranit).

Während aller dieser Abschnitte der archäischen Periode spielten sich, wenn auch geringfügigere Eruptionen von Diabasen, Hyperiten, Porphyriten, Dioriten und Gabbros ab. Gleichzeitig fanden Faltungen, Zusammenstauchungen und sonstige tektonische Störungen und nach diesen eine gewaltige Denudation statt, durch welche die diskordante Lagerung zum Proterozoikum verursacht wurde.

Tektonische Verhältnisse. Die für die archäische Gneisformation charakteristische Tektonik ist eine flächenhaft (regional) zonale, wobei eine größere Zahl eng aneinander gepreßter Falten durch Brüche disloziert und durch injizierte Eruptivgesteine zerstückelt, durchädert und verbogen worden sein können. Diese Skandinavien, Finnland und Kanada beherrschende Tektonik stammt schon aus dem archäischen Zeitalter selbst, was dann zum schärfsten Ausdruck gelangt, wenn Schichtenkomplexe der nächsten, also proterozoischen Formation die denudierte Gneisoberfläche ungestört überlagern.

Viel jüngeren tektonischen Ursprunges sind die archäischen Gneiszonen, welche als Glieder von Faltengebirgen zutage treten, wie in den Zentralalpen, namentlich aber in dem Appalachischen Gebirge, dessen Gneise sich vom Lorenzstrom bis nach Georgia in mehr als 2000 km Länge dahinziehen. In diesen Fällen sind zugleich mit der archäischen auch noch jüngere Formationen von der Gebirgsfaltung in Mitleidenschaft gezogen worden.

Lagerungsverhältnisse der Urgneisformation zu den übrigen Formationen. Die archäische Gneisformation ist, wie bemerkt, die unterste unserer Beobachtung zugängige Gesteinsgruppe. Das Fundament, mit welchem sie nach unten zu verschmolzen ist, wird die von Massenergüssen umpanzerte Erstarrungskruste der Erde sein, während sie selbst als Basis der proterozoischen und paläozoischen Formationen zu betrachten ist.

Bei dem Mangel an organischen Resten, welche als Fingerzeig für die geologische Stellung der archäischen Gneisformation dienen könnten, sind in dieser Hinsicht deren Lagerungsverhältnisse zu den ältesten versteinerungsführenden Schichten maßgebend. In der Tat sehen wir die archäischen Gneise in manchen Gegenden, nachdem sie mehr oder weniger steil aufgerichtet und gefaltet und dann oberflächlich denudiert worden waren, diskordant vom Proterozoikum oder vom Kambrium, und zwar nicht selten von basalen Konglomeraten derselben, überlagert, so z. B. in Skandinavien, in Schottland, in den Alleghanies (Fig. 172), wodurch sie sich als Fundament dieser und mit ihnen aller übrigen Formationen erweisen.

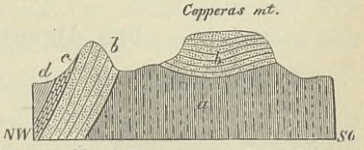


Fig. 172. Kambrium (*b*, *c*, *d*) diskordant auf archäischen Hornblendegneisen (*a*). Copperas Mt., New Jersey. Nach *Cook*.

Die **Verbreitung** der Urgneisformation ist eine sehr allgemeine. In allen größeren Länderkomplexen, von welchen wir überhaupt geologische Kenntnisse besitzen, tritt dieselbe und zwar mit konstanter Gleichförmigkeit ihres Gesamtcharakters auf. Ein großer Teil des Riesengebirges, Böhmens, des Spessarts, des Odenwaldes und des Schwarzwaldes besteht aus Gliedern der Gneisformation. Von dem südwestlichen Böhmen aus erstreckt sich eine Gneiszone über den Böhmer und den Bayerischen Wald bis zur Donau, welche zum großen Teil dem Urgneise angehört. Gleichalterige Gneise setzen z. T. die Zentralalpen zusammen, ebenso sind sie in Schottland und auf den Hebriden, in Wales und Cornwall, am großartigsten in Europa jedoch in Skandinavien und Finnland verbreitet. In Nordamerika treten archäische (laurentische) Gneise in zwei Zonen zutage, deren nordwestliche sich aus der arktischen Region in südöstlicher Richtung bis zum oberen Mississippi und von da in östlicher Richtung durch Minnesota und Wisconsin nach dem Superior-, Huron- und Ontariosee und von hier aus in fächerförmiger Verbreiterung nördlich vom Lorenzstrome hin bis zum atlantischen Ozean erstreckt. Die andere, die appalachische Gneiszone, beginnt an dem Südufer der Lorenzmündung, läuft in südwestlicher Richtung parallel dem Gestade des Meeres in mehr als 2000 km Länge, aber mehrfach durch überlagernde Formationen unterbrochen, durch sämtliche atlantische Staaten bis nach Alabama hinein. Außerdem treten noch einige isolierte Gneisareale westlich vom Mississippi in dem Striche zwischen Neumexiko und Alaska zutage. In Südamerika besitzt die Gneisformation in dem brasilianischen Küstengebirge, in Venezuela und den Andes eine beträchtliche Verbreitung. Auch in Afrika (Guinea, Goldküste, Kamerun, am Kongo, Oranje und Zambesi, in Abyssinien), in den Hochgebirgen Asiens, in China, Japan und Bengalen ist dieselbe nachgewiesen, endlich besteht der größte Teil von Grönland, soweit dieses bekannt und eisfrei ist, aus Gneisen.

II. Das Proterozoikum.

Das Algonkium. Das Präkambrium.

Das Proterozoikum (Algonkium) besteht aus einer außerordentlich mächtigen, oft einem weitgehenden Metamorphismus verfallenen sedimentären Schichtenreihe, welche jenem enorm langen Zeitraume ihren Ursprung verdankt, in dem das organische Leben auf der Erde erschien und sich allmählich zu der Reichlichkeit und Höhe entwickelte, in der es sich in der kambrischen Formation vor uns ausbreitet. Trotzdem sind fossile Reste dieser ältesten für das proterozoische Zeitalter vorausgesetzten Faunen bis jetzt nur ganz spurenhaft angetroffen worden, so daß die algonkischen Schichten fast versteinerungsleer erscheinen.

Durch scharf ausgesprochene mit basalen Konglomeraten verknüpfte Diskordanzen wird das Proterozoikum sowohl vom Archäikum wie vom Palaeozoikum geschieden. Ebensolche wiederholen sich auch in ihm selbst und gliedern es in mehrere Unterabteilungen.

Der **petrographische Charakter** der algonkischen Formation schwankt beträchtlich und ist in deren einzelnen Verbreitungsgebieten ein sehr abweichender. In gewissen derselben haben sich klastische Gesteine in ziemlich ihrem ursprünglichen Habitus als Konglomerate, z. T. quarzitische Sandsteine (lokal mit Rippelmarken und Eintrocknungsrissen), als Grauwacken und Sparagmite, ferner als Tonschiefer, Kalksteine und Dolomite fast unverändert erhalten, — andernortes haben dieselben eine Metamorphose erlitten, aus der Phyllite, Talk-, Chlorit-, Serizit- und Glimmerschiefer, ja gneisige Gesteine nebst Lagern von Marmor, sowie von Magnet- und Roteisenstein hervorgegangen sind.

An der Basis des Algonkiums von Ontario (Kanada) fand Coleman*) in Nipissing Glazialspuren in Form von wirren, grundmoränenartigen Grauwackenkonglomeraten mit angeschliffenen, geschrammten und gekritzten Geschieben. Eine ganz ähnliche Glazialablagerung, aber dem höchsten Niveau des Proterozoikums angehörig, stellt sich in China am Yangtsekiang im Liegenden der dortigen unterkambrischen Schichten ein (Willis).

Auch in der proterozoischen Periode haben ähnlich wie im Archäikum Eruptionen und Ergüsse von Magmen stattgefunden, welche Gänge, Stöcke und Decken von Diabasen, Augitporphyrit, Melaphyr und Gabbro, sowie von Graniten erzeugt haben. Oft sind die diabasischen Gesteine durch Druckmetamorphose in Amphibolite umgewandelt worden.

Organische Reste sind bis jetzt im Algonkium nur ganz ausnahmsweise und dann in höchst ungünstiger Erhaltung angetroffen worden und beschränken sich, falls anerkannt, auf Wurmspuren, auf Radiolarien, sowie auf Abdrücke von Hyolithes, Discina und Lingula, ferner auf ebenso fragwürdige Stromatoporen- und Archaeocyathusartige Reste und höchst vereinzelte, undeutliche Fragmente von Trilobiten**). Der Umstand aber, daß die Fauna der nächst jüngeren Formation, des Kambriums, bereits eine Vergesellschaftung von Vertretern aller Tierstämme bis auf die Vertebraten umfaßt, deren Hauptrepräsentanten die hoch organisierten, eine lange individuelle Metamorphose durchlaufenden Trilobiten vorstellen, macht es in hohem Grade wahrscheinlich, daß in der präkambrischen Schichtenreihe die Vorfahren dieser Fauna zu finden sein werden.

Beispiele proterozoischer Formationen. Das Algonkium Nordamerikas. Kaum irgend wo anders ist das Proterozoikum (das Algon-

*) Coleman, Journ. of Geol. Chicago XVI. 1908. p. 149.

**) Vgl. Ch. D. Walcott, Compt. Rend. Congr. géol. internat. Paris 1900. I. p. 299.

kium der amerikanischen Geologen) und sein Verbandsverhältnis mit den archäischen Gneisen und dem Kambrium in solcher Klarheit und Ausdehnung bloßgelegt, wie in der Tiefe des Grand Cañon des Colorado in Arizona*) (Fig. 173). Die Basis der hier mehr als 1200 m mächtigen paläozoischen Formationen bilden intensiv gefaltete, von Eruptivgängen durchsetzte archäische Gneise (Fig. 173 *gn*). Auf ihrer durch Denudation abradierten Oberfläche lagert diskordant eine an der Stelle des beistehenden Profiles etwa 400, in anderen Strecken des Cañons aber gegen 4000 m mächtige algonkische Schichtenreihe von Sandsteinen (diese zum Teil mit Rippelmarken), Konglomeraten und Schiefern mit Bänken von Kalkstein, zu unterst mit einem Diabaslager. Dem oberen Schiefer- und Kalkkomplexe (der Chuar-Stufe) sind ganz vereinzelte fragwürdige Hyolithen, sowie Discina- und Lingula-ähnliche Schalen (Chuaria), ferner schlecht erhaltene Teile eines Trilobiten und Stromatoporen-artige Reste entnommen worden. Auch dieses Algonkium hat Schichtenaufrichtungen und Verwerfungen, sowie eine beträchtliche Denudation erlitten, ehe auf seiner umgestalteten Oberfläche die auch jetzt noch in schwebender Lage befindlichen Sandsteine des Mittel- und Oberkambriums zur Ablagerung gelangten. Wie im Liegenden, so wird also das Algonkium des Grand Cañon auch im Hangenden von einer scharf markierten, langen geologischen Zeiträumen entsprechenden Diskordanz abgegrenzt.

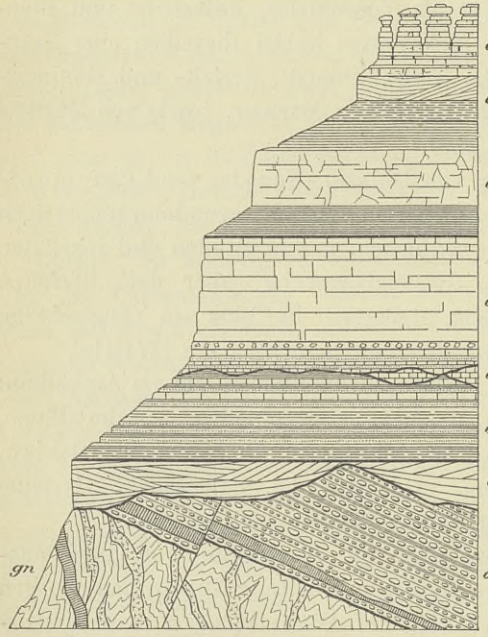


Fig. 173. Profil des Grand Cañon des Colorado in Arizona. Nach *F. Frech*. N. Jahrb. 1895. II. Taf. III. *gn* archäischer Gneis mit Gängen von Granit, Pegmatit und Diabas. Diskordanz. *a* Algonkium, 400 m. Diskordanz. *cb* Kambrium, cb_1 unterer, cb_2 oberer Tonto-Sandstein, zusammen gegen 300 m mächtig. Diskordanz *d* Denudationsreste von devonischem Kalkstein. *cu* unterkarbonischer Kalkstein (Red Wall Limestone). *co* Oberkarbon, co_1 Aubrey-Sandstein u. -Schiefer, co_2 weißer Aubrey-Sandstein, co_3 Aubrey-Kalk und -Dolomit.

*) Ch. D. Walcott, Bull. 30. U. St. Geol. Surv. — Ders., Algonk. Rocks of the Grand Cañon. Journ. of Geol. Chicago. III. 1895. S. 312 — L. F. Noble, Am. Journ. Science. XXIX. 1910. p. 369.

Sehr wechselvoll ist das Algonkium (Huron) südlich vom Lake Superior entwickelt und gliedert sich hier ebenso wie weiter im N. und O. in drei Unterabteilungen*). Die unterste derselben, das Unterhuron (Keewatin), überlagert diskordant die archäischen Gneise (Fig. 174 *a*) und besteht aus Quarzitschiefer, Kalkstein, glimmerigen sowie chloritischen Schiefern, reinen und kieseligen, ebenplattigen Roteisensteinen, Jaspis und Magneteisenerz (Marquette, Negaunee). Die Diskordanz zur Gneisformation wird lokal durch Grundkonglomerate noch besonders markiert. Wiederum ungleichförmig auf diesem Unterhuron folgt das oberhuronische Animikea-System, eine 3000 bis 4000 m mächtige Schichtenreihe von Quarziten (mit Lingula), Konglomeraten, Tonschiefern, graphitoidischen und phyllitischen Schiefern, unten mit den eisenschüssigen Kieselgesteinen und Roteisensteinen der Penokee und Menominee-Eisenregion nebst Glimmerschiefern und eingeschalteten Diabaslagern. Den Schluß bildet am Südufer des Lake Superior und dort namentlich die Halbinsel Keweenaw aufbauend in ebenfalls diskordanter Überlagerung die Keweenaw-Gruppe, zu unterst bestehend wesentlich aus Ergüssen von Gabbro, Diabasen, Porphyriten, Melaphyren und Quarzporphyren mit zwischengelagerten Sandsteinen und Konglomeraten, — oben vorwiegend aus den beiden letzteren. Als vollständige oder teilweise Ausfüllung der Mandeln in gewissen jener Melaphyrmandelsteinlager stellt sich neben Kalkspat, Quarz und Zeolithen gediegenes Kupfer und Silber ein, ersteres auch als Zement von Porphyrbreccien und Sandsteinen. In rechtem Winkel auf ihre Längenerstreckung wird die genannte, hornförmige Halbinsel von zahlreichen senkrechten Gängen durchsetzt, welche in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und 10 m schwanken und in einer vorwaltenden Kalkspat-, Prehnit- und Quarzausfüllung im Verein mit zahlreichen Bruchstücken des Nebengesteines gediegenes Kupfer in bis zu 15000 Zentner schweren, dann plattenförmigen Massen umschließen. Auf den vom kambrischen Meere benagten und eingeebneten Schichtenköpfen dieser algonkischen Formation des Lake Superior lagert in hori-

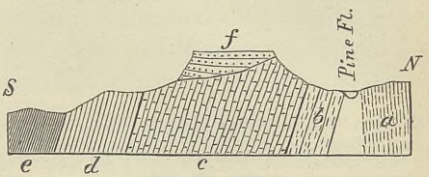


Fig. 174. Algonkische (huronische) Schichtenreihe in der Menominee-Gegend in Michigan. *H. Crd.* *a* archäischer Gneis, *b*—*e* Algonkium (Unterhuron), *b* Quarzit, *c* Kalkstein 1000 m, *d* Roteisenstein 250 m, *e* Chloritschiefer 450 m, *f* kambrischer Potsdamsandstein.

*) C. R. van Hise, Archaean and Algonkian. Bull. U. St. Geol. Survey. No. 86. 1892. — Ders., The Precambrian Rocks of N. America. Compt. rend. V. Internat. Congr. Washington 1891. p. 110. — Ders., Journ. of Geol. XIII. Chicago 1905. — Ders. und W. S. Bayley, Marquette Iron-bearing District. XV. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. 1893. S. 485. — H. Credner, Die vorsilurischen Gebilde der oberen Halbinsel von Michigan. Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 516.

zontalen Bänken der oberkambrische Potsdamsandstein (Fig. 174 *f*, 175 und 176 *b*).

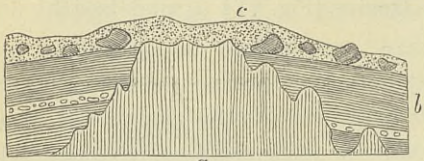


Fig. 175. Algonkischer Quarzitschiefer *a*, diskordant überlagert von kambrischem Sandstein *b*, *c* Glazialdiluvium. Bei Marquette am Lake Superior. *H. Crd.*

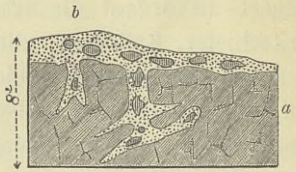


Fig. 176. *a* algonkischer (unterhuronischer) Roteisenstein (*d* Fig. 174), *b* kambrischer Potsdamsandstein, diskordant auf *a* und Spaltenklüfte in demselben ausfüllend. Aus der Menominee-Gegend. *H. Crd.*

Auch das 5—6000 m mächtige System von Schiefern, Quarziten, Konglomeraten und quarzitischen Sandsteinen mit Kalkstein- und Diabaslagern am Huronsee, für welches von Logan die Bezeichnung huronisch geschaffen wurde, sowie dasjenige im Norden der übrigen großen Seen, ferner die an mächtigen Einlagerungen von kristallinem Kalkstein reiche Greenville-Series im Osten Kanadas sind dem Algonkium zuzurechnen.

Das Proterozoikum in Britannien. In Schottland, Irland, England und Wales besitzen Gneise und kristalline Schiefer archäischen Alters, die als Lewisian (A. Geikie) oder Dimetian (H. Hicks) bezeichnet werden, eine große Verbreitung. Im Nordwesten von Schottland folgt auf die hügelige Denudationsfläche dieser vielfach gefalteten Schichten in übergreifender, fast schwebender Auflagerung ein bis über 5000 m mächtiger, klastischer präkambrischer Schichtenkomplex, das Torridonian*). Derselbe besteht aus rötlichen oder braunen, oft diagonal geschichteten Sandsteinen, Arkosen und groben, zum Teil breccienartigen Konglomeraten, und wird ungleichförmig von Quarziten mit Wurmröhren und Hyolithen und den Olenellusschichten des Unterkambriums bedeckt, dessen Auflagerungsfläche das Torridonian und die liegenden Gneise schräg abschneidet, was auf eine tiefgreifende, dem Kambrium vorausgegangene Denudation hinweist.

Gleiches oder noch höheres Alter wie der Torridonsandstein dürfte die als Dalradian (A. Geikie) oder Pebidian (H. Hicks) bezeichnete mächtige Schichtengruppe von Phylliten, Tonschiefern, Quarziten, Grauwackensandsteinen und Konglomeraten nebst Kalksteinen, Grünsteinen, Glimmer-, Hornblende- und Chloritschiefern besitzen, welche in den schottischen Hochlanden, im Nordwesten von Irland, in Anglesey, den Malvern Hills u. a. O. verbreitet sind und zwar gleichfalls in diskordantem Verbande einerseits mit der Gneisformation, anderseits mit dem Kambrium.

*) Peach und Horne, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1888. S. 400, und 1892 S. 233. — A. Penck, Z. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1897. S. 148. — J. Walther, Z. d. Deut. geol. Ges. 1909. S. 284.

Das Präkambrium der Bretagne ist von Ch. Barrois als Briovérien benannt worden, setzt sich bei einer Mächtigkeit von 5000 m wesentlich zusammen aus Phylliten, Tonschiefern, Grauwackensandsteinen, Kalksteinen (mit Crinoiden-Stielgliedern) und groben Konglomeraten nebst angeblich radiolarienführendem Kieselschiefer und Diabaslagern, ist streckenweise in Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Epidot-Pyroxen-Amphibolschiefer metamorphosiert und wird von kambrischen Konglomeraten diskordant überlagert.

Das Präkambrium Skandinaviens. Von algonkischen, den archäischen Gneisen ungleichförmig aufgelagerten Komplexen Skandinaviens sind zu nennen: Die Dalasandsteingruppe Dalarnes, eine gegen 700 m mächtige Schichtenfolge von rötlichen, weißen und bräunlichen quarzitischen Sandsteinen (oft bedeckt von Rippelmarken), lokal mit Zwischenlagen von rötlichen Schiefern und zwei zusammen über 150 m mächtigen Diabaslagern, zu unterst ein grobes, quarzitisches Konglomerat. Die Dalslandgruppe im Westen des Wener Sees, bestehend aus Grundkonglomeraten (200 m), ferner aus kalkhaltigen Tonschiefern mit Lagern von Kalksteinen und von in chloritische Schiefer umgewandeltem Diabas und Diabastuffen (800 m), darüber Quarzite und endlich Grauwackenschiefer und Tonschiefer (875 m). Die Wisingsögruppe, 200—300 m mächtig, bestehend aus Tonschiefern, Sandsteinen und bituminösem Kalkstein, als Lappen und schmale Bruchzonen auf dem Gneis der Grabenversenkung des Wettersees. Die auf das Silur überschobene Sparagmitformation der skandinavischen Hochgebirge zwischen Mjösensee und Lappland, die Sevegruppe Schwedens, aufgebaut aus mittel- bis grobkörnigen, feldspatreichen Quarzsandsteinen (Sparagmit), mit Einlagerungen von Tonschiefer, in der Mitte einer solchen von Kalkstein (Birikalk, Hedekalk).

Die präkambrischen Gebilde Finnlands bestehen nach Sederholm*) wesentlich aus Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern und Dolomiten, oben mit einigen Anthrazitflözen, nach unten zu aus Serizit-, Talk-, Chlorit- und Glimmerschiefern, Phylliten und Quarziten, in allen Niveaus mit oft vorwiegenden Ergüssen und Stöcken von Diabasen, Labradoriten und Uralitporphyren nebst aus ihnen hervorgegangenen schieferigen Hornblendegesteinen, ferner von Graniten. Sederholm gliedert dieses Präkambrium von oben nach unten in die Jotnische, — Jatulische, — Kalevische, — Bothnische und Ladogische Stufe, deren jede von der anderen durch Diskordanzen getrennt ist. Darunter folgen, eng mit den letztgenannten beiden Stufen verknüpft, archäische Granitgneise, Adergneise, Leptite, Granite und Amphibolite.

*) J. J. Sederholm, Bull. Commiss. Géolog. No. 23. Helsingfors 1907. — Ders., Les Roches préquart. de la Fennoscandia. Helsingfors 1910.

Das Präkambrium Böhmens besteht aus einer Schichtenreihe von Alaunschiefern, Tonschiefern (Przibramer Schiefern), dunklen Grauwackensandsteinen, Grauwackenschiefern und Quarzsandsteinen mit Einlagerungen von Kieselschiefern und Diabasen (= Etage *A* Barrandes), welche diskordant vom Grundkonglomerat des Unterkambriums überlagert wird.

Im Erzgebirge und Vogtlande gehen die glimmerigen Phyllite der äußersten Kontaktzone des Erzgebirgischen Gneises nach außen zu in erst noch phyllitische, dann normale Tonschiefer über, welchen Quarzitschiefer, quarzitische oder grauwackenartige Sandsteine, Graphitoidschiefer, Kieselschiefer, wenig mächtige Lager von dichtem Kalkstein, sowie chloritische Hornblendeschiefer eingeschaltet sind. Durch ebenfalls allmähliche Übergänge ist diese Schichtenreihe mit schließlich phykodenführenden kambrischen (vielleicht untersilurischen) Schiefern verknüpft. Die gleichen Komplexe wiederholen sich im Fichtelgebirge und in Ostthüringen, wo sich ihrem Hangenden Quarzite mit Lingula und endlich Phykodenschiefer und das Silur anreihen. Bei der engen Verknüpfung dieser präkambrischen, kambrischen und silurischen Schichtenreihen durch konkordante Lagerung und petrographische Übergänge und infolge des Mangels an charakteristischen organischen Resten im dortigen Kambrium lassen sich scharfe Formationsabgrenzungen innerhalb dieses ältesten Schiefergebirges kaum bewerkstelligen.

III. Die paläozoische Formationsgruppe.

(Das Paläozoikum).

Das Paläozoikum ist eine bis gegen 50000 m Mächtigkeit erreichende Schichtengruppe von vorherrschenden Grauwacken, Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalksteinen, in deren unteren Horizonten zum ersten Male sicher erkennbares tierisches und pflanzliches Leben in weiter Verbreitung, reicher Entwicklung und zum Teil außerordentlich großer Anzahl der Individuen überliefert ist. Die Faunen und Floren des Paläozoikums entfernen sich durchgängig in ihrem Gesamthabitus weiter von den Organismen der Jetztzeit, als die fossilen Reste der nächst jüngeren Formationsgruppe, daher ihre Bezeichnung als paläozoisch. Marine Organismen sind durchaus vorherrschend, doch sind namentlich in den höheren, also jüngeren Horizonten des Paläozoikums auch Landbewohner und zwar namentlich Landpflanzen bereits häufig. So erhält die **Pflanzenwelt**, welche anfänglich fast nur durch Meeresalgen vertreten ist, später ihren paläozoischen Gesamtcharakter durch die vorherrschende Entwicklung zum Teil riesiger Gefäßkryptogamen, namentlich aus der Familie der Calamiten, Farne, Sigillarien und Lepidodendren, denen sich einige Koniferen und später auch Cordaiten und Cycadeen zugesellen, während Dikotyledonen noch gänzlich

fehlen. Die Pflanzenfamilien, welchen die paläozoischen Reste ausschließlich angehören, bilden heute nur noch einen verschwindenden Bruchteil unserer Flora; diese erhält vielmehr ihren charakteristischen Habitus durch das Vorwiegen der damals noch garnicht existierenden Dikotyledonen, denen über 90% der jetzt lebenden Pflanzenarten angehören. — Die Hauptvertreter der paläozoischen Fauna waren Korallen, Echinodermen und zwar Pelmatozoen, ferner Cephalopoden sowie Brachiopoden und Gliedertiere, nämlich Trilobiten. Von den Korallen sind die Tetracoralla und Tabulata mit den wichtigen Gattungen Cyathophyllum, Streptelasma, Omphyma, Stauria, Phillipsastraea, Cystiphyllum, Zaphrentis und Calceola, sowie Favosites, Halysites, Syringopora, Alveolites, Chaetetes, Pleurodictyum und Aulopora auf die paläozoischen Zeitalter beschränkt. Dasselbe ist der Fall mit den damaligen Hauptvertretern der Echinodermen, den Blastoideen, Cystideen und den Paläocrinoideen, unter letzteren z. B. Cyathocrinus, Actinocrinus, Platycrinus, Poteriocrinus, Rhodocrinus u. a., die in späteren Perioden herrschenden Asteriden und Echiniden erscheinen nur vereinzelt und besitzen einen von dem modernen abweichenden Habitus. Von den Mollusken sind die Cephalopoden am eigentümlichsten, am formen- und individuenreichsten entwickelt und zwar namentlich durch die Nautileengattungen Orthoceras, Gomphoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Lituites und Nautilus, sowie durch die ältesten Ammoneen Clymenia und Goniatites, — die artikulaten Brachiopoden hingegen durch Rhynchonella, Spirifer, Atrypa, Leptaena, Orthis, Productus, Pentamerus, Terebratula und Stringocephalus vertreten. Dadurch, daß sie vor den damals noch ganz zurücktretenden Gastropoden und Zweischalern bei weitem vorwalten, verleihen sie der Gesamtfauna wesentlich mit ihren paläozoischen Habitus. Die Gliedertiere werden in den paläozoischen Formationen vorzugsweise durch die Trilobiten mit einer Fülle von mehr als 1700 Arten repräsentiert, eine Ordnung, welche jedoch bereits vor Beginn der mesozoischen Periode erlischt. Von Wirbeltieren sind fast allein die Fische in größerer Häufigkeit der Individuen und einigem Formenreichtum, freilich auch erst seit der Mitte des paläozoischen Zeitalters entwickelt. Neben Selachiern sind für letzteres ganz eigentümlich die heterocerkalen Ganoiden (z. B. Palaeoniscus, Amblypterus, Platysomus), die Crossopterygier Holoptychius und Osteolepis und die Panzerfische (Placodermi; z. B. Cephalaspis, Pterichthys und Coccosteus), während die Knochenfische noch gänzlich fehlen. Später gesellen sich zu den Fischen auch Vierfüßler (die Eotetrapoda) und zwar zunächst ausschließlich Stegocephalen (Schuppenlurche), mehr gegen Schluß des paläozoischen Zeitalters auch noch die selteneren Reste einiger schon sehr reptilienartiger Geschöpfe (Palaeohatteria, Proterosaurus). Die Existenz von Vögeln und Säugetieren war während der paläozoischen Zeitalter noch vollkommen ausgeschlossen.

Gliederung der paläozoischen Formationsgruppe. Bis zum Jahre 1833 pflegte man die mächtige Schichtenreihe, welche auf das Proterozoikum folgt und von der Steinkohlenformation überlagert wird, als Übergangsgebirge oder Grauwackenformation zu bezeichnen. Die meist sehr verwickelten Lagerungsverhältnisse derselben und ihre anscheinende Armut an organischen Resten erschwerten eine Gliederung dieser Schichtenkomplexe außerordentlich. Zunächst schied Sedgwick die ältesten versteinerungsführenden Komplexe Englands als Kambrium (nach Kambria, keltische Bezeichnung für Wales) von dem ganzen darauf folgenden Schichtensystem ab, während kurz darauf Murchison das gesamte vorkarbonische »Grauwackengebirge« in zwei Formationen gliederte. Die ältere, mit Einschluß des von ihm nicht anerkannten Kambriums, nannte er nach dem Volksstamme, welchem die Urbewohner des Hauptentwicklungsterrains in England angehören, die silurische, — die jüngere nach der Grafschaft Devonshire die devonische. Nachdem sich jedoch die Selbständigkeit des Kambriums gegenüber dem Silur immer mehr erwiesen hat, wird dasselbe jetzt allgemein als eine dem Silur und Devon gleichwertige Formation anerkannt.

Die gesamte paläozoische Schichtenreihe zerfällt demnach in folgende Formationen:

5. die permische Formation oder Dyas;
4. die karbonische oder Steinkohlenformation;
3. die devonische Formation;
2. die silurische Formation;
1. die kambrische Formation.

Die kambrische Formation.

(Das Kambrium.)

Allgemeine Literatur über das Kambrium und das Silur.

R. J. Murchison, Silurian System. 2 vols. London 1838. — Siluria, the history of the oldest known rocks containing organic remains. 5. ed. London 1872.
Sedgwick, Synopsis of the Classification of the British palaeoz. Rocks. 1855.
F. Frech, Lethaea palaeozoica. II. Stuttgart 1897. Kambrium S. 16. Silur S. 61 — 117.
G. Gürich Leitfossilien. I. Kambrium und Silur. Berlin 1908.

Als kambrische Formation bezeichnet man ein Schichtensystem von lokal, so im Westen Nordamerikas, bis gegen 5000 m Mächtigkeit, welches meist diskordant dem Präkambrium oder archäischen Komplexen auflagert und häufig selbst wieder gegen das nächst jüngere Silur durch Diskordanzen begrenzt wird.

Petrographischer Charakter. Die verbreitetsten Gesteine des Kambriums sind grünlichgraue, schwärzliche oder rötliche, meist etwas glimmerglänzende Tonschiefer, ferner Grauwacken und Sandsteine, welche meist mit einem basalen Konglomerate, dem sicheren Anzeichen einer Transgression, beginnen. Das Vorkommen von Kalksteinen ist auf einzelne Gegenden (Andrarum, Schottland, Asturien, Sardinien, das westliche Nordamerika, China, Korea) beschränkt, dieselben besitzen aber dann meist bedeutende Mächtigkeit.

Die kambrischen Gesteine sind fast überall stark gefaltet und in ihrer Lagerung gestört und haben hier einen dementsprechenden mehr oder weniger kristallinen Habitus angenommen (Phyllit, Marmor). Wo sich dieselben hingegen ausnahmsweise, wie z. B. in Esthland und Nordamerika, noch in normaler Lagerung befinden, ist auch ihre ursprüngliche Beschaffenheit als lockere Sandsteine, lose Sande und plastische Tone erhalten geblieben.

Diabaslager, hervorgegangen aus deckenartigen Ergüssen, sind dem Kambrium im Vergleiche mit dem Silur und Devon verhältnismäßig selten eingeschaltet (Vogtland, Norwegen, Wales).

Der paläontologische Charakter der kambrischen Formation. Von Pflanzen sind ausschließlich Meeresbewohner und zwar Fucoiden bekannt und auch die als solche angesprochenen Spuren zum Teil noch zweifelhafter Natur (Eophyton, Oldhamia). Dahingegen ist die kambrische Fauna eine bereits überraschend reiche und hoch differenzierte, hat bis jetzt etwa 900 Arten geliefert und erweist sich dadurch als Höhepunkt einer bis jetzt noch nicht aufgefundenen präkambrischen Ahnenreihe. Ihr Gesamthabitus erhält durch das Vorwalten meist blinder, nicht einrollungsfähiger Trilobiten und hornschaliger Brachiopoden sein charakteristisches Gepräge.

Die Trilobiten sind im Kambrium bereits zu großer Formenmannigfaltigkeit entwickelt, welche im Auftreten von mehr als 300 Arten zum Ausdrucke gelangt. Gegenüber denen des Silurs und Devons zeichnen sie sich fast sämtlich durch den Mangel des Einrollungsvermögens sowie meist auch durch das Fehlen von Augen, also durch Blindheit aus. Als ihre Hauptvertreter sind allgemein verbreitet folgende Geschlechter: Agnostus (Fig. 181—183), — Olenus (Fig. 178), — Dikelocephalus, — Peltura, — Olenellus (Fig. 180), — Paradoxides, in zum Teil bis 0,5 m großen Formen (Fig. 177), — Conocoryphe = Conocephalus (Fig. 179), — Ellipsocephalus, — Sao. Im Oberkambrium stellt sich außerdem noch eine ziemlich große Anzahl von Vorläufern solcher Trilobitenfamilien ein, deren Hauptentwicklung erst in das Silur fällt (so der Cheiruriden, Illaeniden, Asaphiden), sonst sterben alle kambrischen Trilobiten bis auf Agnostus, Olenus und Conocoryphe innerhalb des Kambriums aus.

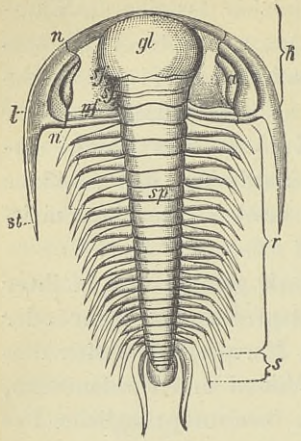


Fig. 177.

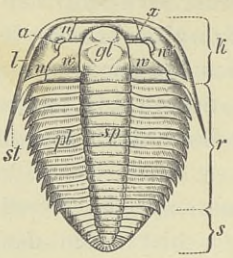


Fig. 178.

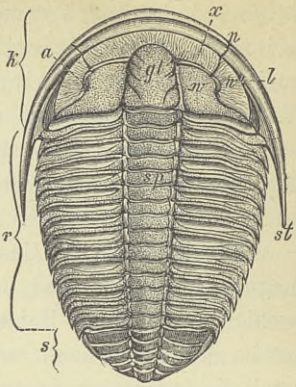


Fig. 179.

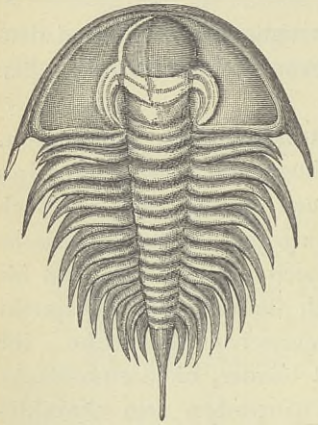


Fig. 180.

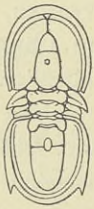


Fig. 181.



Fig. 182.



Fig. 183.

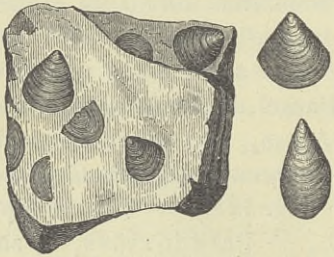


Fig. 184.

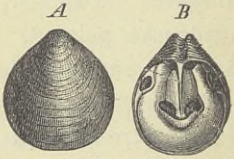


Fig. 185.

Kambrische Leitfossilien.

Trilobiten. Rückenschale. *k* Kopfschild, *r* Rumpf, *s* Schwanzschild, *gl* Glabella, *w* Wangen *n* Gesichtsnaht, *l* Randsaum, *st* Wangenstachel, *a* Auge, *sp* Spindel, *pl* Pleuren.

Fig. 177. Paradoxides bohemicus Barr. — Fig. 178. Olenus truncatus Brunn. — Fig. 179. Conocephalus (Conocoryphe) striatus Emm. — Fig. 180. Olenellus Thompsoni Hall. — Fig. 181. Agnostus pisiformis L., vergrößert. — Fig. 182. Platte mit isolierten Kopf- und Schwanzschildern von Ag. pisiformis. — Fig. 183. Agnostus integer Beyr.

Fig. 184. Kambrischer Sandstein mit Lingula prima, rechts darunter Lingula antiqua. — Fig. 185. Obolus Apollinis Eichw. Größere Klappe *A* von außen, *B* von innen.

Nächst den an Formenreichtum alle Zeitgenossen überragenden Trilobiten sind im Kambrium die Brachiopoden verbreitet, und zwar bei weitem vorwiegend hornschalige, schloßlose Linguliden und Oboliden mit den Geschlechtern Lingula (Fig. 184), Lingulella, Obolus (Fig. 185), Obolella, Mickwitzia, Discinolepis, während sich Vertreter der kalkschaligen, schloßtragenden (Orthis, Orthisina, Camarella) nur ganz vereinzelt einstellen, um vom Silur ab die hornigen Arten vollständig in den Hintergrund zu drängen.

Eine nur untergeordnete Rolle spielen neben den Trilobiten und Brachiopoden folgende Tiergruppen: die Spongien, vertreten durch Protospongia und Archaeocyathus, — die Medusen durch vier- oder fünfstrahlige Steinkerne ihrer Leibeshöhle (Medusites) im unterkambrischen Sandsteine Schwedens, — die Echinodermen durch einige wenige Cystideen, — die Würmer durch Scolithus, Arenicolites (Wurmröhren), Nereïten (Kriechspuren) und Conodonten (Kiefer), — die Pteropoden durch Theca, Hyolithes, — die Gastropoden durch die patellaartige Scenella und durch Raphistoma, — die Ostracoden durch Leperditia und Beyrichia, — die Phyllocariden durch Protocaris und Hymenocaris. Korallen fehlen ganz; die Cephalopoden, welche im Silur einen so erstaunlichen Formen- und Individuenreichtum entwickeln, scheinen im Kambrium nur durch die zu den Orthoceren gerechneten Volborthellen vertreten zu sein; Fische, Süßwasser- und Landtiere sowie Landpflanzen existieren noch nicht.

Dreigliederung und Verbreitung der kambrischen Formation. Die soeben aufgeführten organischen Reste sind nicht gleichmäßig in der kambrischen Formation verteilt, sondern stellen eine Reihenfolge verschiedener, sich ablösender Faunen dar, für die jedesmal gewisse Trilobitengeschlechter charakteristisch sind. Danach gliedert sich das Kambrium in drei Abteilungen:

1. Das **Unterkambrium** mit den ältesten Trilobiten, nämlich der weit verbreiteten Gattung Olenellus, die von Conocoryphe begleitet wird, — 2. das **Mittelkambrium**, gekennzeichnet durch die Gattung Paradoxides im Vereine mit Ellipsocephalus, — 3. das **Oberkambrium** mit Olenus nebst zahlreichen verwandten Gattungen und Untergattungen sowie Dikelocephalus. Nur eine einzige Trilobitengattung (Agnostus) steigt aus der Tiefe des Kambriums bis in das Silur hinauf. Eine so scharfe Sonderung, wie sie die für die Unterabteilungen des Kambriums leitenden Typen Olenellus, Paradoxides und Olenus erkennen lassen, wiederholt sich in den späteren Trilobitenfaunen niemals; sie deutet auf die außerordentlich lange Zeitdauer der kambrischen Periode hin, welche wohl derjenigen von Silur nebst Devon gleichkommen dürfte.

Gliederung und Parallelisierung des Kambriums verschiedener Länder.

	England	Schweden	Kristiania	Ostsee-Provinzen	Böhmen	Nord-Amerika
Ober-Kambrium (Olenus-Schichten)	Lingulaflags mit Ling. Davisi: Dolgelly mit Peltura scarabaeoides. Festiniog mit Olenus micrurus. Maentwrog mit Olenus truncatus und Agn. pisiformis.	Obere Alaunschiefer: St. d. Acerocare micropygum. St. d. Peltura scarabaeoides. St. d. Eurycare angustatum. St. d. Parabolina spinulosa. St. d. Olenus truncatus. St. d. Agnostus pisiformis.	2 d = Pelturastufe; 2 c = Eurycarestufe; 2 b = Parabolinastufe; 2 a = Olenusstufe.	Obolus-(Unguliten-)sandstein, zu unterst Konglomerate.	Lücke.	Potsdam-Group, Peltura- und Dikelocephalus-schichten.
Mittel-Kambrium (Paradoxides-Schichten)	Menevian: Oberes mit Parad. Forchhammeri. Mittleres mit Parad. Davidis. Unteres mit Parad. Aurora. Solva-Gruppe mit Par. solvensis und Aurora, mit Par. Harknessi.	Andrarum-Kalk: St. d. Agnost. laevigatus. St. d. Paradox. Forchhammeri. Untere Alaunschiefer: St. d. Paradox. Davidis. St. d. Paradox. Tessini. St. d. Paradox. oelandicus.	Paradoxides-schiefer, 1 d mit Par. Forchhammeri, 1 c mit Par. oelandicus.		Paradoxides-schichten, Jinetzer Schiefer = C (Primordialstufe).	St. John-(Acadian) Group, im Osten mit Paradoxides, im Westen mit Agnostus und Conocoryphe.
Unter-Kambrium (Olenellus-Schichten)	Olenellusschichten: Harlech-Grauwacke und Llanberis-Schiefer mit Conocoryphe. Caerfai mit Olenellus, Lingulella ferruginea und primaeva. Comley-Sandst. mit Olenellus.	St. d. Olenellus Kjerulfi. Fucoiden-(Linguliden-) und Eophyton-Sandstein (Mickwitzia-Sandstein).	St. d. Olenellus Kjerulfi = 1 b.	Fucoidensandstein. Eophytonsandstein mit Olenellus Mickwitzi. Blauer Ton.	Sandsteine und Konglomerate der Kamenna usw. = B = Przibramer Grauwacke.	Georgia-Group Olenellus-Schichten, Basal-Series von Kanada und Neufundland.

Obwohl der Name »Kambrium« auf Wales hindeutet, ist doch Skandinavien das klassische Land für das Studium dieser Formation, wo der Reichtum an Fossilien, die Einfachheit der Lagerungsverhältnisse und die geringe Mächtigkeit der einzelnen Stufen eine leichtere Übersicht gewähren. In Wales, Shropshire und Herefordshire hingegen sowie im nordwestlichen Schottland erschwerte die verworrene Tektonik der überaus mächtigen und versteinerungsarmen Bildungen deren Erforschung in hohem Grade, bis den andauernden Bemühungen von Hicks, Lapworth, Groom, Peach und Horne eine mit der des skandinavischen Kambriums übereinstimmende Gliederung des britischen gelang.

Als Beispiel der Dreigliederung der kambrischen Formation mag diejenige des Kambriums von **Schweden** angeführt werden*), welcher die Lokalnamen der entsprechenden englischen, meist die nämlichen Fossilien führenden Stufen beigefügt sind. Bezüglich anderer kambrischer Territorien sowie der Spezialgliederung des Kambriums wird auf die tabellarische Zusammenstellung auf S. 386 verwiesen.

I. **Unterkambrium (Olenellus-Stufe).** Eophytonsandstein (Mickwitziasandstein), Grauwacken, Schiefer und Konglomerate, welche den archäischen Gneisen diskordant auflagern (Fig. 186) und Steinkerne von

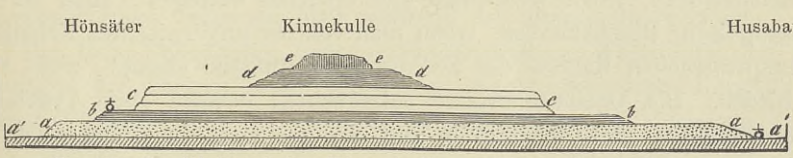


Fig. 186. Profil durch den Kinnekulle am Wener See in Schweden.
a' Gneis; *a* und *b* Kambrium, *a* Eophytonsandstein, *b* Alaunschiefer mit Paradoxides, darüber mit Olenus, zu oberst Silur mit Dictyonema. — *c* untersilurischer Orthocerenkalk und Chasmopskalk, — *d* Trinucleus- und Brachiopodenschiefer, darüber obere Graptolithenschiefer, — *e* Diabasdecke.

Medusen, Hyolithes und Oboliden (Mickwitzia), ferner Bohrgänge von Würmern (Scolithus) und früher als Pflanzenreste gedeutete Kriechspuren (Cruziana) enthalten. Die obere kaum verschiedene Abteilung wird als Lingulasandstein bezeichnet. An der oberen Grenze Olenellus Kjerulfi Linn. (In England: Caerfai, Sandstein und Schiefer mit Lingulella ferruginea und Discina, unterer Comley-Sandstein mit Olenellus.)

II. **Mittelkambrium (Paradoxides-Stufe).** Untere Alaunschiefer und Andrarumkalk Schonens; mit Paradoxides, Ellipsocephalus, Conocoryphe, Agnostus; 48 m mächtig. (In England: Menevian mit Parad. Forchhammeri; Solva mit Parad. Aurora.)

III. **Oberkambrium (Olenus-Stufe).** Obere Alaunschiefer zu unterst mit Olenus und Agnostus pisiformis, darüber mit Parabolina, Pel-

*) J. C. Moberg, Silurian of Sweden. p. 152—202. Mit vollständiger Literatur. Afhand. Sver. Geolog. Undersök. Ser. C. 1910.

tura und Acerocare. Als Hangendes die untersilurischen Dictyonemaschiefer. (In England: Dolgelly; — Festiniog; Maentwrog mit Olenus und Agnostus; Lingula-Flags.)

Ähnlich gliedert sich das im S. der Insel Bornholm weit verbreitete Kambrium*).

Obwohl diese drei Hauptabteilungen sich innerhalb der meisten Verbreitungsgebiete des Kambriums wieder erkennen lassen, ist doch im übrigen die fazielle Entwicklung der kambrischen Formation eine recht mannigfaltige. Schon der Umstand, daß die gleichen Unterabteilungen in England eine 10—100fach größere Mächtigkeit besitzen als in Skandinavien, deutet auf große Ungleichmäßigkeiten in der Verteilung der Sedimente hin.

Das Kambrium der russischen Ostseeprovinzen**) besteht aus 1. dem blauen Ton mit Sandlagen; 2. dem Eophytonsandstein mit Olenellus Mickwitzi, Mickwitzia u. a.; 3. versteinerungsleeren Sandsteinen (Fucoidensandstein); 4. dem Obolussandstein (Ungulitensandstein) mit O. Apollinis, an der Basis mit Konglomeraten von Sandsteingeröllen, in seinem Hangenden der untersilurische Dictyonemaschiefer. An der Gleichstellung der drei unteren dieser Stufen mit dem Unterkambrium Schwedens kann um so weniger gezweifelt werden, als sie die nämlichen Medusenabdrücke, sowie Mickwitzia und Olenellus enthalten, auch ist die petrographische Beschaffenheit, wenn man von der unverwischten Erhaltung des ursprünglichen Habitus der Sedimente in Rußland absieht, nicht sehr verschieden. Die Obolensandsteine entsprechen, obwohl ohne Trilobiten, den Paradoxides- und Olenusstufen und sind wohl als die Küstenfazies des skandinavischen Mittel- und Oberkambriums anzusehen, welche beide in tieferem Meere abgelagert wurden.

Im Polnischen Mittelgebirge treten bei Sandomir mittelkambrische Tonschiefer und Quarzite zutage, in welchen letzteren Paradoxides Tessini, Agnostus fallax und A. gibbus häufig sind***).

Während die Abweichungen in der Entwicklung der kambrischen Schichtenreihe in Nordeuropa auf verschiedenartige Faziesbildung innerhalb eines und desselben Meeresbeckens zurückzuführen sind, verhält sich

---

*) W. Deecke, Geolog. Führer durch Bornholm. S. 34. Berlin 1899.

**) Fr. Schmidt, Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland, Nord-Livland und Ösel. Dorpat 1858; ferner Sil. and Cambr. Strata of the Baltic Prov. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1882. S. 514 und N. Jahrb. 1883. II. S. 73, sowie in den Erläuterungen zu Grewing's Karte von Liv-, Esth- und Kurland. 2. Aufl. Dorpat 1879. — Unterkambr. Fauna in Esthland. Mém. Acad. St. Pétersbourg 1888. — Revis. d. ostbalt. Trilobiten. Abt. I, ebend. 1881. — Baltisches Obersilur. Mém. géol. Bull. Acad. des Sc. St. Pétersbourg. I. 1891. S. 119. — Führer zu d. Exkurs. des VII. Internat. Geol.-Kongr. St. Petersburg 1897. XII u. XXXIV.

***) G. Gürich, Das Paläozoikum im Polnischen Mittelgebirge. St. Petersburg 1896. S. 16 und N. Jahrb. 1892. I. S. 69.

die Gliederung und Versteinerungsführung derselben in Böhmen in vieler Beziehung abweichend*). Auch hier beginnt das Kambrium mit Grauwacken, Konglomeraten, quarzitischen Sandsteinen und Grauwackensandsteinen der Kamenna hurka und von Lohovic (Przibramer Grauwacke, Etage B Barrande's), welche nach Jahn und Pompeckj eine Fauna vom Alter des Unterkambriums, also der Olenellusstufe enthalten, mit Ellipsocephalus vetustus, Solenopleura torifrons, Orthis Ruthani u. a., freilich ohne Olenellus, aber auch ohne den mittelkambrischen Paradoxides und Agnostus. Das Mittelkambrium wird vertreten durch die Paradoxidesschiefer von Tejrovic, Skrej und Jinetz (Etage C Barrande's; Primordialstufe) mit Einlagerungen von Sandsteinen, Konglomeraten und Eruptivgesteinen. Die in Britannien und Skandinavien so reich gegliederten Paradoxidesschichten enthalten in Böhmen eine einheitliche und von der nordeuropäischen verschiedenartige Trilobitenfauna (Parad. bohemicus und spinulosus, Conocoryphe, Ellipsocephalus, Arionellus, Agnostus u. a.). Das Oberkambrium fehlt in Böhmen vollständig.

Solche tiefgreifende Unterschiede in der Versteinerungsführung und Gliederung führen mit zwingender Notwendigkeit zu dem Schlusse, daß die kambrischen Schichten von Nordeuropa und von Böhmen in durch Festlandsmassen getrennten Meeren zur Ablagerung gelangten. Diese Trennung hielt während der älteren Silurzeit an.

Die teils lückenhafte, teils versteinerungsarme Ausbildung des Kambriums in den übrigen Teilen von Europa macht eine weitere Durchführung solcher Vergleichungen an dieser Stelle untunlich. (Vgl. hingegen Frech, Leth. palaeoz. II. S. 19 u. f.)

Das ganze mitteldeutsche Silur, also dasjenige des Fichtelgebirges, Frankenwaldes, Thüringens, des Vogtlandes und Erzgebirges, wird von einer fast versteinerungsleeren Schichtenreihe unterlagert, welche sich in ihrem petrographischen Charakter innigst einerseits an das Untersilur, anderseits an die Phyllite anschließt, so daß sich Grenzen zwischen denselben nicht ziehen lassen. Man hat diese Schichten als Äquivalente des Praekambriums und Kambriums aufzufassen (s. S. 380). Die untersten Komplexe derselben bestehen aus zum Teil noch sehr phyllitähnlichen, nach oben zu mehr grauwackenschieferartigen Tonschiefern von graugrüner bis blauschwarzer oder violetter Farbe mit Einlagerungen von Dachschiefern, Grauwacken, Quarzitschiefern, Kieselschiefern, Schieferporphyroiden, Amphi-

*) J. Barrande, Système silurien du centre de la Bohême. Paris et Prague 1852—1884. Mit 544 Tafeln (fortgesetzt von W. Waagen u. J. Jahn). — F. Katzer, Das ältere Paläozoikum in Mittelböhmen. Prag 1888. — Geologie von Böhmen. 2. Aufl. 1902. — J. J. Jahn, Mittelböhmische Silurformation. Jahrb. d. k. k. geol. R. 1892. S. 397. — Ders., Kambrium von Tejrovic und Skrej. Ebenda 1895. S. 641. — J. F. Pompeckj, Fauna des Kambriums von Tejrovic und Skrej. Ebenda 1895. S. 495.

boliten. Ein ihnen in Thüringen eingeschalteter Alaunschiefer enthält Archaeocyathus-artige Reste (K. v. Fritsch). Aus den wesentlich höher gelegenen Quarziten von Siegmundsburg beschrieben Loretz und v. Fritsch undeutliche Steinkerne eines Linguliden (Dinobolus). Die obersten, meist quarzitisch gebänderten Komplexe enthalten in allen oben genannten kambrischen Gebieten zum Teil sehr zahlreiche Steinkerne eines Seetanges, Phycodes circinnatus Richter (Fig. 187), und sind dann als Phykodenschiefer entwickelt, die aber auch dem untersten Silur zugeteilt worden sind.



Fig. 187. Phycodes circinnatus Richt. Brongn. sp.

In Nordfrankreich, Belgien und im Hohen Venn bei Aachen*) kennt man als Vertreter des Kambriums mächtige Systeme von versteinerungsleeren Phylliten, Sandsteinen und Dachschiefern (Salm-Stufe), zu unterst mit vorwiegenden Quarziten (Venn-Stufe), erstere überlagert von Dictyonemaschiefern. Paradoxidesschichten kennt man aus Nordspanien, der Sierra Morena und Languedoc; hier stellen sich am Südabfalle des Zentralplateaus auch Schiefer mit Olenus und Dikelocephalus ein. In Sardinien ist das Mittelkambrium vertreten und reich an Paradoxides, Olenopsis, Conocoryphe und namentlich Archaeocyathus**).

Innerhalb des nordamerikanischen Kontinentes zeigen sich in der Ausbildung der kambrischen Formation sehr wesentliche Unterschiede. Vor allem ist das Fehlen des Unter- und Mittelkambriums in den mittleren und südwestlichen Teilen des Kontinentes hervorzuheben***). In den Black Hills in Wisconsin und Minnesota, in Texas und in dem großartigen auf S. 376 in Fig. 173 wiedergegebenen Profile des Grand Cañon†) lagern oberkambrische Bildungen unmittelbar und diskordant auf vielfach gestörten algonkischen oder archäischen Schichten; es muß somit ein großes Areal zwischen Oberem See, Arizona und Texas während des älteren und mittleren (Georgia- und Acadian-) Abschnittes der kambrischen Periode Festland gewesen sein und hier während dieser Zeitabschnitte die Ablagerung von Schichten unmöglich gemacht haben. Dahingegen gelangten beiderseits desselben in einer pazifischen Region (in Utah, Nevada und British Columbia), sowie in einer atlantischen Provinz (im östlichen Kanada, auf Labrador,

*) Holzapfel, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1898. S. CVI.

**) Bornemann, Act. Nov. Leop.-Carol. D. Ak. Bd. LI. 1886 und Bd. LVI. 1891; siehe N. Jahrb. f. Min. 1889. I. S. 329 und 1893. II. S. 126. — Pompeckj, Z. d. D. geol. Ges. 1901. S. 1.

***) Ulrich a. Schuchert, Bull. 52. N. York State Museum. Albany 1902.

†) Fr. Frech, N. Jahrb. 1895. II. S. 153. Taf. III.

Neubraunschweig, in den Neuenglischen Staaten und am Westabfall der appalachischen Kette) das Unter- und Mittelkambrium zur Ablagerung. Nach dem Untertauchen des beide Gebiete trennenden Landstriches transgredierte der jungkambrische Ozean sowohl über letzteren, wie über dessen beiderseitige alt- und mittelkambrische Flanken. In der Ausbildung dieser letzteren machen sich namentlich dadurch auffallende Verschiedenheiten geltend, daß die östliche, atlantische Provinz eine große faunistische Ähnlichkeit mit der nordeuropäischen, vorzüglich schwedischen Entwicklung besitzt, die sich in der westlichen Region verwischt*).

Die Äquivalente der Caerfai- und Eophytonstufe (unterstes Unterkambrium) sind namentlich gut in Kanada und Neufundland bekannt und bestehen aus Konglomeraten und Sandsteinen (Basal-Series). Außerordentlich reich ist im O. wie im W. die Entfaltung der darauf folgenden eigentlichen Olenellusschichten (Georgia-Group). Das Mittelkambrium, die Paradoxidesstufe (St. John- oder Acadian-Group) ist nur im Osten Nordamerikas (Neufundland, Neubraunschweig und Massachussets) ähnlich wie in Skandinavien und England entwickelt und zeichnet sich durch zahlreiche, z. T. riesenhafte Arten des genannten Trilobiten aus, während solche im Westen des Kontinentes durchaus vermißt werden. Das allgemeine Verbreitung gewinnende Oberkambrium (Potsdam-Group) ist besonders durch die reiche Entfaltung der Trilobitengattungen Dikelocephalus und Bathyurus gekennzeichnet, während der für das nordeuropäische Oberkambrium so charakteristische Olenus bis auf Neufundland vollkommen fehlt.

So offenbart sich denn in Europa wie in Amerika das Vorhandensein ausgedehnter kambrischer Kontinente, und zwar indirekt aus den mächtigen Konglomeraten, Grauwacken und Sandsteinen des Kambriums, andererseits aber auch aus dessen Stratigraphie, Transgression und Faziesbildung.

Die silurische Formation.

Als silurische Formation bezeichnet man eine bis über 6000 m mächtige Schichtenreihe von vorherrschenden tonigen und sandigen, sowie von jetzt an weit mehr in den Vordergrund tretenden kalkigen Gesteinen, welche auf der kambrischen Formation auflagern, von der devonischen Formation überlagert werden und zum Teil reich an organischen Resten und zwar fast ausschließlich an solchen von einstigen Meeresbewohnern, nämlich von Korallen, Graptolithen, Pelmatozoën, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten sind, während Landtiere bis auf einige seltene in

*) Walcott, Cambrian Faunas of N. A. Bull. U. St. geol. Survey. No. 10. 1884, No. 30. 1886 und No. 81. 1891 sowie Fauna of the Lower Cambrian. U. St. geol. Surv. X. Ann. Rep. 1888/89. S. 512 (mit 50 Taf.) und vollständigem Literaturverzeichnis.

Gotland und Schottland gefundene Skorpione nicht bekannt und Landpflanzen noch außerordentlich spärlich sind.

Der **petrographische Charakter** der silurischen Schichtenreihe ist zwar kein konstanter, vielmehr in den verschiedenen Bildungsgebieten des Silurs ein verschiedener, doch läßt sich im allgemeinen annehmen, daß Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken und Grauwackenschiefer, in manchen Gegenden aber auch versteinerungsreiche Mergel und Kalksteine, diese z. T. in Gestalt zoogener Riffe, die vorherrschenden Gesteinsarten sind, zu welchen sich als untergeordnete Gebirgsglieder Konglomerate und Quarzite, sowie kohlenstoffreiche Kieselschiefer und Alaunschiefer, gesellen. Eine ziemlich allgemein verbreitete Erscheinung innerhalb der Silurformation ist deren Phosphoritführung, die sich teils im Auftreten von knollenförmigen Phosphoritkonkretionen, teils im Phosphatgehalte der Schichtgesteine selbst kundgibt*).

Die Silurformation ist im allgemeinen ziemlich reich an Erzlagerstätten, und zwar sind es namentlich Eisenerze, welche in Gestalt von Flözen, Imprägnationen und unregelmäßigen Einlagerungen als integrierende, also gleichalterige Glieder der Silurformation bekannt sind. Hierher gehören die Lager von Chamosit, Thuringit- und oolithischem Roteisenerz im Untersilur von Böhmen und Thüringen, die zahlreichen und ausgedehnten Flöze von Rot- und Brauneisenstein in der Ostflanke des großen appalachischen Beckens von Nordamerika.

Nicht ohne Interesse, ja selbst von technischem Werte ist das, wenn auch seltene Vorkommen von Anthrazitflözen zwischen silurischen, zum Teil Graptolithen führenden Schiefern Schottlands, Irlands und Portugals. Das Material dieser Kohlengesteine kann nur von Seetangen abstammen, da während der Zeit seiner Ablagerung nur sehr sparsame höher organisierte Pflanzen existierten. Auch Steinsalzeinlagerungen sind in der Silurformation vorhanden, aus welchen zahlreiche Salzquellen, z. B. bei Salina und Syracuse im Staate New York, entspringen. In der kanadischen Provinz Ontario sind im oberen Silur sechs Steinsalzflöze von 2—12 m Mächtigkeit durchbohrt und im Silur der indischen Saltrange ebenfalls mehrere Steinsalzlager erteuft worden.

Der paläontologische Charakter der Silurformation. Die Fauna des silurischen Zeitalters war, abgesehen von einigen seltenen Skorpionen (Palaeophonus) aus dem Silur Schwedens und Schottlands, ausschließlich marin. Die silurische Flora enthält außer Meerespflanzen auch bereits, wenn auch sehr sparsame Landpflanzen. Erstere gehören den Fucoiden, den Seetangen und den Kalkalgen (Siphoneen) an. Ihres mangelhaften Erhaltungszustandes wegen ist der paläontologische Wert der ersteren nur

*) L. Kruft, N. Jahrb. Beil. Bd. XV. 1901. S. 1.

ein geringer, ja viele früher für Fucoiden gehaltene Reste haben sich als Kriechspuren von Tieren herausgestellt*). Dahingegen ist die Beteiligung kalkabscheidender Siphoneen (namentlich Vermiporellen und Palaeoporellen, sowie Sphaerocodien und Girvanellen) am Aufbau mächtiger Schichtenkomplexe, z. B. des skandinavisch-baltischen Silurs, eine sehr wesentliche**). Die Landflora des Silur zeigt, ebenso wie die darauf folgende Devonflora, viele Anklänge an die Pflanzenwelt des Karbon. Charakteristisch für jene beiden älteren Floren sind die Bothrodendraceen (eine Gruppe der Lepidophyten), z. B. Cyclostigma hercynicum Weiß (Fig. 188 und 189) mit den zugehörigen Knorrien. Außerdem kommen einige Farne, z. B. Sphenopteridium rigidum Pot (Fig. 190), und endlich Psilophyton vor***).

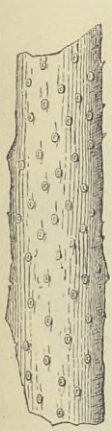


Fig. 188.

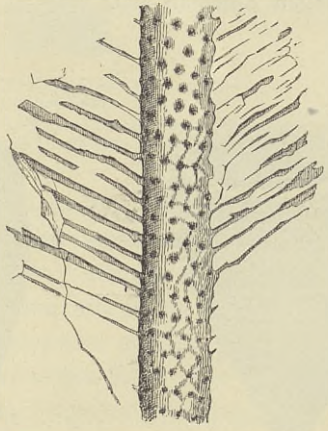


Fig. 189.



Fig. 190.

Silurische Landpflanzen.

Fig. 188. Zweigstück und Fig. 189 beblätterter Sproß von Cyclostigma hercynicum Weiß. — Fig. 190. Sphenopteridium rigidum Pot.

Eine viel mannigfaltigere Entwicklung, einen erstaunlichen Formen- und Individuenreichtum hat die Tierwelt während der Silurperiode erlangt, so daß wir bereits weit über 10000 silurische Tierarten kennen. Die fortschrittliche Entwicklung des organischen Lebens offenbart sich in dieser Fauna dadurch, daß sich zu den beiden Haupttiergruppen des Kam-

*) Nathorst, Kgl. Svensk. Vetensk.-Acad. Handl. Stockholm. Bd. 18. No. 7. 1881 und Bd. 21. No. 14.

**) Stolley, Naturw. Wochenschr. 1896. Nr. 15. — Ders., Schriften d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein. Kiel 1897. S. 110. — L. Siegert, Z. f. Naturw. 1898. S. 108.

***) Potonié, Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 362 und 363. — Ders., Die Silur- und Kulmflora des Harzes usw. Abh. d. k. pr. geol. La. N. Folge Heft 36. Berlin 1901.

briums, den Trilobiten und den hornschaligen Brachiopoden, eine Fülle von Cephalopoden, Kalk-Brachiopoden, Korallen und Pelmatozoën sowie von Graptolithen gesellt, denen sich schließlich die ersten Knorpelfische anreihen.

Unter den niedrigst stehenden Tieren spielen die Radiolarien z. B. in den Hornsteinen und Kieselschiefern eine bedeutsame Rolle; auch Kieselschwämme sind ziemlich reichlich vertreten. Unter ihnen ist namentlich Astylospongia praemorsa Röm. (Fig. 191) hervorzuheben, welche auf Gotland, in Tennessee und als diluviales Geschiebe in der norddeutschen Ebene in größerer Häufigkeit nachgewiesen ist. Von fast derselben Bedeutung ist Aulocopium aurantium Röm. aus dem Untersilur von Esthland und als nordisches Geschiebe, ferner Astraeospongia meniscus Saff. Letztgenannter scheibenförmiger Schwamm zeichnet sich durch die Regelmäßigkeit und Größe seiner sechsstrahligen Spiculae aus.



Fig. 191. Astylospongia praemorsa Röm.

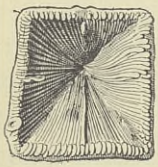


Fig. 192. Goniophyllum pyramidale His. Kelch von oben.

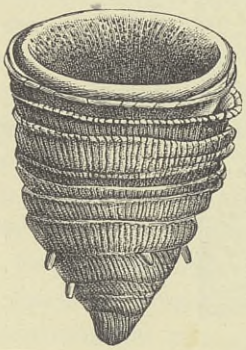


Fig. 193. Omphyma subturbinatum E. H.

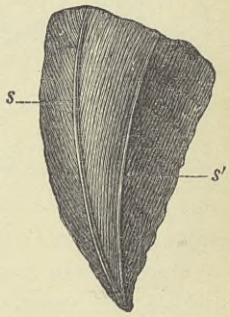


Fig. 194. Streptelasma europaeum Röm. (s Hauptseptum, s' Seitenseptum.)

Die silurischen Korallen gehören zunächst zu der Abteilung der Tetracoralla und Rugosa, deren Sternlamellen stets vier, nie aber sechs Systeme bilden. Unter ihnen besitzen die Geschlechter Omphyma, Streptelasma, Acervularia, Stauria, Syringophyllum, Palaeocyclus die größte Verbreitung. Als besonders bezeichnende Formen mögen hier angeführt werden: Streptelasma europaeum F. Röm. (Fig. 194), auf der Außenseite sind die Primärsepta und die fiederig gestellten späteren Septen sichtbar; — Goniophyllum pyramidale His. (Fig. 192), eine vierseitige, mit vier Deckeln versehene Koralle; — Omphyma subturbinatum E. H. (Fig. 193). Noch reichlicher wie die Rugosa, nämlich in riffbauender Menge sind die Tabulata im Silur vertreten; ihre Septa sind verkümmert, dahingegen Querböden in großer Vollkommenheit entwickelt.

Namentlich sind die Gattungen Favosites (Calamopora) und Syringopora durch ihren Artenreichtum bezeichnend, steigen jedoch auch bis in das Devon hinauf. Halysites (Catenipora) hingegen ist ausschließlich silurisch und deshalb ein treffliches Leitfossil. Die wichtigsten Arten sind Favosites gotlandica Lam. (Fig. 195) und Halysites catenularia Linn. (Fig. 196). Der Korallenstock der ersteren besteht aus dicht neben-

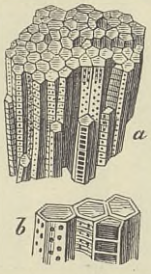


Fig. 195. Favosites (Calamopora) gotlandica Lam.
a in natürlicher Größe, *b* etwas vergrößert, um die Poren und Querböden zu zeigen.

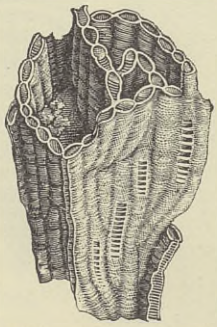


Fig. 196. Halysites catenularia Linn.

einander stehenden, lang prismatischen Zellen, welche zahlreiche horizontale Querböden besitzen und durch Poren in den Seitenwänden miteinander in Verbindung stehen. Bei der zweiterwähnten Art sind lauter im Querschnitte ovale Röhrenzellen mit ihrem schmalen Ende verwachsen und wie Glieder einer Kette aneinander gereiht. Horizontale Querböden sind ebenfalls vorhanden. Die knolligen Stöcke der Stromatoporen (wohl Hydrokorallineen) häufen sich im Obersilur stellenweise (z. B. auf der Insel Gotland) zu förmlichen Stöcken an.

Zu den eigentümlichsten organischen Erscheinungen der silurischen Periode gehören die Graptolithen (Fig. 197), welche man als seitdem ausgestorbene Vertreter von Hydrozoën deutet. Bei ihrer großen Häufigkeit, ihrer auffälligen und leicht kenntlichen Form und ihrer ausschließlich silurischen Verbreitung sind sie eines der wichtigsten Erkennungsmerkmale der Silurformation. Innerhalb derselben bilden sie mehrere, in Schonen, England und Nordamerika sogar zahlreiche Horizonte, deren jeder eine ihm eigentümliche Graptolithenfauna birgt*). Die Graptolithen liegen fast stets in großer Anzahl vergesellschaftet auf den Schichtungsflächen der silurischen Schiefer (Graptolithenschiefer) und sind in diesem Falle platt zusammengedrückt; in kalkigen Gesteinen sind sie zwar weniger häufig, aber dann in natürlicher Wölbung erhalten. Die wichtigsten Graptolithengattungen

*) Lapworth, Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 5. Vol. III. — Tullberg, Z. d. D. geol. Ges. 1883. S. 223. — Barrois, Ann. d. la Soc. géol. du Nord. Lille 1892. p. 75. — Frech, Leth. palaeoz. II. S. 112.

sind Monograptus, der Kanal nur auf einer Seite mit zahnähnlichen Zellen versehen, z. B. M. colonus Barr. (Fig. 197*A*), ferner M. turriculatus Barr. (Fig. 197*B*) und Didymograptus Murchisoni Beck. (Fig. 197*E*); Diplograptus (Fig. 197*F*) auf beiden Seiten mit Zellenfortsätzen, z. B. D. pristis His.; Rastrites, mit langen, zarten, völlig getrennt und senkrecht auf der Achse stehenden Zellen, z. B. R. Linnei Barr. (Fig. 197*C*),

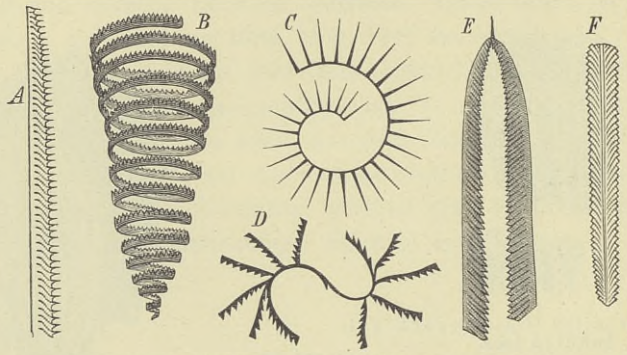


Fig. 197. Graptolithen.
A Monograptus colonus Barr., *B* Monogr. turriculatus Barr., *C* Rastrites Linnei Barr., *D* Coenograptus gracilis Hall., *E* Didymograptus Murchisoni Beck., *F* Diplograptus palmeus Barr.

Phyllograptus, Coenograptus (Fig. 197*D*) und Retiolites. Zuweilen hat man beobachtet, daß eine größere Anzahl solcher Graptolithenstäbe nur Anhänge einer freischwimmenden, medusenartigen Schwimmglocke bilden. Höchst charakteristisch für die unterste Stufe des Silur, also für die Grenze desselben gegen das Kambrium, ist die netzartige, trichterförmige Gattung Dictyonema (Dictyograptus, Fig. 198).

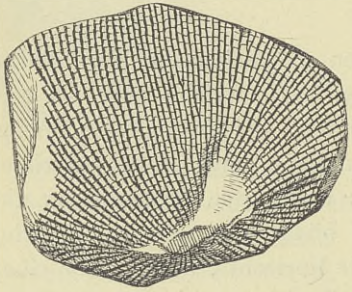


Fig. 198. Dictyonema (Dictyograptus) flabelliforme. Eichw.

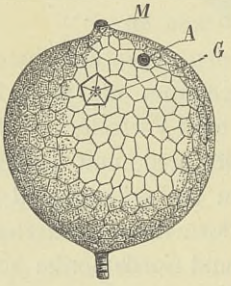


Fig. 199. Echinosphaerites aurantium His. sp. *M* Mund, *A* After, *G* Genitalpyramide.

Von den Echinodermen sind die Seesterne (Palaeaster, Protaster, Palaeocoma) und Seeigel (und zwar Perischoëchiniden) meist durch so vereinzelte Individuen vertreten, daß diese ohne Einfluß auf den Gesamthabitus der silurischen Fauna bleiben; dahingegen gehören die Pelmatozoen zu den charakteristischsten Erscheinungen des silurischen Zeitalters. So ist die Abteilung der Cystideen, als einer deren Hauptvertreter

die Gattung Echinosphaerites gilt, wesentlich silurisch und zwar untersilurisch. Unter diesen tritt namentlich der kugelrunde Kelch von Ech. aurantium Hisinger (Fig. 199) in zahlloser Menge der Individuen im nördlichen Europa auf. Die übrigen Cystideengattungen, also z. B. Cryptocrinus, Caryocystites, Echinoëncrinus, Hemicosmites, kommen nur vereinzelter und in beschränkter geographischer Verbreitung vor. Die Crinoideen mit großen zusammengesetzten Armen und radial angeordneten Kelchtäfelchen haben ebenfalls im Obersilur bereits eine bedeutende Entwicklung erlangt. Verhältnismäßig sehr weit verbreitet sind die Gattungen Cyathocrinus (Fig. 200), Taxocrinus, Melocrinus, Dimerocrinus, Lecanocrinus. Allein aus dem obersilurischen Korallenkalk der Insel Gotland sind 43 Gattungen mit 176 Arten von Crinoideen beschrieben.

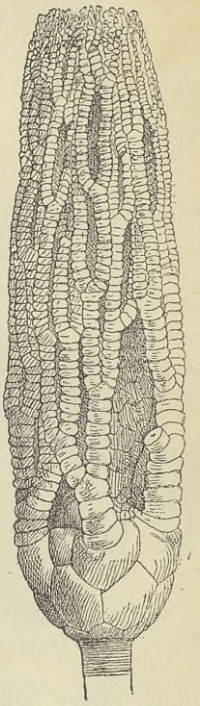


Fig. 200. Cyathocrinus longimanus Ang. Obersilur von Gotland.

Mit die wichtigste Rolle in der silurischen Fauna spielen die Brachiopoden und Cephalopoden, und zwar von ersteren neben hornschaligen, schloßlosen Formen wie Lingula und Discina namentlich die kalkschaligen, mit Schloß versehenen Geschlechter Porambonites, Rhynchonella, Spirifer, Strophomena, Atrypa, Leptaena, Chonetes, vorzugsweise aber Orthis, Stricklandinia und Pentamerus. Man kennt jetzt aus dem Silur gegen 2600 Arten von Brachiopoden. So ist Orthis durch über 400 Arten vertreten, von denen folgende ihrer großen geographischen Verbreitung wegen hervorzuheben sind: O. elegantula Dalm., — O. canaliculata Lindst. (Fig. 201). — O. vespertilio Sow. — O. lynx Eichw.



Fig. 201. Orthis canaliculata Lindst.



Fig. 202. Chonetes striatella Dalm. (*a'* Area, *st* Stacheln.)

(Fig. 203, S. 398). Chonetes striatella Dalm. (Fig. 202) ist im Obersilur Nordeuropas und Amerikas, sowie in erratischen Geschieben Norddeutschlands sehr häufig. Die Gattung Pentamerus ist bis auf einige Arten, welche in das Devon hinaufsteigen, auf das Obersilur beschränkt und in diesem in etwa 40 Spezies bekannt. Von denselben besitzt namentlich Penta-

merus Knighti Sow. (Fig. 204) eine große Verbreitung in Deutschland, England, Schweden und Rußland. Er, sowie P. borealis, P. oblongus,

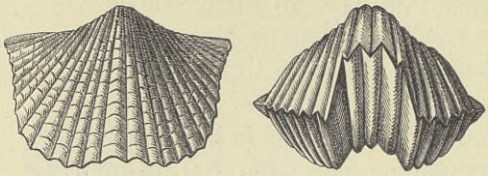


Fig. 203. Orthis (Platystrophia) lynx Eichw.

P. esthonus und P. conchidium Brongn. (Fig. 205) füllen gewisse Bänke des Obersilurs ganz an. Atrypa reticularis Linn. (Fig. 206) besitzt die größte Verbreitung unter allen Brachiopoden der silurischen Formation, ist



Fig. 204. Pentamerus Knighti Sow.

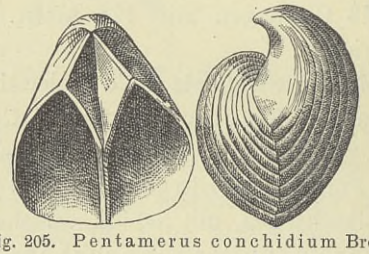


Fig. 205. Pentamerus conchidium Brongn.

jedoch dieser und dem Devon gemeinsam. Strophomena rhomboidalis Wahl. (Fig. 207) kommt der vorigen Art an Zahl der Fundorte fast gleich und steigt ebenfalls in das Devon.

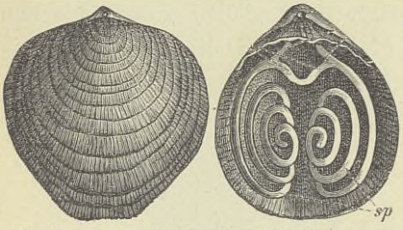


Fig. 206. Atrypa reticularis Linn. (*sp* Spiralkegel.)

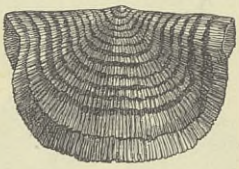


Fig. 207. Strophomena rhomboidalis Wahl.

Die Zweischaler stehen, verglichen mit den Brachiopoden und Cephalopoden, an Wichtigkeit in der silurischen Fauna zurück. Vertreten sind namentlich die Gattungen Avicula, Aviculopecten, Ambonychia, Lucina, Conocardium, Megalomus, Cardiola. Von den zahlreichen ineinander übergehenden Formen des letzten Genus ist Card. interrupta Sow. (Fig. 208) am verbreitetsten und am leichtesten kenntlich. Die

silurischen Gastropoden*) gehören meist den Geschlechtern Pleurotomaria, Murchisonia, Euomphalus, Eunema, Turbo, Cyclonema,

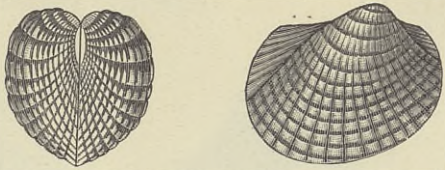
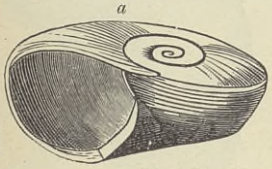


Fig. 208. Cardiola interrupta Sow.

Loxonema, Bellerophon, Platyceras und Capulus an; ausschließlich silurisch ist u. a. die Gattung Maclurea, welche besonders im amerikanischen Silur stark, nämlich durch 26 Spezies, vertreten ist, von denen wir M. Logani Salter (Fig. 209) hervorheben. — Von Pteropoden bedecken namentlich die Tentaculiten (Fig. 210) in unzähliger Menge die Schich-



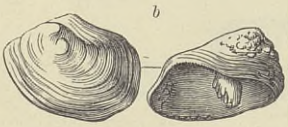


Fig. 209. Maclurea Logani Salt. *a* Gehäuse, *b* Deckel.

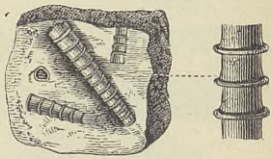


Fig. 210. Tentaculites annulatus Schloth.

tungsflächen gewisser silurischer Kalksteine und Tonschiefer. Hierher gehören auch Theca, Conularia und Hyolithes, welche in zahlreichen Spezies sehr verbreitet im Silur sind.

Die Cephalopoden sind im Silur sehr reichlich, aber ausschließlich durch Nautileen vertreten und zwar durch mehr als 1500 Spezies (gegen sechs Nautilusarten der Jetztzeit), — die Vorläufer der Ammoneen, welche in den beiden nächstjüngeren Formationen eine so außerordentlich wichtige Rolle spielen, kennzeichnen den Beginn der devonischen Periode. Von den Nautileen erreicht das Genus Orthoceras (Fig. 215, S. 400) bereits im Silur das Maximum seiner Entwicklung in über 800 Arten und erzeugt z. B. in Schweden Riesenformen von 1,5—2 m Länge. Ganz eigentümlich sind für die silurische Gruppe diejenigen Formen, bei welchen der Sipho sehr groß, kugelig — perlschnurartig und zum Teil im Innern mit Obstruktionsringen versehen ist, und die man als Ormoceras und Huronia von Orthoceras getrennt hat. Das Orthoceratidengenus Endoceras (Fig. 214, S. 400) mit sehr weiten und langen, randständigen Siphonaltuten ist auf das Untersilur beschränkt.

*) E. Koken, Entwicklung der Gastropoden vom Kambrium bis zur Trias. N. J. Min. Beilageband VI. 1889. S. 305.

Dagegen sind die Gattungen Phragmoceras, Gomphoceras (Fig. 211 und 212), Ascoceras, Trochoceras, Cyrtoceras (Fig. 216), Lituites (Fig. 213) und Nautilus im ganzen Silur, zum Teil in zahlreichen Arten sehr verbreitet.



Fig. 211.

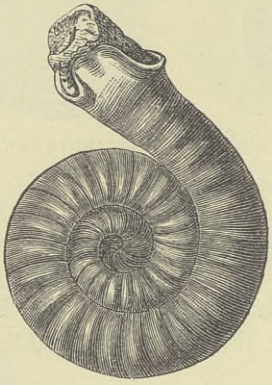


Fig. 213.



Fig. 212.

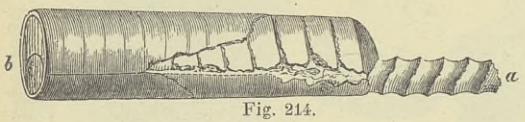


Fig. 214.

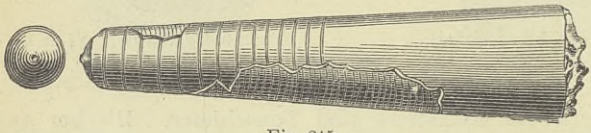


Fig. 215.

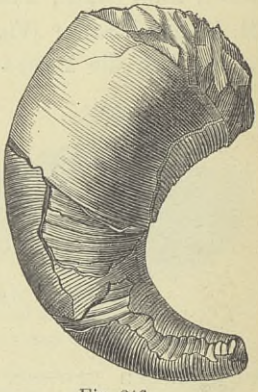


Fig. 216.

Silurische Cephalopoden.

Fig. 211 und 212. Gomphoceras bohemicum Barr. (Fig. 212 die Mündung zeigend). — Fig. 213. Lituites (Ophidioceras) simplex Sow. — Fig. 214. Endoceras duplex Wahlenb., *a b* randständiger, weiter Sipho. — Fig. 215. Orthoceras timidum Barr. — Fig. 216. Cyrtoceras Murchisoni Barr.

Von Anneliden (Gliederwürmern) sind chitinige Kiefer (Conodonten) besonders im Gotländer Obersilur überliefert.

Einen außerordentlich großen Formen- und Individuenreichtum entwickeln die Trilobiten im Silur. Sie erreichen, nachdem fast alle ihre kambrischen Vertreter erloschen sind, den Höhepunkt ihrer Entwicklung bereits im Untersilur. Die obersilurischen Trilobiten kommen ihren Vorfahren nur noch in der Zahl der Arten, nicht mehr in derjenigen der Gattungen gleich. Im Silur kennt man 167 Genera mit gegen 1700 Arten, so daß der eigentümliche Gesamteindruck der silurischen Fauna wesentlich von dieser erloschenen Crustaceenfamilie ausgeht. Die meisten silurischen Trilobiten besitzen fazettierte Augen und haben das Vermögen, sich zusammenzukugeln. Die Unterseite mit den gegliederten Füßen ist nur in den seltensten Fällen erhalten. Zu den wichtigsten und artenreichsten silurischen Trilobitengeschlechtern gehören Asaphus (Fig. 217), Illaenus

(Fig. 220), Chasmops, Trinucleus (Fig. 218), Ogygia, Bronteus, Encrinurus, Sphaerexochus, Phacops, Cyphaspis, Acidaspis, Arethusina (Fig. 221), Dalmania (Fig. 222), Calymene (Fig. 223), Cheirurus und Harpes (Fig. 219).

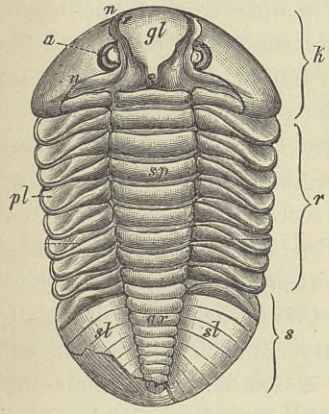


Fig. 217.

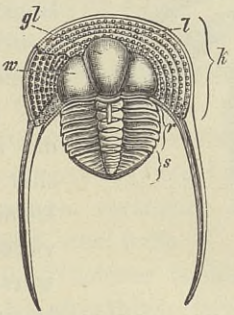


Fig. 218.

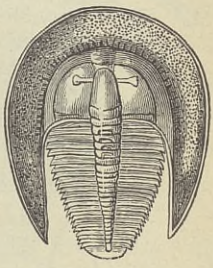


Fig. 219.

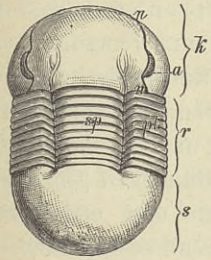


Fig. 220.



Fig. 221.

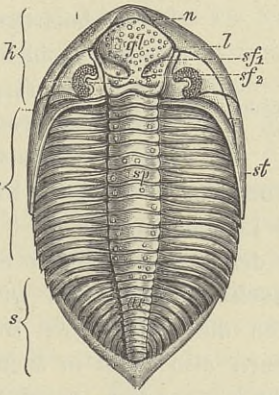


Fig. 222.

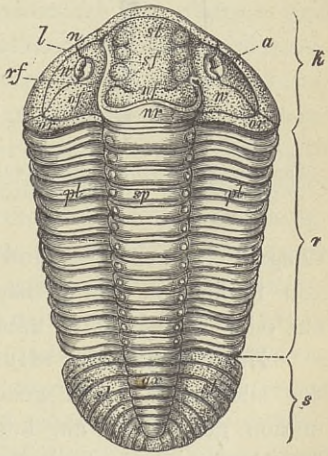


Fig. 223.

Silurische Trilobiten.

Rückenschale. *k* Kopfschild, *r* Rumpf, *s* Schwanzschild, *gl* Glabella, *w* Wangen, *n* Gesichtsnaht, *l* Randsaum, *st* Wangenstachel, *a* Auge, *sf* Seitenfurchen, *rf* Rückenfurchen, *sp* Spindel, *pl* Pleuren. Fig. 217. Asaphus expansus Linn. — Fig. 218. Trinucleus ornatus Stbg. — Fig. 219. Harpes ungula Sternb. — Fig. 220. Illaenus angustifrons Holm. — Fig. 221. Arethusina Koninckı Barr. — Fig. 222. Dalmania caudata Brünn. — Fig. 223. Calymene Blumenbachi Brgt.

Die Verteilung der zahlreichen Gattungen und Arten der Trilobiten liefert die besten Anhaltspunkte für die Gliederung des älteren Palaeozoikums und so auch des Silurs in Unterabteilungen und Stufen, sowie für die Trennung geographischer Provinzen.

Im Obersilur namentlich Südschottlands, Gotlands und der Insel Oesel gesellen sich zu den Trilobiten die Eurypteriden (Fig. 224), riesige, bis 2 m lange Krebstiere mit kurzem breiten Kopfschilde, dieses mit kleinen zusammengesetzten Augen, mit sechs gegliederten Beinpaaren und mächtigem, langgestrecktem, aus 12 Segmenten bestehendem Rumpf und Hinterleib, der in einen langen Stachel endet.

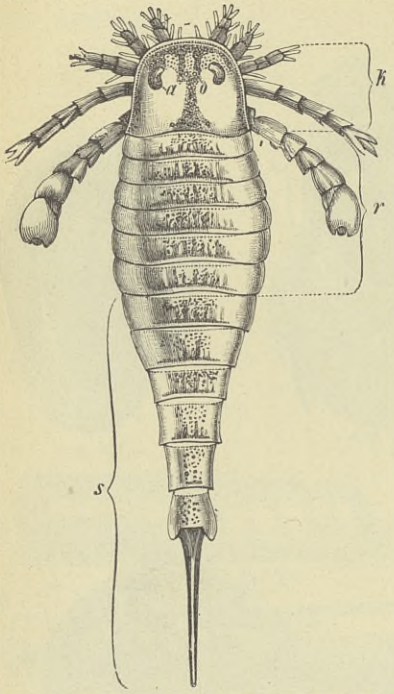


Fig. 224. Eurypterus Fischeri Eichw. (*k* Kopfschild, *r* Rumpf, *s* Schwanz.

Zu den Crustaceen gehört ferner die im Obersilur und oberen Untersilur weit verbreitete Beyrichia, ein kleiner Muschelkrebs mit abgerundet vierseitigen Klappen, diese mit höckerig-warziger Oberfläche, und die glatte Leperditia. Endlich entstammen dem Obersilur Gotlands, Schottlands und Nordamerikas die seltenen Reste einiger mariner Skorpione (Palaeophonus).

Von Wirbeltieren erscheinen in England, Rußland und Skandinavien Reste haiartiger Knorpelfische und Panzerganoiden anfänglich ganz vereinzelt (Pteraspis und Cephalaspis), dann in so großer Häufigkeit (Onchus), daß Flossenstacheln und emaillierte Chagrinschuppen in England eine förmliche Lage von Knochenbreccie (bonebed) von freilich an den meisten Lokalitäten nur 3—8 cm Mächtigkeit gerade auf oder wenige Meter unter der Grenze zwischen Silur und Devon bilden.

Zweiteilung der silurischen Formation. Die aufgezählten Vertreter der silurischen Fauna gehören nicht sämtlichen Horizonten der Silurformation gemeinsam an, kommen also nicht in allen silurischen Schichtenkomplexen vergesellschaftet vor, sondern repräsentieren vielmehr eine Aufeinanderfolge von sich gegenseitig ablösenden Faunen. Auf dieser Verschiedenheit des paläontologischen Charakters in verschiedenen Niveaus der silurischen Formation beruht deren detaillierte Gliederung in zahlreiche Stufen, welche freilich meist nur lokale Geltung besitzen. In allen Ländern jedoch, in welchen die Silurformation in einigermaßen vollständiger Entwicklung nachgewiesen ist, also besonders in England, Böhmen, Skandinavien und Nordamerika, hat man zwei Hauptabteilungen von allgemeiner Gültigkeit fixieren können und dieselben als Untersilur (oder Ordovician) und Obersilur bezeichnet.

1. Im **Untersilur** gesellen sich zu den aus dem Kambrium heraufsteigenden Trilobitengeschlechtern Ogygia, Agnostus und Asaphus die neuen Gattungen Aeglina, Illaenus, Placoparia, Ceratopyge, Ampyx, Acidaspis, Megalaspis, Trinucleus, Chasmops, Remopleurides in zum Teil riesigen Arten, — die Graptolithen und zwar namentlich zweireihige und gegabelte Formen (Diplograptus, Phyllograptus, Didymograptus, Coenograptus sowie Dictyonema, diese im untersten Untersilur) erreichen das Maximum ihrer Entwicklung, — von Brachiopoden erscheinen neben der bereits kambrischen Lingula, Discina und Orthis noch Leptaena, Strophomena, Orthisina, Atrypa, Porambonites, Spirifer, — die Nautileen stellen sich reichlicher ein, so Orthoceras, Endoceras, Cyrtoceras, Lituites, — von Gastropoden Maclurea, — die Pelmatozoen werden vorzüglich durch Cystideen vertreten, — Korallen spielen nur lokal eine Rolle.

2. Im **Obersilur** nehmen die Trilobiten bereits rasch ab. Wie vor Beginn des Untersilurs die S. 383 aufgezählten kambrischen Geschlechter, so sind im Obersilur die Gattungen Agnostus, Trinucleus, Ogygia, Chasmops, Remopleurides, Asaphus, Aeglina, Megalaspis bereits vollkommen erloschen. Dahingegen sind Calymene, Phacops, Lichas, Dalmania, Proteus, Harpes durch zahlreiche Arten vertreten. Ausschließlich obersilurisch sind Bronteus und Arethusina. Auch die Graptolithen nehmen an Mannigfaltigkeit ab und stellen einreihige Formen wie Rastrites und Monograptus. Die kalkschaligen Brachiopoden erheben sich zu großem Arten- und Formenreichtum, indem sich den aus dem Untersilur aufsteigenden Gattungen namentlich noch Pentamerus, Chonetes, Spirifer und Rhynchonella anreihen. Gleiches gilt von den Nautileen (Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, Trochoceras, Ascoceras und Nautilus) mit gegen 1000 Arten. Die im Untersilur stellenweise so außerordentlich verbreiteten Cystideen nehmen schnell ab, wohingegen die bis dahin seltenen Crinoideen an Formen- und Individuenreichtum zunehmen und eine große Bedeutung und das Maximum ihrer Entwicklung erhalten; zugleich treten die ersten Blastoideen auf. Die Korallen (tabulata und rugosa) sowie Stromatoporiden erscheinen in großer Fülle und Mannigfaltigkeit und bilden ganze Riffe. Dem obersten Silur gehören endlich die Eurypteriden und die ersten Selachier und Panzerfische an.

Die geographische Verbreitung und speziellere Gliederung der Silurformation (hierzu die tabellarische Übersicht auf S. 413). Das Silur besitzt in Europa zwei Verbreitungsgebiete von verschiedenem Charakter ihrer Spezialfaunen. Das erste (das skandinavische) begreift die britischen Inseln, Belgien und Nordfrankreich, ferner Norwegen, Schweden, die Ostseeprovinzen und das Innere Rußlands sowie die arktischen Regionen. — Das zweite (böhmische) umfaßt die silurischen Areale Böhmens,

Sachsens, Thüringens, des Fichtelgebirges, der Ostalpen, Südfrankreichs, Spaniens und Portugals. In der Fauna dieser Provinzen machen sich die schärfsten Unterschiede im Untersilur geltend, um sich im Obersilur zu verwischen.

In Britannien besitzt das Silur seine Hauptentwicklung in Wales, ist aber auch an der Südküste von Cornwall, sowie im südlichen und nördlichen Schottland und im nördlichen Teile der irischen Insel bekannt. Die englischen Geologen gliedern, wesentlich nach Murchison, die silurische Schichtenreihe ihrer Heimat, von deren Entwicklung in Wales ausgehend, in folgende Unterabteilungen:

II. Obersilur.

3. Ludlow-Stufe, a) unterer Ludlow-Schiefer und Aymestry-Kalkstein, mit Pentamerus Knighti, Rhynchonella Wilsoni, Lingula Lewisi, Orthoceras Ludense, Lituites giganteus, Eurypterus; b) obere Ludlow-Schichten, mit Orthis elegantula, Chonetes striatella, Bellerophon trilobatus, Orthoceras bullatum; c) Passage-beds: Downton-Sandstein, mit dem Bone-bed von Resten der ältesten Fische (Onchus, Cephalaspis, Pteraspis), zu oberst die in den Old-Red übergehenden Ledbury-Schiefer.
2. Wenlock-Stufe, und zwar Kalkstein mit Girvanella, Stromatopora, Halysites catenularia, Favosites Gotlandica, Omphyma turbinatum, Strophomena depressa, Pent. galeatus, Atrypa reticularis, Calymene Blumenbachi, Homalonotus delphinocephalus, Orthoceras annulatum. In Nordengland vertreten durch die Riccarton-Graptolithenschiefer mit Monogr. priodon, Retiol. Geinitzianus.
1. Llandovery-Stufe mit Pentamerus oblongus, P. lens, Orthis, Atrypa, Harpes, Encrinurus, Illaenus, Calymene, Tentaculites annulatus. Konglomerate, Sandsteine, Grauwacken, 300—700 m mächtig. Zu oberst Mayhill-Sandstein und Tarannon-Schiefer (mit Rastrites, Monograptus). In Nordengland die Stockdale-Graptolithenschiefer.

I. Untersilur (Ordovician).

5. Bala- oder Caradoc-Schichten, kalkiger Sandstein mit viel Brachiopoden, z. B. Orthis vespertilio, Orthis calligramma, Strophomena grandis. Maximum der Trilobiten, z. B. Trinucleus concentricus, Illaenus, Asaphus; ferner Echinosphaerites.
4. Llandeilo-Flags, 1000—1500 m mächtig, mit viel Graptolithen (Didymograptus, Diplograptus), Orthoceras duplex, Asaphus tyrannus, Ogygia Buchi.
3. Llanvirn-Schichten mit Dicellograptus, Illaenus, Dalmania, Placoparia.
2. Arenig- oder Stiperstone-Stufe, schwarze Tonschiefer und Quarzite, 800 m mächtig, mit Didymograptus, Diplograptus und viel Trilobiten, so Ogygia, Asaphellus, Aeglina, Trinucleus. In Nordengland vertreten durch die Skiddaw-Graptolithenschiefer.
1. Tremadoc-Schichten, Grauwackensandsteine und Schiefer noch mit einer Anzahl kambrischer Trilobiten (Olenus, Dikelocephalus, Agnostus), daneben echt silurische Formen von Asaphus, Ogygia und Cheirurus, ferner mit Tetragraptus und Bryograptus.
Dictyonema-Schiefer mit Dictyonema, Ceratopyge, Niobe*).

*) Th. Groom, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1902. S. 89.

In Norwegen lassen sich vorzüglich zwei große Regionen der Silurformation unterscheiden, nämlich die von Kristiania und die vom Mjösensee, welche von Kjerulf, Brögger und Klaer einer ausführlichen Darstellung unterzogen worden sind. Die Silurschichten der Gegend von Bergen haben durch Dynamometamorphismus den Habitus kristalliner Schiefer erhalten (Reusch, vgl. S. 80). Höchst vollständig entwickelt und ebenfalls sehr genau erforscht ist das Silur in Schweden, wo auch die stratigraphischen Verhältnisse einfacher liegen. Eine spezielle Übersicht der Einzelstufen desselben ist für deutsche Geologen deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil die Mehrzahl der für das schwedische Silur bezeichnenden Versteinerungen in den Diluvialgeschieben der norddeutschen Ebene vertreten, zum Teil sogar zuerst aus diesen beschrieben worden ist.

Das Silur ist in Schweden in verschiedenen, jetzt durch archäische Areale getrennten Distrikten vertreten, welche sich von Schonen aus in nördlicher Richtung über die Inseln Öland und Gotland durch Ost- und Westgotland, Närke, Dalarne, Jämtland und Lappland ziehen. Hier ist das Untersilur vornehmlich in Schonen, Dalarne, Ost- und Westgotland und auf der Insel Öland, das Obersilur hingegen auf der Insel Gotland und in Schonen entwickelt. Zu der nachfolgenden Übersicht, die im wesentlichen auf den Forschungen von Linnarsson, Tullberg, Nathorst, Lindström, Holm, Tornquist, Wiman, Muthe und Moberg beruht, ist zu bemerken, daß die hier aufgezählten Stufen keineswegs in jedem der schwedischen Silurareale vertreten sind, daß in diesen vielmehr eine ziemlich abweichende Faziesentwicklung herrscht. In petrographischer Beziehung kann man eine schieferige, meist graptolithenreiche Tiefsee- und eine kalkige Flachseefazies unterscheiden. Von ihnen besitzen die Kalksteine, also die Ceratopyge-, Orthoceren- und Cystideenkalke eine weit allgemeinere Verbreitung als die schieferigen Bildungen.

Die Silurformation Schwedens wird von oben nach unten in folgende Stufen gegliedert, wobei sich kalkige und schieferige Gebilde vielfach gegenseitig verdrängen, also gänzlich ersetzen können:

II. Obersilur (Gotlandian).

Kalkfazies der Insel Gotland*).

8. Ascoceraskalk, z. T. Stromatoporen- und Crinoiden-Riffkalk.
7. Crinoidenkalkstein (meist kristallin) nebst Stromatoporenriffen.
6. Megalomuskalk mit Meg. gotlandicus u. Leperditia.
5. Ilioniakalk mit Il. (Lucina) prisca, Leperditia und Eurypterus; Spongiostromakalk. Lokal reich an Pentamerus conchidium.
4. Oberer Sphaerocodiumkalk mit Sphaer. gotlandicum, zuweilen als Korallenriffkalk.

*) H. Munthe, Führer. Internat. Geologen-Kongreß. Stockholm 1910. Heft 10. — Vgl. auch E. C. N. van Hoepen, Structure of the Silurian System of Gotland. Delft 1910.

3. Sandstein mit Orthis rustica, Pentamerus galeatus, Oolith- und unterer Sphaerocodiummergel (= Girvanellenmergel), lokal kristalliner Crinoidenkalkstein.
2. Mergel mit Linsen und Lagen von Kalkstein mit Atrypa reticularis. Calymene intermedia, Phacops obtusa, Eurypterus. Zu oberst die Dayia-Platten mit D. navicula.
1. Stricklandinia-Mergel mit Str. lirata (Küste nördlich von Wisby).

Hierfür namentlich in Schonen als schieferige, graptolithenreiche Fazies:

von 8 bis 6 = Colonus- (= Cardiola-) schiefer mit Monogr. colonus u. Card. interrupta,

von 5 bis 1 = Oberer Graptolithenschiefer Schonens, Ost- und West-Gotlands, Dalarnes, oben mit Retiolites und Cyrtograptus, unten mit Rastrites und Monograptus.

I. Untersilur (Ordovician)*).

Trilobiten- und Brachiopoden-Fazies, Westgotland, Dalarne, Öland.	Graptolithen-Fazies Schonen.
6. Leptaenakalk Dalarnes, Brachiopodenschiefer mit Atrypa, Rhynchonella, Pentamerus, Calymene, Phacops, Lichas u. a.	
5. Trinucleusschiefer mit Trin. Wahlenbergi.	Dicellograptusschiefer.
4. Chasmops (= Macrurus-) kalk mit Chasmops macrurus.	
3. Cystideenkalk mit Echinosph. aurantium.	
2. Orthoceras- (= Asaphus-) kalke, graue und rote Kalksteine, in den unteren Zonen vorwiegend mit Endoceras (= Vaginatenkalk). Mit folgenden Stufen: Kalk mit Ancistoceras, — mit Illaenus centaurus, — mit Asaphus platyurus, — mit Megalaspis gigas, — mit Asaphus expansus, — mit Megal. limbata u. mit M. planilimbata.	Didymograptusschiefer.
1. Ceratopygekalk oder -schiefer mit Cer. forficula, Euloma ornatum, Niobe insignis, u. a. kambrischen u. silurischen Trilobiten. Oboluskalke, -sande und -konglomerate.	Dictyonema-(Dictyograptus-) schiefer in Schonen, Öland, Ost- u. West-Gotland, Angermanland, Dalarne.

In keinem Teile von Europa besitzt die silurische Formation eine solche Ausdehnung wie in Rußland. Dort verbreitet sie sich zunächst als Ostflügel des flachen skandinavischen Beckens vom Ladoga-See nach W. über St. Petersburg längs der Südseite des Finnischen Meerbusens durch ganz Esthland und Nordlivland bis auf die Inseln Dagöe und Ösel. Ihre Schichten lagern fast vollkommen horizontal und bestehen zum Teil noch aus Tonen, losen Sanden, bituminösen Schiefern und tonigen Kalksteinen, so daß ihre

*) J. C. Moberg, The Silurian of Sweden. Mit vollständiger Literatur. Afhandl. Sveriges Geolog. Unders. Ser. C. Nr. 229. Stockholm 1910.

petrographische Beschaffenheit eher an die jüngsten, als an eine der ältesten Sedimentformationen erinnert. Während in der Umgegend von Petersburg nur das Untersilur zur Ausbildung gelangt ist, läßt das silurische Territorium von Esthland, Livland, Dagöe und Ösel eine vollständige Entwicklung der Silurformation erkennen, deren Gliederung nach Fr. Schmidt in der Tabelle auf S. 413 wiedergegeben ist. Auch an den beiderseitigen Abfällen des Ural erscheinen silurische Schichten in langgestreckten Zonen, sind jedoch steil aufgerichtet und bedeutend disloziert.

Im Polnischen Mittelgebirge ist das Untersilur durch den Sandstein von Bukowka mit Orthis moneta und calligramma, das Obersilur durch Graptolithenschiefer mit Monogr. priodon, ferner durch Schiefer mit Cardiola interrupta, sowie durch Grauwackensandsteine mit Beyrichien vertreten*). Endlich ist das Silur und zwar das Obersilur im Gebiete des Dnjester und im äußersten NO. des Europäischen Rußland in demjenigen der Petschora verbreitet.

Viel beschränkter ist die Verbreitung des Silurs im mittleren Europa, wo es eine von dem des Nordens recht abweichende Ausbildungsweise besitzt. Am vollständigsten entwickelt und am speziellsten untersucht ist es in Böhmen. Hier bildet dasselbe eine fast 150 km lange und bis 20 km breite elliptische Mulde, deren Flügel einer gemeinsamen Hauptachse zufallen, welche von Prag über Beraun in der Richtung auf Pilsen läuft. Dieses silurische Becken lagert auf einem mächtigen Systeme von kambrischen Schiefern und Grauwacken, von Phylliten und Glimmerschiefern, und dieses auf Graniten und Gneisen auf. J. Barrande gliederte diese gesamte Schichtenreihe in eine Anzahl Etagen, die er mit A bis H bezeichnete**). Von diesen haben sich später ergeben: A und z. T. B als Präkambrium, — oberer Teil von B und C als Kambrium (S. 386 u. 389), — F^2, G und H als Devon. Dem Silur gehören die Etagen D, E und F^1 an; erstere repräsentiert das Untersilur, E nebst F^1 das Obersilur, so daß sich folgende Gliederung herausstellt:

II. Obersilur.

Etage F^1. Plattige Kalke und Schiefer mit zahlreichen Graptolithen und Tentaculiten.

Etage E^2. Kalkstein, über 300 m mächtig, mit etwa 2500 fossilen Arten, darunter 103 Trilobiten (Calymene, Phacops, Cheirurus, Illaenus, Acidaspis), Maximum der Entwicklung der Cephalopoden (über 770 Arten), gegen 300 Brachiopoden, ferner Favosites Gotlandica, Halysites catenularia, Cardiola interrupta, Crinoidenkalke.

Etage E^1. Graptolithenschiefer mit Retiolites und Rastrites; zu unterst mit Diplograptus.

*) G. Gürich, Das Palaeozoikum im Polnischen Mittelgebirge. St. Petersburg. 1896. S. 19.

**) Siehe Literatur auf S. 389.

I. Untersilur.

Etage D^5. Graugelbe Schiefer mit Ampyx Portlocki, Agnostus tardus, Cheirurus, Remopleurides, Diplograptus.

Etage D^4 und D^3. Glimmerige und schwarze Schiefer mit Aeglina rediviva, Cheirurus claviger, Asaphus nobilis, Trinucleus ornatus, Orthis, Cystideen.

Etage D^2. Quarzitische Sandsteine mit Asaphus nobilis, Acidaspis Buchi, Trinucleus Goldfussi, Dalmania socialis.

Etage $D^1\gamma$. Schwarze Schiefer mit Placoparia, Asaphus, Aeglina, Illaenus, Ogygia, Orthis, Didymograptus.

Etage $D^1\beta$. Roteisenstein mit Amphion, Harpides, Didymograptus, Diabaslager.

Etage $D^1\alpha$. Grauwacke und Konglomerate mit Lingula und Obolus. Nach Katzer Kambrium.

Eine höchst auffällige Erscheinung innerhalb der Silurformation Böhmens erblickte Barrande darin, daß zwischen der normalen silurischen Schichtenreihe, und zwar in der Etage D, Einlagerungen von abweichender Gesteinsbeschaffenheit eingeschaltet seien, welche Vorläufer einer in ihrer Gesamtheit erst später, nämlich in der Etage E erscheinenden Tierwelt enthalten sollten. Er nannte dieselben Kolonien und erklärte diese durch Einwanderungen aus benachbarten silurischen Meeresbecken, deren organische Entwicklung unabhängig vom böhmischen Silurmeere vor sich gegangen sei. Später haben sich diese »Kolonien« als grabenartige Versenkungen von höheren Schichten (E) zwischen ältere erwiesen.

In **Deutschland** ist das Silur im Thüringer Wald, im Fichtelgebirge, im Frankenwald, im Vogtland, am Erzgebirge und in der Lausitz, ferner im Kellerwald und im Harze zur Entwicklung gelangt. In den vier erstgenannten Gebieten gliedert sich dasselbe, und zwar nach Gümbel, Liebe und Zimmermann*) wie folgt (vgl. Fig. 225).

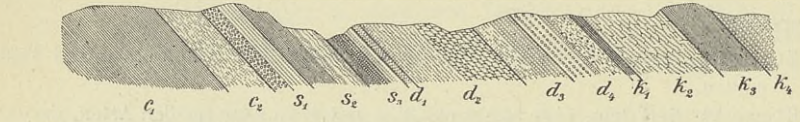


Fig. 225. Profil durch die paläozoischen Schichten des Steinachtales.

Kambrium: c_1 ältere quarzitische Schichten und graugrüne Schiefer, c_2 jüngere Phykoden-reiche Schichten. — Untersilur: s_1 untere Thuringitstufe, s_2 Griffelschiefer und Lederschiefer. — Obersilur: s_3 untere Graptolithenschiefer und Lydite, Ockerkalk und obere Graptolithenschiefer. — Devon: d_1 Tentaculitenknollenkalke, d_2 Nereitenschichten, zu oberst dachschieferartig mit Tentaculiten, d_3 Lehmschiefer und Wetzsteinschiefer, d_4 Cypridinenschiefer und Clymenienkalk. — Kulm: k_1 Lydit, k_2 schwarze Bröckelschiefer, k_3 Lehestener Dachschiefer, k_4 Kulmgrauwacke und Tonschiefer.

*) C. W. Gümbel, Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 412—464. — K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen. Berlin 1884.

II. Obersilur.

6. Obere Graptolithenschichten (Monograptusschiefer) = E^2 Barrandes, Alaunschiefer und Tonschiefer mit Monograptus colonus, sagittarius und bohemicus.
5. Ockerkalk, Knollen- und Flaserkalke nebst Partien von Spateisenstein oder nach dessen Oxydation von mürbem, gelbem Ocker. Mit Crinoidenstielen, Orthoceras bohemicum, Cardiola interrupta.
4. Untere Graptolithenschichten (Retiolites- und Rastritesschiefer) = Etage E^1 Barrandes; Kieselschiefer und Alaunschiefer mit Monograptus priodon, gregarius, communis, fimbriatus, turriculatus, spiralis, Rastrites peregrinus, Diplograptus palmeus und Retiolites Geinitzianus.

. Untersilur.

3. Lederschiefer (lederbraune, rostfleckige, dünnflaserige Schiefer), zu unterst mit einem Quarzitlager und dem oberen Thuringit- oder Chamositschiefer.
2. Griffelschiefer mit großen verzerrten Exemplaren von Conularia, Asaphus und Ogygia. Zu unterst mit einem unteren Quarzitlager und der unteren Stufe des Thuringitschiefers, einem oolithischen dunkelgrünen Thuringitgestein mit oolithischem Roteisenstein und mit Magneteisenerz, bei der Lamitzmühle NW. von Hof reich an Orthis.
1. Schichten von Leimitz und Neuhof bei Hof, graue und gelbliche, milde Tonschiefer mit Olenus, Dikelocephalus, Niobe, Amphion, Euloma, Ceratopyge (Barrande, Gümbel, Pompeckj), Äquivalente der untersten Tremadoc- (= Dictyonema-) schichten*).
Liegendes die Phykodenschiefer des Kambriums (S. 390).

Im **Harze** werden nach Beushausen und Koch die folgenden Schichtenkomplexe dem Silur zugerechnet:

4. Graptolithenschiefer mit Monograpten und Cardiola interrupta (Klausberg, Schiebeckgrund, Harzgerode, Thale, Sorge).
3. Bruchberg-Ilsenburg-Quarzit. Äquivalent des Kellerwald-Quarzites.
2. Wechsellagerung von Kieselschiefern, Wetzschiefern und Plattenkalken zwischen Andreasberg und Wernigerode.
1. Tanner Grauwacke der »Sattelaxe« zwischen Lauterberg, Mägdesprung und Gernrode mit den charakteristischen Plattenschiefern und der Bothrodendron-Flora (Cyclostigma hercynicum Fig. 188 u. 189 S. 393). Äquivalent der Urfer Schichten des Kellerwaldes.

Das Silur des zwischen Kassel und Marburg aus der Trias auftauchenden paläozoischen, tektonisch im höchsten Grade komplizierten **Kellerwaldes** gliedert sich nach A. Denckmann**) in folgender Weise:

---

*) J. Barrande, Faune silurienne des environs de Hof. Prag 1868. — J. F. Pompeckj, Tremadoc-Fossilien bei Hof. 1897.

**) A. Denckmann, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1899. S. 291. — Ders., Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. k. pr. geol. La. Neue Folge. Hft. 34. Berlin 1901.

6. Steinhorn-Schichten.
Klüftiger Plattenkalk. Am Steinhorne mit Tentaculiten, Cyphaspis, Harpes; im Hilgenfelde bei Möscheid Hercynella, Patrocardium, Monograptus.
Obere Steinhorn-Schichten mit Phacops und Trimerocephalus; Orthoceraten, Tentaculiten und Tiefsee-Pelecypoden; an Plumulites usw. usw. reiche Fauna; Monograptus.
Untere Steinhorner Schichten. Die Fauna derjenigen der tieferen Bänke des E^2 von Karlstein in Böhmen entsprechend, mit Pelecypoden, Scyphocrinus, Monograptus.
Gilsa-Kalk. Kleinäugige Phacops-Arten, Dalmanites, Tentaculites ornatus, Lunulicardium, echte Goniatiten der Gattung Agoniatites.
5. Rückling-Schiefer. Tonschiefer und Wetzschiefer mit Dachschiefern.
4. System des Kellerwald-Quarzites.
Grauwackensandstein des Ortberges.
Wüstegarten-Quarzit. Hohldrücke von Crinoiden-Stielen, Reste von Nucula und Ctenodonta, seltener von Brachiopoden und von Trilobiten; unbestimmbare Reste von Landpflanzen.
Schiffelborner Schichten.
3. Möscheider Schiefer. Milde Tonschiefer mit untergeordneten Kieselschiefern. Verkieste Orthoceraten und Cardiola; Tentaculiten (T. ornatus); Lingula.
2. Urfer Schichten.
Dünnplattige Tonschiefer und Grauwacken. Reste von Landpflanzen (Sphenophyllum, Rhodea).
Graptolithenschiefer, Kieselschiefer, Kieselgallenschiefer, Kalke usw. In den Tonschiefern nebst Kalkeinlagerungen Cardiola signata Barr, Scyphocrinus, Monograptus. In den Kieselgallen Phacops-Arten, Tentaculites ornatus. In den dazwischen gelagerten Grauwacken und Grauwackenschiefer-Bänken Reste von Landpflanzen.
Densberger Kalk. In kalkigen Einlagerungen Monograptus, in Kieselgallen Ctenodonta, eine Cystidee, Discina.
Grauwacken, Grauwackenschiefer und Kieselschiefer des Königsberges mit Phacops; im Grauwackenschiefer unbestimmbare Reste von Landpflanzen.
Plattenschiefer mit Hohldrücken von Crinoidenstielen und Resten von Landpflanzen (Sphenopteridium).
1. Hundshäuser Grauwacke mit Monograptus nebst Kieselschiefern und körnigen Diabasen.

In der Lausitz treten zwischen Kamenz, Niesky und Görlitz graptolithenführende Kiesel- und Alaunschiefer auf, ebenso bei Hainichen und Nossen, sowie bei Lößnitz an der NW.-Flanke des Erzgebirges und bei Goldberg in Niederschlesien.

In den Ost-Alpen (Kärnten, Krain, Karnische Alpen) lagert sich eine schmale zerstückelte Zone silurischer Grauwacken, Kalksteine und Tonschiefer an die Nord-, Süd- und Ostflanke der zentralen Gneise und kri-

stallinischen Schiefer. Das dortige Untersilur besteht aus Tonschiefern, Grauwacken und Quarziten mit Strophomena und Orthis, sowie Crinoidenkalken, — das Obersilur zu unterst aus Graptolithenschiefern und Plattenkalken, darüber dunklen oder hellroten Korallen-, Orthoceren- und Cardiolakalken (siehe die Tabelle S. 413). Am ähnlichsten ist dieses Silur demjenigen von Böhmen*).

In Frankreich hat die Silurformation keine sehr große Verbreitung; hauptsächlich tritt sie in der Bretagne und Normandie auf und schließt sich hier vollkommen dem englischen Silur an, während dasjenige von Südfrankreich, Asturien, der Sierra Morena und Sardiniens mehr mit Böhmen übereinstimmt**).

Die großartigste Verbreitung hat das Silur in Nordamerika. Es ist bereits früher hervorgehoben worden, daß das geologische Gerippe dieses Kontinentes von zwei archäischen Gesteinszonen, der appalachischen und der kanadischen gebildet wird, welche sich an der Mündung des Lorenzstromes fast miteinander vereinen. Der Winkel zwischen diesen beiden ältesten Gesteinszonen wurde von einem silurischen Meerbusen (der Mississippi-See) eingenommen, dessen Sedimente heute in Form paralleler Bänder in den Alleghanies und am südlichen Rande der kanadischen Gneiszone zu Tage ausgehen, um sich von hier aus einerseits in das östliche Kanada (Quebek), anderseits durch Wisconsin und Minnesota nach Westen und Norden bis in die Rocky Mountains und in die arktischen Regionen zu wenden. Als typisch für alle diese Ablagerungen gilt die Gliederung des Silurs von New-York, wie sie im wesentlichen von James Hall herrührt***).

II. Obersilur.

13. Manlius-Kalkstein mit Spirifer, Strophomena und spärlichen Crinoiden.
12. Rondout-Waterlime, Kalksteine mit Eurypterus, Tentaculiten, Leperditia.
11. Onondaga-Salzgruppe (= Salina-Mergel), Gips, Mergel, Steinsalz, Sandstein.
10. Guelph-Dolomit mit Megalomus, Pentamerus, Murchisonia.
9. Niagara- (Lockport-) Kalkstein, mit viel Korallen und Crinoideen, so Halysites, Favosites, Stromatopora, Caryocrinus, Stephanocrinus, ferner Brachiopoden, so Strophomena depressa, Atrypa reticularis, Spirifer sulcatus, Orthis elegantula, Trilobiten: Dalmania, Lichas, Homalonotus delphinocephalus, Calymene Blumenbachi, Beyrichia.

*) G. Stache, Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 277. — Fr. Frech, Ebend. 1887. S. 659, sowie Karnische Alpen. Halle 1894. S. 208.

**) C. Barrois, Les Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882. — Ders., Faune du Grès Armoricain. Ann. d. l. Soc. géol. du Nord. Lille 1891. XIX. 1891. p. 134. — Ders., Guide géolog. en France. Paris 1900. VII. Bretagne. — J. Bergeron, Massiv ancien situé au Sud du Plateau central. Paris 1889. — F. Frech, Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 360.

***) Modifiziert nach Clark und Schuchert, Science. Vol. x. 1899. S. 876.

8. Clinton-Sandstein und -Kalkstein, mit Pentamerus oblongus, Atrypa reticularis, Zaphrentis bilateralis.
7. Medina-Sandstein, mit Arthrophycus Harlani, Lingulella cuneata.
6. Oneida-Konglomerat.

I. Untersilur (Ordovician).

5. Richmond- und Lorraine-Schichten (früher Hudson River-Schiefer) mit Syringopora, Halysites, Orthis, Avicula, Calymene Blumenbachi.
4. Utica-Schiefer mit Triarthus Becki, Diplograptus, Dendrograptus.
3. Trenton-Gruppe mit c) Trentonkalk, b) Black-River-Kalk, a) Birdseye- (Lowville-) Kalk, namentlich c mit Cystideen, Orthis lynx, Orthis testudinaria, Leptaena depressa, Murchisonia, Bellerophon, Orthoceras junceum, Ormoceras, Endoceras, Cyrtoceras, Asaphus gigas, Trinucleus concentricus, Calymene senaria, Cheirurus.
2. Chazy-Kalkstein, mit Endoceras, Maclurea magna und M. Logani.
1. Calciferous-Sandstein (Beekmantown-Kalk) mit Agnostus, Bathyurus, Dikelocephalus, Asaphus, Illaenus, Ampyx.

Den Stufen 1 und 2 entspricht die Quebek-Gruppe Kanadas, diese in ihrer unteren Abteilung mit der Fauna der Dictyonema-Zone.

Höchst bemerkenswert ist die Tatsache, daß die nordamerikanischen Silurbildungen mit Bezug auf Gliederung und organischen Inhalt weit mehr Verwandtschaft mit denen Englands und Skandinaviens zeigen, als diese mit den gleichalterigen Schichten Mittel- und Südeuropas. Derartige verwandte Züge offenbaren sich z. B. in dem Vorkommen riesiger Asaphiden nahe der Basis des Untersilurs (Trentongruppe, Llandeilo, Orthocerenkalk), in dem Auftreten großer, glatter Pentameren (P. oblongus, P. esthonus) in der Mitte des Silurs (Clintongruppe, Llandovery, Stufe des P. esthonus), in der auffallenden Übereinstimmung des Niagara- und Wenlockkalkes, sowie der Eurypterus-(Rondout-)Schichten von Neu-York und Oesel.

Ergußgesteine silurischen Alters. Mit der im Vorhergehenden beschriebenen silurischen Schichtenreihe stehen altvulkanische Ergußgesteine, und zwar vorzugsweise Diabase, in engster Beziehung.

Die Diabase sind die vulkanischen Gesteine der ältesten paläozoischen Zeitalter und demnach auch der Silurperiode. Nach ihrem Empordringen aus der Tiefe haben sie sich deckenartig über beträchtliche Strecken des damaligen Meeresbodens ausgebreitet und sind später von jüngeren silurischen Sedimenten bedeckt worden. Als integrierende Teile des silurischen Systems mußten diese Diabaseinlagerungen an allen in späteren Zeiträumen vor sich gehenden Störungen des Schichtenbaues teilnehmen (vgl. Fig. 226). Mit dem Empordringen der glutflüssigen Diabasmassen gingen

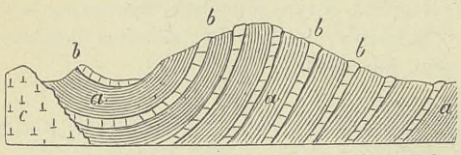


Fig. 226. Profil durch die Gelli Hills (Wales). Nach *Murchison*.
a untersilurische Schiefer, *b* Lager von Diabas und Diabastuff.

Gliederung und Parallelisierung der Silurformation

in verschiedenen Ländern.

	England.	Schweden.		Baltische Provinzen.	Böhmen.	Vogtland, Thüringen, Fichtelgebirge.	Ostalpen (Kärnten).	New-York.
Obersilur.	Passagebeds: Ledbury-Schiefer und Downton-Sandstein.	Schieferige, graptolithenreiche Fazies:	Kalkige Fazies:	Obere Oeselsche Gruppe mit Chonetes striatella, Spirifer elevatus.	F^1		Kalke mit Rhynch. Megaera.	Rondout Waterlime mit Eurypterus.
	Oberer Ludlow. Aymestrykalk. Unterer Ludlow.	Colonus- oder Cardiola-Schiefer.	Ascoceraskalk, Crinoiden-, Megalomus-, Ilioniakalke mit Stromatoporenriffen.	Schichten mit Eurypterus.	E^2	Obere Graptolithenschiefer.	Kalke mit Orth. Richteri. Hellrote Kalke und Schiefer mit Orthoc. alticola.	Onondaga-Salt-Group.
	Bannisdale Grapt.-Schiefer.			Untere Oeselsche Gruppe mit Calym. Blumenbachi		Ockerkalk mit Orthoc. bohemicum, Cardiola interrupta.	Dunkle Kalke und Schiefer mit Orth. potens und Encrinurus Novaki.	Guelph-Dolomit. Niagara-Kalkstein.
	Wenlock-Kalk. Wenlock-Schiefer.	Cyrtograptus-Schiefer.	Sphaerocodienkalke und -mergel.	Schichten mit Pent. esthonus	E^1			Clinton-Kalk mit Pent. oblongus.
	Riccarton Grapt.-Schiefer.					Untere Graptolithenschiefer mit Rastrites peregrinus und Retiolites Geinitzianus.	Korallenkalke.	
	Mayhill-Sandstein (Llandovery).	Rastrites-Schiefer.	Mergel mit Stricklandinia. Roter Mergel mit Arachnophyllum.	Raikküllsche Schicht.	Graptolithenschiefer.		Plattenkalke und Graptolithenschiefer mit Monogr., Rastrites.	Medina-Sandstein.
	Tarannon-Schiefer.			Pent. borealis-Schicht.				Oneida-Konglomerat.
Untersilur.			Leptaena-Kalk.	Borkholmsche Schicht.	D^5	Lederschiefer mit Cystideen.	Orthisschiefer mit O. calligramma, Stroph. expansa und Korallen.	Richmond- und Lorraine-Schichten nebst Utica-Schiefer.
	Caradoc-(Bala-) Sandstein und Tuffe des Snowdon.		Trinucleus-Kalk und -Schiefer.	Lyckholmsche Schicht mit Pseudolingula quadrata.	D^4	Quarzite, obere Thuringit-Stufe.		Trenton-Gruppe:
	Llandeilo-Schiefer mit riesigen Asaphiden.	Graptolithen-Schiefer mit Dicellograptus; m. Didymograptus; mit Dictyonema.	Chasmops-Kalk. Cystideen-Kalk.	Wesenbergsche Schicht.	D^3	Dachschiefer und Griffelschiefer mit Asaphus, Ogygia, Conularia.		(Trenton-Kalk, Blackriver-Kalk, Birdseye-Kalk)
				Jewesche Schicht.	D^2		Mauthner Schichten: Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen (selten mit Orthoc.), Grauwacken, Kieselschiefer und Tuffe.	
	Llanvirn-Schiefer mit Didymograpt. Arenig-Sandst. (Skiddaw Schiefer.)		Orthocerenkalk (Vaginatenkalk).	Echinosphäritenkalk.				Chazy-Kalk. (Quebek-Gruppe Kanadas.)
				Vaginatenkalk (Endoceren).	$D^{1\gamma}$	Untere Thuringit-Stufe mit Orthis.		Calciferous sandstone (Beekmantown Kalkstein).
	Tremadoc. Dictyonema-Schiefer.		Ceratopyge-Kalk.	Glaukonitkalk mit Megalaspis und Asaphus.	$D^{1\beta}$ Eisenstein.	Tremadoc-Schiefer von Leimitz und Neuhof.		
			Oboluskalk.	Glaukonitsand (Lingula, Obolus, Conodonten). Dictyonema-Schiefer.	$D^{1\alpha}$ Grauwacken.			

Eruptionen von vulkanischen Aschen, Sanden und Lapillen Hand in Hand. Dieses losen vulkanischen Materiales bemächtigten sich die silurischen Wogen, ebneten es zu ausgedehnten Schichten und vermengten es zum Teil mit ihren eigenen Sedimenten, sowie den Resten ihrer Bewohner. Auf diese Weise entstanden die nicht selten versteinerungsführenden Diabastuffe und Schalsteine, welche dann in reine Grauwackenschiefer übergehen können, eine Erscheinung, durch welche die Gleichzeitigkeit zahlreicher Diabaseruptionen und gewisser silurischer Ablagerungen außer Zweifel gesetzt wird. Derartige Diabaslager wiederholen sich oft in größerer Zahl, durch Schichtenkomplexe getrennt, übereinander und spielen deshalb in vielen Silurterritorien, so in denen des Vogtlandes, Erzgebirges, Fichtelgebirges, Böhmens, Schwedens und Englands eine wichtige Rolle.

Die devonische Formation.

(Das Devon.)

Allgemeine Literatur.

Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. II. Stuttgart 1897. S. 117—256.
G. Gürich. Leitfossilien. 2. Lief. Devon. Berlin 1909.

Als devonische Formation bezeichnet man eine stellenweise über 6000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden sandigen, tonigen sowie kalkigen Gesteinen, welche auf der silurischen Formation, vielfach diskordant, aufruhen, von der karbonischen Formation überlagert werden und die Reste der ersten etwas reichlicheren und mannigfaltigeren Landpflanzen, nämlich von Gefäßkryptogamen und Koniferen, ferner solche von Korallen, Crinoideen, Brachiopoden und Mollusken, sowie von Trilobiten und von bereits zahlreichen Knorpelfischen umschließen.

Der **petrographische Charakter** der devonischen Schichtenreihe ist im großen und ganzen ziemlich mannigfaltig und in den verschiedenen Gebieten dieser Formation inkonstant. Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, Grauwacken, Tonschiefer und Kalksteine bilden das wichtigste Material des devonischen Systems, innerhalb dessen die drei erstgenannten Gesteine die unterste Abteilung fast ausschließlich, ja in manchen Gebieten z. B. Britanniens die ganze Schichtenfolge allein aufbauen. Nach diesem ihrem lokalen petrographischen Charakter wurde dort die devonische Formation als Old red Sandstone bezeichnet. In Westfalen, Rheinpreußen und dem Harze hingegen besteht nur die untere Gruppe aus sandigen Schiefern, Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten oder Grauwacken, die mittleren und oberen Etagen hingegen aus Kalksteinen und Tonschiefern. Ganz eigentümlich ist das Auftreten von versteinerungsführenden Kalksteinnieren und -linsen zwischen Tonschiefern, so daß erstere fast wie Mandeln in den

letzteren erscheinen. Nach ihrer Zerstörung durch die Atmosphärilien erhält das Gestein ein löcheriges Aussehen (Flaserkalk, Knotenkalk, Kramenzelkalk).

Selten und nur in höchst untergeordneter Weise treten Brandschiefer, Rußschiefer und von Fucaceen gebildete Steinkohle und Anthrazit in wenig mächtigen Flözen und Nestern zwischen der devonischen Schichtenreihe auf (so die Haliserites-Kohle im Unterdevon der Eifel). Dahingegen gehören die großartigen unterirdischen Petroleumreservoirs im nördlichen Pennsylvanien dem obersten Devon an, indem sich Erdöl, im Verein mit Salzwasser und Kohlenwasserstoffgasen, in Spalten und Hohlräumen des oberdevonischen Sandsteines angesammelt hat*). Flözartige Einlagerungen von oolithischem, dichtem oder kalkigem Roteisenerz und Brauneisenerz und endlich linsen- und flözförmige Lagerstätten von Schwefelmetallen sind als Glieder der devonischen Schichtenreihe bekannt. Die großartigste und berühmteste derselben ist die des Rammelsberges bei Goslar**). Dieselbe bildet ein deutlich geschichtetes konkordantes Lager in dem liegenden Flügel einer überkippten Falte des Devons (Fig. 227). Infolge dieser

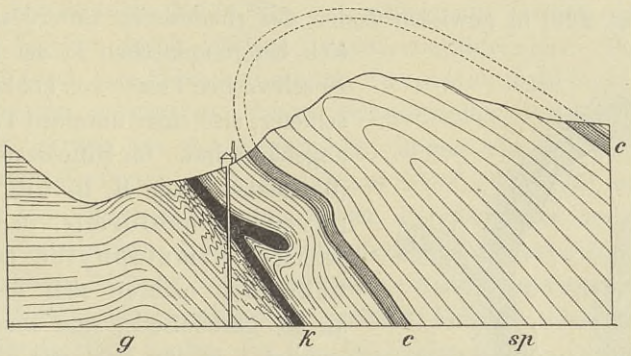


Fig. 227. Profil durch den Rammelsberg bei Goslar.
sp unterdevonischer Spiriferen-Sandstein, *c* mitteldevonischer Calceola-Schiefer und *g* Wissenbacher (Goslarer) Schiefer mit dem Erzlager *k*, dieses mit seiner Zusammenfaltung zum »hangenden Trum«, sämtlich in überkippter Stellung. Nach *Fr. Klockmann*.

Überkippung besteht die Höhe des Rammelsberges aus unterdevonischem Spiriferensandstein (*sp*), sein nördliches Gehänge zu oberst aus mitteldevonischem Calceolaschiefer (*c*) und darunter aus Wissenbacher (Goslarer) Schiefern (*g*). Das den letzteren konkordant eingelagerte Erzlager ist bei

*) H. Höfer, Die Petroleumindustrie Nordamerikas. Wien 1877. III. Abschnitt. — M. Klittke, Naturgas usw. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894. S. 272.

**) F. Klockmann, Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 57. — W. Wiechelt, Berg- und Hüttenm. Zeit. 1904. Nr. 21—26. — R. Beck, Lehre v. d. Erzlagerstätten. 3. Aufl. Berlin 1909. II. S. 134. — A. Bergeat, Die Erzlagerstätten. Leipzig 1904—1906. S. 329.

dem Vollzuge jener Überkippung an seiner Grenze vielfach gefaltet und eingebuchtet worden. Die bedeutendste dieser Einfaltungen hat zur Bildung des sog. hangenden Trums geführt. Die 15—20 m mächtige Lagerstätte baut sich aus verschiedenen Erzzonen auf, deren älteste, also jetzt hangende, aus dem Kupferkniest, einem mit Kies durchwachsenen Schiefer besteht. Auf ihn folgt eine Zone von dichtgemengtem Kupferkies und Eisenkies, dann eine solche von »melierten Erzen«, Banderz (inniges, feinschichtiges, streifiges Gemenge von Kiesen und Bleiglanz) und schließlich die der Bleierze (feine Gemenge von Bleiglanz, Eisenkies, Blende und Schwerspat), die durch Überhandnahme der Zinkblende oder des Schwerspates entweder in Braunerze oder in Grauerze übergehen. Aus den Banderzen stammen kiesige Steinkerne von Goniatites, Orthoceras und Tentaculites (Wiechelt, Bode, Andrée). Infolge der Überkippung liegt jetzt die älteste Erzzone zu oberst und die jüngste Zone der Braun- und Grauerze zu unterst.

Paläontologischer Charakter der devonischen Formation. Die Flora des Devons ist noch derjenigen des Silurs ähnlich. Von Meerespflanzen gewinnen manche Algen (Fucaceen) trotz schlechter Erhaltung durch die Häufigkeit ihrer Individuen Bedeutung, so Haliserites Dechenianus (Fig. 228) in gewissen Zonen des rheinischen Unterdevons, wo er sich bei Neunkirchen in der Eifel sogar zu schwachen Flözen von kohligem Brandschiefer, also einer unreinen Tangkohle, angehäuft hat. Im Mitteldevon Böhmens (Barrandes Etage H, h) tritt Drepanophycus spinaeformis, in den Lenneschiefern Nematophyton auf. In der Landflora mehren sich die Anklänge an die karbonische, sind aber noch sehr spärlich. In ihr sind wie im Silur die Bothrodendraceen mit ihren Knorrien besonders charakteristisch, z. B. Bothr. Kiltorkense (Oberdevon von Irland und der Bäreninsel). Von den Lepidophyten treten auf: kleinpolsterige Lepidodendren, Lepidostrobus, Stigmaria und Psilophyton. Unter den Farnen sind besonders bezeichnend die Archäopteriden, z. B. Archaeopteris hibernica und A. Roemeriana. Außerdem kommen Sphenopteriden (Rhodea) und noch seltener (in Kanada) Pecopteriden und Neuropteriden vor. Auch Calamariaceen (z. B. Asterocalamites scrobiculatus), sowie Araucarioxylon-ähnliche Reste treten auf*).

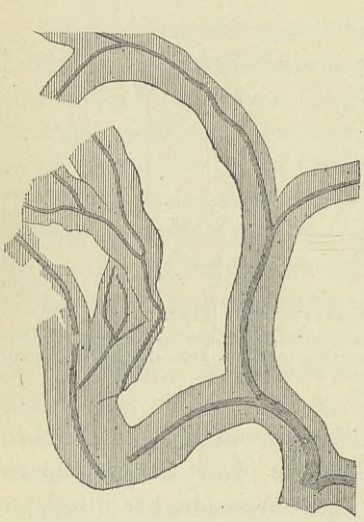


Fig. 228. Haliserites Dechenianus Göpp.

*) H. Potonié, Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 363

Von Zugehörigen der niedrigsten Ordnung des Tierreiches, den Protozoen, sind uns aus der Devonzeit verhältnismäßig nur sehr spärliche Reste überliefert worden. Eine große Verbreitung muß Receptaculites Neptuni Defr., ein in seiner systematischen Stellung immer noch problematischer, auch zu den Kalkalgen gerechneter Körper, besessen haben. Die Korallen sind durch ihre paläozoischen Familien, die Tetracoralla und Tabulata, reichlich und unter den ersteren namentlich durch die Gattung Cyathophyllum vertreten. C. helianthoides Goldf. (Fig. 229) in kreisrunden, flach bikonischen Einzelzellen, und C. hexagonum Goldf. (Fig. 230) in plattenförmigen Stöcken mit polygonalen Kelchen sind im Mitteldevon weit verbreitet. Auch Cyath. caespitosum (Fig. 231), ein gabeliger Stock, ist recht bezeichnend für das letztere. Ein ausgezeichnetes Leitfossil der mitteldevonischen Schichten ist ferner Calceola sandalina Lam. (Fig. 233), eine Koralle mit genau schließendem Deckel, welcher durch eine Grube mit dem Gegenseptum des Kelches artikuliert. Eine weite Verbreitung im Devon Deutschlands, Spaniens, Englands und Nordamerikas besitzt neben Amplexus, Zaphrentis, Endophyllum und Phillipsastraea das Genus Cystiphyllum und zwar durch die Spezies C. vesiculosum Goldf. (Fig. 232), welche sich durch ihre fast zylindrische Gestalt und die Ausfüllung des Kelches durch blasiges Gewebe charakterisiert. Von den Tabulaten sind durch ihre Häufigkeit wichtig Favosites Goldfussi d'Orb. mit dicht aneinander gedrängten, durch reihenständige Poren verbundenen Röhrenzellen, ferner das unterdevonische, immer nur als Steinkern erhaltene Pleurodictyum problematicum Goldf. (Fig. 236) und endlich Alveolites suborbicularis Lam., dessen Polypenstöcke andere Körper lagenförmig überwuchern. Halysites catenularia, die charakteristische Kettenkoralle des Silurs, fehlt im Devon vollständig, Aulopora repens E. und H. (Fig. 234), welche sich kriechend auf anderen Korallen ausbreitet, ist besonders in Deutschland häufig. Die hauptsächlichsten Riffbildner der Devonzeit sind die Favositiden (Böhmen, Alpen) und die Stromatoporiden (Strom. concentrica Goldf. und Amphipora ramosa Schulz). Das vollständige Fehlen von Graptolithen ist im Gegensatze zu deren reichlichem Auftreten im Silur ein charakteristisches negatives Kennzeichen des Devons.

Die Echinodermen werden im devonischen Zeitalter vorzüglich durch Pelmatozoen, und zwar namentlich Crinoideen vertreten, als deren wichtigste devonische Geschlechter Cupressocrinus (Fig. 235), Eucalyptocrinus, Melocrinus, Hexacrinus, Ctenocrinus und Haplocrinus gelten können. Sehr häufig sind im Devon vieler Gegenden die äußeren Abdrücke der Crinoiden-Stielglieder, sowie die innere Ausfüllung des Nahrungskanales der Säule und des scheibenförmigen Zwischenraumes zwischen je zwei Gliedern, Steinkerne, welche früher als Schraubensteine be-

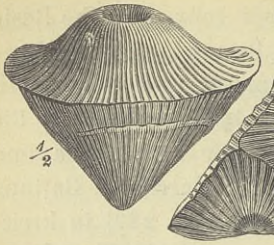


Fig. 229.

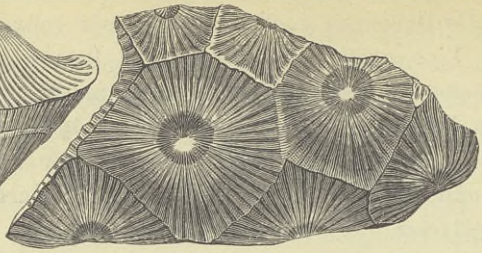


Fig. 230.

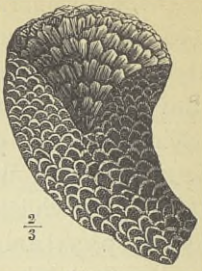


Fig. 232.

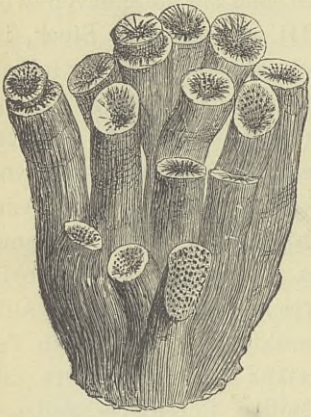


Fig. 231.

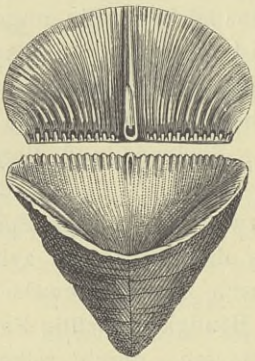


Fig. 233.

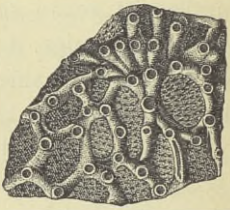


Fig. 234.

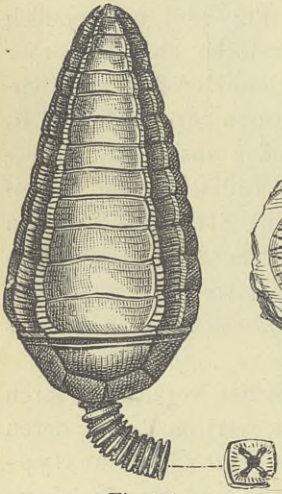


Fig. 235.

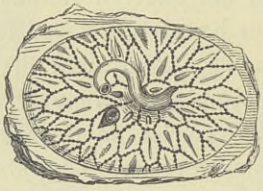


Fig. 236.

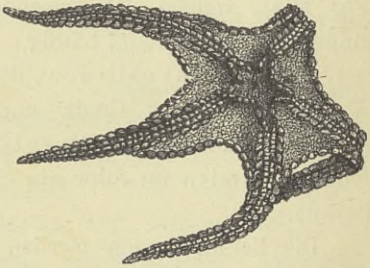


Fig. 237.

Devonische Leitfossilien.

Fig 229. Cyathophyllum helianthoides Goldf. — Fig. 230. Cyathophyllum hexagonum Goldf. — Fig. 231. Cyathophyllum caespitosum Goldf. — Fig. 232. Cystiphyllum vesiculosum Goldf. — Fig. 233. Calceola sandalina Lam. — Fig. 234. Aulopora repens E. und H. — Fig. 235. Cupressocrinus crassus Goldf. (Kelch mit Armen und Säulengliedern). Sämtlich aus dem Mitteldevon. — Fig. 236. Pleurodictyum problematicum Goldf. — Fig. 237. Aspidosoma Tischbeinianum Röm. Beide aus dem unteren Unterdevon.

zeichnet wurden. Die Blastoideen, welche in der nächst jüngeren Formation zu einer so großen Entwicklung gelangen, sind im europäischen Devon nur vereinzelt zu finden (Pentremites), während die Cystideen im Silur den Höhepunkt ihrer Existenz erreicht haben und im Devon bis auf wenige Formen (z. B. Agelacrinus Rhenanus Röm.) verschwunden sind. Asteroideen von bereits großer Formenmannigfaltigkeit kennt man aus den unterdevonischen Dachschiefern von Bundenbach, Birkenfeld, Niederlahnstein u. a. O. (Aspidosoma, Fig. 237; Archasterias, Helianthaster), sowie aus Nordamerika (Palaeaster).

Die Brachiopoden stehen mit fast 1400 Arten noch immer auf der Höhe ihrer Entwicklung. Namentlich liefert die Gattung Spirifer, obwohl bei weitem nicht ausschließlich devonisch, viele für die Schichten dieser Periode charakteristische Formen und zwar langflügelige, in die Breite gezogene Arten, so Spirifer paradoxus Qu. (Fig. 239) im unteren Devon und Spir. Verneuili Murch. (Fig. 238) außerordentlich bezeichnend für die obere Abteilung des Devons und in Deutschland, Rußland, Belgien, Frankreich, England und Nordamerika verbreitet, — ferner die weniger langflügeligen Formen Spir. speciosus Phil. aus dem Mitteldevon, Spir. cultrijugatus F. Röm. aus dem unteren Mitteldevon und Spir. primaevus Stein. aus dem untersten Devon. Ein ausschließlich devonisches Brachiopodengeschlecht ist Stringocephalus, dessen einzige bekannte Art St. Burtini Defr. (Fig. 240) zu den größten Brachiopoden gehört. Mit dieser Art gemeinschaftlich, und wie sie auf das mittlere Devon beschränkt, tritt Uncites gryphus Schloth. auf. Sehr verbreitet sind ferner Atrypa reticularis Lin., Athyris concentrica v. B. (Fig. 243), Orthis tetragona F. Röm., Streptorhynchus umbraculum Schl. (Fig. 242), Chonetes sarcinulata Schloth. und Orthis striatula Schloth., sowie Rhynchonella parallelepipeda Bronn, Rhynchonella pugnus Sow. und Rhynch. cuboides Sow., endlich Pentamerus galeatus Dalm. und Pent. rhenanus F. Roem.

Von den Zweischalern sind u. a. die Gattungen Pterinea, Posidonia (venusta), Gosseletia, Limoptera, Myoconcha, Macrodus, Nucula, Ctenodonta, Megalodon (Fig. 244), Palaeosolen, Grammysia, Allorisma, Buchiola und Lunulicardium vertreten und z. T. bereits recht häufig.

Die Pteropoden werden durch riesige Conularien, sowie durch Tentaculiten und Styliolinen vertreten, die Gastropoden vorzugsweise durch Euomphalus (Fig. 247), Pleurotomaria, Macrocheilus (Fig. 245), Murchisonia (Fig. 246), Bellerophon und Capuliden (Platyceras, Platyostoma).

Die Cephalopoden weisen auch noch im Devon in den Geschlechtern Cyrtoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, noch mehr aber Ortho-

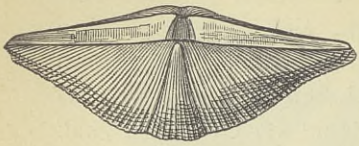


Fig. 238.

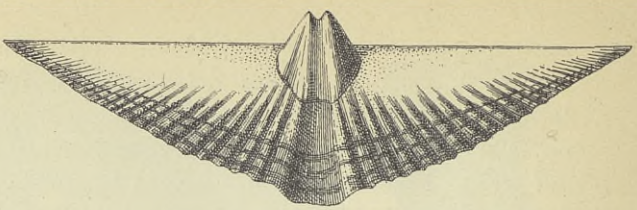


Fig. 239.

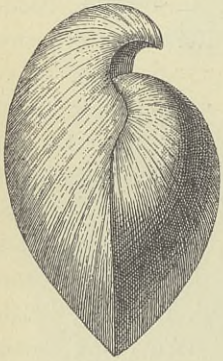


Fig. 240.

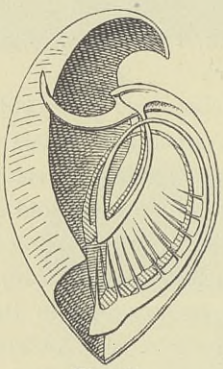


Fig. 241.

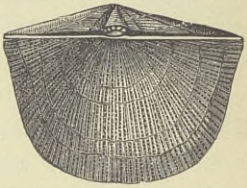


Fig. 242.

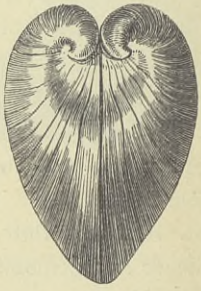


Fig. 244.

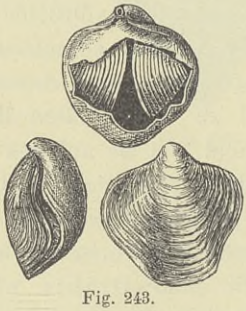


Fig. 243.



Fig. 246.



Fig. 247.



Fig. 245.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 238. Spirifer Verneuili Murch. Oberdevon. — Fig. 239. Spirifer paradoxus Qu. — Fig. 240. Stringocephalus Burtini Defr. von der Seite. Fig. 241. Derselbe, Innenansicht. — Fig. 242. Streptorhynchus umbraculum Schl. — Fig. 243. Athyris concentrica v. B. — Fig. 244. Megalodon cucullatus Sow. (Beide Schalen von vorn.) — Fig. 245. Macrocheilus arculatus Schloth. — Fig. 246. Murchisonia bigranulosa d'Arch. — Fig. 247. Euomphalus (Coelocentrus) Goldfussi d'Arch. Sämtlich aus dem Mitteldevon.

ceras recht zahlreiche, aber gegen die silurischen stark zurücktretende Repräsentanten der Nautileen auf. Neue Erscheinungen hingegen sind die ersten, aber bereits außerordentlich formenreichen Vertreter der Ammoneen, die Clymenien und Goniatiten. Von diesen ist ausschließlich devonisch, und zwar auf die obere Abteilung dieser Formation beschränkt, aber hier in großer Mannigfaltigkeit und Häufigkeit entwickelt, die Familie der Clymenien (Fig. 248), mit internem Sipho, deren zahlreiche und in sehr häufigen Individuen verbreitete Arten, z. B. Clym. laevigata Münst., Clym. undulata Münst., Clym. angustiseptata Münst., Clym. striata Münst. u. a. treffliche Leitfossilien des obersten Devons bilden. Die Goniatiten erscheinen bereits im Unterdevon mit den Gattungen Anarcestes, Aphyllites, Tornoceras, Beloceras, Gephyroceras, gelangen aber erst ebenfalls im Oberdevon zu ihrer Hauptentfaltung und sind hier z. B. durch Gon. (Tornoceras) simplex v. Buch (Fig. 249) und Gon. (Manticoceras) intumescens Beyr. (Fig. 250), Gon. (Brancoceras) sulcatus Münst., Gon. (Sporadoceras) Münsteri v. Buch vertreten, denen sich der orthocerasähnliche Bactrites zugesellt.

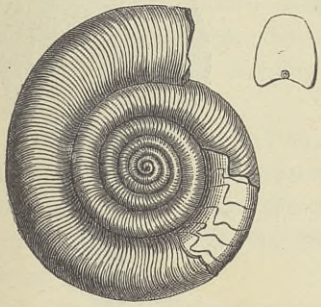


Fig. 248.

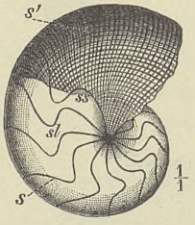


Fig. 249.

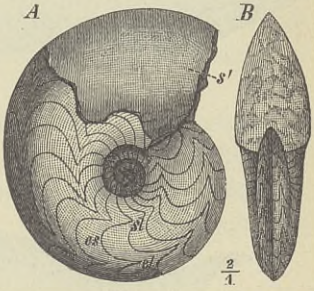


Fig. 250.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 248. Clymenia undulata Münster. Der Querschnitt zeigt die interne Lage des Sipho. — Fig. 249. Goniatites (Tornoceras) simplex v. B. *s'* Schale, *s* Septa. — Fig. 250. Goniatites (Manticoceras) intumescens Beyr. *A* von der Seite, *s'* Schale, *B* von vorn. Sämtlich aus dem Oberdevon.

Die devonischen Vertreter der Crustaceen sind Cypridinen (Schalenkrebse), Eurypteriden und Trilobiten. Letztere, bereits auf etwa 100 Arten reduziert, besitzen bei weitem nicht mehr die Mannigfaltigkeit, durch welche sie der silurischen Fauna (gegen 1400 Arten) ein so eigentümliches Gepräge verliehen, vielmehr deutet das Erlöschen oder die artenarme Vertretung der großen Mehrzahl ihrer Geschlechter auf den nahen Untergang der ganzen Familie hin, welche im Devon namentlich auf Phacops (mit dem charakteristischen Ph. latifrons Bronn, Fig. 251, und Ph. fecundus Barr.), Cryphaeus, Dalmania, Homalonotus (Dipleura, Fig. 252), Proetus, Harpes, Cheirurus, Bronteus und einige andere, weniger wichtige Gattungen beschränkt ist. Die bohnenförmigen, sehr kleinen Schäl-

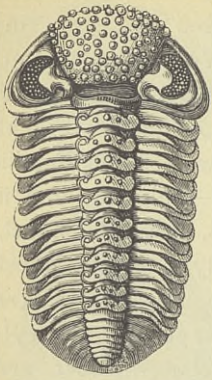


Fig. 251.

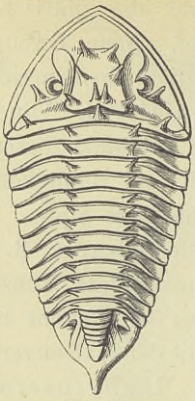


Fig. 252.



Fig. 253.

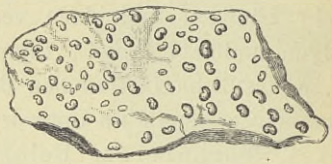


Fig. 254.

Devonische Leitfossilien.

Fig. 251. Phacops latifrons Bronn. Mitteldevon. — Fig. 252. Homalonotus (Dipleura) armatus Burm. Unterdevon. — Fig. 253 u. 254. Cypridina (Entomis) serrato-striata Sandb. (Natürliche Größe und stark vergrößert.) Oberdevon.

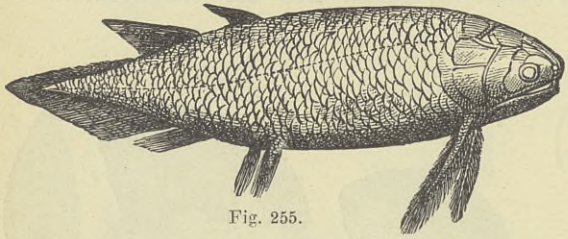


Fig. 255.

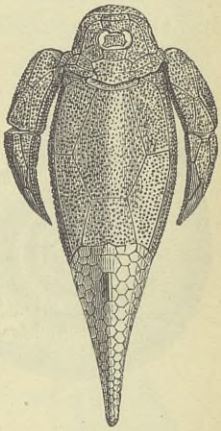


Fig. 256.

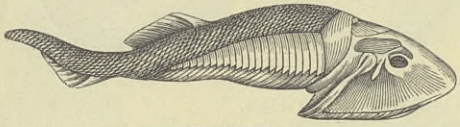


Fig. 257.

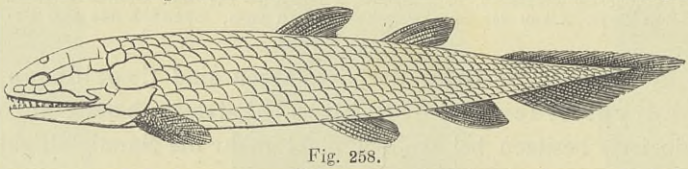


Fig. 258.

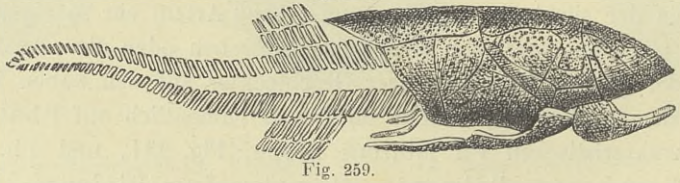


Fig. 259.

Devonische Fische.

Fig. 255. Holoptychius nobilissimus Agass. — Fig. 256. Pterichthys cornutus Pand. — Fig. 257. Cephalaspis Lyelli Agass. — Fig. 258. Osteolepis macrolepidotus Val. — Fig. 259. Coccosteus decipiens Agass. Sämtlich aus dem Old Red-Sandstone.

chen der Cypridina (Entomis, Fig. 254) bedecken in zahlloser Menge die Flächen der nach ihnen benannten oberdevonischen Schichten.

Die Wirbeltiere blieben auch während der devonischen Periode einzig und allein auf ihre niedrigsten Vertreter, die Fische, beschränkt, welche sich durch eine ungemeine Entwicklung (gegen 100 Arten) der Crossopterygier und Placodermen (Panzerfische) auszeichnen. Erstere, heterocerkale Ganoidfische mit quastenförmigen Bauch- und Brustflossen, diese mit beschuppter Achse, sind namentlich durch Osteolepis (Fig. 258) und Holoptychius (Fig. 255) vertreten. Bei den Placodermen ist Kopf und Vorderteil des Rumpfes von einem vollkommenen Panzer großer Knochenplatten bedeckt; zu ihnen gehören Pterichthys (Fig. 256), Bothriolepis, Asterolepis, Coccosteus (Fig. 259), Cephalaspis (Fig. 257). Von Dipnoern stellt sich Dipterus ein. Ferner weist das Vorkommen von Flossenstacheln darauf hin, daß die devonischen Gewässer, ähnlich wie es in der späteren Silurzeit der Fall war, auch von haiartigen Knorpelfischen belebt waren.

Dreiteilung der devonischen Schichtenreihe. Fast überall, wo die Devonformation zu einer vollständigeren Entwicklung gelangt ist, läßt sich in ihr ein mehrfacher Wechsel ihres paläontologischen Charakters wahrnehmen, demzufolge die devonische Schichtenreihe in drei durch den verschiedenartigen Habitus ihrer Faunen voneinander abweichende Abteilungen zerfällt.

III. Das Oberdevon, aus Schiefern, Kalksteinen, Sandsteinen und Flaserkalken zusammengesetzt, ist der Horizont, in welchem die Clymenien und Goniatiten ihre Hauptentwicklung erreichen; außerdem treten als charakteristische Leitfossilien Spirifer Verneuili, ferner Cypridinen in zahlloser Menge auf.

II. Das Mitteldevon, vorwaltend aus Kalksteinen, Mergeln und Mergelschiefern bestehend, besitzt eine Fauna, welche namentlich von Korallen (Favosites, Cyathophyllum, Calceola, Aulopora), Brachiopoden (Stringocephalus, Uncites, Spirifer speciosus und cultrijugatus) und Gastropoden (Murchisonia, Macrocheilus) gebildet wird, zu denen sich Cupressocrinus, Megalodon, Cyrtoceras, Bronteus, namentlich aber Phacops latifrons gesellen.

I. Das Unterdevon, ein Schichtenkomplex von vorwaltenden Sandsteinen, Quarziten, sandigen Schiefern und Grauwacken, sowie basalen Konglomeraten, wird charakterisiert durch seinen Reichtum an Resten von Spirifer paradoxus und Spir. primaevus, durch Homalonotus-Arten, durch die Steinkerne von Pleurodictyum problematicum, sowie durch Pterineen und Grammysien. Die fossilreiche Kalkfazies des sandigtonig entwickelten Unterdevons wurde nach dem Ausgangspunkte ihrer Kenntnis, dem Harze, von Beyrich, Lossen und Kayser als Herzyn bezeichnet. Der paläontologische Charakter dieser Kalke ist ein sehr wechselvoller, indem sie als

Brachiopoden- und Korallenkalke (Konieprus, Karnische Alpen, Erbray), als Goniatitenkalke (Karnische Alpen), als korallenarme Brachiopodenkalke mit Trilobiten und Capuliden (in den unteren Wieder Schiefern, Cabrières), als Crinoidenkalke entwickelt sind.

Old Red Sandstone-Fazies. In ausgedehnten Landstrichen, namentlich in Süd-Wales, in Schottland und auf den Orkney-Inseln, ferner in Kanada und auf Spitzbergen hat die devonische Schichtengruppe eine von der beschriebenen typischen durchaus abweichende Ausbildung erfahren*). Dort erscheint dieselbe, der Old Red Sandstone, der Hauptsache nach als eine bis 5000 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinbildung, welcher eine braunrote, von einer Eisenoxydbeimengung herrührende Färbung eigentümlich ist. Ihr paläontologischer Charakter weicht von dem eben besprochenen dadurch so vollständig ab, daß sie keinerlei Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten führt, dagegen zum Teil reich an Resten von Landpflanzen (z. B. Psilophyton, Sphenopteris und Calamites), namentlich aber von Ganoid- und Panzerfischen ist, so von Acanthodes, Diplopterus, Osteolepis, Holoptychius, Cephalaspis, Coccosteus, Asterolepis und Pterichthys, welche ebenso wie der Dipnoer Dipterus in der normalen devonischen Schichtenreihe nur ausnahmsweise oder sparsam vorkommen (so z. B. im Devon der Eifel und von Wildungen). Daß der Old Red eine Äquivalentbildung, eine Fazies der Devonformation vorstellt, welche wahrscheinlich in großen Inlandseen und Lagunen abgelagert worden ist, wird bereits durch seine Verbandsverhältnisse mit dem Silur und Karbon erwiesen. In Schottland wechsellagert der Old Red nahe seiner unteren Grenze mit silurischen Graptolithenschiefern, in seinem obersten Horizonte hingegen mit Kohlenkalkbänken. Auch in Wales findet zwischen Old Red einerseits und Silur und Karbon andererseits ein inniger Verband durch konkordante Lagerung statt. In beiden Gegenden vertritt also der erstere die Gesamtheit der Devonformation. In anderen Gebieten hingegen ist er als Repräsentant nur einer Einzelstufe des Devons mit normalen marinen Devonablagerungen verknüpft, so in den baltischen Provinzen, wo sich zwischen den Old Red mitteldevonische Kalke einschieben, ferner im polnischen Mittelgebirge, wo er von marinem Mittel- und Oberdevon überlagert wird, endlich im Osten von Nordamerika, wo er bald nur als Fazies des obersten Devons, bald als diejenige mehrerer Stufen dieser Formation auftritt.

In Britannien wird der Old Red durch eine tiefgreifende Diskordanz bereits stratigraphisch in 2 Abteilungen gegliedert, deren untere sich durch die Führung von Acanthodes, Dipterus, Osteolepis, Cephalaspis, Pteraspis,

*) A. Geikie, On the Old red sandstone of western Europe. Transact. R. Soc. of Edinburgh. Bd. XXVIII. 1878. — Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. Stuttgart 1897. II. S. 219. — Nathorst, Beitr. z. Geologie d. Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Uppsala 1910.

Coccosteus und Pterichthys auszeichnet, während in der oberen z. B. Holoptychius und Bothriolepis neu hinzutreten.

Die geographische Verbreitung der Devonformation. Das ausgedehnteste devonische Territorium Deutschlands ist das rheinische Schiefergebirge*). Es umfaßt einen großen Teil Rheinpreußens, Westfalens, Nassaus und erstreckt sich nach Belgien und Nordfrankreich hinein. Das Unterdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge durch eine eng zusammengestauchte, z. T. überkippte, mindestens 3000 m mächtige Schichtenfolge von Grauwacken, Sandsteinen, Quarziten, Tonschiefern und Dachschiefern gebildet, während Kalksteine fast ganz fehlen, und besitzt in faunistischer wie petrographischer Hinsicht eine auffällige Gleichförmigkeit (s. S. 428). Seine Versteinerungsführung beschränkt sich überwiegend auf Brachiopoden (Spirifer, Rensselaeria, Orthis, Chonetes, Strophomena, Athyris) nebst einigen Zweischalern (Pterinea, Avicula, Limoptera), sowie Ctenocrinus, Pleurodictyum und Homalonotus. Etwas verschieden von der normalen Schichtenreihe sind die im tieferen Meere abgelagerten Hunsrückschiefer mit

*) H. von Dechen, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 27—33 und S. 73—207. — F. Römer, Das Rheinische Schiefergebirge. Hannover 1844; ferner Z. d. D. geol. Ges. 1855. S. 377; 1856. S. 648; 1875. S. 731. — F. und G. Sandberger, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—1856. — Entwicklung der unteren Abteilung des devonischen Systems in Nassau. Wiesbaden 1889. — E. Kayser, Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devons. Z. d. D. geol. Ges. 1870. S. 841; 1871. S. 289 und 491; 1872. S. 653; 1873. S. 602 und 755; 1877. S. 407; 1879. S. 301; 1883. S. 306; 1889. S. 288. — Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1881. S. 51 und 190; 1882. S. 120; 1883. S. 1; 1884. S. 9; 1890. S. 95. — Fauna des Dalmanitensandsteins von Kleinlinden. Marburg 1896. — Lehrbuch d. Formationskunde. 3 Aufl. Stuttgart 1908. S. 137. — C. Koch, Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1880. S. 190. — F. Maurer, Der Kalk von Greifenstein. N. Jahrb. 1881. I. Beil.-Bd. S. 1. — F. Frech, Die Cyathoph. und Zaphrent. des deutschen Mitteldevons (und Gliederung desselben). Paläont. Abh. III. Heft 2. Berlin 1886. — Korallenfauna des Oberdevons. Z. d. D. geol. Ges. 1885. S. 21 und S. 946. — Geologie der Umgegend von Haiger (Nassau). Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1888. S. 1. — Das rheinische Unterdevon und die Stellung des Hercyn. Z. d. D. geol. Ges. 1889. S. 175. — E. Holzapfel, Lagerungsverhältnisse des Devons zwischen Roer- und Vichthal. Verh. d. nat. Ver. f. Rheinl.-Westf. 1883. B. XL. S. 397. — Die Goniatiten-Kalke von Adorf. Palaeontogr. IV. 1882. — Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 15. Berlin 1893. — Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge. Ebend. Heft 16. 1895. — Das Unterdevon der Aachener Gegend. Ebend. 1899. S. 199. — Oberdevon. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1896 XXXVIII. — A. Denckmann, Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. 34. 1901. — Devon des Sauerlandes. Z. d. D. geol. Ges. 1900. S. 112 und S. 564. — Fr. Drevermann, Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1900. S. 99. — Palaeontogr. Bd. XLIX. 1902. S. 73; Bd. L. 1904. S. 229. — A. Fuchs, Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers u. d. Untercoblenzschichten usw. Z. d. D. geol. Ges. 1907. S. 96.

einer abweichenden Fauna von Crinoideen, Asterien, dünnschaligen Muscheln, Orthoceratiten, Goniatiten, Trilobiten und Panzerfischen. Die liegendste Stufe des Unterdevons besteht im Taunus und Hohen Venn aus phyllitischen und serizitischen Schiefern lokal mit Spir. Mercurii. Auf sie folgt der Taunusquarzit und auf diesen die mächtige Schichtenreihe der Coblenzschichten.

Das Mitteldevon besteht auf der linken Rheinseite im Gegensatz zum Unterdevon aus Kalksteinen, Mergeln und Dolomiten, dem Eifeler Kalke. Derselbe bildet in der Eifel sechs größere und drei kleinere elliptische Partien, welche dem Unterdevon muldenförmig ein- und aufgelagert sind (siehe Profil, Fig. 260). In dieser mitteldevonischen Schichtenreihe

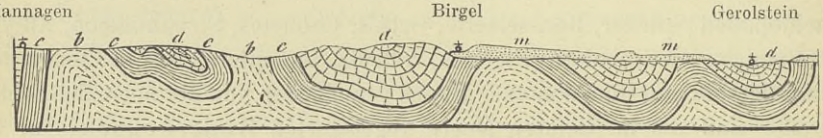


Fig. 260. Profil der Eifel.
b älteres Unterdevon, *c* jüngeres Unterdevon, *d* Eifeler Kalk, *m* Buntsandstein.

lassen sich zwei Niveaus, die Calceolakalke und -mergel (an deren Basis als Übergangsstufe zum Unterdevon Kalke und Roteisenstein mit Spirifer cultrijugatus auftreten) und die Kalke mit Stringocephalus Burtini (Paffrather Kalke) unterscheiden (s. S. 428). Der Eifeler Kalk ist sehr reich an Korallen, Crinoideen und Brachiopoden. Auch in Belgien (z. B. bei Givet und Couvin) sind dieselben Schichten entwickelt und den übrigen devonischen Gebilden regelmäßig zwischengelagert. Ebenso wie dort, wird in der Gegend von Aachen der untere Stringocephalenkalk, außerdem aber der Calceolakalk und das obere Unterdevon durch rote Sandsteine, Schiefer und Konglomerate (die Vichter Schichten) ersetzt. Auf der rechten Rheinseite ist das Mitteldevon im ganzen ähnlich entwickelt, doch bildet die Häufigkeit von Diabasen und Schalsteinen einen bemerkenswerten Gegensatz zur Eifel, wo dieselben gänzlich fehlen. In der Gegend zwischen Sieg und Lenne ist das untere und obere Mitteldevon durch sandig-tonige Komplexe und Grauwackensandsteine, lokal mit Einlagerungen von Korallenkalk, vertreten, die sog. Lenneschiefer. Ganz typisch hingegen sind die Stringocephalenkalke bei Bensberg, Elberfeld, Schwelm, Iserlohn, Diez, Villmar usw., bei Brilon und Wetzlar hingegen als Roteisensteine ausgebildet. Als pelagische Fazies des Calceolakalkes, also des unteren Mitteldevons, stellen sich namentlich im Dillenburgischen und im Ruppachtale, sowie im ganzen Südflügel der Lahnmulde dunkle Tonschiefer und Dachschiefer nebst eingelagerten Kalken und Quarziten mit Tentaculiten (Tentaculitenschiefer) ein, welche außerdem verkieste Goniatiten, Orthoceren und Bactriten enthalten (Wissenbacher Schiefer). Nach ihrer Führung

von Goniatiten gliedern sich dieselben in zwei Stufen, eine untere mit Goniatites (Anarcestes) subnautilinus, Gon. (Mimoceras) compressus, Orthoceras triangulare, und eine obere mit Gon. (Aphyllites) occultus und Dannenbergi, Bactrites carinatus u. a. Beide sind lokal durch Kalke vertreten (s. S. 428 und 434).

Das Oberdevon wird in dem rheinischen Schiefergebirge durch eine sehr faziesreiche Schichtengruppe gebildet: durch bunte Kramenzelkalke, durch Kalke und mergelige Schiefertone mit Goniatiten (Goniatitenschiefer von Büdesheim), und rechts des Rheines durch Cypridinenschiefer, lokal durch Korallenriffe des Iberger Kalkes (Dillgebiet; südliches Belgien), dolomitische Mergel mit Rhynch. cuboides (Brachiopodenkalke), Goniatitenkalke (Adorfer Kalk), Clymenienkalke und Sandsteine oder olivengrüne Schiefer mit Spirifer Verneuili (Verneuili-Schichten). Letzteres ist namentlich in der Gegend von Aachen der Fall, von wo aus sie sich nach Belgien verbreiten. In allen diesen, wie in anderen Distrikten lassen sich zwei Faunen, also zwei Horizonte des Oberdevons unterscheiden, deren unterer sich durch das Auftreten zahlreicher Goniatiten, namentlich Goniatites (Manticoceras) intumescens, und das Fehlen der Clymenien auszeichnet (Goniatitenschichten), während der obere reich an Clymenien ist, zu denen sich zugleich typische neue Goniatiten (Sporadoceras, Brancoceras) gesellen (Clymenienschichten).

In ziemlich vollständiger Entwicklung und in entsprechender Gliederung beteiligt sich das Devon am Aufbau des Kellerwaldes, als der östlichsten Fortsetzung des rechtsrheinischen Devongebietes (Denckmann).

Zur ausführlicheren Erläuterung des rheinischen Devons möge folgende übersichtliche Zusammenstellung dienen:

III. Oberdevon.

2. Stufe der Clymenia undulata.

Cypridinenschiefer als oberstes Glied des rechtsrheinischen Oberdevons, sowie der Büdesheimer Mulde, mit Cyprid. (Entomis) serrato-striata und Posidonia venusta.

Clymenienkalk mit Clymenia laevigata, undulata, striata u. a. von Eibach bei Dillenburg, Kirschhofen bei Weilburg, Wildungen, Kellerwald, Enkeberg bei Brilon.

Sandsteine u. Schiefertone mit Spir. Verneuili, und Landpflanzen wie Archaeopteris hybernica, Rhodea (Verneuilischichten) von Aachen-Stollberg.

Goniatitenschiefer von Nehden (Nehdener Schiefer) bei Brilon; rote Flaserkalke von Aachen.

1. Stufe des Goniatites (Manticoceras) intumescens.

Goniatitenschiefer von Büdesheim, grünlichgraue Mergelschiefer mit Goniatites simplex, G. intumescens, Orthoceras subflexuosum, Bactrites gracilis, Buchiola retrostriata, Cypridina serrato-striata; — Korallenriffkalke von Haiger und Aachen-Stollberg; — schwarzer Goniatiten-

kalk (Kellwasserkalk) von Bicken als geringmächtige Einlagerung im Liegenden des bläulichen oder rötlichen Goniatitenkalkes von Adorf mit Gon. intumescens, Gon. multilobatus, Buchiola retrostriata; zu unterst: Cuboidesschichten, dolomitische Mergel und dünnplattige Kalke (Büdesheim) mit Spirifer Verneuili, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Rhynchonella cuboides u. pugnus, Productus subaculeatus, Goniatites intumescens.

II. Mitteldevon.

a) **Fazies der Korallen- und Brachiopodenkalke:**

2. Stringocephalenkalke, bis 400 m mächtig (bei Pelm, Blankenheim, Sötenich), mit Stringocephalus Burtini, Uncites gryphus, Macrocheilus arculatum, Murchisonia bilineata, Megalodon cucullatum, Amphipora ramosa, Endophyllum torulosum, Cyathophyllum quadrigeminum. Paffrath, Gladbach.

   Zu unterst die Crinoidenschicht, ein bis 10 m mächtiger, aus Stielgliedern von Crinoideen, Korallen, Brachiopoden und Bryozoen-Resten bestehender Komplex mit Cupressocrinus, Poteriocrinus, Melocrinus, Eucalyptocrinus, Rhodocrinus usw.; auch Calceola sandalina ist noch recht häufig. (Aufgeschlossen bei Nollenbach, Bärendorf, Kerpen, am Sonnenberg bei Pelm).

1. Calceolaschichten, Mergelkalke mit Calceola sandalina, Cyathophyllum helianthoides, Cystiphyllum lamellosum, Favosites polymorphus, Strophomena caudata, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Spirifer speciosus, Streptorhynchus umbraculum, Pentamerus galeatus u. a.

   Zu unterst die Zone des Spirifer cultrijugatus, unreine, zum Teil eisenschüssige Kalksteine, Eisenerze und Grauwacken (z. B. am Prümbachtale bei Elwerath, ferner bei Nohn, Ahhütte u. a.) mit Spirifer cultrijugatus, Rhynchonella Orbignyana.

b) **Fazies der Tentaculitenschiefer** mit Tentaculites acuarius mit eingelagerten oder stellvertretenden Kalken:

2. dem von Diabasen und Diabastuffen begleiteten Stringocephalenkalk- und -eisenstein von Brilon und Wetzlar mit String. Burtini, Gon. (Maeneceras) terebratus Sandb.; zu unterst mit dem Odershauser Kalk mit Posidonia hians, Buchiola aquarum, Gon. (Tornoceras) circumflexiferus u. a.
1. dem Ballersbacher Flaserkalk und Günteroder Knollenkalk mit Gon. (Anarcestes) lateseptatus, Gon. (Aphyllites) occultus, Bronteus speciosus, ferner dem Greifensteiner Kalk, einem Crinoidenkalk mit Gon. (Aphyllites) fidelis, Phacops fecundus, Proetus orbitatus, Spirifer indifferens, Merista passer u. a.

   Die Tentaculiten-, Wissenbacher oder Orthoceras-Schiefer sind schieferige Faziesgebilde der unteren Stufe (1) oder eines Teiles derselben und gliedern sich in einen unteren Horizont des Goniatites (Anarcestes) subnautilinus und einen oberen des Gon. (Aphyllites) occultus. Eine sandig-schieferig-quarzitische Fazies des oberen und unteren Mitteldevon, repräsentieren die Lenneschiefer des südlichen Westfalens.

I. Unterdevon.

4. **Die obere Coblenzstufe.** Stufe des Spirifer paradoxus:

   c) Oberste Coblenzschichten, Schiefer, Roteisensteine, Übergangsschichten zum Mitteldevon mit Spir. speciosus, Orthis striatula, Pentamerus Heberti, (z. B. bei Haiger, Diez am Ruppachtal).

b) Obere Coblenzschichten, Grauwacken und z. T. kalkhaltige Schiefer, oft mit reicher Fauna, z. B. Spir. curvatus, Spir. (macropterus) paradoxus, Strophomena rhomboidalis, Chonetes dilatata, Pterinea fasciculata, Nucula curvata. Chondritenschiefer (Coblenz, Daleiden, Ems).

a) Coblenzquarzit, weiße, plattige Quarzite mit Spir. carinatus, Pterinea laevis, Homalonotus gigas (Coblenz, Ems, Lahnstein, Dillenburg, Selters).

Eine Fazies der oberen Coblenzstufe, sowie des unteren Mitteldevons sind die Vichter Schichten der Aachener Gegend.

3. **Die untere Coblenzstufe.** Stufe des Spirifer Hercyniae.

Untere Coblenzschichten. Grauwacken mit Strophomena plicata, Orthis circularis, Spir. Hercyniae und macropterus, Homal. armatus und rhenanus, Pleurodictyum problematicum und zahlreichen Zweischalern (Stadtfeld in der Eifel, Vallendar bei Coblenz). Haliseriten (= Tang-)-Schiefer. Nuculidenbänke bei Ehrenbreitenstein. — Oben mit den Schichten von Zenscheid (Eifel).

In dieser Stufe die Porphyroidschiefer (Porphyrtuffe) von Nassau (Singhofen), mit vorwaltenden Zweischalern, namentlich Limoptera bifida, Palaeosolen u. a.

2. **Hunsrückschiefer und Taunusquarzit. Siegener Grauwacke.** Stufe des Spirifer primaevus.

b) Hunsrückschiefer, dunkle Tonschiefer und Dachschiefer mit Phacops Ferdinandi, Dalmania rhenana, Homalonotus planus, Asterien (Caub, Gemünden, Bundenbach).

a) Taunusquarzit, weiße Quarzite des Taunus und Hunsrück mit Spirifer primaevus, Rensselaeria crassicosta.

Beide werden im Siegerlande, Ahrtal, unterhalb Andernach und Nordabhang des Hohen Venn vertreten durch die Siegener Grauwacke, diese mit wesentlich übereinstimmender Fauna, reich an Brachiopoden (Chonetes sarcinulata, Spir. primaevus).

1. **Stufe von Gedinne** (Gedinnien), Gedinne-Konglomerate der Aachener Gegend; phyllitische Schiefer und Sandsteine mit Spir. Mercurii.

In der Entwicklung des Devons im Harze*) zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung mit den rheinischen und insbesondere mit den nassau-

*) Im Oberharze:

F. A. Römer, Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzes. Kassel 1850. S. 63; 1855. S. 132 und 152; 1860. S. 159; Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 386. — A. von Groddeck, Abriß der Geognosie des Harzes. 2. Aufl. Clausthal 1883. S. 23 und 87. Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 605; 1876. S. 361 und 1877. S. 429. — F. Klockmann, Geologie des westlichen Oberharzes. Ebend. 1893. S. 257. Ferner Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 1. — L. Beushausen, Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. d. k. pr. geol. La. 1900 (vollständige Literatur S. 380). — M. Koch, Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer Diabaszug. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 185.

Im Unterharze:

E. Kayser, Fauna des Hauptquarzits und der Zorger Schiefer. Abh. d. k. pr. geol. La. H. I. 1889. — Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Ebend. 1878. B. II. H. 4. — M. Koch, Kulm- und Devonablagerungen nördlich von Elbingerode. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 131; 1894. S. 199; Ders. Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 7 und 1898. S. 91. — Ders., L. Beushausen und A. Denckmann, Ebend. 1895. S. 127.

ischen gleichalterigen Bildungen. Derselbe enthält zwei im wesentlichen durch den Brockengranit getrennte Devongebiete, ein westliches im Oberharze und ein östliches im Unterharze. Das Devon des Unterharzes gliedert sich nach M. Koch wie folgt:

III. Oberdevon.

Cypridinenschiefer mit Cypridina serrato-striata und Posidonia venusta.
Clymenienkalk des Büchenberges, Eselstieges u. a. O. mit Clym. annulata, undulata und laevigata nebst kugeligen Goniatiten.
Goniatitenkalk am Meiseberg mit Goniatiten und Cardiola retrostriata.

II. Mitteldevon.

Stringocephalenschichten, Kalksteine, namentlich aber die Eisensteine von Hüttenrode, Hartenberg und Büchenberg, wechsellagernd mit Diabasmandelsteinen, Tuffen und Mergelschiefern mit einer reichen mitteldevonischen Fauna, z. B. Stringocephalus Burtini, Pentamerus galeatus, Megalodus cucullatus, Macrocheilus arculatum, Phacops breviceps, Harpes socialis, Goniatites terebratus, Gon. cinctus, Amplexus hercynicus u. a.
Calceolaschiefer von Elend.
Decken von Diabasmandelsteinen und Keratophyren, getrennt durch Tuffe, sowie durch Tentaculitenschiefer.
Wissenbacher Schiefer mit Goniatites gracilis, Gon. subnautilinus.
Hasselfelder Kalk mit Greifensteiner Goniatitenfauna.

I. Unterdevon.

Hauptquarzit mit Spir. paradoxus, Chonetes sarcinulatus, Atrypa reticularis, Limoptera semireticulata.
Wieder Schiefer z. T. mit den herzynischen Kalklagern von Mägdesprung, Scheerenstieg, Radebeil, Zorge, Ilsenburg u. a. O.; diese mit Dalmania tuberculata, Pentamerus costatus, Spirifer Hercyniae, Spir. togatus, Rhynch. princeps u. a.

Auf dem Oberharz tritt die devonische Formation in drei isolierten Partien zutage, und zwar 1. zwischen Ocker und Innerste am Nordrande des Gebirges, 2. in Verbindung mit ausgedehnten Lagern von Diabas am sogenannten Grünsteinzuge in Gestalt einer schmalen Zone zwischen Osterode und Harzburg, 3. am Iberge, der sich wie ein Horst mitten aus den Kulmschichten erhebt. Der Hauptvertreter des oberharzerischen Unterdevons ist hier der Spiriferensandstein (Kahleberg-Sandstein, Ober-Coblenzstufe), zu oberst die Schichten mit Spir. speciosus, Spir. cultrijugatus, Pleurodictyum. Er setzt fast ausschließlich die Berge zwischen Ocker, Goslar, Bockswiese und Oberschulenberg (z. B. den Rammelsberg und Kahleberg) zusammen. An ihn schließen sich Calceolaschichten eng an. Es sind dunkelgraublaue, kalkige Tonschiefer mit Calceola sandalina, Cupressocrinus urogalli, Spirifer speciosus, Phacops latifrons (Schalker Tal, Auerhahn, Bocksberg, Rammelsberg). Infolge einer vollständigen Überkippung der dortigen Schichtenkomplexe unterteufen die Calceolaschiefer stellenweise

die Spiriferensandsteine (Fig. 227). Auf die Calceolaschichten folgen die Wissenbacher (Goslarer) Schiefer und Knollenkalke z. B. mit Bactrites carinatus, Goniatites Jugleri und Gon. occultus, welche in weiter Verbreitung zwischen Goslar, Langelsheim und dem Winterberge aufgeschlossen sind und Lager von körnigem Diabas sowie das Erzlager des Rammelsberges eingeschaltet enthalten. Dann folgt der durch die Grube Weinschenke bei Buntenbock und am Polsterberge aufgeschlossene Stringocephalenkalk mit Goniatites terebratus, Orthoceras lineare, Bronteus insignitus, Stringocephalus Burtini. Er ist mit Eisensteinlagerstätten, sowie mit Diabastuffen (Blattersteinen) vergesellschaftet. Das Oberdevon ist zunächst durch gebänderte, z. T. Kalkknollen führende (Büdesheimer) Tonschiefer mit Styliolinen und Tentaculiten, Tornoceras simplex, darüber durch den Kellwasserkalk mit Buchiola angulifera und schwarze (Adorfer) Kalke mit Gon. intumescens (Altenau, Rhomker Halle, Hahnenklee), Kramenzelkalke und Clymenienkalke (Rhomker Halle, Äcke- und Riesenbachtal) und zu oberst durch Cypridinenschiefer mit variolitischen Diabasen (Lautental) vertreten (Beushausen). Der Intumescensstufe (S. 427) gehört auch der Horst von Korallenkalk des Iberges und Winterberges bei Grund an, welcher von Eisensteinlagerstätten durchschwärmt und von Brüchen gegen den Kulm begrenzt wird und außerordentlich reich an organischen Resten ist, so an Goniatites intumescens, Terebratula elongata, Rhynchonella pugnus, Rhynch. cuboides, Spirifer simplex, Conocardium trapezoidale, Phillipsastraea, Cyathophyllum usw.

Eine beträchtliche Verbreitung gewinnt das Devon im südöstlichen Thüringen, im Vogtlande und im Fichtelgebirge (vgl. Fig. 225, S. 408). Hier gliedert sich dasselbe nach Gümbel, Liebe und K. Walther*) wie folgt:

II. Oberdevon.

Cypridinenschiefer und Clymenienkalke. Goniatitenkalk mit Gon. intumescens.

Diabastuffe und Breccien-Schalsteine, Schiefer, tuffige Sandsteine; mit Nestern und Knollen von Kalkstein. Im sächsischen Vogtlande mit den versteinerungsreichen Diabastuffen von Planschwitz und den Korallenkalken der Umgegend von Plauen, mit Favosites cristata, Cyathoph. caespitosum, Spirifer Verneuili, Atrypa reticularis u. a.

I. Mitteldevon.

Tentaculitenschiefer und Knollenkalke; Nereïtenschichten mit Einlagerungen von Quarziten und tuffigen Grauwacken, erstere mit Kriechspuren von Anneliden u. dergl. (= Nereïten).

Das Unterdevon fehlt. Diskordant auf dem Obersilur.

*) C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 464—526. — K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. V. Heft 4. Berlin 1884. — K. Walther, Beitr. z. Geol. u. Pal. des älteren Paläozoikums in Ostthüringen. 1. N. Jahrb. Beil.-B. 24. 1907. S. 221.

An die Phyllite der nordwestlichen Peripherie des sächsischen Granulitgebirges legt sich eine 5 Meilen lange Zone von Tentaculitenschiefern und oberdevonischen Dachschiefern mit Clymenien, Schalsteinschiefern, Quarzkeratophyren und Porphyroiden an (Altenmörbitz, Lastau). In Schlesien treten bei Freiburg und bei Kunzendorf zwei isolierte Kalkmassen aus dem Gebiete der Kulmformation hervor, welche u. a. Spirifer disjunctus, Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboides, Receptaculites Neptuni, Aulopora repens führen (= Iberger Kalk). Bei Ebersdorf in der Grafschaft Glatz werden oberdevonische Crinoiden- und Clymenienkalke als direktes Liegendes der Kulmsandsteine und -grauwacken abgebaut. In Österreichisch-Schlesien und Mähren bilden die Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Devons eine bis über 3 Meilen breite und etwa $7^1/_2$ Meilen lange Zone, welche sich von Zuckmantel in südlicher Richtung bis Sternberg in Mähren erstreckt.

Im Polnischen Mittelgebirge ist in der Gegend von Kielce die gesamte devonische Schichtenreihe zu unterst mit Placodermenresten von den Coblenzschichten bis hinauf zum Clymenienkalk entwickelt*).

In Böhmen**) gehören die früher von Barrande als oberstes Silur aufgefaßten und als Etagen F_2, G und H bezeichneten Kalke und Schiefer zum Unter- und Mitteldevon:

Mitteldevon.

H = Hostiner-Schiefer mit Stringocephalus Burtini, Buchiola und Pflanzen (Lepidophyten, Farne, Asterocalamites).

G_3 = Knollenkalk von Hluboček mit Goniatites occultus.

G_2 = Tentaculitenschiefer mit Gon. fecundus.

G_1 = Schwarze Knollenkalke von Tetin und Hostin mit Dalmania Hausmanni; wahrscheinlich ein Äquivalent des bunten, roten oder gelblichen Crinoidenkalkes von Mnenian mit Gon. fidelis.

Unterdevon.

F_2 = Brachiopoden- und Korallen-Riffkalk von Konieprus mit Herzynfauna, so Spir. togatus, Rhynch. princeps, Harpes venulosus, Bronteus palifer, Favosites Goldfussi, Cyathophyllum expansum.

In den Ostalpen ist nach Frech***) die gesamte devonische Schichtenreihe vom unterdevonischen Konieprus-Riffkalke, z. B. am Wolayer Thörl, bis zu den Clymenienkalken des obersten Devons entwickelt (vgl. die Tabelle S. 434).

Im Elsaß und zwar im Breuschtale bildet das Mitteldevon eine Schichtenreihe von Tonschiefern, Grauwacken, Konglomeraten, Quarziten und

*) G. Gürich, Das Palaeozoikum im Poln. Mittelgeb. St. Petersburg 1896. S. 35.

**) Vgl. Fr. Frech, Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 917. — E. Kayser u. E. Holzapfel, Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien. 1894. S. 500.

***) Fr. Frech, Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 690 u. 714.

Diabastuffen mit Einlagerungen von Crinoiden-, Stromatoporen- und Favositeskalken, erstere mit Stringocephalus Burtini und Calceola sandalina. Die Konglomerate führen Kalksteingerölle mit Calceola sandalina (Benecke, Bücking und Jäkel).

Im sonst normalen Devon Frankreichs ist in den Kalken des Pic von Cabrières (Languedoc) und in denen von Erbray (Dép. Loire-inf.) das Unterdevon in herzynischer Fazies entwickelt (Frech, Barrois).

Das Devon Belgiens steht mit demjenigen der Rheinprovinz in direktem Zusammenhange und stimmt, wie die Übersichtstabelle auf S. 434 zeigt, mit demselben überein.

Gleiches gilt von dem Devon Britanniens in Cornwall und Süd-Devonshire. Die für dessen Stufen von den Engländern angewandten Bezeichnungen ließen sich ebensogut durch die deutschen Namen ersetzen. Im oberen Mitteldevon finden sich zahlreiche Diabase, Schalsteine und Korallenriffe, welche letztere sich auch zwischen den Goniatiten- und Clymenienschichten des Oberdevons wiederholen. In Nord-Devonshire fehlen Kalke fast vollkommen, vielmehr besteht das ganze, sehr regelmäßig gelagerte Devon aus Sandsteinen, Quarziten, Grauwacken mit untergeordneten Schiefern, welche jedoch die bezeichnenden Leitfossilien enthalten. Es sind dies offenbar litorale Bildungen eines flachen Meeres. Unmittelbar nördlich davon (in Wales) beginnt das Gebiet des in Inlandseen abgelagerten Old Red Sandstone (S. 424). Derselbe ist außerdem in Schottland, auf den Orkney- und Shetlands-Inseln entwickelt. Seine obere Stufe führt Holoptychius, Pterichthys, Coccosteus, — seine untere Osteolepis, Dipterus, Cephalaspis (S. 422).

In Rußland treten devonische Schichten auf dem enormen Flächenraume von etwa 7000 Quadratmeilen, und zwar in drei Zonen zutage, deren eine sich von Kurland in nordöstlicher Richtung bis Archangel erstreckt, während die zweite von Kurland südöstlich bis über Tula hinaus verläuft und die dritte am Aufbau der Westflanke des Uralgebirges und des Petschoragebietes teilnimmt. Im Ostseegebiete, wo ausschließlich Mittel- und Oberdevon vertreten sind, finden sich die beiden sonst getrennten Fazies der devonischen Schichtenreihe vereint, indem rote Sandsteine, reich an Resten von Fischen, z. B. von Holoptychius, Asterolepis, Coccosteus, durch Kalke und Mergelschiefer, welche die Brachiopoden, Cephalopoden und Korallen des marinen Mittel- und Oberdevons führen, in einen ober- und einen mitteldevonischen Komplex getrennt werden. Diese noch fast horizontale Schichtenreihe lagert diskordant auf dem Obersilur und wird vom unteren Zechsteinkalk überlagert. Auch innerhalb der zentral- und nordrussischen Devongebiete fehlt das marine Unterdevon, zugleich aber weicht die Fauna des Mitteldevons stark von der westeuropäischen ab. Dahingegen stellt sich in der uralischen Zone (siehe Tabelle S. 434) das Unterdevon z. T. mit herzynischer

Gliederung und Parallelisierung devonischer Formationen verschiedener Länder.

Zum Teil nach Fr. Frech.

		Rheinisches Schiefergebirge.		Oberharz.	Unterharz.	Belgien.		Ostalpen.	Böhmen.	Ural.	Britannien.		New York.
Oberdevon	Stufe der Clymenia undulata	Clymenienkalk Cypridinenschiefer Sandstein mit Spir. Verneuili		Cypridinenschiefer von Lautenthal u. a. O. Clymenienkalk	Cypridinenschiefer von Elbingerode Clymenienkalk vom Büchenberg usw.	Famennien	Kalkstein von Etroeungt mit Clymenien und Spir. Verneuili Psammit v. Condros mit Spir. Verneuili. Cypridinenschiefer d. Famenne	Clymenienkalk von Graz und Klein Pal (Karnische Alpen).		Clymenienkalk Cypridinenschiefer	Pilton-Gruppe(Spir. Vern.-Zone). Peterwyn-Gruppe (Clymenien-Schichten). Cypridinenschiefer	Old Red Oberer mit Holoptychius, Coccosteus, Pterichthys Lücke und Diskordanz	Roter Catskill Sandstein (Old Red) mit Holoptychius, als Fazies des Chemung Sandsteins m. Spir. Verneuili; Portage-Sandstein, Ithaca-Sandstein und Naples-Kalk mit Gon. intumescens Genesee Schiefer und Tully-Kalk mit Rhynch. cuboides
			Nehdener Schiefer										
	Stufe des Goniatites intumescens	Goniatitenkalke von Adorf und Bicken Korallenriffkalke von Haiger Kellwasserkalk Goniatitenschiefer von Büdesheim Iberger Cuboideskalk		Adorfer Goniatitenkalk von Altenau, Kellwasserkalk; Iberger Korallenkalk: Büdesheimer Schiefer mit Styliolinen	Korallenriffkalk von Rübeland mit Goniatites intumescens	Frasnien	Schiefer von Matagne mit Gon. primordialis und Buchiola retrostriata. Kalke u. Mergel von Frasne mit Rhynch. cuboides	Korallenkalk mit Phillipsastr. und Rhynch. pugnus. Kollinkofel, Vellachtal		Goniatitenkalk und Cuboideskalk	Intumescens-Schichten von Torquay und Chudleigh		
Mitteldevon	Stufe des Stringocephalus Burtini	Stringocephalenkalk und Eifeldolomit. Crinoidenschicht.	Lenneschiefer Tentaculitenschiefer Odershäuser Kalk	Stringocephalenkalk des Oberharzer Grünsteinzuges. Wissenbacher Schiefer und Knollenkalke	Stringocephalenkalk von Elbingerode (Eisensteine). Tentaculitenschiefer	Givetien	Stringocephalenkalk von Givet	Stringocephalenkalk der Kellerwand und Hochlantschkalk	H. Hostiner Schiefer mit Stringocephalus G_3. Knollenkalk von Hlubocep G_2. Tentaculitenschiefer G_1. Kalke von Mnenian mit Gon. fidelis	Kalke und Schiefer mit Stringocephalus Burtini und Spir. Anossofi	Plymouth-Gruppe mit Stringocephalen. Ilfracombe-Gruppe		Hamilton-Schiefer mit Tropid. carinatus. Marcellus-Schiefer mit Gon. expansus.
	Stufe der Calceola sandalina	Calceolakalk und -mergel Zone d Spir. cultrijugatus	Wissenb. Schiefer. Greifensteiner Kalk.	Calceolaschiefer	Calceolaschiefer Wissenbacher Schiefer Hasselfelder Kalk.	Eifelien	Calceolaschiefer von Couvin Cultrijugatus-Schichten	Calceolakalk. Kalk mit Heliol. Barrande		Kalke und Schiefer mit Pent. baschkiricus u. Calceola	Calceolaschiefer von Ogwellhouse		Onondaga-Kalk mit Spir. acuminatus, Dalmania, Proetus. Schoharie Sandstein. Caudagallischichten.
Unterdevon	St. d. Spir. paradoxus	Obere Coblenzschichten Coblenzquarzit		Schichten mit Spir. speciosus u. cultrijugatus. Kahleberger Spiriferensandstein	Hauptquarzit		Roteisenstein. Grauwacke von Hierges.	Brachiopodenkalk von Vellach	F_2. Korallenriffkalk von Konieprus	Kalke der Ufa usw. mit Pent. optatus Schiefer und Sandstein d. Nary usw. Kalk der Belaja und v. Petropawlowsk mit Pent. pseudoknighti, Rhynch. princeps	Cockington u. Lincombe grits m. Sp. auriculatus Homalonotus Lynton slates Sandstein m. Spirifer primaevus	Unterer mit Osteolepis, Dipterus Acanthodes, zuunterst mit Cephalaspis, Pterygotus	Oriskany Sandstein m. Spir. arrectus, Rensselaeria ovoides. Helderberg-Kalk m. Odontochile, Capulus, langflügeligen Spiriferen
	St. d. Spir. Hercyniae	Untere Coblenzschichten			Wieder Schiefer mit den herzynischen Kalklinsen von Mägdesprung, Zorge, Ilseburg.	Coblenzien	Konglomerat von Burnot; grauer Sandstein von Vireux; Grauwacke von Montigny	Korallenriffkalk des Wolayer Thörl m. Rhynch. princeps					
	St. d. Spir. primaevus	Hunsrückschiefer Taunusquarzit	Siegener Grauwacke										
	Stufe des Spirifer Mercuri	Ältere Taunusphyllite Gedinne-Stufe					Gedinnien						

Fazies, und zugleich durch das Auftreten von Stringocephalenkalk, Iberger Kalk und Cypridinenschiefern größerer Übereinstimmung mit Westeuropa ein (Tschernyschew).

Auch in Nordamerika, und zwar namentlich in dessen Osten, hat das Devon eine weite Verbreitung. Abgelagert innerhalb der flach-trogförmigen Mulde von Silurschichten, deren östlicher Flügel in den Alleghanies zutage tritt, fast rings umrahmt von der in konzentrischen Zonen ausgehenden silurischen Formation, — und wiederum selbst zum Teil überlagert von dem karbonischen Systeme, begleitet das Devon die silurischen Gesteine der Alleghanies in Form eines schmalen Bandes, gelangt aber als breiter Saum des nördlichen silurischen und archäischen Terrains im Innern des Kontinentes zu größerer Verbreitung. Auch in Kanada, Nova Scotia und New Brunswick tritt Devon auf und zwar hier lokal reich an Pflanzenresten, namentlich solchen von Archaeopteris, Sphenopteris, Sphenophyllum, Lepidodendron und Psilophyton, sowie an Fischen des Old Red. Dahingegen wird in den Vereinigten Staaten nur die obere Abteilung der devonischen Formation durch Old Red Sandstone mit Holoptychius, Bothriolepis, und Cephalaspis gebildet, während die unteren Stufen sich aus mannigfach wechselnden Faziesbildungen des marinen Devons aufbauen und eine entsprechende Fauna, wenn auch nur wenige mit europäischen identische Arten führen. Die Gliederung des amerikanischen Devons und zwar desjenigen des Staates New York ist aus vorstehender Tabelle ersichtlich. Ihm schalten sich in Kanada noch die Stringocephalenkalke von Manitoba und in den Rocky Mountains die Clymenienschiefer von Three Forks in Montana ein.

Eruptivgesteine und Erzgänge im Gebiete der devonischen Formationen. Die submarinen Eruptionen, aus denen diejenigen Diabas- und Diabastuffeinlagerungen hervorgingen, wie sie bei Besprechung der vulkanischen Erscheinungen der Silurperiode geschildert wurden, beschränkten sich nicht auf dieses Zeitalter, sondern wiederholten sich mit noch größerer Energie in der Periode des Devons. In den Schichtenreihen der meisten devonischen Territorien Europas spielen deshalb ursprünglich deckenartig auf dem devonischen Meeresgrunde ausgebreitete, jetzt unregelmäßig bankartig zwischengelagerte, stellenweise kuppenartig aufgestaute Diabasgesteine eine wichtige Rolle. Sie sind dann mit den gleichalterigen Sedimentschichten durch Tuffe, Schalsteine und Haufwerke von Bomben zum Teil auf das innigste verbunden, ganz allgemein aber parallel zwischen sie eingeschaltet, so daß eine regelmäßige Wechsellagerung zwischen versteinerungsführenden und ursprünglich glutflüssigen Formationsgliedern stattfindet. Diabaslager wiederholen sich in verschiedenen Niveaus namentlich des Mitteldevons und dann zwischen den devonischen Schichten nicht selten vielfach übereinander; eine ganz außerordentliche Entwicklung aber er-

reichen die Diabasbreccien, Diabastuffe und Schalsteine in vielen Devongebieten. Dies ist der Fall z. B. in der Gegend von Dillenburg und Weilburg in Nassau, im Devon Westfalens, des Harzes, des Vogtlandes, des Fichtelgebirges, Steiermarks und von Süd-Devonshire. Im Lenne- und Lahngebiete, bei Elbingerode und im nördlichen Sachsen stellen sich außerdem Quarzkeratophyre, sowie deren Tuffe und Porphyroide ein. Dahingegen finden sich derartige vulkanische Einlagerungen weder in den großen Devonterritorien des Mississippibeckens und Rußlands, noch in denen der Eifel und Kärntens.

In engem genetischem Zusammenhange mit den Diabasen der erstgenannten Devonterritorien stehen Rot- und Magneteisenerze, welche fast überall da, wo Schalsteine an Stringocephalenkalkstein oder an Oberdevonkalk grenzen, zur Ausbildung gelangt sind, sich mit dem Kalkstein innig verbunden zeigen und nicht selten dieselben Versteinerungen führen wie dieser. Derartige mitteldevonische Rot- und Brauneisenerzlagerstätten haben bei Brilon in Westfalen, bei Wetzlar, Dillenburg und Weilburg, bei Elbingerode, Hüttenrode und Clausthal im Harze, solche des Oberdevon im Dillenburgischen (Oberscheld) Veranlassung zu einem ausgedehnten Bergbau gegeben. Durch Zinkblende und Galmei sind bei Iserlohn ausgedehnte Partien des Stringocephalenkalkes ersetzt worden, in dem diese Erze jetzt eine Anzahl bis 20 m mächtiger Lagerstätten bilden. Die in den mitteldevonischen Schalsteinen bei Königsberg im Dillenburgischen auftretenden Roteisensteine sind phosphorhaltig und mit verzogen linsenförmigen Phosphoriteinlagerungen vergesellschaftet (Fig. 261). Vorkommen des letztgenannten Minerales sind an sehr vielen Punkten der Lahngegend von Diez bis nach Niedergirmes bekannt.

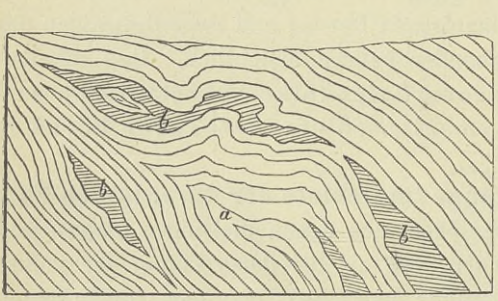


Fig. 261. *a* devonischer Schalstein mit *b* Phosphoriteinlagerungen im Dillenburgischen.

Abgesehen von den Diabasausbrüchen, welche bereits während des Absatzes der devonischen Schichten stattfanden, waren gewisse Devonterritorien nicht selten noch in späteren Zeitaltern der Schauplatz von Eruptionen glutflüssiger Gesteinsmassen, welche jetzt in den devonischen Schichten stock- oder gangförmig aufsetzen. Hierher gehören die Granitstöcke des Brockens, des Ockertales und des Rammberges, welche die Devonformation des Harzes durchsetzen, z. T. mikrogranitisch-porphyrische Apophysen aussenden und die durchbrochenen Tonschiefer und Grauwacken metamorphosiert haben (siehe S. 294). Sehr klar lassen sich diese Verhält-

nisse z. B. am Rehberger Graben bei Andreasberg im Harz beobachten (siehe Fig. 262). In der dortigen Gegend hat sich ein lakkolithischer Stock von Granit zwischen devonische Tonschiefer und Kulmgrauwacken eingezwängt, so daß diese jetzt, nachdem die Hauptmasse des Granites durch Denudation bloßgelegt worden ist, als schollenförmige Reste der einst allgemeinen Schieferhülle den Gipfel des Rehberges bilden. Der Granit sendet zahlreiche Apophysen namentlich in das auflagernde Nebengestein aus, und hat nicht nur dieses letztere, sondern auch die seitlich benachbarten Tonschiefer und Grauwacken in Hornfels umgewandelt.

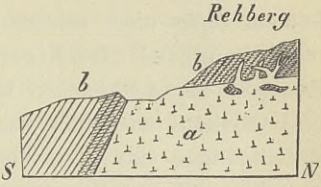


Fig. 262. Profil durch den Rehberg bei Andreasberg. *H. Crd.* *a* Granit, *b* Grauwacken und Tonschiefer, im Kontakte mit dem Granit in Hornfels verwandelt.

In den durch seitlichen Zusammenschub der altpaläozoischen Schichten erzeugten steilen, oft sehr verworrenen Faltensystemen sind später hier und dort Spalten aufgerissen worden, welche dann z. T. Veranlassung zur Bildung von Erzgängen gegeben haben. Als Beispiel solcher Vorkommnisse mag der altberühmte Silbererzdistrikt von St. Andreasberg im Harze dienen*). Derselbe liegt in jenem Silur-, Devon- und Kulmgebiete, welches im Norden von dem eben erwähnten Granit des Rehberg-Sonnenberg-Rückens abgeschnitten wird (Fig. 262, *b-S*). In ihm setzen die Andreasberger Gänge auf. Es sind einerseits Eisenstein- und Kupferkiesgänge, anderseits Silbererzgänge, deren Verbreitung durch zwei Grenzruscheln scharf voneinander getrennt wird. Letztere sind mächtige, taube, von Bruchstücken des zermalmten Nebengesteines ausgefüllte Dislokationsklüfte, welche sich in ihrer westlichen Längenerstreckung spitzwinkelig vereinigen und somit eine keilförmige Partie von Tonschiefern, Quarziten und Diabasen umfassen, deren Schichten von NO. nach SW. streichen und mit 70—80° gegen SO. einfallen und die den Silbererzdistrikt von St. Andreasberg repräsentieren. Die Silbererzgänge setzen nur innerhalb des Gebirgskeiles zwischen den beiden Grenzruscheln auf und haben deshalb eine geringe Erstreckung, sind wenig mächtig, jedoch bis zu einer bedeutenden Tiefe aufgeschlossen. Ihre Hauptgangmasse ist Kalkspat. Die wichtigsten in diesem ganz unregelmäßig eingelagerten Erze sind: Bleiglanz, Zinkblende, Rotgültig, Antimonsilber, Arsensilber und gediegen Arsen; sie werden von Apophyllit, Harmotom, Desmin, Stilbit und Flußspat begleitet. Die Silbererzgänge gehören zwei Streichungsrichtungen an, einer nordwestlichen und einer ostwestlichen, fallen gegen NO. und gegen N. und

*) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1865. S. 163. — E. Kayser, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 412. — F. Klockmann, Berg- u. Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 50. — O. Luedecke, Die Minerale des Harzes. Berlin 1896. — A. Bode, Z. d. D. geol. Ges. 1908. Nr. VI. S. 133.

kreuzen und verwerfen sich deshalb öfters, doch bleibt sich die Hauptgangausfüllung in allen Gängen gleich. Die Ruscheln schneiden entweder die Gänge geradezu ab oder schleppen dieselben eine Strecke weit. In keinem Falle aber setzen die Silbererzgänge über eine der beiden Grenzruscheln hinaus. Die Eisensteingänge treten außerhalb des durch die Ruscheln abgeschlossenen Gebirgskeiles auf, sind mit derbem Roteisenstein und Glaskopf ausgefüllt und bilden im Verein mit einigen Kupferkies- und Kobaltgängen eine Zone ziemlich parallel der Grenze des Granites.

Ein anderes hervorragendes Beispiel von mit großartigen Schichtenstörungen der Devonformation verbundenen Spalten- und Erzgangbildungen liefert der benachbarte nordwestliche Oberharz. Da aber von diesen Dislokationen nicht nur das Devon, sondern namentlich auch der Kulm betroffen wurde, so sollen die einschlägigen Erscheinungen in dem die Karbonformation behandelnden Abschnitte besprochen werden.

Die karbonische oder Steinkohlenformation.

Allgemeine Literatur.

Geinitz, Fleck und Hartig, Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas. München 1865.

Fr. Frech, Lethaea palaeozoica. II. S. 257—453. (Zugleich separat als: Die Steinkohlenformation.) 1899—1901.

Dannenberg, Geologie der Steinkohlenlager. Berlin 1912.

Unter der karbonischen oder Steinkohlenformation (dem Karbon) versteht man eine aus Sandsteinen, Konglomeraten, Schiefertonen, Steinkohlen, Kalksteinen, Tonschiefern und Grauwacken bestehende Schichtenreihe, welche in manchen Gebieten ihrer Ausbildung über 4000 m Mächtigkeit erreicht und da, wo sie in Gemeinschaft mit devonischen und permischen Gebilden auftritt, das Hangende der ersteren und das Liegende der zweiten bildet. Ihre Ablagerung fällt in eine Zeit, in welcher auf den Kontinenten Farne, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zu einer nie wieder erreichten üppigen Entwicklung gelangten, in welcher ferner die ersten Vierfüßler, nämlich Amphibien, auf dem irdischen Schauplatz erscheinen, während sich die Fauna der gleichzeitigen Meere durch ihren Reichtum an Fusulinen, Crinoideen, Producten und rugosen Korallen charakterisiert. Die karbonische Formation ist demnach der Repräsentant des Zeitalters der Gefäßkryptogamen sowie der ersten Vierfüßler. Das Vorkommen zahlreicher mächtiger und ausgedehnter Ablagerungen von Steinkohlen innerhalb der terrestren Fazies dieser Formation rechtfertigt die Benennung Steinkohlenformation, obwohl auch andere Formationen (Rotliegendes, Lettenkohlengruppe, Wealden) gleichfalls, wenn auch nur ganz untergeordnet, Steinkohlenflöze führen.

Der petrographische Charakter der karbonischen Formation. Die petrographische Ausbildung des Karbons ist, je nach dessen terrestrem, litoralem oder marinem Ursprunge (s. hinten), eine sehr abwechselungsreiche. In gewissen Ablagerungsgebieten, so z. B. in Devonshire, im Oberharz, Vogtland und Fichtelgebirge, in Nassau und Westfalen, bilden Konglomerate, Grauwacken, Grauwackenschiefer, Tonschiefer, Hornsteine und Kieselschiefer die untere Stufe der karbonischen Schichtenreihe (den Kulm). In höheren Niveaus (der produktiven Steinkohlenformation) herrschen meist an weißen Glimmerschüppchen reiche und verkohlte Pflanzenreste führende Sandsteine (Kohlensandsteine) vor. In Wechsellagerung mit ihnen, namentlich aber als Begleiter der Steinkohlenflöze, treten Schiefertone auf und sind zum Teil angefüllt von den wohlerhaltenen Resten der karbonischen Flora, während die massenhafte Anhäufung der letzteren das Material der Steinkohlenflöze lieferte. Durch den Verkohlungsprozeß ging zwar die ursprüngliche Form der Kohlenpflanzen innerhalb der Steinkohlenflöze meistenteils verloren, erhielt sich dagegen in den darüber und darunter liegenden Schiefertonen in staunenswerter Deutlichkeit. Die Kohlenflöze der karbonischen Formation bestehen entweder aus Steinkohle in allen ihren durch Bitumengehalt, Struktur und Glanz bedingten Varietäten, oder aus Anthrazit, also dem nächst höheren Stadium der Verkohlung von Pflanzenmasse (S. 216). Ein und dasselbe Flöz kann an der einen Stelle aus Steinkohle, an der anderen aus Anthrazit bestehen, je nachdem die Lagerungsverhältnisse den Verkohlungsprozeß beschleunigten oder nicht. Infolge davon existiert auch zwischen beiden Verkohlungsprodukten, wie nicht anders zu erwarten, eine ununterbrochene Reihe von vermittelnden Zwischengliedern (s. S. 179). In enger Verbindung mit den Steinkohlenflözen stehen nicht selten Ablagerungen von tonigem Sphärosiderit. Dieser findet sich entweder in zum Teil dicht vor- und nebeneinander liegenden linsenförmigen Nieren oder in zusammenhängenden Bänken zwischen den mit Kohlenflözen vergesellschafteten Schiefertonen, wie dies vorzugsweise in Zwickau, Lugau, Saarbrücken, Südwales, Staffordshire, Pennsylvanien der Fall ist. Eine noch engere Verbindung der Kohlen- und Eisensteinablagerungen wird durch den Kohleneisenstein, ein Gemenge von beiden, wie es z. B. im Ruhrgebiete auf 13 Flözen vorkommt, hergestellt. An dem Aufbau der unteren Stufen des Karbons beteiligen sich außerdem lokal noch Gips, Dolomit, Anhydrit und Steinsalz. Treten Kalksteine innerhalb der karbonischen Grauwacken-, Sandstein- und Steinkohlenkomplexe nur in untergeordneten Bänken auf, so gewinnt dieses Gestein eine außerordentliche Bedeutung dadurch, daß es in manchen Gegenden die untere Abteilung des Karbons, ja die ganze karbonische Formation ausschließlich oder fast allein aufbaut und dann deren marine Ausbildungsform, den Kohlenkalk, repräsentiert.

Der paläontologische Charakter der karbonischen Formation. Zu welch reicher Entwicklung sich auch die spärliche Pflanzenwelt des devonischen Zeitalters während der karbonischen Periode emporschwingt, im Vergleiche mit der Mannigfaltigkeit der Floren der Jetztwelt ist sie verhältnismäßig formenarm, denn es fehlen die Monocotyledonen und Dikotyledonen noch vollständig, und von den Gymnospermen ist nur die ausgestorbene Sippe der Cordaiten häufiger, während die cycadeenartigen Pflanzen und die Koniferen nur sparsam vertreten sind. Die Pflanzenwelt ist somit vorwiegend auf höhere Kryptogamen beschränkt, — den Gattungen Calamites, Lepidodendron und Sigillaria und der Familie der Farne gehören ihre Hauptrepräsentanten an. Bei solcher Formenarmut offenbart sich die Üppigkeit der karbonischen Landflora in dem massenhaften Auftreten der Individuen und in den riesenhaften Dimensionen, welche sie erlangten. Die Pflanzenwelt der Karbonzeit trägt überall vom Äquator bis in die Polargegenden das Gepräge der Sumpf- und Morastvegetation eines frostfreien, milden, feuchten, gleichartigen Klimas und überwucherte in dichten Dschungeln und Waldmooren die flachen Niederungen und die Ufer der damaligen Gewässer. Durch Anhäufung der absterbenden Pflanzen wurde das Material geliefert, aus welchem sich an Ort und Stelle oder lokal auch nach seiner Zusammenschwemmung die Steinkohlenflöze durch allmähliche Vermoderung herausbildeten, deren bedeutende Zahl, Mächtigkeit und Ausdehnung die Veranlassung zur Benennung der hier betrachteten Formation gab.

Unter den Vertretern der Karbonflora spielen die Farne eine Hauptrolle, ebenso die zu den Schachtelhalmen gehörigen Calamarien, von denen Stämme, Rhizome, Zweige, Blätter und Fruktifikationen erhalten sind, deren Zusammengehörigkeit freilich nur in den seltensten Fällen nachweisbar ist. Man pflegt deshalb die hierher gehörigen Stämme, sowie die Steinkerne der Markhöhlungen derselben unter dem provisorischen Gattungsnamen Calamites, die beblätterten Zweige unter der Bezeichnung Asterophyllites und Annularia zu vereinen. Die Schäfte der Calamiten (Fig. 263 bis 265) besitzen einen mächtigen zentralen Luftgang, die Markhöhlung. Die Steinkerne derselben sind längsgefurcht und quergegliedert, lassen häufig die Narben der Zweige erkennen und enden nach unten kegelförmig. Die Calamitenstämme erreichen zwölf und mehr Meter Länge und 1 m Dicke, sind aber in den meisten Fällen brettartig zusammengedrückt und haben im Verein mit ihren Zweigen fast ausschließlich das Material mancher Steinkohlenflöze geliefert. Die wichtigsten Arten von Calamites sind Cal. cruciatus Brongn. (Fig. 264), Cal. Suckowii Brongn. (Fig. 265), Cal. cannaeformis Schloth., Cal. ramosus Brongn. (Fig. 263), Cal. varians Sternb. mit periodisch sich vergrößernden Gliedern, — alle außerordentlich häufig und in Europa sowohl wie in Nordamerika weit verbreitet. Sehr charakteristisch für die untere Abteilung der karbonischen Formation ist Astero-

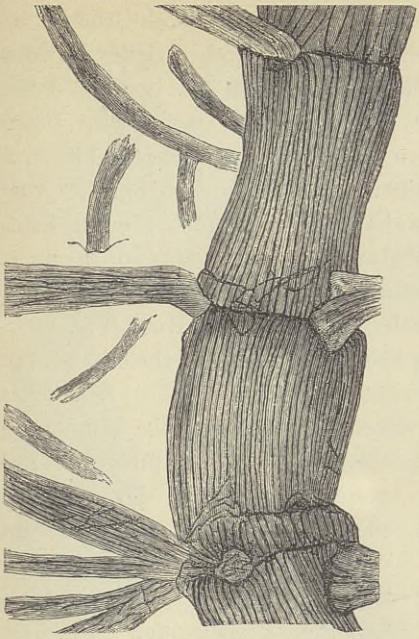


Fig. 263.

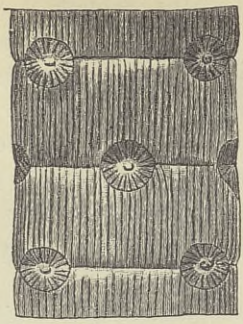


Fig. 264.



Fig. 265.

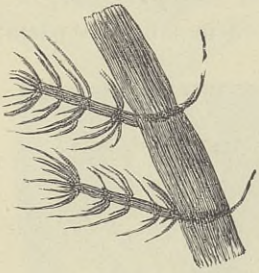


Fig. 266.



Fig. 269.

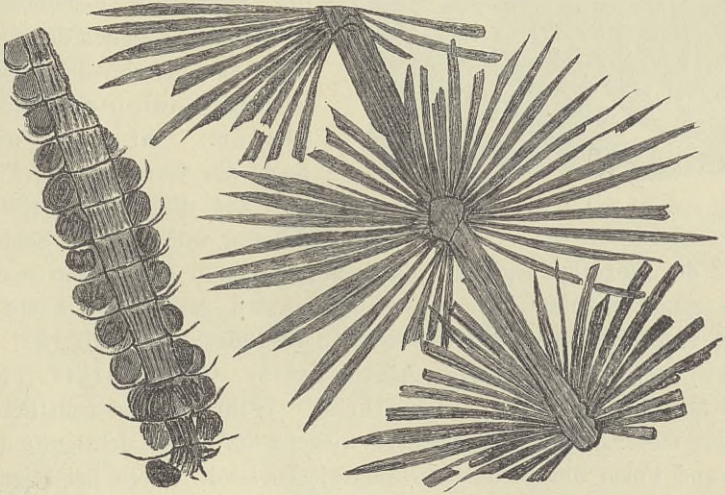


Fig. 267. Fig. 268.

Fig. 263. Calamites ramosus Brongn. — Fig. 264. Calamites cruciatus Brongn. (mit gekreuzter Stellung der Astnarben). — Fig. 265. Calamites Suckowii Brongn.; unteres Ende des Schaftes (Steinkern). — Fig. 266. Asterophyllites equisetiformis Schloth. — Fig. 267. Stachannularia tuberculata Sternb. (Fruchtstand von Annularia). — Fig. 268. Annularia stellata Schloth. — Fig. 269. Sphenophyllum Schlotheimii Brongn.

calamites scrobiculatus Schloth. (= Archaeocalamites radiatus Brongn. = Cal. transitionis Göpp.), bei welchem die Längsfurchen jedes Gliedes genau auf die des folgenden passen. Die Calamarien-Zweige und deren wirtelständige Blätter (Fig. 266 u. 268) werden nach der Form dieser letzteren Asterophyllites, mit schmalen, einnervigen, getrennten Blättern, und Annularia, mit am Grunde zu einer scheibenförmigen Scheide verwachsenen Blättern, benannt. Die Fruchtähren der karbonischen Calamiten sind als Calamostachys, Palaeostachys, Macrostachya, Stachannularia (Fig. 267) usw. beschrieben. Eine sehr große Verbreitung und Häufigkeit besitzt das Geschlecht Sphenophyllum (Fig. 269), die gegliederten Stengel mit Quirlen von keilförmigen, sich gabelnde Nerven enthaltenden Blättern, welches den Calamarien nahe steht.

Die Farne der Steinkohlenperiode waren zum großen Teile baumartige Gewächse mit 2—3 m langen Wedeln; leider ist auch bei ihnen die Zusammengehörigkeit der im fossilen Zustande fast stets getrennt vorkommenden, wenn auch (freilich mit anderen Arten gemengt) beisammen liegenden Strünke, Blattstiele und Blätter nur ausnahmsweise zu erkennen. Obwohl die Farne im allgemeinen nur einen geringen Anteil zu dem Materiale der Steinkohle geliefert haben dürften, so bestehen doch einzelne Flöze fast ausschließlich aus Farnstrünken (Caulopteris und Megaphytum), auf denen man oft noch die Wedelnarben (Fig. 270) und auf diesen die Gefäßbündel erkennt, während der Schieferton, welcher die Flöze zu begleiten pflegt, zum Teil von den Resten von Farnwedeln ganz angefüllt ist. Von diesen sind die in der karbonischen Periode verbreitetsten und artenreichsten Gattungen (vgl. Fig. 271—279): Sphenopteris, Pecopteris, Alethopteris, Odontopteris, Neuropteris und Linopteris (Dictyopteris). Während man sich bei Unterscheidung dieser Sammelgattungen vorwiegend auf Berücksichtigung der Nervation und Form der Fiederchen angewiesen fand, waren bei Begründung der fertilen Gattungen Asterotheca, Scolecopteris, Oligocarpia, Senftenbergia, Dicksoniites u. a. die Sori (d. h. die die Sporen bergenden Organe) maßgebend.

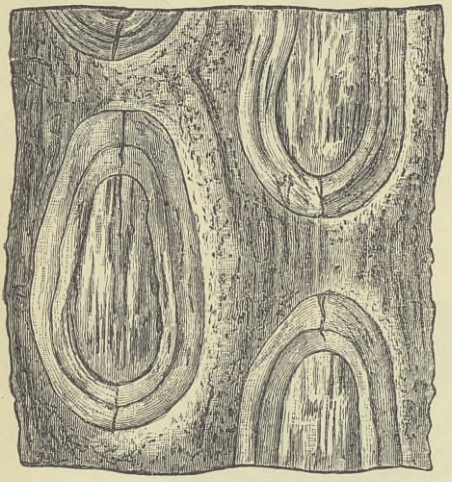


Fig. 270. Caulopteris peltigera Brongn.

Eine noch größere Bedeutung als die Calamarien und Farne besitzen in der karbonischen Pflanzenwelt die zu den Bärlapp-ähnlichen Gewächsen ge-

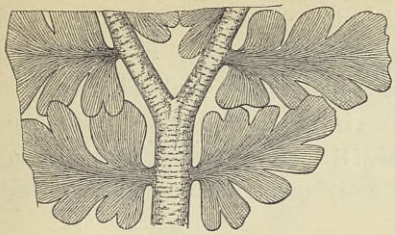


Fig. 271.



Fig. 273.



Fig. 278.

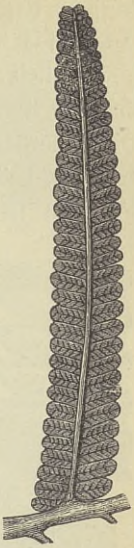


Fig. 279.

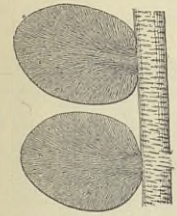


Fig. 272.



Fig. 274.



Fig. 275.



Fig. 276.

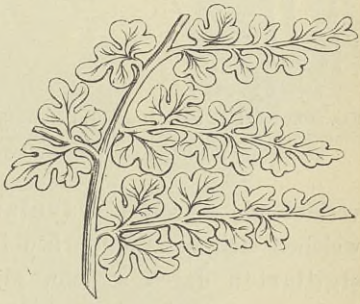


Fig. 277.

Fig. 271. Archaeopteris dissecta Stur. (aus dem Kulm). — Fig. 272. Cardiopteris polymorpha Schimp. (aus dem Kulm). — Fig. 273. Fiederchen von Neuropteris flexuosa Sternb. — Fig. 274. Odontopteris osmundaeformis Schloth. sp. — Fig. 275. Palmatopteris furcata Pot. — Fig. 276. Sphenopteris elegans Brongn. — Fig. 277. Sphenopteris obtusiloba Brongn. — Fig. 278. Alethopteris lonchitidis Sternb. — Fig. 279. Pecopteris arborescens Schloth. sp.

hörigen Sigillarien und Lepidodendren. Beider 15—20, ja über 30 m lange, bis 2 m dicke, ursprünglich zylindrische, in versteinertem Zustande gewöhnlich brettartig zusammengedrückte Stämme waren mit schlanken linearen Blättern besetzt, welche meist große Blattnarben hinterlassen haben. Die Oberfläche des Stammes von Sigillaria (Fig. 280—283), der nicht selten gabelig geteilt ist, ist bei den Eusigillarien durch vertikale gerade Furchen (Rhytidolepis, Fig. 282 und 283) oder durch zickzackförmig

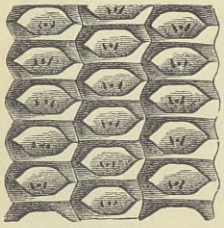


Fig. 281.

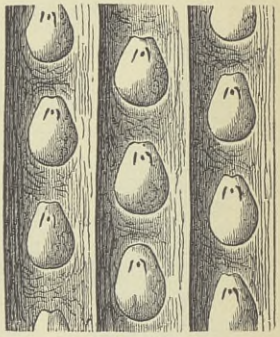


Fig. 282.

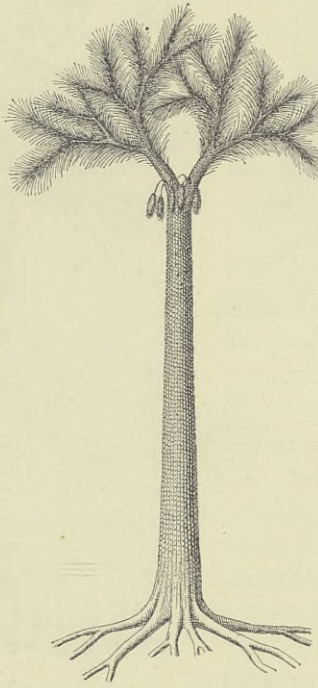


Fig. 280.

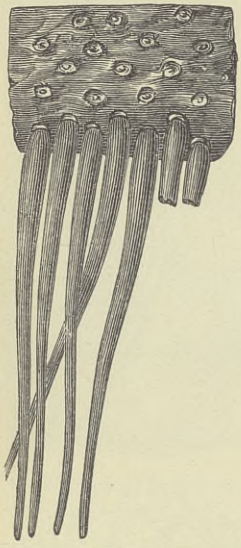


Fig. 284.

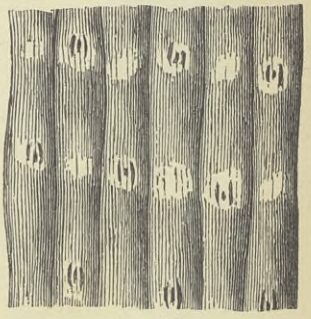


Fig. 283.

Fig. 280. Sigillaria. Restauration nach *Potonié*. — Fig. 281. Sigillaria elegans (hexagona) Brongn., Stammstück. — Fig. 282. Sigillaria elliptica Brongn., Abdruck eines Stammstückes. — Fig. 283. Steinkern einer Sigillaria nach abgefallener Kohlenrinde. — Fig. 284. Stigmaria ficoides Brongn.

verlaufende Furchen (Favularia, Fig. 281) in Längsleisten geteilt, auf welchen sich die Blattnarben befinden, während die Narben bei den Subsigillarien durch schiefe, gitterförmige Furchen getrennt sind, die aber auch verschwinden können, so daß die Rinde zwischen den Narben glatt erscheint. Die sich mehrfach gabelnden, sich allseitig vom Stamme horizontal ausbreitenden, bis 20 m langen, zylindrischen Wurzelstöcke (Stigmaria) sind mit kreisrunden Narben versehen (Fig. 284), an welchen radial

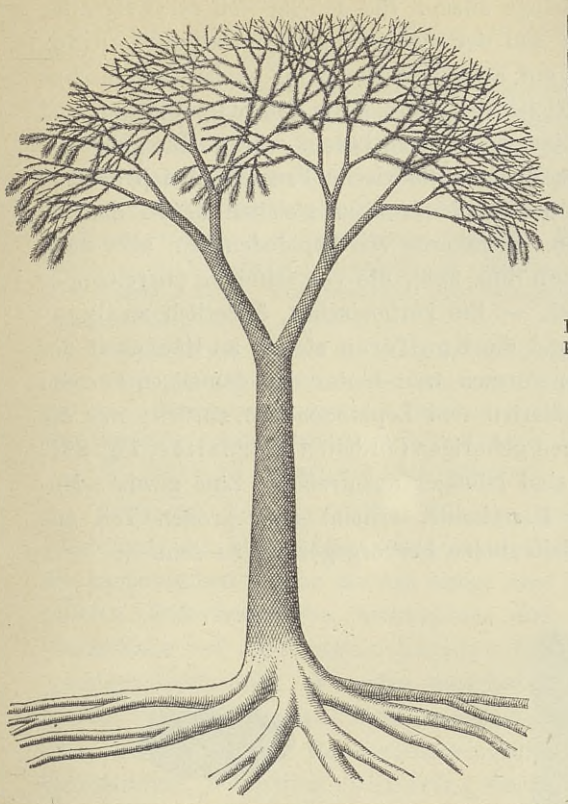


Fig. 285. Lepidodendron. Restauration nach *Potonié*.

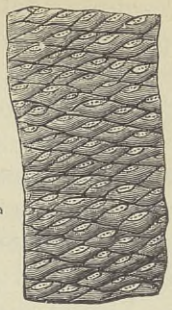


Fig. 287. Lepidophloios laricinus Sternb.



Fig. 286. Lepidodendron Veltheimianum Sternb., aus dem Kulm., Stammstück.

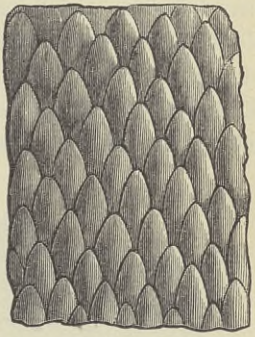


Fig. 288. Knorria imbricata Sternb.

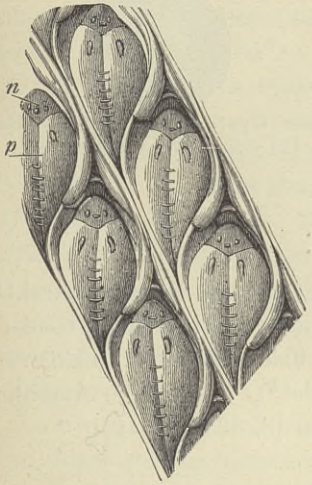


Fig. 289. Lepidodendron dichotomum Sternb. Abdruck eines Stammfragmentes. *p* Polster, *n* Blattnarbe.



Fig. 290. Beblätterter Zweig von Lepidodendron.

ausstrahlende, zylindrische Anhänge sitzen. Die gabelig sich verzweigenden Stämme von Lepidodendron und der weniger häufigen Gattung Lepidophloios (Fig. 285—290) sind auf ihrer Oberfläche mit meist rhombischen Blattpolstern dicht bedeckt, welche sich spiralig um den Stamm ziehen und deren Blattnarben mit langen linealen Blättern besetzt waren. Die gabeligen Zweige trugen an ihrem Ende große zylindrische Fruchtzapfen (Lepidostrobus). Die Wurzelstöcke der Lepidodendren gleichen denen der Sigillarien, sind also Stigmarien. Steinkerne von Lepidodendren, aber auch von Sigillarien sind die Knorrien (Fig. 288), die von schuppig übereinander liegenden Gebilden bedeckt sind. — Die karbonischen, äußerlich an Cycadeen erinnernden Gewächse und die Koniferen stehen an Häufigkeit der Individuen und noch mehr der Formen weit hinter den damaligen Farnen, Sphenophyllen, Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren zurück; nur die gleichfalls zu den Gymnospermen gehörigen Cordaiten (Cordaites, Fig. 291) und deren Früchte (Fig. 292) sind häufiger anzutreffen. Eine gewisse Modifikation der Steinkohle, die Faserkohle, scheint zum großen Teil aus solchem Araucarien- und Cordaitenholze hervorgegangen zu sein.

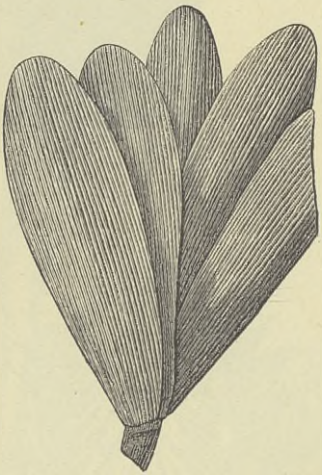


Fig. 291. Cordaites. Zweigende.

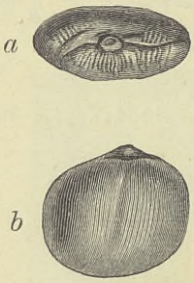


Fig. 292. Cyclocarpus Cordai Gein., *a* von unten und *b* von der Seite.

Die soeben aufgeführte, in ihrer Gesamtheit für das Karbon charakteristische Pflanzenwelt ist jedoch keine einheitliche und gleichzeitige, sondern verteilt sich auf eine Anzahl von sich einander ablösenden und aufeinander folgenden Floren, deren Potonié 6 unterscheidet*), nämlich im Anschluß an die vorbereitende Flora des Silur und Devon (S. 393 u. 416):

*) H. Potonié, Florist. Gliederung des deutschen Karb. und Perm. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 21. Berlin 1896. — Ders., Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 370.

Flora I. (Unterkarbon, Kulm), z. B. mit Calamites transitionis (Asterocalamites scrobiculatus), Sphenopt. distans, Rhodea patentissima, Archaeopteris dissecta, Cardiopteris, Neuropteris antecedens.

Flora II. (Unteres Oberkarbon, Waldenburger und Ostrauer Schichten), z. B. mit Sig. squamata, Lepid. Veltheimianum, Lepid. Volkmannianum, Knorria imbricata, Sphenopteris elegans, Adiantites oblongifolius, Sphenophyllum tenerrimum.

Flora III. Übergangsflora von II zu IV. Sigillaria (Favularia) elegans.

Flora IV. (Mittleres Oberkarbon, Saarbrückener und Schatzlarer Schichten) reich an Sphenopteriden, u. a. Sphenopteris obtusiloba, Palmatopteris furcata und an Sigillarien, z. B. S. elongata, S. rugosa, S. elliptica, ferner mit Alethopteris lonchitica, Neuropteris flexuosa, Cal. Suckowii, Cal. ramosus, Lepidodendron dichotomum und rimosum, Cordaites.

Flora V. sehr ähnlich der vorigen, jedoch mit Annularia stellata.

Flora VI. (Oberes Oberkarbon, Ottweiler Schichten) mit zahlreichen Pecopteriden, z. B. Pec. arborescens, Odontopt. Schlotheimi, Sphenophyllum oblongifolium, Cal. cruciatus, Annularia stellata, Asterophyll. equisetiformis, Cordaites.

Mit Flora VII beginnt das Unterrotliegende.

Während die angeführten Pflanzen ausschließlich den terrestren Ablagerungen der Steinkohlenformation angehören, sind die zahlreichen Reste der karbonischen Fauna bis auf einige Amphibien, Süßwasserfische, Arthropoden und Zweischaler auf die Gesteine marinen Ursprunges beschränkt. Von den niedrigsten Tieren, den Protozoen, tritt namentlich eine spindelförmige, bis weizenkorngroße Foraminifere, Fusulina cylindrica Fisch. (Fig. 293), im oberen Kohlenkalke von Rußland, Ohio, Illinois, Kansas, China, Japan in ungeheurer Anzahl der Individuen auf. Einem etwas höheren Horizonte des Oberkarbons gehört die ihr nahestehende, aber kugelige Schwagerina an. Anhäufungen von Radiolarien und Kieselspongien haben zur Bildung von z. T. bis 100 m mächtigen Hornsteinmassen geführt. Den Korallen des Karbon ist durchweg noch ein paläozoischer Habitus eigen, sie gehören also ausschließlich den Tetracoralla und Tabulata an. Von ersteren sind die Gattungen Lithostrotion, Amplexus, Cyathaxonia, Zaphrentis als ausschließlich oder wesentlich karbonisch zu nennen. Unter ihnen zeichnen sich namentlich Lithostrotion basaltiforme Phil. (Fig. 294), Amplexus coralloides Sow. und Zaphrentis cornucopiae E. und H. (Fig. 296) durch ihre Häufigkeit und große Verbreitung in Deutschland, England, Belgien, Rußland und den westlichen Staaten von Nordamerika aus. Von Tabulaten sind Favosites (Calamopora), Michelinia und Chaetetes (Fig. 295) vorzugsweise wichtig, ohne allein auf die karbonische Formation beschränkt zu sein, wenn sich auch die Mehrzahl der Arten von Chaetetes und Michelinia in dieser Gruppe finden. Die Pelmatozoen, und zwar sowohl die armtragenden Crinoideen



Fig. 293. Fusulina cylindrica Fisch. (natürl. Größe und vergrößert).

wie die armlosen Blastoideen, erreichen im Kohlenkalke das Maximum ihrer Entwicklung; die vertikale Verbreitung der letzteren fällt sogar fast ausschließlich in die karbonische Formation, weshalb sie zu den bezeichnendsten organischen Resten der letzteren zu rechnen sind. Die größte Bedeutung besitzen, und zwar vorzugsweise für den nordamerikanischen Kohlenkalk, in welchem sie ganze Bänke bilden oder dicht erfüllen können, die

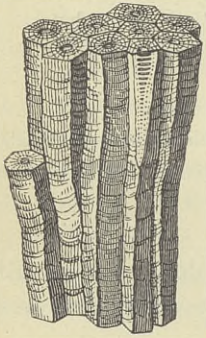


Fig. 294. Lithostrotion basaltiforme Phil.

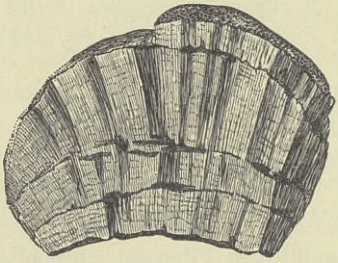


Fig. 295. Chaetetes radians Fisch.

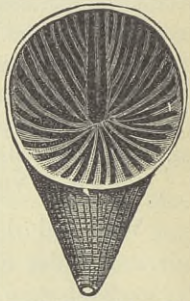


Fig. 296. Zaphrentis cornucopiae E. u. H.

Crinoideengattungen Platycrinus (Fig. 300), Actinocrinus, Batocrinus (Fig. 298), Amphoracrinus, Rhodocrinus, Cyathocrinus (Fig. 297), Poteriocrinus (Fig. 299) und Taxocrinus, namentlich aber das Blastoideen-Genus Pentremites (Fig. 301 u. 302). Die Cystideen haben sich bereits überlebt und sind fast gänzlich ausgestorben. Die übrigen Abteilungen der Echinodermen sind nur sparsam und zwar durch Seeigel von ausschließlich paläozoischem Habitus (Palechinoidea) vertreten. Ihre Schale zerfällt in 30—75 Reihen von zum Teil sechsseitigen Täfelchen, während bei allen späteren und auch den jetzigen Echiniden die Zahl der Asselreihen 20 nicht übersteigt. Zu diesen paläozoischen Echiniden gehört der oberkarbonische Archaeocidaris mit langen Stacheln, welche auf großen Warzen aufsitzen, ferner Melonites und Palaëchinus (Fig. 303), deren Oberfläche mit kleinen körnigen Wärzchen bedeckt ist, sämtlich aus dem Kohlenkalke von Rußland, England, Belgien und Nordamerika in besonderer Schönheit bekannt.

In der Meeresfauna des Karbon macht sich ein etwas entschiedeneres Zurücktreten der Brachiopoden und Cephalopoden gegenüber den Gastropoden und Zweischalern bemerkbar. Trotzdem liefern beide erstgenannte Abteilungen noch zahlreiche für den Kohlenkalk bezeichnende Formen, unter denen von Brachiopoden namentlich Productus, sowie Orthis, Strophomena, Chonetes, Spirifer und Spiriferina, von Cephalopoden Orthoceras, Nautilus, Cyrtoceras und Goniatites größere Wichtig-

keit besitzen. Productus semireticulatus Flem. (Fig. 304), Prod. giganteus Sow., Prod. cora d'Orb., Prod. longispinus Sow. (Fig. 305),



Fig. 297.

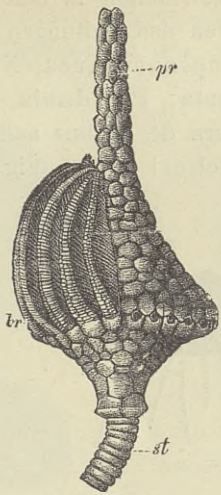


Fig. 298.

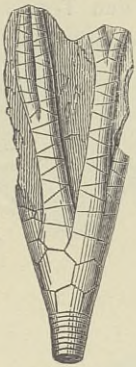


Fig. 299.

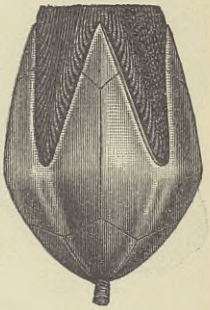


Fig. 301.



Fig. 302.

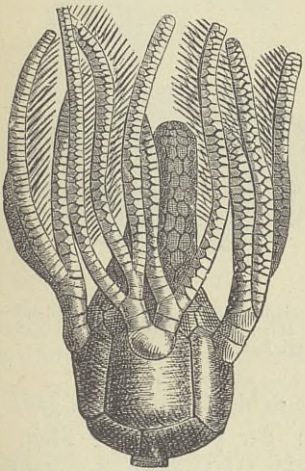


Fig. 300.

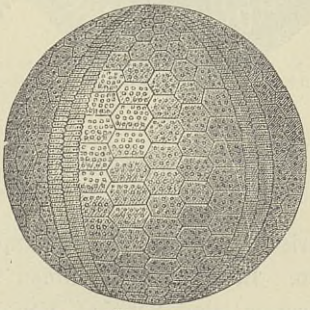


Fig. 303.

Fig. 297. Cyathocrinus caryocrinoides M'Coy. — Fig. 298. Batocrinus pyriformis Shum. Zur Hälfte der Arme entkleidet (*st* Stiel, *br* Arme, *pr* Proboscis). — Fig. 299. Poteriocrinus Missouriensis Shum. — Fig. 300. Platycrinus trigintadactylus Aust. — Fig. 301. Pentremites sulcatus Röm. — Fig. 302. Pentremites florealis Say; *a* von der Seite, *b* von oben, *c* von unten. — Fig. 303. Palaëchinus elegans M'Coy.

Spirifer glaber Sow. (Fig. 307), und der bis 12 cm breite Spirifer striatus Sow. (Fig. 306) gehören zu den charakteristischen Leitfossilien der karbonischen Formation und erhalten durch ihre weite horizontale Ver-

breitung, — sie sind aus Europa, Asien, Amerika und Australien bekannt — doppelte Bedeutung.

Zweischaler sind in der Kohlenformation in bereits großer Zahl und Mannigfaltigkeit enthalten und gehören den Gattungen Pecten, Aviculopecten, Lima, Myalina, Aviculopinna, Arca, Nucula, Edmondia, Conocardium (Fig. 308), Allorisma, Posidonia an, von denen die letztgenannte eine in den Tonschiefern des Kulms außerordentlich häufige und bezeichnende Spezies Pos. Becheri Bronn (Fig. 309) liefert, deren

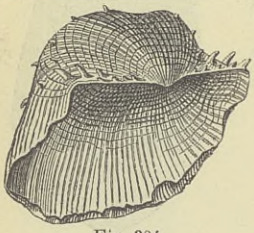


Fig. 304.

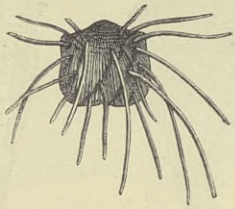


Fig. 305.

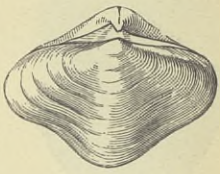


Fig. 307.

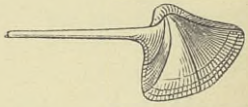


Fig. 308.

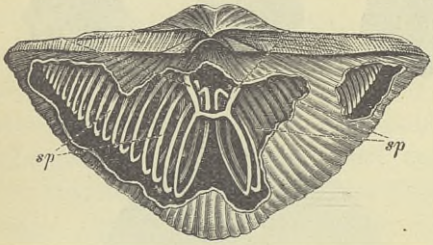


Fig. 306.



Fig. 309.

Fig. 304. Productus semireticulatus Flem. — Fig. 305. Productus longispinus Sow. — Fig. 306. Spirifer striatus Sow. (*sp* innere Armspirale). — Fig. 307. Spirifer glaber Sow. — Fig. 308. Conocardium aliforme Sow. — Fig. 309. Posidonia Becheri Bronn.

konzentrisch gerippte, papierdünne Schalen manche Schichtungsflächen ganz bedecken. In den Schiefertonen und Kohlenflözen der produktiven Steinkohlengruppe sind Schalen von Süßwassermuscheln, Anthracosia, nicht selten. Die karbonischen Gastropoden-Geschlechter sind fast die nämlichen wie die des Devons; die wichtigsten sind Pleurotomaria, Loxonema, namentlich aber Euomphalus (Fig. 310) und Bellerophon (Fig. 311), dessen ungekammerte, Argonauta-ähnliche Schale eine sehr gewöhnliche Erscheinung in manchen Kohlenkalken ist.

Von Nautileen sind Orthoceras-Arten von zum Teil riesigen Dimensionen im Kohlenkalk nicht selten; Nautilus liefert bezeichnende, in der

Mitte oft nicht geschlossene Arten mit Längsstreifen, Knoten und Rippen (Fig. 313). Auch Cyrtoceras ist noch in großer Fülle vorhanden. Neben ihnen sind die Ammoneen durch die Goniatiten-Gattungen Gephyroceras, Brancoceras, Glyphioceras (Fig. 312) und Pronorites vertreten. Das

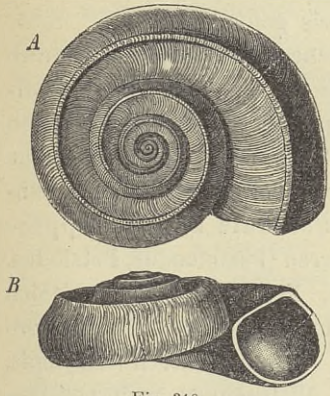


Fig. 310.

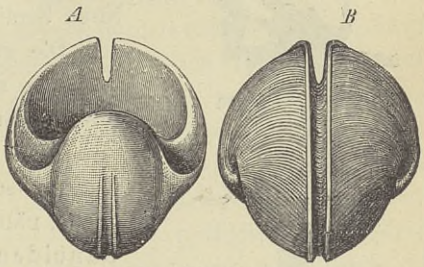


Fig. 311.



Fig. 312.



Fig. 313.

Fig. 310. Euomphalus (Straparollus) pentangulatus Sow. (*A* von oben, *B* von vorn). — Fig. 311. Bellerophon bicarenus Lev. (*A* von vorn, *B* von hinten). — Fig. 312. Goniatites (Glyphioceras) sphaericus Goldf. — Fig. 313. Nautilus cyclostomus Phill.

dem Kohlenkalk und Kulm gemeinsame Vorkommen von Goniatites sphaericus Goldf. (crenistria Phil.) (Fig. 312) ist einer der Beweise für die Äquivalenz beider. Die Clymenien sind gänzlich ausgestorben.

Die Trilobiten sind bis auf einige wenige, kleine und sparsam vorkommende Arten, welche den Gattungen Phillipsia (Fig. 314) und Griffithides angehören, ausgestorben und werden durch einige Limuliden (Prestwichia), sowie durch die Phyllopoden Leaia und Estheria ersetzt. In den Resten einer Anzahl von anderen Arthropoden treten zugleich mit einigen Arten von Pupa die ersten, etwas häufigeren Spuren landbewohnender und luftatmender Tiere auf. Sie sind der Natur der Sache nach fast ausnahmslos auf die produktive Steinkohlenformation beschränkt, gehören Arachniden,



Fig. 314. Phillipsia pustulata Schloth.

Skorpionen (Fig. 315), Tausendfüßen, Schaben, Termiten, Libellen und Locustiden an, erreichen z. T. enorme Größe und haben sich namentlich bei Wettin, bei Saarbrücken, in Oberschlesien, bei Stradonitz und Radnitz in Böhmen, bei Commentry in Frankreich, in England, Schottland, Nova Scotia und Illinois gefunden.



Fig. 315. Eoscorpius glaber Peach. Schottland.

Die sehr zahlreichen karbonischen Fische verteilen sich auf die marine und die kohlenführende Schichtengruppe der Steinkohlenformation und sind einerseits Selachier, also haiartige Knorpelfische, anderseits Vorläufer der Zechsteinfische, nämlich heterocerkale kleinschuppige Ganoiden. Von ersteren (Psammodus, Petalodus, Cladodus, Cochliodus, Xenacanthus) haben sich gewöhnlich nur die Mahlzähne und zum Teil fußlange Flossenstacheln, — von letzteren (Eurylepis, Acrolepis, Cheirodus, Platysomus) auch vollständige Abdrücke erhalten; die Panzerfische (S. 423) hingegen sind ausgestorben, und die Knochenfische noch nicht vertreten.

In der karbonischen Periode wird die Tierwelt durch das Auftreten der ältesten luftatmenden Wirbeltiere (Eotetrapoda) und zwar von amphibien-, z. T. bereits reptilienartigen Geschöpfen, den Stegocephalen, um einen neuen, wichtigen Typus bereichert. Dieselben wurden zuerst in Neu-Schottland (Nordamerika) im Inneren ursprünglich hohler, später durch Sand und Schlamm ausgefüllter, aufrecht stehender Sigillarien-Strünke gemeinsam mit Pupa und einem Tausendfuße aufgefunden. Von dort beschrieb Dawson die Reste von Hylonomus, Dendrerpeton, Hylerpeton und Baphetes. Auch aus Ohio, Illinois und England sind Skeletteile karbonischer Urvierfüßler (Anthracosaurus, Pholidogaster, Keraterpeton, Urocordylus usw. bekannt. Ihre Hauptentfaltung aber erlangt diese Tiergruppe erst im Perm.

Verschiedene Fazies und Zweiteilung der karbonischen Formation. Die Steinkohlenperiode wurde innerhalb großer Räume der Erdoberfläche durch säkulare Hebungen eingeleitet, infolge deren die Kontinente auf Kosten der Ausdehnung der Ozeane an Areal zunahmen. Auf dem dem Meere abgewonnenen flachen Tieflande und ebenso in den Senken zwischen den Sätteln der Gebirge sammelten sich die atmosphärischen Wasser, deren Ablauf durch zusammenhängende Flußsysteme noch wenig geregelt war, in zahllosen seichten Tümpeln an und verwandelten dasselbe in sumpfige Niederungen, auf welchen ebenso wie auf den benachbarten Höhenzügen eine üppige Flora emporwucherte, weit ausgedehnte Waldmoore und Dschungeln bildete und das Material der Steinkohlenflöze lieferte.

Während der Zeit dieser terrestren Ablagerungen nahm naturgemäß auch der Gesteinsbildungsprozeß auf dem Grunde des Meeres seinen Fortgang. Die ozeanischen Sedimente umschlossen die Körper der absterbenden Meeresbewohner, so daß sich gleichzeitig mit der terrestren das Material einer mächtigen, versteinerungsführenden marinen Schichtenreihe anhäufte. Infolge stets fortdauernder Niveauveränderungen tauchte allmählich auch ein Teil dieses mit Sedimenten des offenen Meeres (Kohlenkalk und marinem Kulm), sowie mit solchen der Litoralzonen bedeckten Meeresbodens aus dem Ozeane empor und vergrößerte die Kontinente, so daß sich deren Flora auf dem neu gewonnenen Festlande ausbreiten konnte, um jetzt auch auf ihm Material zur Bildung von Steinkohle aufzuspeichern. Daraus geht hervor, daß die Schichtenreihe der Steinkohlenformation stellenweise eine reine Sumpf-, Süßwasser- und Waldmoor- (terrestre) Bildung, an anderen Punkten, welche während der karbonischen Periode gar nicht über den Meeresspiegel gehoben wurden, ein ausschließlich marines Produkt ist, daß ferner das karbonische System in noch anderen Gebieten aus zwei übereinander gelagerten Komplexen verschiedenen Ursprunges bestehen kann, deren unterer einen marinen, deren oberer einen terrestren Charakter trägt. In der Verschiedenartigkeit sowohl ihres petrographischen wie paläontologischen Charakters finden die Verhältnisse, unter denen diese verschiedenen Fazies des Karbons zur Ablagerung gelangten, ihren unverkennbaren Ausdruck.

Die karbonische Formation wird auf Grund der genannten Verschiedenheiten in zwei Abteilungen gegliedert: das Unterkarbon und das Oberkarbon.

I. Das **Unterkarbon** oder **Subkarbon** kann nach obigen Darlegungen je nach seinem Ablagerungsgebiete in mehrfacher Fazies zur Entwicklung gelangt sein:

1. in mariner Fazies als unterer Kohlenkalk. Derselbe besteht, worauf der Name hindeutet, fast ausschließlich aus reinem oder dolomitischem Kalkstein und ist zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten einer Fauna des offnen Meeres, also Cephalopoden, Brachiopoden, Stromatoporiden, Korallen und Crinoideen, welche namentlich durch die Genera: Goniatites (Glyphioceras sphaericum), Productus (giganteus), Spirifer (tornacensis), Chonetes, Lithostrotion, Cyathaxonia, Zaphrentis, Cyathocrinus, Actinocrinus, Pentremites vertreten werden. Seine Hauptverbreitung findet er in Belgien, Irland, Wales, Rußland und Nordamerika. Eine Ablagerung des tieferen Subkarbon-Meeres repräsentiert (nach Hinde und Holzapfel) der Kulm, der in manchen karbonischen Territorien, so in Westfalen, Nassau, im Harz, Fichtelgebirge, südöstlichen Thüringen, in Schlesien und Mähren an Stelle des unteren Kohlenkalkes tritt. Derselbe besteht aus

einer Wechsellagerung von Tonschiefer, Kieselschiefer und Plattenkalken und führt meist nur lokal marine Reste. Unter diesen sind Goniatiten und Spongien, letztere durch ihre Spiculae, sowie Radiolarien reichlich vertreten, dagegen fehlen Korallen und Crinoideen gewöhnlich fast vollständig, ebenso Brachiopoden bis auf einige Productus-Arten, nämlich Prod. antiquus, semireticulatus und latissimus. Außerdem führen die Kulm-Tonschiefer mit dem Kohlenkalke Posidonia Becheri, Goniatites sphaericus, Gon. mixolobus, Orthoceras striatulum gemeinsam, wodurch sich beide, außer durch ihre Lagerungsverhältnisse, als äquivalente Bildungen legitimieren. Die hierher gehörigen dunkelen Tonschiefer werden nach der ihre Schichtungsflächen oft in großer Anzahl bedeckenden Posidonia Becheri Posidonienschiefer genannt.

2. in litoraler und terrestrer Fazies. Die obere Abteilung des Kulm setzt sich aus Konglomeraten, Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern zusammen, welche Reste von zahlreichen Arten eingeschwemmter Landpflanzen aufweisen. Der Charakter derselben ist der einer Lepidodendraceen-Flora (Lepidodendron Veltheimianum, L. Volkmannianum, Knorrien, Stigmarien) mit Asterocalamites scrobiculatus (Calamites transitionis). Zu ihnen gesellen sich aus der Reihe der Farne verschiedene Arten von Adiantites (A. oblongifolius), Cardiopteris (C. frondosa), Rhacopteris (Rh. transitionis) und Rhodea, ferner Sphenopteris distans und Neuropteris antecedens, außerdem Sphenophyllum tenerrimum usw. Einlagerungen von Kulmkalk sind diesem Komplexe nicht selten eingeschaltet. Letzterer ist demnach, wie auch seine Führung von zum Teil sehr groben Konglomeraten beweist, innerhalb flacher Uferzonen und Lagunen zur Ablagerung gelangt, also eine litorale Fazies des Unterkarbons.

Eng verknüpft mit ihr erscheint das Subkarbon in terrestrer Fazies als Kohlen-Kulm in Form einer mächtigen Schichtenfolge von vorwaltenden groben Konglomeraten nebst Sandsteinen und Schiefertonen, welche bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen, in Schottland, Devonshire, Rußland und Nordamerika Kohlenflöze umschließt und mit den marinen unteren Kohlenkalken lokal dadurch auf das innigste verknüpft ist, daß sich zwischen diese Konglomerat- und Sandsteinablagerungen in der Richtung nach dem damaligen offenen Meere zu versteinerungsreiche Kohlenkalkbänke einschalten, deren Mächtigkeit auf Kosten der Konglomerate und Sandsteine mehr und mehr zunimmt, bis sie die letzteren allmählich ganz verdrängt haben und nun die typische marine Kohlenkalkformation repräsentieren. Derartige Verhältnisse sind z. B. in den schottisch-englischen Bassins (Calciferous Sandstone), in dem appalachischen Kohlenbecken, sowie in Nova Scotia in Nordamerika in außerordentlicher Deutlichkeit entwickelt, aber auch in der Chemnitz-Hainichener Kulm-Mulde angedeutet.

II. Das **Oberkarbon** ist in zweifacher Fazies zur Ablagerung gelangt:

1. seine terrestre Fazies, die produktive Kohlenformation, besteht vorwaltend aus Sandsteinen nebst Konglomeraten, Schiefertonen und Steinkohlenflözen. In England, Oberschlesien und Saarbrücken steigt ihre Mächtigkeit bis zu mehr als 5000 m, was dadurch erklärlich wird, daß die Ablagerung des Oberkarbon in sich langsam vertiefenden und sich in gleichem Schritte ausfüllenden Geosynklinalen vor sich gegangen ist. Die Anzahl der in ihr auftretenden Steinkohlenflöze ist zum Teil sehr bedeutend und beträgt z. B. in Oberschlesien mehr als 100, in Westfalen bis über 130, bei Saarbrücken 230 und bei Mons in Belgien 115. Die Landpflanzen, mit welchen die Schiefertone angefüllt sind, und welche das Material der Steinkohlenflöze geliefert haben, also Sigillaria, Lepidodendron, Calamites, Farne und Cordaiten, sowie die Reste luftatmender Tausendfüße, Insekten, Spinnen, Mollusken und Stegocephalen, beweisen, daß die Bildung der produktiven Kohlenformation in ausgedehnten, mit Süßwassertümpeln und Lachen abwechselnden, sumpfigen Niederungen vor sich gegangen ist (Limnische Fazies). In Westfalen, England und Nordamerika beginnt dieselbe mit dem flözleeren Sandsteine oder Millstonegrit, einem Komplex von Konglomeraten, groben Sandsteinen und Schiefertonen, nur ausnahmsweise mit Steinkohlenflözen, an dessen Stelle anderorts (so in Schlesien) eine unterste Stufe der flözführenden produktiven Steinkohlenformation tritt.

In das untere Niveau dieser produktiven Steinkohlenformation schalten sich in Coalbrook-Dale, bei Glasgow, in Yorkshire und den angrenzenden Teilen des nördlichen Englands, in Belgien, im Aachener Reviere, im Ruhrgebiete und in Oberschlesien, ferner in den Karnischen Alpen und am Donetz in Südrußland, Kalkbänke mit Resten von Meeresbewohnern ein, unter denen namentlich die Geschlechter Fusulina, Productus, Spirifer, Pecten, Orthis, Chonetes, Nautilus, Orthoceras, Goniatites vertreten sind. Es geht daraus hervor, daß die flachen Küstenländer der karbonischen Kontinente zeitweilig Überflutungen von seiten des benachbarten Meeres erlitten haben (Paralische Fazies).

2. Die marine Fazies des Oberkarbons, der obere Kohlenkalk, mit Schwagerina, Fusulina, Productus semireticulatus, Pr. cora, Euomphalus pernodosus, Spirifer lineatus, Sp. mosquensis u. a. hat, und zwar namentlich als Fusulinenkalk, vorzüglich in Zentralrußland, in Indien, in China, Japan, Korea, im westlichen Nordamerika eine weite Verbreitung.

Wie aus Obigem im allgemeinen hervorgeht, gliedert sich die Karbonformation wie folgt:

<table>
<tr><th></th><th colspan="2">Terrestre und limnische Fazies</th><th colspan="2">Marine Fazies</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Ober-karbon</td><td rowspan="3">Produktive Stein-kohlen-formation</td><td>Obere Abteilung = Ottweiler Schichten; Flora VI; Farnstufe.</td><td colspan="2" rowspan="3">Oberer Kohlenkalk = Fusulinenkalk</td></tr>
<tr><td>Mittlere Abteilung = Saarbrücker Schichten; Flora V u. IV; Sigillarienstufe.</td></tr>
<tr><td>Untere Abteilung = Waldenburger Schichten; Sudetische Stufe; Flora III u. II.; Lepidodendrenstufe.</td></tr>
<tr><td>Unter-(Sub-) karbon</td><td colspan="2">Kohlen-Kulm; Flora I, S. 447.</td><td>Kulm</td><td>Unterer Kohlenkalk</td></tr>
</table>

Geographische Verbreitung der karbonischen Formation. Ganz abgesehen davon, daß das Auftreten des Karbons mit beinahe identischen Floren und Faunen in fast allen Weltteilen und unter allen Breiten hohes wissenschaftliches Interesse erregt, ist die geographische Verbreitung der Steinkohlenformation, welcher jetzt die Hauptmasse des augenblicklich konsumierten Brennmateriales (jährlich etwa 460 Millionen Tonnen) entnommen wird, von höchster technischer und nationalökonomischer Bedeutung.

In Groß-Britannien nimmt die karbonische Formation eine Fläche von etwa 480 Quadrat-Meilen ein. Die hierher gehörigen Ablagerungen ruhen zum Teil konkordant und durch Übergänge verknüpft auf den Schichten des Devons oder diskordant auf den archäischen Formationen und bilden, teils durch Dämme dieser Gesteine, teils durch überlagernde jüngere Gebilde, sowie durch Denudation und Meeresarme getrennt, eine Anzahl isolierter Areale, deren bedeutendste die von Bristol, Süd- und Nordwales, Derbyshire, Yorkshire, Lancashire, Northumberland, Schottland und Irland sind. Die karbonische Schichtenreihe wird hier normal durch die subkarbonische Gruppe eröffnet, deren Hauptglied, der untere Kohlenkalk mit Prod. giganteus, namentlich im südlichen und mittleren England sowie in Irland das Maximum seiner Mächtigkeit (1500 m) erreicht. Nach Norden zu beginnen sich einzelne, allmählich immer zahlreicher werdende Schiefertone und Sandsteine, sowie Kohlenflöze einzuschalten, welche nach und nach den Kohlenkalk fast ganz verdrängen und sich in Northumberland, namentlich aber in Schottland zu einem etwa 2000 m mächtigen, kohlenführenden System von klastischen Gesteinsschichten mit eingelagerten marinen Kalkbänken (Kulm) entwickeln, wie denn auch im südlichsten Teile von England, in Devonshire, der typische Kohlenkalk durch Kulmschiefer und Plattenkalke mit Posidonia Becheri und darüber durch Sandsteine und Schiefertone mit Kohlenflözen vertreten ist. Auf den Kohlenkalk, Kulm und deren kohlenführende Äquivalentbildungen folgt der Millstone grit in zwischen

120—300 m wechselnder Mächtigkeit und leitet die produktive Kohlenformation ein. In Irland ist das Karbon fast nur durch Posidonienschiefer und versteinerungsreichen Kohlenkalk vertreten — in England und Schottland hingegen werden die unterkarbonischen Gebilde und der Millstone grit von der produktiven Steinkohlenformation in einer Mächtigkeit von bis 3000 m bedeckt, welche z. B. in Südwales 76 Kohlenflöze, unter diesen 23 bauwürdige von 32 m Gesamtmächtigkeit führt. In fast allen britischen Steinkohlendistrikten sind isolierte Kohlenkalkbänke mit mariner Fauna zwischen die terrestren Schichten eingeschaltet. In Schottland gliedert sich die Karbonformation wie folgt:

II. Oberkarbon (produktive Steinkohlenformation).
4. Coalmeasures (Saarbrücker Stufe)
3. Millstone grit.

I. Unterkarbon.
2. Carboniferous Limestone Series, Sandsteine, Schiefertone, Kohlenflöze, Bänke von Kohlenkalk, »Yoredale Schichten« (wohl bereits Oberkarbon).
1. Calciferous Sandstone Series, Sandsteine mit Kulmpflanzen und Kohlenflözen, dazwischen marine Kalkbänke (Kalkstein von Bourdie-House mit Fischen und Crustaceen), Ölschiefer, — zu unterst rote und graue Sandsteine und Konglomerate, die in den Old Red übergehen.

Treten wir auf den europäischen Kontinent, so finden wir als Fortsetzung der englischen eine dieser vollkommen entsprechende Steinkohlenformation an den Nordrand des belgisch-rheinischen Devonterrains angelagert. Dieselbe dehnt sich vom Nordabfalle der Ardennen von Bethune und Valenciennes das Maastal entlang über Namur, Lüttich und Aachen aus, erleidet dann eine oberflächliche Unterbrechung durch das Rheintal, um weiter östlich an dem nördlichen Rande des westfälischen Devongebirges wieder aus der jüngeren Gesteinsüberlagerung hervorzutauchen und sich bis Stadtberge hinzuziehen. In dem Steinkohlenterrain von Belgien und Aachen ruht die durch den Kohlenkalk gebildete subkarbonische Gruppe in steiler Schichtenstellung gleichförmig auf den jüngsten devonischen Schichten und wird direkt von der produktiven Steinkohlengruppe überlagert. Nach Gosselet und Dupont gliedert man den belgischen Kohlenkalk in drei Abteilungen: zu oberst Calcaire de Visé (Viséen) mit den Stufen des Productus giganteus, des Prod. undatus, des Prod. corrugatus und des Prod. semireticulatus; darunter der Calcaire de Tournai (Tournaisien) mit Spirifer tornacensis und Prod. Heberti, namentlich Crinoidenkalke, die weiter im SW. (Rocroi und Charleville) von einer Riffazies, dem Waulsortien, vorwiegenden Korallenkalken, vertreten werden, zu unterst die Assise d'Etroeungt mit Phillipsia, Prolecanites, Spirifer distans und devonischen Formen. Das produktive Kohlengebirge (Étage houiller, Saarbrücker Stufe in paralischer Fazies) bildet in Belgien zwei große Becken,

dasjenige von Lüttich und das von Namur, ebenso in der Aachener Gegend die Wurm-Mulde und die Inde- oder Eschweiler-Mulde (siehe Fig. 323, S. 475). Wie neuere Tiefbohrungen zeigten, erstreckt sich das Oberkarbon von hier aus als Limburger Becken nach NW. und W. noch weit über die Landesgrenze nach Holland hinein bis über die Maas fort und ist hier außer durch zahlreiche Bohrlöcher in seinem südlichen Teile durch den Bergbau der Gegend von Heerlen aufgeschlossen. Mit dem Aachener Oberkarbon zusammen bildet dasselbe die westliche Fortsetzung des westfälischen Steinkohlengebietes. Die unterirdische Verbindung zwischen beiden wurde z. B. bei Venlo, Erkelenz und Geilenkirchen erbohrt*). In Westfalen**) hat die karbonische Formation, obwohl sie als östliche Fortsetzung der linksrheinischen zu betrachten ist, eine etwas abweichende Ausbildung erfahren. Der Kohlenkalk mit Prod. giganteus tritt hier nur in dem äußersten, dem Rheine zugewandten Flügel in der Nähe von Düsseldorf (Ratingen) auf, weiter nach Osten zu keilt er sich bei Leimbeck gänzlich aus und wird durch ein über 600 m mächtiges System von Tonschiefern, Radiolarien-Kieselschiefern, Plattenkalken und Grauwacken, den Kulm, ersetzt, welcher u. a. Posid. Becheri und Goniatites sphaericus sowie Landpflanzen führt. Die produktive Kohlenformation des Ruhrgebietes wird durch den flözleeren Sandstein eingeleitet, repräsentiert die Saarbrücker Schichten, ebenfalls in paralischer Fazies, ist 3000 m mächtig, führt 135 Kohlenflöze, darunter 75 bauwürdige mit etwa 100 m reiner Steinkohle und in ihrem unteren Niveau in Wechsellagerung mit diesen 10 Bänke mit marinen Resten (Nautilus, Goniatites, Lingula u. a.) und wird von der Kreide diskordant überlagert, auf welcher z. B. Essen, Bochum und Dortmund liegen. Nach dem Charakter ihrer Kohlenflöze wird die produktive Kohlenformation Westfalens in 4 Abteilungen zerlegt und zwar von unten nach oben in die Gruppe der Magerkohlen, der Fett- und Eßkohlen, der Gaskohlen und der Gasflammkohlen, in denen in gleichem Schritt mit ihrem höheren Niveau eine stete Zunahme ihres Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen zum Ausdruck gelangt. Die Verbreitung dieses Oberkarbons ist vom Ruhrgebiete aus durch Bohrlöcher und Schächte nach NW. zu über Krefeld bis nördlich von Geldern, in nördlicher Richtung bis jenseits der Lippe über die holländische Grenze, nach O. zu über Hamm hinaus bis nach Beckum nachgewiesen worden. Dasselbe besitzt demnach eine west-

*) E. Holzapfel, Z. f. prakt. Geol. 1899. S. 50. — Krusch u. Wunstorf, Glückauf. 1907. Nr. 15.

**) H. von Dechen, Geol. und paläont. Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 208—291. — W. Runge, Das Ruhr-Steinkohlenbecken. Mit 9 Tafeln. Berlin 1892. — Hundt, Die Steinkohlenablagerung des Ruhrkohlenbeckens. Dortmund 1901. — Die Entwicklung des niederrhein.-westfäl. Steinkohlenbergbaues. Berlin 1903.

östliche Länge von mehr als 120 km und eine nachgewiesene Breite von 40—45 km, die sich aber mit dem Vorrücken der Tiefbohrungen immer noch weiter nach N. vorschiebt.

Die im nördlichen Teile von Westfalen bei Ibbenbühren, am Piesberg und am Hüggel bei Osnabrück aus der Decke von jüngeren und jüngsten Formationen hervortretenden isolierten Partien der produktiven Steinkohlenformation stehen voraussichtlich mit dem westfälischen Steinkohlengebirge unterirdisch in Verbindung und gehören der nördlichen Fortsetzung desselben an. Sie sind Äquivalente der oberen Saarbrücker Schichten und führen bei Ibbenbühren 7 bauwürdige Flöze mit 5,26 m Kohle, am Piesberg 3 bauwürdige Flöze mit 2,74 m Kohle.

Auch am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges windet sich ein durch Erosion vielfach zerstückelter Streifen der karbonischen, und zwar ausschließlich der subkarbonischen Formation hin, tritt als Kulm mit Posidonia Becheri auf, führt in den eingelagerten Kalken Crinoiden und Goniatiten (Glyphioceras), sowie lokal, so in den Schieferbreccien von Königsberg unweit Gießen, eine reichere Kohlenkalkfauna und zieht sich von hier aus einerseits gegen Süden in den Kreis Wetzlar, anderseits gegen Norden bis nach Stadtberge, wo sich ihm das westfälische Kohlenterrain anschließt.

An den Südabfall des Hunsrück lehnt sich das Kohlenbecken von Saarbrücken und erstreckt sich von der Saar aus nach NO. über die Nahe bis in die Pfalz, nach SW. über die Nied durch Lothringen nach Frankreich (Pont à Mousson) hinein. Seine karbonischen Schichten gehören ausschließlich der mittleren und oberen produktiven Kohlenformation und zwar deren rein limnischer Fazies an. Die Steinkohlenflöze sind fast ganz auf die untere dieser beiden Abteilungen, die Saarbrücker Schichten, beschränkt. Diese besitzen eine Mächtigkeit von etwa 2800 m, in welchen bis jetzt 145 unabbauwürdige und 88 bauwürdige Flöze, letztere zusammen 90 m mächtig, aufgeschlossen sind. Sie lagern flach muldenförmig und zwar diskordant wesentlich auf dem Devon auf, werden mit dem Rotliegenden durch die obere Abteilung des dortigen Karbons, die Ottweiler Schichten, innig verknüpft und im SW. von einer großen Verwerfung abgeschnitten. Der aufgeschlossene flözreiche Teil des Saarbrücker Kohlenbeckens nimmt ein Areal von etwa 100 km Länge und 13 km Breite ein. Die Steinkohlenformation dieses Saargebietes gliedert sich nach E. Weiß*) wie folgt:

*) E. Weiß, Foss. Flora d. jüngsten Steinkohlenformat. u. d. Rotl. im Saar-Rheingebiet. Bonn 1869—1872. — A. Leppla, Das Saarbrücker Steinkohlengebirge. Berlin 1904. — L. v. Ammon, Die Steinkohlenformation in der Bayerischen Rheinpfalz. München 1903.

2. Flözarme Abteilung, die Ottweiler Schichten. In ihrer unteren Stufe mit einigen Kohlenflözen (dem Hangenden Flözzug), ferner mit Anthracosia, Estheria, Leaia, Candona, Fischschuppen und Koprolithen; Pecopteris arborescens, Callipteridium mirabile, Annularia stellata, Odontopt. Reichiana u. a. An der Basis das Holzer Konglomerat.
1. Flözreiche Abteilung, die Saarbrücker Schichten, Flammkohlengruppe, darunter Fettkohlengruppe, namentlich mit Sigillaria und Lepidodendron, Calamites, Asterophyllites, Annularia, Sphenopteris, Neuropteris und Cordaites, sowie Anthracosaurus- und Insekten-Resten.

Im Elsaß ist sowohl der Kulm, wie das produktive Kohlengebirge entwickelt*). Ersterer enthält bei Thann und Niederburbach eine charakteristische Flora (Knorria imbricata, Cardiopteris polymorpha u. a.), bei Oberburbach u. a. O. eine subkarbonische Fauna und setzt ansehnliche Gebiete der Südvogesen sowie je ein solches an der unteren Breusch und nördlich davon bei Urmatt zusammen. Vertreter verschiedener Stufen der produktiven Steinkohlenformation (St. Pilter Schichten, Laacher und Erlenbacher Schichten) bilden eine Anzahl isolierter Schollen auf den ältesten Gesteinen der Vogesen und führen unabbauwürdige Flözchen von anthrazitischer Kohle. Im Schwarzwalde hingegen beschränkt sich das Steinkohlengebirge auf die steile, zwischen Gneis und Granit eingeklemmte Mulde von Diersburg-Hagenbach-Berghaupten und einen vom Rotliegenden überlagerten Strich im S. von Baden-Baden, der Kulm auf einen sich von Badenweiler bis Lenzkirch erstreckenden Streifen.

Am Aufbau des Oberharzes**) nimmt der Kulm einen wesentlichen Anteil, und gliedert sich dort wie folgt:

3. Grauwacken, mittel- bis grobkörnig, auch konglomeratisch (in den groben Grauwacken Granit- und Quarzporphyr-Gerölle), mit zwischengelagerten Grauwackenschiefer- und Tonschieferbänken. In ersteren zahlreiche Pflanzenreste, so von Asterocalamites scrobiculatus, Lepidodendron Veltheimianum u. a., lokal mit einer reichen Kohlenkalkfauna. In den Tonschiefern nicht selten Posidonia Becheri und Goniatiten.
2. Posidonienschiefer mit Pos. Becheri, Orthoceras striolatum, Goniatites crenistria, Phillipsia u. a. Mit Einlagerungen von Knollenkalken mit gleicher Fauna. Schollen von Kulmkalk auf dem oberdevonischen Korallenriff des Iberges. Im O. und S. von Clausthal gehen die Tonschiefer dieser Stufe durch Wechsellagerung mit feinkörnigen Grauwacken in Stufe 3 über = Clausthaler Grauwacke v. Groddeck's. Bei Lautenthal folgen über 2 gleich die derben Bänke von 3.

*) E. W. Benecke, Abriß der Geolog e von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1878. S. 17. — G. Meyer, Kulm in den südlichen Vogesen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. B. III. H. I. 1884. — A. Tornquist, Das fossilführende Unterkarbon in den Südvogesen. Ebend. 1895—1897.

**) A. v. Groddeck, Geognosie des Harzes. Clausthal. 2. Aufl. 1883. S. 106. — M. Koch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 185. — Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1898. S. 21. — L. Beushausen, Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1900. S. 192. — Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1901. S. 58.

1. Kieselschiefer und Adinolen, mit Einlagerungen von kieseliger Grauwacke. Die Adinolen lokal mit Phillipsia, Productus, Chonetes, Posidonia usw.

Im Unterharze findet sich der Kulm durch die Elbingeröder Grauwacke mit Asterocal. scrobiculatus und Lepid. Veltheimianum, die Zorger Schiefer und die liegenden Adinolen und Kieselschiefer mit Pos. Becheri, Goniatites cyclobus, Orthoc. striolatum u. a. vertreten*). Gleichen Alters ist die sich von Herzberg nach Andreasberg ziehende und jenseits des Brockens bei Ilsenburg-Wernigerode-Heimburg wieder erscheinende Sieber und Wernigeröder Grauwacke.

Im Norden des Harzes taucht in der Gegend von Magdeburg eine Anzahl subkarbonischer Klippen aus den jüngeren Formationen zu Tage**). Es sind Grauwacken und Tonschiefer mit Asterocalamites scrobiculatus, Lepid. Veltheimianum, Knorria imbricata u. a., im Neustädter Hafen von Magdeburg mit Pecten, Goniatites (Glyphioceras), Orthoceras, Phillipsia und Cypridinen (Wolterstorff).

Südöstlich vom Harz ist das Oberkarbon im Saalkreise weit verbreitet und hier durch den Bergbau von Wettin und Löbejün sowie durch die Bohrlöcher von Schladebach (S. 9), Dürrenberg und Zieko aufgeschlossen worden. Dasselbe gehört ausschließlich der obersten Abteilung des Oberkarbons (den Ottweiler Schichten) an und gliedert sich wie folgt***):

3. Wettiner Schichten (= obere Ottweiler Schichten) bis 150 m mächtig, bald als graues Steinkohlengebirge mit 4 Flözen, bald als tauber, roter Komplex. Wettin—Dobis.
2. Mansfelder Schichten (= mittlere Ottweiler Schichten) bis 800 m mächtig. Im Saaltal bei Rothenburg rote Schiefertone, Sandsteine und Arkosen, unten mit Quarzkonglomeraten und Knollenkalklagen. Mit verkieselten Cordaitenstämmen und Resten karbonischer Pflanzen. Im Mansfeldischen als Siebigeröder Sandstein, ebenso am Kyffhäuser.
1. Grillenberger Schichten (= untere Ottweiler Schichten) als schmaler Streifen bei Gorenzen am Ostrande des Harzes, hier das Devon überlagernd, mit Neuropteris flexuosa, Pecopteris Miltoni und Stigmarien, sowie mit einigen Steinkohlenflözchen.

Ebenfalls der oberen Stufe des Oberkarbons hatte man das Ilfelder Kohlengebirge zugerechnet, welches aus herzynischen Konglomeraten

*) M. Koch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1895. S. 125, und Z. d. D. geol. Ges. 1898. S. 21.

**) F. Klockmann, Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1890. S. 118. — W. Wolterstorff, Ebend. 1898. S. 3.

***) K. v. Fritsch, Das Saaltal zwischen Wettin und Cönnern. Z. f. Naturw. Halle 1888. S. 114. — F. Beyschlag und K. v. Fritsch, Das jüngere Steinkohlengebirge in der Provinz Sachsen. Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. H. 10. 1900.

besteht, denen ein Komplex von Sandsteinen und Schiefertonen mit einem 1,5 m mächtigen Flöz zwischengelagert ist. Nach Sterzel*) hingegen trägt die dortige Flora ganz ausgesprochen den Charakter des Rotliegenden.

Im Königreiche Sachsen**) besitzt die karbonische Formation eine größere Verbreitung und zwar als produktive Steinkohlenformation des erzgebirgischen Beckens (im wesentlichen äquivalent den mittleren und oberen Saarbrücker Schichten) in dem Zwickauer Kohlenfelde mit 11 Flözen (darunter das Planitzer und das Rußkohlenflöz mit 8—10 m Mächtigkeit), im Lugauer Kohlenfelde mit 7 Flözen (davon die vier unteren abbauwürdig, am Hedwig-Schachte scharen sich dieselben lokal zu einem einheitlichen Flöze von bis 19 m Mächtigkeit) und in dem Steinkohlenbassin von Flöha, welches jedoch sehr arm an Kohle ist, während das Döhlener Becken bei Dresden der unteren Stufe des Rotliegenden angehört. Außerdem finden sich auf dem Rücken des Erzgebirges noch einige kleine Schollen der produktiven Kohlenformation, so bei Brandau, Zaunhaus, Altenberg, Saida und Schönfeld. Das Subkarbon ist in Sachsen vertreten 1. durch den kohlenführenden Kulm von Chemnitz-Hainichen (zu unterst das Grundkonglomerat, darüber Arkosen, Sandsteine, Schiefertone und Steinkohlenflöze nebst Linsen von Kohlenkalk); 2. durch den Kulm und Kohlenkalk von Wildenfels bei Zwickau (Tonschiefer, Grauwacken und Konglomerate, sowie an Crinoiden reicher schwarzer Kohlenkalk); 3. durch den Kulm des Vogtlandes (Grauwackensandstein, Granitkonglomerat, Tonschiefer, mit Nestern von Kohlenkalk); 4. durch die Grauwacke von Plagwitz-Großzchocher (Leipzig). Überall ist der Kulm steil aufgerichtet, die produktive Kohlenformation hingegen schwebend und, wo sie jenen überlagert, diskordant auf ihm gelagert.

Eine sehr große Verbreitung hat der Kulm im Fichtelgebirge, Frankenwald und im südöstlichen Thüringen***). Seine untere

*) T. Sterzel, Die Flora des Rotliegenden von Ilfeld. Centralblatt f. Min. Stuttgart 1901. S. 417 und 590.

**) H. B. Geinitz, Geog. Darst. d. Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1856. — Ferner: Erläuterungen zu Sektion Zwickau-Werdau von Th. Siegert und T. Sterzel, — Sektion Lugau von Siegert und Sterzel; Profiltafeln hierzu von Siegert, nebst den zugehör. Erläuterungen. — Kulm von Hainichen: Sektion Frankenberg-Hainichen von A. Rothpletz. — Ders., III. Beilage d. Botan. Centralbl. 1880. — T. Sterzel, IX. Bericht der naturw. Ges. zu Chemnitz. 1883 und 1884. S. 181.

***) Th. Liebe, Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 23. — C. W. Gümbel, Geogn. Beschreib. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 526—576. — Th. Liebe und E. Zimmermann, Erläuterungen zu den Blättern Saalfeld, Ziegenrück und Liebengrün der geol. Karte v. Preußen. — K. v. Fritsch, Pflanzenreste aus Thüringer Kulm-Dachschiefer, Z. f. Naturw. B. 70. S. 79. — F. Leyh, Z. d. D. geol. Ges. 1897. S. 504. — J. Lehder, N. Jahrb. Beil. B. XXII. 1906. S. 48.

Stufe besteht hier aus schwarzen Tonschiefern, lokal reich an Phosphoritkonkretionen, mit Zwischenbänken von Kohlenkalk und kalkigen Grauwacken oder aber fast nur aus Dachschiefern (Lehestener Schiefern), lokal mit zahlreichen charakteristischen Tierresten (z. B. Phillipsia und Productus) und mit Landpflanzen (z. B. Asterocal. scrobiculatus). Die obere Stufe besteht aus einem unendlichen Wechsel von Grauwacken und Tonschiefern, erstere stellenweise reich an subkarbonischen Pflanzen; beide Stufen mit Dictyodora Liebeana Zimm. und Phyllodocites thuringiacus Gein.

Noch weiter im Osten Deutschlands breiten sich die Steinkohlengebiete von Nieder- und Oberschlesien aus. Sie umfassen die obere und untere Abteilung der karbonischen Formation, und zwar in Niederschlesien*) eine Kombination beider Fazies der subkarbonischen Gruppe, indem Kohlenkalklager mit Productus giganteus, Spirifer striatus und Goniatites sphaericus zwischen den Grauwacken und Schiefern des Kulm mit Asterocalamites scrobiculatus eingeschaltet auftreten. Das nach Dathe dem Subkarbon diskordant aufgelagerte durchaus limnisch entwickelte produktive Steinkohlengebirge des niederschlesischen Oberkarbons bildet eine von NW. nach SO. gerichtete Mulde, deren östlicher Flügel sich an den Gneis des Eulengebirges anlehnt und bei Waldenburg bergbaulich aufgeschlossen ist. Ihr westlicher Flügel setzt sich in südöstlicher Richtung nach Böhmen hinein auf der Strecke Schatzlar-Schwadowitz-Hronow fort**), während ihre ganze mittlere Partie durch Rotliegendes und Kreide ausgefüllt wird. Die Waldenburger Kohlenformation führt 31 abbauwürdige Flöze mit über 42 m Kohle. Im Laufe der Ablagerung des niederschlesischen Oberkarbon erfolgten zahlreiche Durchbrüche und dann deckenförmige Ergüsse von Melaphyr und von Quarzporphyr, welche zum Teil auffallende Kontakterscheinungen bewirkten (s. S. 289).

In Oberschlesien und den angrenzenden Gebieten von Russisch Polen, Galizien und Mähren wird das Karbon durch den Kulm eröffnet, welcher sich im W. an die devonische Zone von Zuckmantel-Sternberg anlehnt, indem er von Oberschlesien aus in südlicher Richtung nach Österreichisch-Schlesien und Mähren bis in die Gegend von Brünn fortsetzt. Er führt Posid. Becheri, Goniatites sphaericus, Asterocalamites scrobiculatus, Lepid. dichotomum u. a. und hat mit dem Kulm des Oberharzes die meiste Verwandtschaft. Der Kohlenkalk ist nur an dem südöstlichen Ende des oberschlesischen Steinkohlenbeckens bekannt und führt namentlich Productus semireticulatus und P. giganteus. Das dem Subkarbon diskordant

*) A. Schütze, Geogn. Darst. des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens. Abh. z. geol. Spezialk. v. Preußen. Bd. III. Heft 4. 1882. — E. Dathe, Geol. Beschr. der Umgegend von Salzbrunn. Ebend. Heft 13. 1892. S. 32—149.

**) K. A. Weithofer, Jahrb. d. k. k. geol. R. 1897. B. 47. H. 3. S. 455. — W. Petrascheck, Verh. d. k. k. geol. R. 1909. S. 310.

aufgelagerte produktive Steinkohlengebirge bildet eine östliche Hauptmulde mit den bergbaulichen Zentren Beuthen, Königshütte, Zabrze, Kattowitz, Mislowitz, Nicolai, Rybnik und eine westliche flachere Randmulde, die sich wesentlich nur aus unterem Oberkarbon, den Ostrauer Schichten, zusammensetzt. Beide werden getrennt nach älterer, aber jetzt von Michael*) bestrittener Ansicht durch eine 2 km breite von Ostrau bis nördlich von Gleiwitz verlaufende Störungszone von bedeutender Sprunghöhe. Die Größe des gesamten Ablagerungsgebietes beträgt 5600 qkm, die Mächtigkeit des dortigen Oberkarbons steigt bis zu nahezu 7000 m, die Gesamtmächtigkeit seiner 104 Steinkohlenflöze wird auf 169 m berechnet, — unter denselben erreicht das Schuckmannflöz 12 m, das Xaveriflöz 19 m Mächtigkeit. Wie am Niederrhein und in Westfalen wiederholt sich auch hier das Vorkommen mariner Fossilien, nämlich Orthis, Chonetes, Nucula, Arca, Bellerophon, Goniatites, Nautilus, Phillipsia u. a., vorzüglich aber von Productus longispinus, Chonetes Hardrensis, Orthoceras undulatum, Bellerophon Uri in mehreren, dem unteren produktiven Steinkohlengebirge (der Rybniker oder Ostrauer Stufe) angehörigen Schichten, — eine Erscheinung, welche auf zeitweilige Überflutungen des flachen Küstenlandes durch das Meer hinweist (Paralische Fazies). Ferner stellen sich Brackwasserkonchylien, wie Anthracomya und Modiola innerhalb einzelner Schichten des gesamten dortigen Oberkarbons oft massenhaft zusammengehäuft ein. Gleiches gilt von dem Vorkommen von Lingula, Discina und Aviculopecten (Ebert). Altvulkanische Ergußgesteine fehlen im oberschlesischen Karbon.

Über die Gliederung und Parallelisierung des Karbons beider schlesischen Becken gewährt folgende Zusammenstellung einen Überblick:

*) Ferd. Römer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. Karbon. S. 39—101. Steinkohlenformation von W. Runge. — Th. Ebert, Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschles. Steinkohlengebiet. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 19. Berlin 1895. — H. Potonié, Floristische Gliederung. Ebend. Heft 21. 1896. — Gaebler, Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Z. f. prakt. Geol. 1896. S. 458. — Michael, Gliederung der oberschles. Steinkohlenformation. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1901. S. 317.

		Niederschlesien	Oberschlesien
Oberkarbon	Obere (= Ottweiler) Stufe S. 456.	Radowenzer Schichten mit dem obersten Flözzug. Hexenstein-Arkose. Schwadowitzer Schichten (Ida-Stollner Flözzug). Gneiskonglomerat.	—
	Mittlere (= Saarbrücker) Stufe.	Schatzlarer Schichten (= Waldenburger Hangendzug), zu oberst Xaveristollner und hangender Flözzug der Rubengrube.	Mulden-Gruppe (Karwiner Schichten) Nicolaier und Rudaer Schichten.
	Untere (= Sudetische od. Schlesische) Stufe.	Reichhennersdorf-Hartauer Schichten. Waldenburger Schichten (= Liegendzug. Limnisch). Diskordanz.	Sattel-Gruppe (Sattelflöz-Schichten) Rand-Gruppe Ostrauer oder Rybniker Schichten. (Paralisch.) Diskordanz.
Unterkarbon	Kulm und Kohlenkalk.		Kulm und Kohlenkalk.

Den Vorrat Deutschlands an dem bedeutungsvollsten Gliede der Karbonformation, der Steinkohle, berechnet Frech*) auf insgesamt 158,4 Milliarden Tonnen, von denen 83,2 auf Westfalen, — 10,413 auf die linke Rheinseite, — 5,63 auf das Saarrevier, — 1,4 auf Niederschlesien und Sachsen, — 57,8 auf Oberschlesien entfallen.

Im Innern von Böhmen nimmt das produktive Oberkarbon an der Bildung einer Anzahl von in das Silur und die älteren kristallinen Gesteine eingesenkten Becken teil, so desjenigen von Kladno-Rakonitz, des von Pilsen, von Radnitz und Nürschan. Von der in denselben entwickelten kohlenführenden Schichtenreihe gehört jedoch nur der liegende Komplex zum Karbon (Radnitzer Schichten), während die höheren Flöze und deren Zwischenmittel wohl zum Rotliegenden (s. d.) zu rechnen sind. In Mähren besitzt der Kulm eine große Verbreitung; aber nur westlich von Brünn bildet die produktive Steinkohlenformation mit 3 Flözen von 8—9 m Gesamtmächtigkeit einen schmalen, gegen 12 km langen Zug zwischen dem Syenit im Osten und Gneisen im Westen (Rossitzer Becken; nach Katzer Perm).

In den Ostalpen**) ist das Unterkarbon als Kulm mit Prod. giganteus und Asterocal. scrobiculatus (Nötscher Schichten), das Oberkarbon als brachio-

*) Fr. Frech, Glückauf. 1910. S. 597.

**) Fr. Frech, Die Karnischen Alpen. Halle 1894. S. 302. — E. Schellwien, Fauna des karnischen Fusulinenkalkes. Paläontogr. Bd. 39. 1891, und Bd. 44. 1897. — Ders., Fauna d. Trogkofelschichten I. Abh. d. k. k. geol. R. Wien. B. XVI. H. 1. 1900.

podenreicher Fusulinenkalk in Wechsellagerung mit Schiefern und Grauwacken (Auernig Schichten), welche Ottweiler Pflanzen führen, entwickelt (Frech, Schellwien). In den zentralen und westlichen Alpen hingegen ist nur das Oberkarbon und zwar in terrestrer Fazies zur Ablagerung gelangt. Oberkarbon und Rotliegendes werden hier gewöhnlich durch einen als Verrucano bezeichneten Komplex vertreten. Derselbe setzt sich zusammen aus Konglomeraten, Sandsteinen und z. T. kohligen Tonschiefern, welche aber meist dynamometamorphisch in Serizitschiefer, chloritische Schiefer, Serizitgneise, Glimmerschiefer und Anthrazitschiefer umgewandelt und denen Lager von Porphyrit, Melaphyr und Quarzporphyr eingeschaltet sind*).

In Rußland nimmt die karbonische Formation, wenn auch zum großen Teile von Perm und Jura überlagert, einen ungeheuren Raum ein, indem sie in Form eines flachen, tellerartigen Beckens mehr als ein Drittel des europäischen Rußlands zu unterteufen scheint. Der westliche Rand dieses Bassins tritt in einem Streifen zutage, welcher sich vom Weißen Meere bis südlich von Moskau erstreckt, während sich sein östlicher Rand an den Ural anlegt. Die karbonische Formation ist hier fast ausschließlich als mariner Kohlenkalk zur Entwicklung gelangt, und zwar das Oberkarbon zu oberst als Schwagerinenkalk mit Schwagerina princeps und Fusulina longissima, darunter als Stufen des Productus cora und der Fusulina Verneuili, — des Spirifer supramosquensis (Gshel-Stufe Nikitins), — des Spirifer Marcoui und Prod. inflatus und als Moskau-Stufe mit Fusulina cylindrica und Spirifer mosquensis. Unter letzterer folgt das Subkarbon in Gestalt von Kohlenkalk mit Spirifer cuspidatus und Prod. giganteus, unter diesem kohlenführende Schichten mit Lepidodendren und Stigmarien und endlich als unterstes Subkarbon wiederum ein mariner Kalk mit Productus mesolobatus. Die eigentliche obere, produktive Kohlenformation ist auf verhältnismäßig beschränkterem Gebiete durch ein isoliertes Becken am Donetz vertreten, welches etwa 30 abbauwürdige und zahlreiche schwächere Flöze sowie Pflanzenreste der Saarbrücker und der Ottweiler Stufe führt. Mit diesen Komplexen wechsellagern mehrfach Fusulinenkalke unten mit Spirifer mosquensis, in der Ottweiler Stufe mit Spirifer supramosquensis, Prod. cora und Schwagerinen (Tschernyschew).

Von den übrigen europäischen Territorien kann an dieser Stelle nur erwähnt werden, daß oberkarbonische Fusulinen- und Schwagerinenkalke in Griechenland weit verbreitet sind, — daß das Karbon in Italien nur in Toskana und auf Sardinien bekannt ist, wo es in Gestalt pflanzenführender, oberkarbonischer Schiefer, Konglomerate und schwacher Flöze erscheint,

*) A. Rothpletz, Die Steinkohlenformation am Tödi. Abh. d. schweiz. pal. Ges. Bd. VI. Zürich 1880. — L. Milch, Beitr. zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892. — A. Heim, Walliser Anthrazit. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1896. S. 354.

— daß in Spanien und Portugal der Kulm und subkarbonische Kohlenkalk (in den Pyrenäen besonders als goniatitenführender Marbre griotte) ansehnlichere Ausdehnung erlangt, in Asturien aber auch das Oberkarbon mit eingelagerten Fusulinenkalken vertreten ist, — daß ferner die produktive Steinkohlenformation in Frankreich nur sehr beschränkte Verbreitung besitzt (Fortsetzung der belgischen Mulden bei Valenciennes, ferner im Zentralplateau die Mulde von St. Étienne, endlich die Becken von Autun und Creuzot), aber in ihren obersten Stufen bereits mehr den Charakter des deutschen Unterrotliegenden annimmt.

Am ausgedehntesten auf der ganzen zivilisierten Erdoberfläche ist die karbonische Formation in Nordamerika entwickelt und breitet sich dort über folgende Gebiete aus: 1. das große appalachische Kohlenfeld (s. Fig. 36 u. 320), welches sich an den Westabfall der Alleghanykette anlegt und sich über bedeutende Teile von Pennsylvanien, Ohio, Westvirginia, Kentucky, Tennessee und Alabama erstreckt. Die von dem Hauptbecken abgetrennten und nahe seinem Ostrande in den östlichen Landstrichen Pennsylvaniens auftretenden Mulden dieses Steinkohlengebirges führen ausschließlich Anthrazit, die Hauptfelder nur bituminöse Kohle. Die abbauwürdige Steinkohle soll dort bei einer stellenweisen Gesamtmächtigkeit von etwa 40 m ein Areal von 2400 geogr. Quadratmeilen einnehmen. 2. Das Kohlenfeld von Michigan. 3. Das Illinois-Kohlenfeld, fast ebenso groß, wie das appalachische, gehört den Staaten Illinois, Indiana und Kentucky an. 4. Das Kohlenfeld des westlichen Mississippi-Beckens, sich von Jowa bis nach Texas erstreckend. 5. Das Kohlenfeld der Narragansett-Bay in Rhode-Island, etwa 34 Quadratmeilen groß. 6. Die Kohlenfelder von Nova Scotia und New-Brunswick, etwa 740 Quadratmeilen groß. Das Karbon gliedert sich auf dem amerikanischen Kontinente wie in Europa in zwei Abteilungen. Höchst übersichtlich ist dort die verschiedenartige (terrestre und marine) Fazies jeder dieser beiden letzteren zur Ausbildung gelangt. Das Subkarbon wird gebildet im Osten durch den Kohlenkulm (Pocono-Sandstein und Mauch-Chunk-Schiefer) bestehend aus Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefertonen mit schwachen Kohlenflözen und reichlichen Lepidodendren und Asterocalamiten, lokal mit Kohlenkalkbänken. Weiter nach Westen schwellen letztere an, bis sich inmitten des Kontinentes das ganze Subkarbon aus unterem Kohlenkalk aufbaut. Dieser zeichnet sich durch seinen unübertroffenen Reichtum an Crinoideen, Blastoideen, rugosen Korallen und Brachiopoden aus und gliedert sich von unten nach oben in folgende Abteilungen: 1. Kinderhook-Gruppe mit viel Productus, die Fauna im allgemeinen noch der devonischen nahestehend; 2. Osage-Gruppe. Hauptentwicklung der Crinoideen, viel Spirifer, Productus, Leptaena; a) Burlingtonkalk, zum Teil fast ausschließlich aus Crinoideen-Resten bestehend; b) Keokuk- und Warsaw-Kalk mit viel

rugosen Korallen, besonders Zaphrentis; 3. St. Louis-Kalk mit Melonites, Lithostrotion, Productus; 4. Chester-Schiefer und Kaskaskia-Kalke, reich an Archimedes, Pentremites, Poteriocrinus und vielen anderen Crinoideen. Das Oberkarbon besteht im Osten aus dem echten flözreichen Kohlengebirge mit der Flora der Saarbrücker und Ottweiler Stufe, nebst vereinzelt zwischengelagerten marinen Kalkbänken. Nach Westen zu nehmen letztere an Zahl und Mächtigkeit stetig zu, bilden sich z. T. zu productusreichen Fusulinenkalken aus und drängen den steinkohlenführenden Komplex mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie endlich in Kansas, Nebraska und West-Texas, sowie in Colorado, Utah und Arizona fast zur Alleinherrschaft gelangen, so daß hier Unter- und Oberkarbon ein einheitliches marines Schichtensystem bilden.

Enorm ist nach v. Richthofen die Verbreitung der produktiven Kohlenformation in China. Finden sich in diesem Lande Kohlenlager auch noch in jüngeren Formationen, so gehören doch die mächtigsten und verbreitetsten Flöze der karbonischen und permischen Formation an. Allein das Karbongebiet von SO-Shansi nimmt ein Areal von 1600 deutschen □Meilen ein und enthält überall ein 5—9 m mächtiges Hauptflöz von vorzüglichem Anthrazit, sowie Eisenerzlager. In der deutschen bergbaulichen Unternehmungen geöffneten Provinz Schantung treten sowohl in Wechsellagerung mit marinem Kohlenkalk, wie in dem oberen normalen Steinkohlengebirge mehrere bis 3 m mächtige Flöze auf. Das Karbon befindet sich dort überall noch in fast schwebender Lagerung und bildet 3 größere Kohlenfelder im Norden und 2 im Süden des Berglandes*).

Die Bildung der Steinkohlenflöze. Da nicht nur die Schiefertone, welche die Steinkohlenflöze begleiten, mit Pflanzenresten oft angefüllt sind, sondern auch in der Kohle selbst die Form der Vegetabilien, aus denen sie hervorgegangen, zuweilen noch überliefert ist, da ferner in der Steinkohle, wie Link, Göppert, Dawson, Bailey und namentlich Gümbel zeigten, die organische Textur der ihr zugrunde liegenden Pflanzen durch und durch in erkennbaren Formen erhalten ist, so kann über den vegetabilischen Ursprung derselben ein Zweifel nicht obwalten. Aus eben diesen Beobachtungen ergibt sich ferner, daß nur Land- und Sumpfpflanzen, nie aber Seetange, einen Anteil an der Massenbildung der Steinkohle genommen haben. Obenan stehen die Lepidodendren und Sigillarien mit ihren Wurzelstöcken, den Stigmarien, in manchen Flözen auch wohl Farnstrünke (Caulopteris), an sie reihen sich die Calamiten, Cordaiten und untergeordnet Farnwedel. Generation folgte auf Generation — die absterbenden Pflanzen sanken zu Boden, ihre faulenden Reste häuften sich zu gewaltigen Pflanzen-

*) F. v. Richthofen, China. Bd. II. Berlin 1882. Kap. 9. S. 399 u. f. — Ders., Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 73.

massen an, um von Schlamm und Sand bedeckt die einzelnen Stadien des Verkohlungsprozesses (siehe S. 177) zu durchlaufen und sich allmählich zu Steinkohle und Anthrazit umzugestalten. Letzteres findet namentlich dort statt, wo der ursprüngliche Schichtenbau der karbonischen Formation bedeutende Störungen erlitten hat, so daß die sich bei dem Verkohlungsprozesse entwickelnden Gase leicht durch Risse entweichen konnten. Dies ist z. B. bei den Anthrazitbassins von Pennsylvanien der Fall gewesen.

Eine große, wohl die vorwiegende Anzahl der Steinkohlenflöze wurde auf diese Weise aus Waldmooren, also Pflanzen gebildet, welche an Ort und Stelle gewachsen waren, ist demnach autochthon*). Daß dem so ist, geht, ganz abgesehen von der großen horizontalen Ausdehnung und dabei gleichbleibenden Mächtigkeit und Entwicklung vieler Kohlenflöze, sowie von der Reinheit der Steinkohle, ferner abgesehen von der vollständigen Erhaltung des zartesten Details, z. B. der Farnwedel, namentlich daraus hervor, daß die Schiefertone, welche das Liegende der Flöze bilden (die Sohlschiefertone, underclay), außerordentlich häufig von Wurzelstöcken und Wurzeln von solchen Pflanzen erfüllt und durchwuchert sind, deren Stämme, Zweige und Blätter sich auf diesen Schiefertonen, der damaligen Erdoberfläche, zu einem Kohlenflöze aufgespeichert finden (Fig. 316). Die in diesen

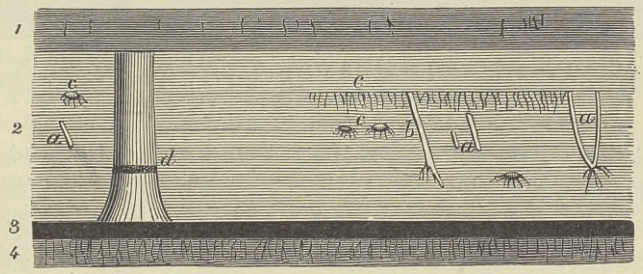


Fig 316. Profil an der Joggins-Küste von Nova Scotia. Nach *Dawson*.
1 Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern, *2* grauer Sandstein mit aufrecht stehenden Sigillarien- und Calamiten-Stämmen, *3* Kohlenflöz, 6 Zoll mächtig, *4* Sohlschiefer mit Stigmaria-Wurzelfasern, *a* und *b* Calamites, *c* Stigmarien, zum Teil mit Wurzelfasern, *d* hohler Sigillarienstrunk, 3 m hoch, mit Resten von Landtieren (Dendrerpeton, Pupa).

Wurzeltonen so häufigen Stigmarien werden sogar meist mit noch anhaftenden, wie zu Lebzeiten radial nach allen Richtungen ausstrahlenden Anhängen gefunden, so daß ein Zweifel darüber, daß sie an Ort und Stelle gewachsen, ausgeschlossen ist. In einem Bohrloche bei Kattowitz in Oberschlesien wurden innerhalb eines 670 m mächtigen Schichtenkomplexes 27 Horizonte derartiger Stigmariaschiefer konstatiert, deren jeder das Liegende eines Steinkohlenflözes bildet (Potonié l. c.).

*) H. Potonié, Autochthonie von Karbonkohlen-Flözen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 1. — Ders., Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. 1899. S. 333. — Ders., Die Entstehung d. Steinkohle. 5. Aufl. Berlin 1910.

An den westlichen Gestaden von Nova Scotia, den Joggins, wiederholen sich innerhalb einer Schichtenreihe von 4700 m 76 solcher Wurzelhorizonte, deren jeder von einer wenn auch schwachen Kohlenschicht bedeckt wird, ja in sehr vielen Fällen noch aufrecht stehende Sigillarien- und Calamitenstrünke trägt. Dergleichen in ihrer ursprünglichen Stellung, zum Teil noch im Zusammenhange mit ihren Rhizomen und Wurzeln erhaltene Stämme kennt man vorzugsweise in dem Kohlenreviere von Saarbrücken, ferner in dem von St. Etienne (Fig. 317), von Lancashire, Staffordshire in England;

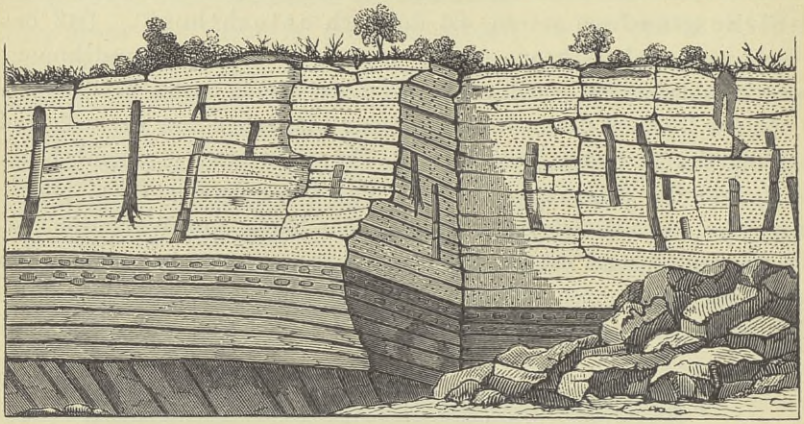


Fig. 317. Aufrechte Stämme im Kohlensandstein von St. Etienne in Frankreich. Zu unterst Steinkohlenflöz, darüber Schieferton mit Sphärosiderit-Nieren, — dann Kohlensandstein mit aufrechten Stämmen.

an den felsigen Ufern von Nova Scotia hat man 18 Horizonte mit aufrechten Stämmen übereinander beobachtet. Die vielfältige Wiederholung solcher Landpflanzen führenden Horizonte und Steinkohlenflöze zwischen mächtigen Schichtenreihen von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen und getrennt durch solche läßt sich nur durch fortgesetzte Senkungen des Untergrundes erklären; aus jeder derselben ging ein fluviatiler oder limnischer Komplex von Geröll-, Sand- und Schlammschichten hervor, jeder Ruhezeit entspricht das Emporwuchern einer Pflanzendecke auf dem neu angeschwemmten Grunde und die Erzeugung des Materiales eines Kohlenflözes. Da nun aber die flözführende Schichtenreihe eine Mächtigkeit von fast 7000 m erreichen kann, so müssen sich zur Zeit ihrer Ablagerung andauernde säkulare Senkungen vollzogen haben, während deren der Boden durch Auffüllung von Kies, Sand und Ton in gleichem Schritte emporwuchs, um bei dem nächsten Stillstande eine üppige Flora zu tragen.

An anderen Orten hingegen, und zwar namentlich in kleineren selbständigen Becken, ist die Bildung der Kohlenflöze augenscheinlich allochthon, d. h. durch Anhäufung fluviatil zusammengeschwemmter pflanzlicher Reste vor sich gegangen. Für diese Tatsache spricht u. a.

das häufige Vorkommen von plattgedrückten Rindenrohren, aus denen der Holzkörper entfernt (herausgeflößt) ist, die Seltenheit ganzer Stämme, die Mischung von gut erhaltenen Zweigstücken und Blütenständen mit vermoderten Fragmenten, die vielfach zu beobachtende getrennte Anhäufung von Hölzern, Blättern und Samen, die vorherrschende Vergesellschaftung von Pflanzenfetzen als »Häcksel«, der rasche Wechsel in der Flözmächtigkeit, die Spaltung und Vertaubung der Flöze durch sich einschiebende Zwischenmittel, das reichliche Auftreten von Konglomeraten im Liegenden und Hangenden der Flöze. Fayol und ähnlich auch Renault nehmen für solche Fälle und zwar zunächst für die Steinkohlenbecken des französischen Zentralplateaus an, daß Ströme, welche große Massen von Geröll, Kies, Sand und Schlamm, sowie Stämme, Äste, Wedel und Blätter aus den Pflanzendickichten ihrer Entwässerungsgebiete mit sich führten, bei ihrem Eintritte in ruhige Seebecken das von ihnen transportierte Material in Form flacher Deltas abgesetzt hätten. In unmittelbarer Nähe der Flußmündungen wurden die groben Gerölle und Kies, weiter hinaus der feinere Schlamm und am weitesten entfernt die vegetabilischen Massen abgesetzt. Durch fortwährende Vergrößerung des Schuttkegels schob sich die Flußmündung immer weiter vor, die einzelnen Ablagerungszonen rückten immer weiter seewärts, die Kiese und Sande überschritten die an ihrem Fuße abgelagerte, randlich aber immer an Ausdehnung gewinnende pflanzliche Schicht, also das spätere Steinkohlenflöz.

Eruptionen während der karbonischen Periode. Im Laufe der Karbonzeit haben sich wiederholt und vielerorts Eruptionen von glutflüssigen Gesteinsmassen vollzogen, die sich teils deckenförmig ergossen und später zu altvulkanischen Lagern wurden, teils die bei dem Zusammenschub der Schichten aufberstenden Höhlungen erfüllten und in ihnen zu Lakkolithen erstarrten. Die hauptsächlichsten Ergußgesteine der karbonischen Periode sind Diabase, Porphyrite und Melaphyre, sowie Quarzporphyre, welche ganz ähnlich wie die des Devons im engsten Zusammenhange mit den Sedimenten jenes Zeitalters stehen, indem sie nicht selten durch Tuffe mit ihnen verknüpft sind. Ein Schauplatz großartigster vulkanischer Eruptionen war Schottland im Beginne der Karbonzeit. An zahllosen Stellen in den Tälern und an den Küsten dieses Landes und der ihm westlich vorgelagerten Inseln, von Arran bis nach Edinburg, sieht man Diabase, Porphyrite und deren Tuffe in bis 600 m mächtigen Lagern und Komplexen dem unteren Subkarbon eingeschaltet. Ähnliches wiederholt sich auch in anderen Teilen Britanniens, z. B. in Devonshire, ferner im Lahngebiete, im Oberharz (Lautenthal), sowie in der Umgegend von Bleiberg in Kärnten, wo subkarbonische Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer in der regelmäßigsten Weise mit Diabasen wechsellagern. Charakteristische Beispiele deckenförmiger basischer Ergüsse im Oberkarbon sind die

Melaphyrlager der Steinkohlenformation von Zwickau, sowie der Mansfelder Gegend. Mit der Eruption der letzteren ging der Auswurf von schlackig-blasigen Bomben Hand in Hand, die jetzt lokal Lagen von Haufwerk oder isolierte Einsprenglinge in den dortigen oberkarbonischen Sandsteinen bilden (Fig. 318). Eruptionen und Deckenergüsse von Quarzporphyr haben in Deutschland während des Oberkarbons, z. B. in allen Niveaus des niederschlesischen Steinkohlenbeckens, ferner in dem Kohlenbassin von Flöha in Sachsen stattgefunden.

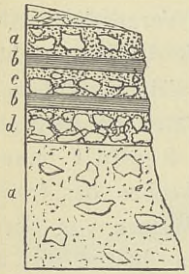


Fig. 318. Profil zwischen Rödchen und Leimbach unweit Mansfeld. (*H. Crd.*) *a* rotbrauner, lockerer Sandstein mit einzelnen Melaphyrauswürflingen, *b* dünngeschichteter Sandstein ohne solche, *c* Sandstein mit vielen Bomben, *d* Haufwerk von Auswürflingen; zusammen etwa 10 m mächtig.

Als Beispiele von Lakkolithen der mittleren Karbonzeit mögen die Granitstöcke des Erzgebirges, Ostthüringens, des Fichtelgebirges und des Harzes (siehe S. 292 u. f. und 437) gelten, welche lokal noch den Kulm metamorphosiert haben, während die Konglomerate des Rotliegenden Rollstücke der Granite und ihrer Kontaktgesteine umfassen.

Gebirgsbildung und Schichtenstörungen zur Karbonzeit. Die Karbonperiode ist ein Zeitalter intensivster Gebirgsbildung. Gewaltige Bewegungen der Erdrinde, die in der Mitte und gegen das Ende der Karbonzeit ihren Höhepunkt erreichen, gipfeln in der Auffaltung der archäischen und altpaläozoischen Schichten zu jenen alpinen Gebirgen, als deren seitdem durch Denudation und erneute Dislokationen erniedrigte und umgestaltete Ruinen die jetzigen zentraleuropäischen Mittel- und Rumpfgebirge (s. S. 136) übrig geblieben sind. Hierher gehören die Ardennen, das rheinische Schiefergebirge, der Taunus, die Vogesen, der Schwarzwald, der Odenwald, der Spessart, das Fichtelgebirge, der Frankenwald, das Erzgebirge, der Harz und die Sudeten, welche die Reste des ursprünglich ziemlich einheitlichen varistischen Gebirgszuges (Sueß) repräsentieren. Von einem zweiten, mehr westlich gelegenen Faltengebirge ebenfalls jung karbonischen Alters (dem armorikanischen Gebirgszuge) legen die Rumpfschollen im mittleren und nordwestlichen Frankreich und in Südengland Zeugnis ab.

Mit diesem gebirgsbildenden Schub in mittelkarbonischer Zeit steht zunächst die Erscheinung in ursächlichem Zusammenhange, daß das Oberkarbon, das produktive Steinkohlengebirge, an vielen weit voneinander entfernten Stellen diskordant auf dem bereits steil aufgerichteten Subkarbon auflagert (so in Nieder- und Oberschlesien, in Sachsen, in den Ostalpen, in Südfrankreich, in Spanien), — während anderwärts auch die Schichten der oberen Steinkohlenformation noch von dem dort fortdauernden Zusammenschub ergriffen, gefaltet, geknickt, verworfen und von Über-

schiebungen betroffen worden sind. Ein instruktives Beispiel derartiger Dislokationen möge durch das Profil des Steinkohlenbeckens von Lüttich (Fig. 319) vor Augen geführt werden. Man sieht hier, wie das gesamte

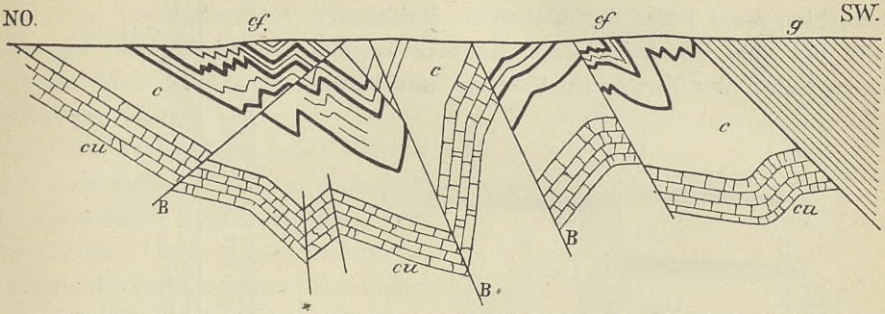


Fig. 319. Profil durch das Steinkohlenbecken von Lüttich. Nach *Gosselet*.
g Schiefer und Grauwacken des Mitteldevon, *cu* unterer Kohlenkalk, *c* Schiefer und flözleere Sandsteine des unteren Oberkarbon, *cf* produktives mittleres Oberkarbon, *B* Verwerfungen.

Karbon, der untere Kohlenkalk (*cu*), sowie die konkordant auf ihn folgenden Schiefer und flözleeren Sandsteine (*c*), namentlich aber die produktive Steinkohlenformation (*cf*) zickzackförmig gefaltet worden sind, dann aber mehrfache Verwerfungen erlitten haben. Außerdem hat eine Überschiebung das Mitteldevon (*g*) in das Hangende des nordwestlichen Beckenflügels disloziert. Von den nämlichen Störungen des ursprünglichen Schichtenbaues ist das Karbon der Gegend von Aachen betroffen worden (vgl. Fig. 323 S. 475). Auch im Steinkohlenrevier von Westfalen wiederholen sich analoge Dislokationserscheinungen.

Ganz ähnliche Schichtenstörungen machten sich ferner im Osten Nordamerikas am Ende der karbonischen Periode geltend. Durch seitlichen Druck wurden hier die karbonischen und sämtliche altpaläozoischen Schichtenkomplexe zu lauter unter sich und der heutigen atlantischen Küste parallelen Falten zusammengeschoben, deren Steilheit und Höhe im Osten, also im Alleghanygebirge, ihr Maximum erreicht, nach Westen zu aber abnimmt und zwar so, daß sie proportional ihrer Entfernung vom atlantischen Ozeane flacher werden und zuletzt schwebender Lagerung Platz machen (siehe Fig. 36 S. 75 und Fig. 320).

Sehr häufig sind Verwerfungen mit derartigen Faltungen verknüpft, stellen sich aber auch in sonst wenig dislozierten Steinkohlengebieten ein. Bei geringer Sprunghöhe äußern diese Verwerfungen nur einen untergeordneten Einfluß auf die Lagerungsverhältnisse (Fig. 321). Zuweilen aber wiederholen sie sich in kleinen Zwischenräumen in so großer Anzahl, daß eine vollständige Zerstückelung des Kohlengebirges eingetreten ist, welches dann aus regellos durcheinander geschobenen Gebirgsschollen besteht (Fig. 322). Andererseits erreichen manche derartige Dislokationen so groß-

artige Dimensionen, daß die Verschiebung der durch die Verwerfung getrennten Flügel mehrere hundert Meter beträgt. So hat die unter dem Namen Münstergewand bekannte Verwerfung die Schichten eines Teiles der Eschweiler Mulde über 250 m, die Oberhohndorfer Hauptverwerfung einen Flügel des Zwickauer Karbons um 150 m

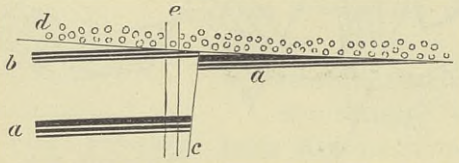


Fig. 321. Verworfene Steinkohlenflöze. Helene Schacht bei Lugau in Sachsen. Nach *Siegert*.
a und *b* Flöze, *c* Verwerfung, *d* Mittelrotliegendes diskordant auf dem vor seiner Ablagerung verworfenen und denudierten Oberkarbon, *e* Helene-Schacht. Maßstab 1:2000.

in die Tiefe gerückt; die »Sutan« genannte Verwerfung in der Ruhrgegend bewirkt einen Sprung von 200 m. Sehr bedeutende Dimensionen erreichen auch die Verwerfungen, welche den Westabfall der Alleghanies in Nordamerika begleiten, so z. B. in Süd-West-Virginien, von wo Sprünge von 2—3000 m beschrieben sind und wo der Kohlenkalk in das Niveau des Untersilurs ge-

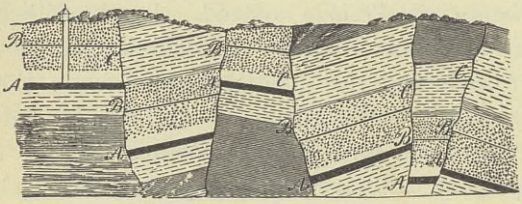


Fig. 322. Profil im Kohlenrevier von Auckland in Durham. *A, B, C* Kohlenflöze.

rückt worden ist. Nicht selten hat auf derartigen flachen Verwerfungsspalten eine Überschiebung älterer über jüngere Schichtenkomplexe stattgefunden, so ist, wie bereits mehrfach erwähnt, in den belgisch-nordfranzösischen Kohlenbecken das Silur, Devon und Subkarbon auf sanft nach S. fallenden Zerreißungsflächen, die sich bereits von Aachen aus über Lüttich bis Boulogne ver-

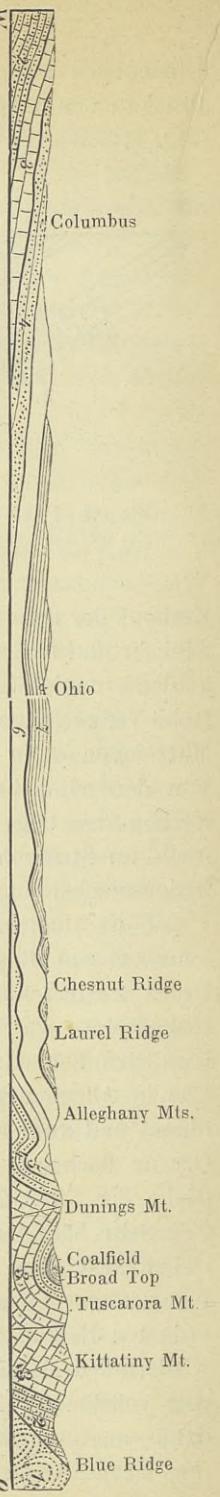


Fig. 320. Profil durch das Alleghanygebirge und das appalachische Kohlenbecken.
1 Archäische Gneisformation, *2* Kambrium und Untersilur, *3* Obersilur, *4* Devon, *5* Catskill-(Old Red.) Sandstone, *6* subkarbonische Formation, *7* produktive Steinkohlenformation.

folgen lassen, über das Oberkarbon hinaufgeschoben worden (siehe Fig. 136, S. 327 und Fig. 319, S. 473). Ebenso haben sich im Unterharz (nördlich von Elbingerode) Überschiebungen von mitteldevonischen Komplexen über solche des Subkarbon vollzogen (Koch).

Ein höchst lehrreiches Beispiel der Kombination sämtlicher derartiger Dislokationen, also Faltungen, Verwerfungen und Überschiebungen, welche das Karbon erlitten hat, liefert die Gegend von Aachen. Das beistehende, von E. Holzapfel entworfene Profil Fig. 323 zeigt die steil zusammengestauchten Mulden des dortigen Steinkohlenrevieres, zu unterst den Kohlenkalk (*k*), darüber das produktive Karbon (*c*) mit seinen Steinkohlenflözen, ersterer gleichförmig unterteuft vom Ober-, Mittel- und Unterdevon (*do*, *dk*, *du*), als Liegendes des letzteren das Kambrium. In der Wurmmulde ist das Oberkarbon bei seiner Zusammenstauchung zickzackförmig geknickt und später von verhältnismäßig jugendlichen Verwerfungen betroffen worden. Die auffälligsten Dislokationen aber offenbaren sich in den Überschiebungen, welche die Südostflügel der Karbonmulden schräg abschneiden, so daß Mittel- und Oberdevon in deren Hangendes gelangt ist. Die gleichen tektonischen Erscheinungen beobachtete man z. B. auch bei Winterswijk in Holland, wo die produktive Steinkohlenformation über den Zechstein geschoben ist.

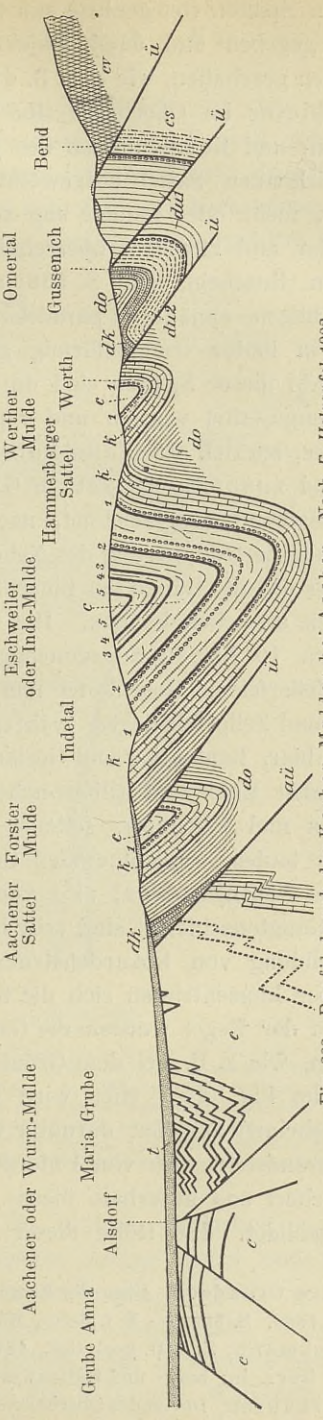


Fig. 323. Profil durch die Karbon-Mulden bei Aachen. Nach *E. Holzapfel* 1902.

Kambrium: *cv* Venn-Stufe (S. 390), *cs* Salmstufe. — Devon: *du1* älteres Unterdevon, an der Basis Konglomerate, *du2* jüngeres Unterdevon (obere Coblenzstufe), an der Basis Konglomerate, *dk* Kalke des Mitteldevon und des unteren Oberdevon, *do* Schiefer und Sandsteine des Oberdevon (Famenne-Stufe). — Karbon: *k* Kohlenkalk, *c* Oberkarbon (produktive Steinkohlenformation) mit Konglomeratzonen und Kohlenflözen (*1* Flöz Wilhelmine, *2* Flöz Großkohl, Außenwerke, *3* Flöz Großkohl, Binnenwerke, *4* Flöz Schlemmenich, *5* Flöz Fürth). — Schwemmland: *t* Tertiär und Diluvium. — *ü* Überschiebungen. — *aü* Aachener Überschiebung.

Erzgänge. Zuweilen haben die das Karbon durchsetzenden und ver-

werfenden Spalten Gelegenheit zur Entstehung gangförmiger Erzlagerstätten gegeben und damit Objekte so großartiger bergbaulicher Unternehmungen geschaffen, wie es z. B. die Bleiglanzgänge des Clausthaler Ganggebietes im Oberharze sind*). Zur Zeit des Oberkarbons wurden die Devon- und Kulmschichten des jetzigen Oberharzes zu einem ostwestlich streichenden Sattel aufgewölbt, der sich aus einer größeren Zahl paralleler, mehr oder minder eng zusammengeschobener Falten und öfters überkippter und zuweilen überschobener Einzelsättel, diese mit Faltenverwerfungen (Ruscheln, siehe S. 438) aufbaute. Dieses System wurde später von unzähligen, annähernd parallelen Verwerfungsspalten durchsetzt, welche dasselbe in lauter treppenförmig gegen S. absteigende Stufen zerlegten. Eine Anzahl dieser Spalten sind durch Absätze aus Mineralquellen zu Erzgängen umgestaltet worden und repräsentieren jetzt das Gangsystem des Oberharzes, speziell des Clausthaler Distriktes. Die in ihm aufsetzenden Gänge sind zusammengesetzte Gänge. Nur ihr Liegendes ist durch ein scharfes Salband ausgezeichnet, nach dem Hangenden zu sind sie durch weitgehende Zertrümmerung des Nebengesteines mit letzterem geradezu verwoben, so daß die Gänge mit Einschluß dieser ihrer Trümerzonen 30—40 m Mächtigkeit erreichen können. Die Gänge selbst treten in dem Clausthaler Plateau zu 10 Zügen zusammengruppiert auf, von welchen der Burgstädter, Zellerfelder, Rosenhöfer und Silbernaaler Zug direkt um und unter Clausthal und Zellerfeld liegen, während sich die sechs übrigen auf die Gegend zwischen hier, Lautenthal und Goslar verteilen. Die in diesen Gängen vorherrschenden Erze sind silberreicher Bleiglanz und Zinkblende (daneben Kupferkies und Eisenkies, seltener Fahlerz und Bournonit), die sie begleitenden tauben Gangmineralien Quarz, Kalkspat und Schwerspat; Fragmente des Nebengesteines, also von Grauwacke und zerquetschtem Tonschiefer (Gangtonschiefer) sind sehr häufig und geben dann oft Veranlassung zur Ausbildung von Kokardenstruktur (Fig. 164, S. 344). Innerhalb der Gangkörper konzentrieren sich die Erze gewöhnlich zu Erzmitteln oder Erzfällen. In der Regel wurden die Gangspalten zur Ursache großartiger Verwerfungen, wie z. B. bei dem Grünlindener Gang und dem Pisthaler Hauptgang (siehe Fig. 324). Hier wird das Liegende dieser Gänge zu oberst von Büdesheimer Schiefer, darunter vom Mitteldevon und unter diesem von Spiriferensandstein, also von Unterdevon, — ihr Hangendes von Kulm mit Posid. Becheri und unterhalb dieses von den Schichtenkomplexen des Oberdevons gebildet. Die Höhe dieser Verwerfung beträgt mehr als 200 m.

*) A. v. Groddeck, Über die Erzgänge des nordwestlichen Oberharzes. Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 693. — Z. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen. Bd. XXI. Taf. 1 u. 2. S. 1. — F. Klockmann, Z. d. D. geol. Ges. 1893. S. 253. — Ders., Z. f. prakt. Geol. 1893. S. 466. — Ders. in: Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes. Stuttgart 1895. S. 1—64. — L. Beushausen, Devon des Oberharzes. Abh. d. k. pr. geol. La. Berlin 1900. S. 246.

Die Bildung der Clausthaler Erzgänge dürfte (nach v. Koenen) wesentlich erst in die jüngere Tertiärzeit fallen.

Auch die berühmten, ihrer Natur nach freilich von den Clausthaler weit verschiedenen Zink- und Bleiglanzlagerstätten der Gegend von Aachen setzen zum größten Teile in karbonischen Schichten auf. Die Hügelreihe jenes Distriktes besteht aus devonischen Schiefern und Kalksteinen, Kohlenkalk und oberer Kohlenformation, welche steil zusammengefaltet und dann

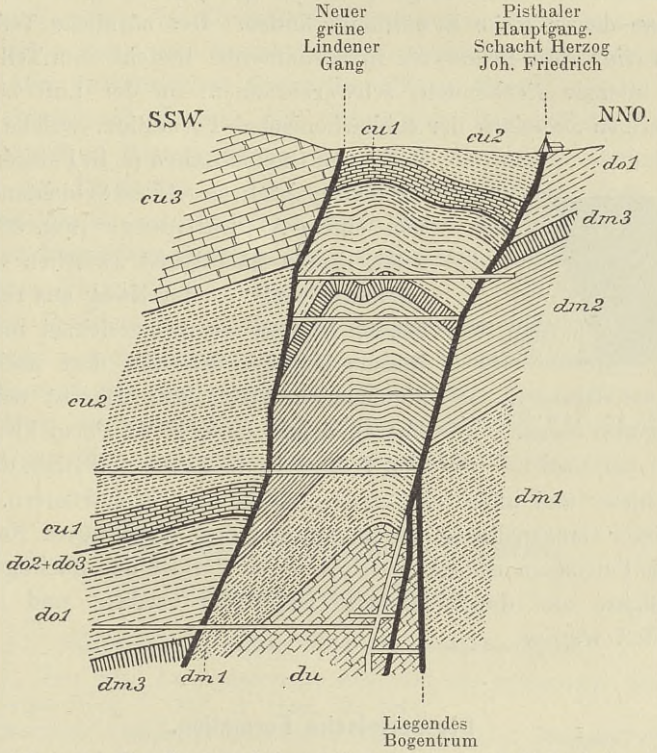


Fig. 324. Profil durch den Herzog Johann-Friedrich-Schacht und die von diesem nach dem Neuen grüne Lindener Schacht getriebenen Querschläge. Nach *Beushausen*. Devon: *du* Kahlebergsandstein, *dm1* Calceolaschiefer, *dm2* Wissenbacher Schiefer, *dm3* Stringocephalenkalk, *do1* Büdesheimer Schiefer, *do2* und *do3* Adorfer und Clymenienkalk; — *c* Kulm: *cu1* Kieselschiefer, *cu2* Posidonienschiefer, *cu3* Grauwacke.
Auf jeder der beiden Gangspalten sind die Flügel der Devon- und Kulmformation gegeneinander verworfen worden; der zwischenliegende Keil ist sattelförmig zusammengestaucht.

z. T. überschoben sind (Fig. 323, S. 475), deshalb wiederholt in parallelen, nordöstlich streichenden, schmalen Streifen zutage treten und von einer Anzahl nordwestlich verlaufender Querverwerfungen durchsetzt werden. Die Erze der dort aufsetzenden Lagerstätten sind Zinkblende, Bleiglanz und Eisenkies mit Kalkspat und Quarz vergesellschaftet, in konzentrisch-schaliger Anordnung und gegen ihr Ausgehendes hin in Galmei, Weißbleierz, Brauneisenerz umgewandelt. Sie bilden 1. Gänge als Ausfüllung der das Devon

und Karbon quer durchschneidenden Verwerfungsspalten, und zwar besonders mächtige stock- und nestförmige Erweiterungen dieser Gänge innerhalb des Dolomites und Kohlenkalkes nahe deren Kontakt mit dem Oberkarbon und Oberdevon, 2. mit diesen Gängen in genetischem Zusammenhang stehende Nester, Stockwerke und lagerförmige Imprägnationen der Kohlenkalke und Dolomite sowie der angrenzenden Schiefer. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse der Zinkerzlagerstätten des angrenzenden Belgiens.

Im Anschluß hieran möge noch ein ganz anders geartetes Gangvorkommen an dieser Stelle Erwähnung finden. Der nördliche Teil der englischen Provinz New-Brunswick in Nordamerika besteht zum Teil aus bituminösen, intensiv riechenden, schwarzbraunen, an der Luft bleichenden, dünnblätterigen Schiefern der subkarbonischen Formation, welche zahlreiche Reste von Ganoidfischen (z. B. Palaeoniscus und Elonichthys) führen. Diese Schichtenreihe wird von einem Asphaltgange (Fig. 325) durchsetzt, dessen Mächtigkeit zwischen 1 und 6 m schwankt und der durchweg aus reinem glänzenden Asphalt mit ausgezeichnet muscheligem Bruche besteht, den man dort nach der ihn abbauenden Albert-Mine Albertit nennt. Fast überall dringt derselbe in Form kleiner Adern und Trümer in die Klüfte und Risse der benachbarten Schiefer und bildet eine große Anzahl von Nebentrümern. Die Ausfüllung dieser Gangspalte ist durch das aus dem bituminösen Nebengestein stammende Petroleum erfolgt, welches durch Verlust der flüchtigen Kohlenwasserstoffgase und durch teilweise Oxydation verdickt und in Asphalt umgewandelt wurde.

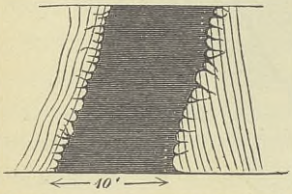


Fig. 325. Asphaltgang in der Albert-Mine in New-Brunswick. Nach *Dawson*.

Die permische Formation.

Unter permischer Formation begreifen wir denjenigen Schichtenkomplex, dessen Ablagerung unmittelbar auf die Steinkohlenformation gefolgt und der Triasformation vorausgegangen ist, so daß sich seine unteren Niveaus nicht selten auf das innigste an erstere, seine oberen Horizonte eng an letztere anschließen.

Die Permformation ist ähnlich wie ihr Vorläufer, das Karbon, innerhalb ihres weiten Verbreitungsgebietes in zwiefacher Fazies zur Ablagerung gelangt, nämlich einerseits als Absatzprodukt von Flüssen und Binnengewässern auf dem Festlande, sowie als solches der dann über dieses transgredierenden und später wieder austrocknenden Flachsee, — anderseits als dasjenige des offenen Ozeanes, besitzt also im ersten Falle eine fluviatile, limnische und litorale, im zweiten eine pelagische Fazies.

Die erstere, die Binnenfazies der postkarbonischen Formation, baut sich demnach zuunterst auf aus fluviatilen Konglomeraten, Sandsteinen und Letten mit den Resten von landbewohnenden Tieren und Pflanzen, darüber aus Kalksteinen und Dolomiten mit Resten einer verarmten Flachseefauna, und schließlich aus Tonen, Anhydrit, Gips und Steinsalz, den Produkten der Verdunstung abgeschlossener Meeresbuchten und Binnenseen und ist nach dieser in manchen ihrer Gebiete entwickelten Zweigliederung als Dyas bezeichnet worden. Ihre pelagische Fazies hingegen ist an die Areale des marinen Karbons, des Kohlenkalkes, gebunden, verkörpert dessen ungestörte, direkte Folge und besteht deshalb ebenfalls wesentlich aus Kalksteinen mit der formenreichen Fauna des offenen Meeres.

Ganz abweichend gestalten sich während der Permzeit die Verhältnisse auf der südlichen Hemisphäre, wo sich in Australien, Ostindien, der Salt-Range des Pendschab und in Südafrika die Spuren einer demnach jungpaläozoischen Eiszeit finden, in deren Folge sich ein rascher Wechsel der paläozoischen Pflanzenwelt in eine eigenartige mesozoische Flora (die Glossopteris-Flora) geltend macht.

Bei dem Verfolge der permischen Ablagerungen gehen wir von deren in Deutschland ausschließlich vertretenen, hier zuerst bekannt gewordenen typischen Binnenfazies, der deutschen Dyas aus. Ihr schließen sich als analoge Gebilde die permischen Ablagerungen Englands, Frankreichs, der südtiroler Alpen, Zentralrußlands und des östlichen Nordamerika an.

A. Die Binnenfazies des Perm.

Die Dyas Deutschlands.

Allgemeine Literatur über die deutsche Dyas.

H. B. Geinitz, Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1861; Nachträge zur Dyas. I. 1880. II. 1882. III. 1884.

Fr. Frech, Die Dyas. Lethaea palaeozoica. II. Bd. 3. u. 4. Lief. Stuttgart 1901 u. 1902.

Die deutsche, zeitlich zwischen die produktive Kohlenformation und die untere Trias eingeschaltete Schichtenreihe gliedert sich in zwei petrographisch und paläontologisch scharf geschiedene Abteilungen, eine untere, terrestre Konglomerat-Sandstein-Formation mit den Resten einer Landflora und -fauna, das Rotliegende, und eine obere Kalkstein-Dolomit-Anhydrit-Gips-Steinsalz-Formation mit den Resten der verarmten Fauna flacher, dann wieder eintrocknender Meeresbuchten und salziger Binnenseen, den Zechstein.

1. Das Rotliegende.

Petrographischer Charakter. Das Rotliegende ist eine durchschnittlich 500 m, stellenweise, z. B. in Bayern, mehr als 2000 m mächtige

Schichtenfolge von wesentlich fluviatilen Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferletten. Die Konglomerate bestehen aus nuß- bis über kopfgroßen Geschieben und Geröllen aller möglichen älteren Gesteine, so von Granit, Diabas, Diorit, Gneis, Glimmerschiefer, Tonschiefer, Quarzit, Kieselschiefer usw. Zu ihnen gesellen sich namentlich in dem oberen Rotliegenden Geschiebe von Porphyren und von Melaphyr, welche von nur wenig älteren Ergüssen dieser Eruptivgesteine abstammen. Alle diese Rollstücke werden durch ein quarziges, toniges oder sandsteinartiges, selten kalkiges, meist durch Eisenoxyd charakteristisch rot gefärbtes Bindemittel mehr oder weniger fest zusammengehalten. Diese Konglomerate bilden zum Teil sehr mächtige Bänke, von denen grob- und feinkörnige miteinander abwechseln. Die Sandsteine sind meist aus eckigkantigen Körnern von Quarz, zuweilen (bei den Arkosen) auch solchen von Feldspat oder Kaolin und einem gewöhnlich tonigen, seltener kalkigen oder kaolinigen Bindemittel zusammengesetzt. Rote und rötlichbraune Farben herrschen auch hier vor, grüne und graue Färbung ist jedoch nicht ausgeschlossen. Die oberste Zone der Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden ist z. B. im Mansfeldischen, in Hessen und Thüringen durch Auslaugung entfärbt, hat eine weiße oder graue Farbe angenommen und ist deshalb Weißliegendes oder Grauliegendes genannt worden. Der Schieferletten oder Rötelschiefer, ein blut- bis bräunlichroter, sehr eisenoxydreicher Schieferton, tritt oft in mächtigen Zwischenlagern zwischen den Konglomeraten und Sandsteinen auf. Kalksteine und zwar Süßwasserkalke erscheinen nur sehr untergeordnet in der Schichtenreihe des Rotliegenden, bilden meist flach linsenförmige Einlagerungen, selten langanhaltende Bänke, und sind zum Teil versteinerungsführend (Stegocephalen im Plauenschen Grund bei Dresden und vom Ölberg bei Braunau in Böhmen). Letzteres ist auch bei den bituminösen Schiefertonen (Brandschiefern) der Fall, welche z. B. bei Weißig, Oschatz und Chemnitz in Sachsen, bei Oberhof in Thüringen, bei Hohenelbe in Böhmen u. a. O. im Rotliegenden flözartige Lager bilden. Da sich die Ablagerung der unteren Dyas direkt an die Bildung der produktiven Kohlenformation anschließt, so kann es nicht auffallen, daß auch die unteren Horizonte des Rotliegenden Steinkohlenflöze führen, welche jedoch bei weitem nicht die Mächtigkeit, Zahl und Bedeutung derjenigen des karbonischen Zeitalters besitzen. Solche kohlenführende Schichtenreihen sind die des Unterrotliegenden im Saar-Rheingebiete, im Döhlener Becken bei Dresden, in den Kladno-Pilsener Becken in Böhmen, ferner diejenigen bei Crock im Thüringer Walde, bei Stockheim in Bayern (Fig. 326), bei Grüna und Chemnitz in Sachsen, bei Manebach im Thüringer Walde, sowie die von Meisdorf und Opperode am nördlichen und diejenige von Ilfeld am südlichen Harzrande. Endlich umschließen die Schiefertone und Letten des unteren Rotliegenden z. B. bei

Lebach im Saargebiete versteinerungsreiche Nieren von tonigem Sphärosiderit in solcher Menge, daß dieselben als Eisenerz ausgebeutet wurden. Auch Kupfererze (Malachit, Lasur, Kupferkies, Buntkupfererz) treten in dem Rotliegenden und zwar in Form von Imprägnationen namentlich bei

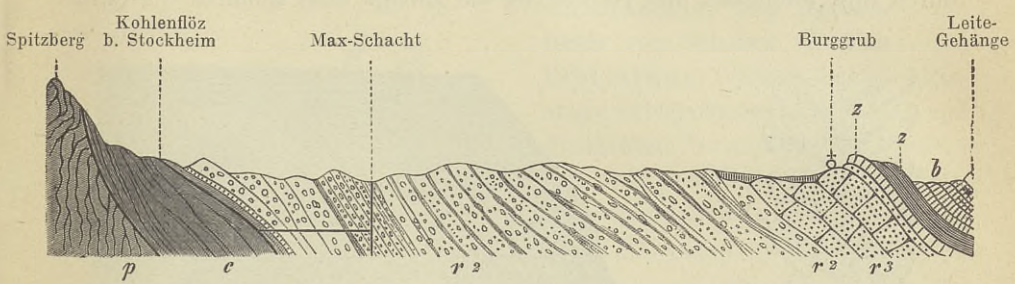


Fig. 326. Profil durch das Rotliegende und die Zechsteinformation von Stockheim am Frankenwalde. Nach *Gümbel*, geogn. Beschr. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 555.
p Kulm, *c* unteres Rotliegendes mit dem Stockheimer Kohlenflöz, r^2 mittleres Rotliegendes, r^3 oberes Rotliegendes, *z* Zechstein und rote Letten, *b* Lederschiefer und Sandsteine des unteren Buntsandsteines.

Sangerhausen als Sanderze im Weißliegenden, ferner an zahlreichen Stellen des nördlichen Böhmens auf, wo sie z. B. bei Böhmischbrod, Hohenelbe und Radowenz in bestimmten Sandsteinzonen konzentriert sind und Calamiten-Steinkerne imprägnieren und inkrustieren.

Paläontologischer Charakter. Die verhältnismäßig formenarme Fauna und Flora des Rotliegenden hat sich einen ausgesprochen paläozoischen Charakter bewahrt, schließt sich an jene des karbonischen Zeitalters an und repräsentiert gewissermaßen die letzten Reste und Nachzügler der dahinschwindenden paläozoischen organischen Welt. Die Flora des Rotliegenden besteht aus cycadeenähnlichen Pflanzen, Koniferen und Calamarien namentlich aber Farnen. Unter den Calamarien sind die Geschlechter Calamites (mit dem charakteristischen C. gigas Brongn.), Annularia (A. stellata) und Asterophyllites (A. radiiformis), unter den Farnen Callipteris (C. conferta, Fig. 327, C. Naumanni), Callipteridium (C. gigas), Sphenopteris (S. germanica), Neuropteris, Taeniopteris (T. multinervia, T. abnormis), Alethopteris, Odontopteris durch ziemlich zahlreiche Arten vertreten, auch die Gattung Pecopteris (P. arborescens Brongn.) ist weit verbreitet. Dahingegen sind Lepidodendron, Sigillaria und Stigmaria, so formen- und individuenreich in der karbonischen Periode, nur noch durch einige wenige seltene Arten vertreten. Auch Sphenophyllum kommt noch vor. Die Stämme der baumartigen Farne dieses Zeitalters sind zum Teil durch Verkieselung in großer Schönheit erhalten. Hierher gehören Psaronius (Fig. 328) und Tubicaulis. Neben diesen Farnstrünken finden sich auch verkieselte Cordaiten- und Koniferen-Stammstücke von bis über einen Meter Durchmesser, die vom Oberlauf

der damaligen Flüsse durch diese herabgeführt und mit deren Schutt vermischt wurden. Namentlich sind die Gegenden von Flöha und Chemnitz in Sachsen, von Radowenz in Böhmen und der Kyffhäuser reich an solchen verkieselten Stämmen (Araucarioxylon). Eine große Bedeutung erlangen durch ihre Häufigkeit und Verbreitung die Zweige einer Konifere Walchia



Fig. 327.
Callipteris conferta Brongn.

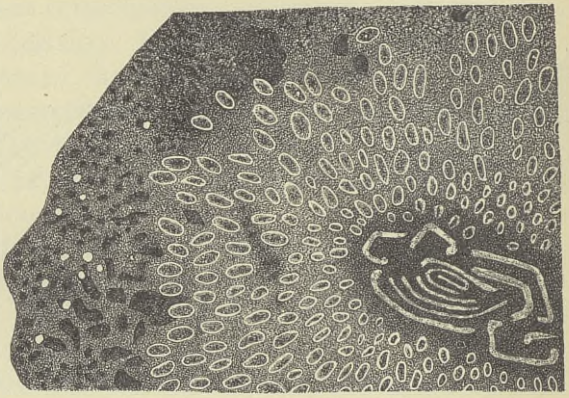


Fig. 328. Psaronius Cottai Corda.
Querschnitt eines Stammstückes mit bandförmigen Gefäßbündeln, umgeben von einer Schicht von Nebenwurzeln.



Fig. 329. Walchia piniformis Schloth.

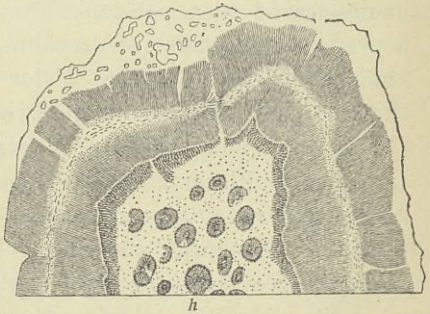


Fig. 330. Medullosa stellata Cotta, mit ringförmigen Holzkörpern (Sternringen, *h*) im zentralen Mark. Nach *Sterzel*.

(Fig. 329) (W. filiciformis Schloth. sp. — W. piniformis Schloth. sp.) mit pfriemenförmigen, gekielten Blättern, sowie die ihr ähnliche Gattung Gomphostrobus.

Die cycadeenähnlichen Pflanzen sind durch die Gattungen Pterophyllum und Medullosa (M. stellata, Fig. 330), die Cordaiteen durch

mehrere häufige und weit verbreitete Arten von Cordaites und deren Hölzer vertreten.

Die Fauna des Rotliegenden beschränkt sich naturgemäß auf Bewohner des Landes und des Süßwassers. Als solche sind zu nennen von Muscheln: Anthracosia, von Insekten*) die Reste von Schaben (Blattina und Etoblattina; Weißig), ferner cyprisartige Schalenkrebse (Estheria) und Flohkrebse (Gampsonyx), namentlich aber von Fischen heterocerkale, kleinschuppige Ganoiden, vertreten durch Palaeoniscus (Vratislaviensis

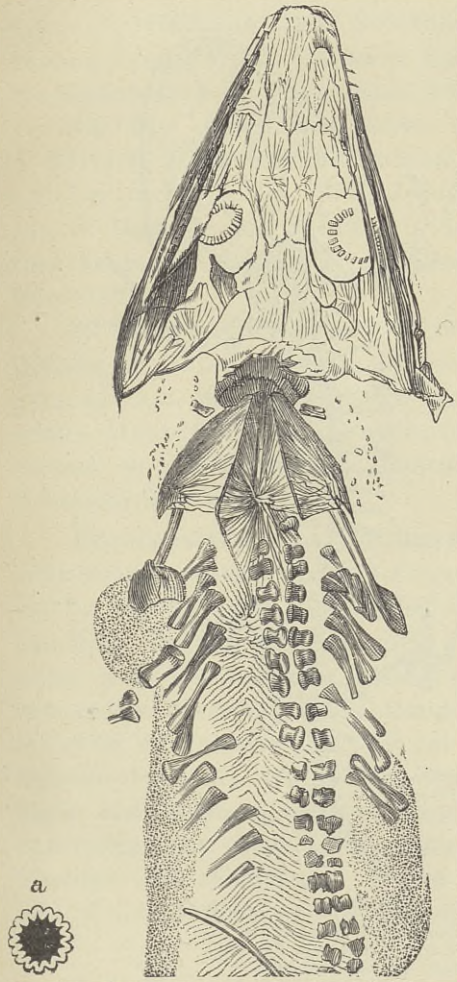


Fig. 331. Archegosaurus Decheni Goldf. *a* Querdurchschnitt durch einen Zahn, vergrößert.

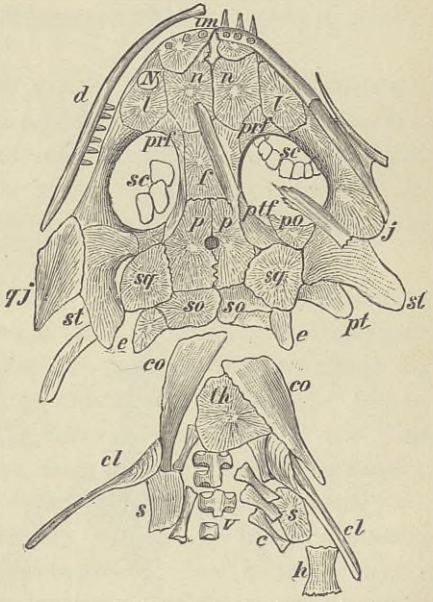


Fig. 332. Pelosaurus laticeps Credner. *d* Unterkiefer, *im* Intermaxillaria, *n* Nasalia *N* Nasenhöhle, *l* Lacrymalia, *prf* Praefrontalia, *f* Frontalia, *p* Parietalia mit dem Scheitelloch, *ptf* Postfrontalia, *po* Postorbitalia, *qj* Quadratojugalia, *j* Jugalia, *st* Supratemporalia, *sq* Squamosa, *so* Supraoccipitalia, *e* Epiotica, *sc* Scleralring, *th* Episternum (mittlere), *co* Clavicula (seitliche Kehlbrustplatten), *cl* Scapulae, *s* Coracoidea, *h* Humerus, *v* Wirbel, *c* Rippen.

F. Röm. und macropterus Ag.) und Acanthodes (gracilis F. Röm.), ferner Süßwasserhaie (Xenacanthus Decheni Beyr.), sowie Dipnoier (Ctenodus obliquus Fritsch, dem lebenden Ceratodus nahestehend).

*) E. Geinitz, N. Jahrb. 1873. S. 691 u. 1875. S. 1, sowie Nov. act. Leop. Carol. Bd. XLI. Pars II. 1880. — A. Handlirsch, Die fossilen Insekten. Leipzig 1906—1908. S. 346.

Eine große Entfaltung erlangen die Stegocephalen oder Schuppenlurche im mittleren Rotliegenden Deutschlands, welche sich durch ihre bereits sehr weit gediehene Differenzierung in zahlreiche Gruppen und Gattungen und den auf solche Weise erzeugten Formenreichtum kundgibt. Manche Arten und zwar vorzüglich deren kiementragende Larven sind lokal

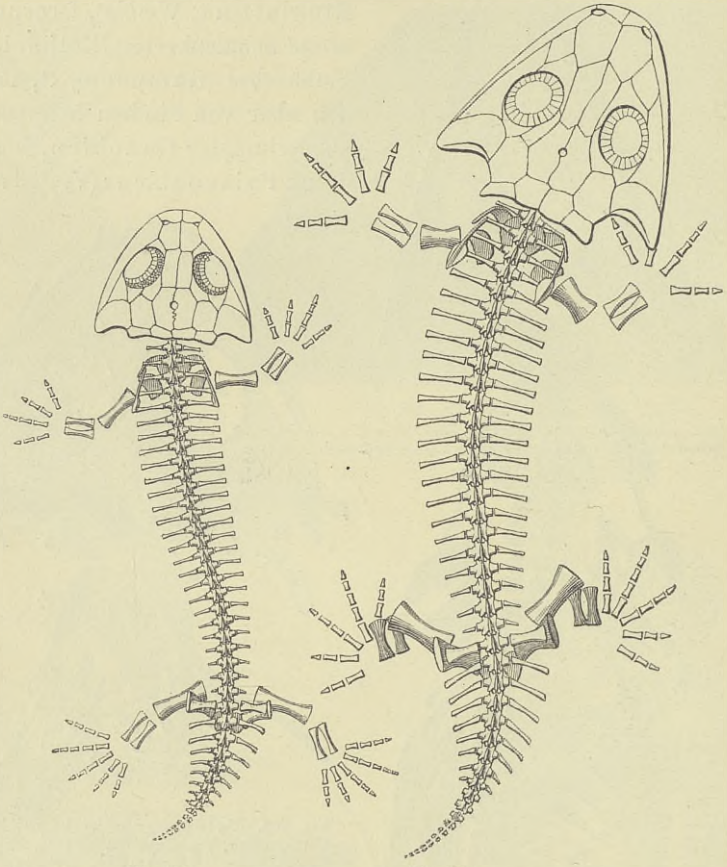


Fig. 333. Fig. 334.

Fig. 333. Branchiosaurus amblystomus Cred. (restauriert).
Fig. 334. Pelosaurus laticeps Cred. (restauriert; vgl. Fig. 332).
Beide mit Hinweglassung des Bauchpanzers.

in erstaunlicher Anzahl der Individuen vergesellschaftet. Hierher gehört das Vorkommen von Archegosaurus Decheni Goldf. (Fig. 331) in den Sphärosiderit-Nieren der Lebacher Schichten des Saarbeckens*), — dasjenige von Branchiosaurus-Larven (Protriton petrolei Gaudry) im

*) H. v. Meyer, Reptilien der Steinkohlenformation usw. Paläontograph. 1857. Bd. VI.

Mittelrotliegenden von Manebach, Oberhof (K. v. Fritsch) und Friedrichroda (E. Weiß) im Thüringer Walde, — endlich dasjenige von Branchiosaurus amblystomus Cred. (Fig. 333), Pelosaurus laticeps Cred. (Fig. 332 u. 334), Archegos. Decheni Goldf. (Fig. 331), Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Acanthostoma vorax Cred., Hylonomus Fritschi Gein. und Deichm. sp., Petrobates truncatus Cred., Discosaurus permianus Cred., Sclerocephalus labyrinthicus und Naosaurus Credneri Jkl. aus einem Kalksteinflöze im mittleren Rotliegenden bei Niederhäßlich im Plauenschen Grunde bei Dresden*).

Aus dem rotliegenden Kalke von Braunau in Böhmen sind von A. Fritsch beschrieben Branchios. umbrosus A. Fr., Melanerpeton pulcherrimum A. Fr., Chelydosaurus Vranyi A. Fr.; von demselben aus der Gaskohle von Nürschan u. a. Branchiosaurus, Dolichosoma, Ophiderpeton, Urocordylus, Limnerpeton, Keraterpeton, Microbrachis**).

Zu diesen Amphibien gesellen sich nun im Kalkstein des Plauenschen Grundes in Palaeohatteria longicaudata Cred. und Kadaliosaurus priscus Cred. die ersten, jedoch noch sehr primitiven, rhynchocephalenartigen Reptilien. Auch Fußtapfen zum Teil riesiger Vierfüßler sind bekannt, so bei Friedrichroda, Tambach und Tabarz in Thüringen***), bei Hohenelbe in Böhmen.

Ergußgesteine des Rotliegenden. Zwischen den beschriebenen sedimentären Gesteinen des Rotliegenden und zahlreichen Einlagerungen und Durchbrüchen von vulkanischen Gesteinen herrscht eine so innige Verknüpfung, daß die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung fraglos ist. Die Gesteine, welche während der Bildung des Rotliegenden, begleitet von Sand- und Aschenauswürfen, in glutflüssigem Zustande die bereits abgelagerten Schichten durchsetzten und sich auf diesen deckenartig ausbreiteten, sind Quarzporphyre, Orthoklasporphyre, Porphyrite (Hornblende-, Augit- und Glimmerporphyrite) sowie Melaphyre. Der Quarzporphyr ist durch eine ganze Reihe von Varietäten vertreten, welche in der Farbe und Struktur ihrer Grundmasse, in der Häufigkeit der Kristallausscheidungen und in dem Vorkommen von akzessorischen Gemengteilen begründet sind.

---

*) Herm. Credner, Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes. Teil I—X. Z. d. D. geol. G. 1881—1893. (Separat bei R. Friedländer u. Sohn, Berlin.) — Ders., Urvierfüßler des sächsischen Rotliegenden. Allg. verst. naturw. Abh. Nr. 15. Berlin 1891. — O. Jaekel, Naosaurus Credneri im Rotliegenden von Sachsen. Z. d. D. geol. Ges. 1910. Monatsber. S. 526.

**) A. Fritsch, Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Bd. I und II. Heft 1 und 2. Prag 1879—85.

***) W. Papst, Die Tierfährten in d. Rotliegenden Deutschlands. Nova Acta B. LXXXIX. Nr. 2. Halle 1908.

Sie treten in dem Rotliegenden wie die sämtlichen übrigen eben genannten Eruptivgesteine entweder gangförmig oder, und zwar gewöhnlich, lagerartig auf. So war der Thüringer Wald zur Zeit des Unter- und Mittelrotliegenden der Schauplatz großartiger Eruptionen sämtlicher obengenannter altvulkanischer Gesteine, welche sich zu Decken von zum Teil gewaltiger Mächtigkeit aufstauten. In die nämliche Periode fällt der Ausbruch der Quarzporphyre, in welche sich das Saaletal zwischen Halle und Wettin eingeschnitten hat, sowie der Porphyrite und Quarzporphyre des Magdeburger Uferrandes. In Sachsen spielen dem Mittelrotliegenden angehörige vulkanische Gesteine namentlich in dem zwischen Rochlitz, Leisnig, Wurzen und Leipzig gelegenen Areale eine so große Rolle, daß neben ihnen die gleichalterigen Sedimentgesteine ganz in den Hintergrund treten. Die Eruptionen begannen hier mit Porphyriten (Leisnig, Kohren, Altenburg). Darauf folgen, lokal durch zwischengelagerte Tuffe voneinander getrennt, mindestens vier deckenförmige Ergüsse von verschiedenen Quarzporphyr-Varietäten, der oberste von Pyroxen-Quarzporphyr, welcher von Pyroxen-Granitporphyrnachschüben gangförmig durchsetzt wird. Im erzgebirgischen Becken hingegen walten Sedimentärgesteine so vor, daß die decken- und stromförmigen Ergüsse von Melaphyr und Quarzporphyr nebst Pechstein nur wie dünne, aber weit ausgedehnte Bänke erscheinen (Fig. 336, 337 u. 338). Bei Ilfeld am Harze bilden Melaphyr und Porphyrit mächtige, dem Rotliegenden eingelagerte Platten (Fig. 335). Außerordentlich reich an stock- und gangförmigen Durchbrüchen, namentlich aber an regelmäßigen, bis 70 m mächtigen Lagern von Quarzporphyr, Porphyriten und Melaphyr nebst Lakkolithen von Quarzporphyr ist das große Rotliegend-Territorium südlich vom Hunsrück. Ähnliche plattenförmige Einschaltungen der genannten Eruptivgesteine wiederholen sich im Odenwalde ebenso wie in Schlesien, so z. B. bei Löwenberg, in noch großartigerem Maßstabe in dem Rotliegenden, welches, von Kreide überlagert, das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbassin ausfüllt. In dem nordöstlichen Böhmen offenbaren sich die nämlichen Erscheinungen.

Mit der Eruption dieser altvulkanischen Ergußgesteine und zwar vorzüglich der Quarzporphyre gingen sehr gewöhnlich Aschen- und Sandauswürfe Hand in Hand und lieferten das Material der Porphyrtuffe, welche in der Schichtenreihe des Rotliegenden eine so wichtige Rolle spielen. Diese meist wohlgeschichteten Tuffe (Kristalltuffe, arkoseartige Tuffe, Schlackentuffe und erdige oder silicifizierte Tonsteine) umfassen nicht selten organische Reste, namentlich Abdrücke von Farnen, Calamarien, Cordaiten und Cycadeen, sowie verkieselte Farn-, Cycadeen- und Koniferenstämme, so z. B. im erzgebirgischen Becken. Der Zeisigwald bei Chemnitz und der Rochlitzer Berg in Sachsen sind derartige vulkanische Schuttkegel im Rotliegenden. Auch die Eruption der Melaphyre und Porphyre hat zu

Tuffbildungen und Anhäufungen von schlackigen Bomben Veranlassung gegeben.

An den jüngst erst emporgestiegenen Porphyren, Melaphyren und Porphyriten fanden die derzeitigen Gewässer Gelegenheit zur Ausübung ihrer zerstörenden Tätigkeit. Ihre zu Geröll abgerundeten Bruchstücke und Auswürflinge lieferten ein Hauptmaterial gewisser Konglomerate des Rotliegenden, welche sie oft ausschließlich zusammensetzen und die dann Porphyr-, Porphyrit- und Melaphyrkonglomerate genannt werden (z. B. im Döhlener Becken in Sachsen, am südlichen Harzrande, in Thüringen).

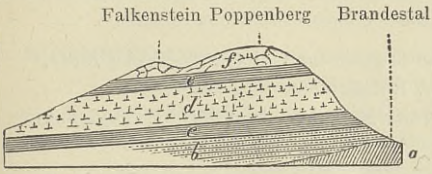


Fig. 335. Profil durch die Einlagerungen von Melaphyr und Porphyrit im Rotliegenden von Ilfeld. Nach *Naumann*.
a Unterdevon des Südharzes, *b* kohlenführender Komplex, *c* Schieferletten und Sandsteine, *d* Melaphyr, *e* Tonstein, *f* Porphyrit.

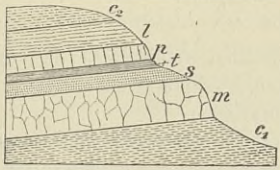


Fig. 336. Lager von Melaphyr und Quarzporphyr im Rotliegenden der Gegend von Zwickau.
c_1 Konglomerate und Letten, *m* Melaphyr, *s* Sandstein, *t* Porphyrtuff, *p* Quarzporphyr, *l* Letten, c_2 Konglomerate mit Porphyrgeröllen.

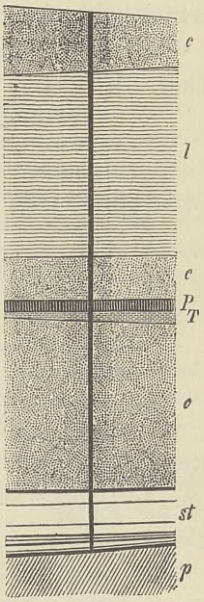


Fig. 337. Profil durch den Deutschland-Schacht I (Tiefe = 694 m) bei Lugau. Nach *Siegert*.
Mittelrotliegendes: *c* Konglomerate, *l* Letten, *P* Quarzporphyr, *T* Tuff, *st* produktive Steinkohlenformation, *p* Phyllite.

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden sind nicht selten das Muttergestein wertvoller Erzlagerstätten geworden. Besonders bemerkenswert sind die Gangvorkommen von Manganerzen, welche sich in ganz ähnlicher Weise im Thüringer Walde und am Harz wiederholen*). Die thüringische Hauptfundstelle derselben ist die Umgebung von Elgersburg, wo Pyrolusit und Psilomelan als Ausfüllung von bis zu mehr als 5 m mächtigen Spalten im Porphyr aufsetzen. Minder bedeutend sind die den

*) Heinr. Credner, Geog. Verh. des Thüringer Waldes u. Harzes. Gotha 1843. S. 130.

vorigen analogen Vorkommen des Braunsteins am Örenstock bei Ilmenau und am Gottlob bei Friedrichroda, nur daß hier einzelne der Gänge im Melaphyr oder Melaphyrkonglomerat brechen. War das vorherrschende Manganerz Thüringens Pyrolusit und Psilomelan, so führen die im Hornblendeporphyrit bei Ilfeld am Harz aufsetzenden Braunsteingänge außer jenen namentlich Manganit, zum Teil in ausgezeichneten Kristallen.

Gliederung. Als typische Beispiele der Gliederung des innerhalb lauter isolierter, größerer oder kleinerer Senken zur Ablagerung gelangten Rotliegenden mögen an dieser Stelle die folgenden angeführt werden.

Das Rotliegende des **Saar-Nahegebietes** schließt sich eng an die obere Steinkohlenformation (die Ottweiler Schichten) an, und gliedert sich nach Weiß*) wie folgt:

III. Oberrotliegendes, ohne vulkanische Ergüsse und ohne organische Reste.

7. Kreuznacher Schichten, Rötelschiefer und Sandsteine.
6. Waderner Schichten, grobe Melaphyr- und Porphyrkonglomerate und braunrote Sandsteine.

II. Mittelrotliegendes.

5. Söterner Schichten, mit Porphyrtuffen und Ergüssen von Porphyrit und Melaphyr (Grenzmelaphyr).
4. Tholeier Schichten; Arkosen, Schiefertone und vulkanische Ergüsse.
3. Lebacher Schichten; graue Arkosen, Sandsteine und Schiefertone; schwache Kalksteinlager; zu oberst die toneisensteinführenden Acanthodes-Schichten mit Archegosaurus, Acanthodes, Amblypterus, Walchien, Cordaiten, Callipteris conferta, Odontopteris obtusa u. a., Stöcke und Lager von Quarzporphyr, Porphyriten und Melaphyr.

I. Unterrotliegendes.

2. Obere Cuseler Schichten; Sandsteine, Schiefertone und Arkosen mit Kalkstein- und Kohlenflözen; Walchien, Pecopteris arborescens, Callipteris conferta, Neuropteris imbricata, Anthracosien.
1. Untere Cuseler Schichten; rote Schiefertone und Sandsteine mit kalkigen Bänken; erstes Erscheinen von Callipteris conferta und Cal. gigas.

Darunter die Ottweiler Schichten des obersten Karbons (S. 459).

Das Rotliegende des **Schwarzwaldes** und zwar dasjenige der Gegend von Lahr wird von H. Eck**) wie folgt gegliedert:

3. Oberrotliegendes: roter Granitgrus mit Knauern von Dolomit und Schnüren von Karneol; rote Schiefertone und gefleckte Sandsteine; darunter lokal Porphyragglomerate.
2. Mittelrotliegendes: Porphyrtuffe, Porphyrdecken, gleichalterig mit rotem Schieferton, dieser mit Gampsonyx, Estheria, Walchia piniformis.
1. Unterrotliegendes: lichtgraue Arkosesandsteine wechselnd mit Schiefertonen (hieraus Calamites infractus, Neuropteris cordata, Odontopteris obtusiloba, Cordaites Roesslerianus und Ottonis).

*) E. Weiß, Erläuterungen zu Blatt Lebach. 1889. — Ders., Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet. Bonn 1869 bis 1872. — H. Grebe, Jahrb. d. k. Preuß. Geol. La. 1888. S. CVI.

**) H. Eck, Erläuter. zur geog. Karte d. Umgegend von Lahr. Lahr 1884. S. 72.

Dieselbe Gliederung zeigt das Rotliegende von Oppenau im nördlichen Schwarzwalde, dessen unterster Stufe die früher zum Karbon gerechneten pflanzenführenden (Cuseler) Schichten angehören (Sterzel).

Auch im **Elsaß** ist das Rotliegende innerhalb der Vogesen, vorzüglich im Weilertal, in gleicher Weise entwickelt*), und zwar sind dessen unterste, zuweilen Steinkohlenschmitzen führende (Trienbacher) Schichten Äquivalente derjenigen von Oppenau.

Das Rotliegende des **Thüringer Waldes** haben Beyschlag, Scheibe und Zimmermann**) wie folgt gegliedert:

III. Oberrotliegendes.

5. Tambacher Schichten, polygene und Porphyrkonglomerate mit Sandsteinen und Schiefertonen (Walchia, Tierfährten).

II. Mittelrotliegendes (= Lebacher Schichten).

4. Oberhöfer Schichten, vorwiegend Eruptivdecken, getrennt durch Tuffe, rote Sandsteine und Schiefer, Kalkschiefer mit Kalksteinlagen, bei Oberhof und Friedrichroda mit Branchiosaurus amblystomus und Gampsonyx, Melaphyre, Porphyrite, Quarzporphyre, Orthoklasporphyre.
3. Goldlauterer Schichten, Konglomerate und grobe Sandsteine mit Schiefertonen, diese z. B. bei Crock mit schwachen Steinkohlenflözen und mit z. B. Walchien, Cordaiten, Calamites gigas, Annularia stellata, Callipteris conferta; Goldlauterer Erznierenschiefer mit Acanthodes.

I. Unterrotliegendes (= Cuseler Schichten).

2. Manebacher Schichten, Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone mit schwachen Kohlen- und Kalksteinflözen, so bei Manebach-Kammerberg, Gehlberg, Mordfleck; mit Walchien, Odont. obtusa, Pecopt. arborescens und abbreviata, Cal. gigas, Cal. Suckowii, Sigillaria Brardii u. a.
1. Gehrener Schichten, Arkosen, Schiefertone, Sandsteine, Breccien mit Steinkohlenschmitzen, z. B. bei Ruhla, Gehren, Stockheim mit Walchien, Callipt. gigas, Callipteris conferta, Pec. arborescens, Sigillaria orbicularis, Cordaites u. a., Porphyrite, Melaphyre, Quarzporphyre und Tuffe.

Im **Saalkreis** und am **östlichen Harze*****) besitzt das Rotliegende folgenden Aufbau.

2. Oberrotliegendes, namentlich Porphyr- und Melaphyrkonglomerate und Sandsteine bis gegen 20 m mächtig.
   Schichtenlücke, der Mittelrotliegend-Zeit entsprechend.
1. Unterrotliegendes.
   d) Plastische Tone und Porphyrtuffe, erstere reich an Cordaites, ferner mit Walchia piniformis, Callipteris conferta, Odontopt. obtusa usw., 80 m;

---

*) E. W. Benecke u. L. van Werveke, Das Rotliegende d. Vogesen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 45 und geol. Führer durch d. Elsaß. Berlin 1900. S. 22.

**) F. Beyschlag, Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 596. — Über Crock vgl.: Ders., Zeitschr. f. Naturw. Halle 1882. S. 571. — H. Potonié, Die Flora des Rotliegenden in Thüringen. Berlin 1893. — Ders., Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. Heft 21. Berlin 1896 S. 9.

***) K. v. Fritsch, Zeitschr. f. Naturw. Halle 1888. S. 114. — F. Beyschlag und K. v. Fritsch, Abh. d. k. pr. geol. La. N. F. Heft 10. 1900.

c) Erguß des Petersberger Porphyrs mit kleinen Kristalleinsprenglingen, 60 m;
b) Walchienschichten mit Porphyritströmen, 100 m;
a) Erguß des Landsberg-Löbejüner Porphyrs mit großen Kristalleinsprenglingen, Tuffe und Arkosen.
Liegendes die Wettiner Schichten (S. 461).

Dem tiefsten Horizonte des Harzer Unterrotliegenden gehört nach Sterzel das Kohlengebirge von Ilfeld an (S. 461).

Im **erzgebirgischen Becken** lagert das Rotliegende diskordant auf

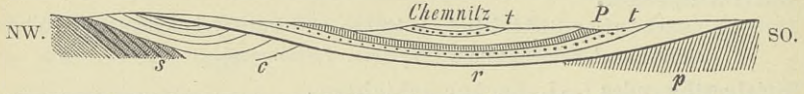


Fig. 338. Profil durch das erzgebirgische Rotliegend-Becken bei Chemnitz. Nach *Siegert*.
p erzgebirgischer kambrischer Phyllit, *s* Silur von Draisdorf, *c* Kulm von Ebersdorf, *r* Rotliegendes (*P* Quarzporphyr, *t* Tuff).

der oberen produktiven Steinkohlenformation auf (Fig. 338) und gliedert sich nach Siegert und Sterzel*) von oben nach unten wie folgt:

2. **Oberrotliegendes.** Ziegelrote, oft kalkhaltige oder dolomitische Letten spielen eine wichtige Rolle, teils für sich als Schieferletten, teils als Bindemittel der Konglomerate und Sandsteine. Erstere mit Geröllen von Porphyren, Melaphyren und Tuffen. Einlagerungen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen fehlen, ebenso organische Reste. Mächtigkeit bis 800 m. — Auf dieses Oberrotliegende (wohl eine Fazies des unteren und mittleren Zechsteins) folgen direkt die Plattendolomite des oberen Zechsteines.

Mittelrotliegendes (Lebacher Schichten).

b) Obere Abteilung. Vorherrschend braunrote Kaolinsandsteine, sowie Schieferletten und Konglomerate mit erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen. Lokal mit Kohlenflözchen und Kalkplatten. Mehrfache Ergüsse von Quarzporphyr, Melaphyr, Pechstein sowie mächtige Tuffeinlagerungen. Haupthorizont der verkieselten Koniferen, Cordaiten, Psaronien, Calamiten und Medullosen. Außerdem mit Callipteris Naumanni Gutb., Callipterid. gigas Gutb., Pecopt. pinnatifida Gutb., Pec. arborescens Schloth., Taeniopteris abnormis Gutb., Calamites infractus Gutb., Calam. gigas Brongn., Annularia stellata Brongn., Cordaites principalis Germ., Pterophyllum Cottaeanum Gutb., Walchien. Mächtigkeit bis 500 m.

a) Untere Abteilung. Vorherrschend grobe Konglomerate mit lokal bis metergroßen erzgebirgischen und mittelgebirgischen Geröllen, neben diesen solche von karbonischen Porphyren und Melaphyren, lokal Fragmente von Steinkohle. Mit verkieselten Cordaioxylon- und Arau-

*) Th. Siegert, Erläuter. zu den Sektionen Chemnitz, Lugau, Meerane und Zwickau, sowie Profile durch das Steinkohlenrevier Lugau-Ölsnitz. — T. Sterzel, Flora des Rotliegenden im nordwestlichen Sachsen. Pal. Abhandl. Berlin 1886. Ferner: Erläuter. zur Sektion Zwickau-Werdau. 1901. S. 124.

carioxylon-Stämmen. Untergeordnet Sandsteine und zum Teil kalkhaltige Schieferletten. Vereinzelte Einlagerungen von Schiefertonen und Kohlenflözchen (sog. wildes Kohlengebirge). Namentlich letzteres mit Sphenopteris fasciculata Gutb., Sphenopteris punctulata Naum., Callipteridium gigas Gutb., Cordaites principalis Germ., Walchia piniformis Schloth., Araucarioxylon, Cordaioxylon.

Unterrotliegendes (Cuseler Stufe) fehlt.

Gleiches also Lebacher Alter besitzen die an Pflanzen- und Tierresten reichen Rotliegend-Ablagerungen von Saalhausen bei Oschatz und Weißig bei Pillnitz.

Das Steinkohlengebirge des **Plauenschen Grundes (des Döhlener Beckens)** zwischen Dresden und Tharandt*) gehört nach Sterzel dem Unterrotliegenden an.

Dieses flözführende **Unterrotliegende** besteht aus grauen Sandsteinen, Schiefertonen und Konglomeraten mit 3 Steinkohlenflözen, das oberste bis 5 m mächtig, zu unterst mit dem Lager von Wilsdruffer Porphyrit, enthält eine permo-karbonische Mischflora mit Callipt. praelongata Weiß, Walchia piniformis Schloth., Calamites striatus Cotta, C. major Weiß, Psaronius polyphyllus O. Feist. u. a., aber keine Spur von Sigillaria und Lepidodendron. Das sich konkordant und ohne jede scharfe Grenze anschließende **Mittelrotliegende**, die Lebacher Stufe, besteht *a.* aus bunten Schieferletten, Sandsteinen und Tonsteinen mit einigen Kohlenflözchen und Kalksteinbänken, letztere mit der S. 485 aufgezählten reichen Stegocephalen- und Saurierfauna, außerdem mit Pecopteris Geinitzi Gutb., Callipteridium gigas Gutb., Scolecopt. elegans Zen., Psaronien, Calamites cruciatus Sternb., Cal. gigas Brongn., Walchia piniformis Schloth. — *b.* zu oberst aus Gneis- und Porphyrkonglomeraten nebst Breccientuffen, und einer Decke von Quarzporphyr.

In **Niederschlesien** ist das Rotliegende nur in der Grafschaft Glatz in vollständiger Entwicklung vorhanden und gliedert sich hier nach E. Dathe**) wie folgt:

III. Oberrotliegendes.

2. Rote Sandsteine und Schiefertone mit Kalksteinbänken = Kreuznacher Schichten des Saargebietes S. 488.
1. Rote Konglomerate mit Kalksteinbänken = Waderner Schichten.

II. Mittelrotliegendes.

3. Rötelschiefer mit Sandstein- und Kalksteinbänken, mit Estherien, Callipteris conferta, Palaeoniscus = Tholeyer Schichten.
2. Graue Walchienschiefer und -Sandsteine nebst Kalksteinbänken mit Callipteris conferta, Walchien und Palaeoniscus.
1. Ergüsse von Melaphyr, Augitporphyrit und Quarzporphyr, Tuffe und Walchienschiefer = Lebacher Schichten.

---

*) R. Beck, Erläuter. zu den Sektionen Dresden, Wilsdruff, Kreischa und Tharandt; ferner Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893. S. 20. — R. Haußе, Profile durch das Becken des Plauenschen Grundes. 3. Taf. Leipzig 1891. — T. Sterzel, Flora des Rotliegenden im Plauenschen Grunde. Mit 13 Tafeln. Abh. d. k. S. Ges. Wiss. Bd. XXXII. Leipzig 1893.

**) E. Dathe, Z. d. D. geol. Ges. 1900. Verh. S. 77.

I. Unterrotliegendes.

2. Rotbraune Schiefertone, graue Arkosesandsteine, Anthracosien- und Walchienschiefer mit Kohlenflözchen und Kalksteinbänkchen. Zu oberst Porphyrtuffe = Obere Cuseler Schichten.

1. Braunrote Sandsteine, Konglomerate und Schiefertone mit grauen Arkosen, Anthracosienschiefern, Steinkohlenschmitzen und Kalksteinbänken, mit Callipteris conferta, Calamites gigas, Pecopteris arborescens, Walchien und Datheosaurus macrourus Schröd. = Untere Cuseler Schichten.

Ganz ähnlich ist das Rotliegende in der **Waldenburger Gegend** ausgebildet*).

Auch die oberen auf die Radnitzer Schichten (S. 465) folgenden Horizonte der steinkohlenführenden Ablagerungen **Mittelböhmens** (die Nürschaner Schichten mit der an Stegocephalen reichen Gaskohle, darüber die Kunovaer Schichten) sind nach C. Feistmantel dem Rotliegenden, erstere jedoch nach Weithofer noch dem Oberkarbon zuzurechnen.

2. Der Zechstein.

Der Zechstein**) bildet die obere Abteilung der Dyas Deutschlands, ist das Ablagerungsprodukt einer zeitweiligen Transgression des permischen Nordmeeres und des dann erfolgten Eintrocknens des nach erneutem Rückzuge desselben zurückgelassenen Binnensees und baut sich in den Distrikten seiner vollständigen Ausbildung, und zwar typisch am südlichen Harzrande und in der Mansfelder Gegend, sowie in Ostthüringen aus folgenden Gliedern auf, deren Mächtigkeit freilich lokal sehr schwankt:

1. Unterer Zechstein.

a. Zechsteinkonglomerat, 1—2 m mächtige kalkige Sandsteine, weißgraue Letten oder kalkige, hellgraue, grandige Konglomerate mit Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer und Quarz. In der Gegend von Gera kommen in dieser Zone Rhynchonella Geinitziana Vern. und Productus Cancrini Vern. vor.

---

*) E. Zimmermann u. G. Berg, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1904. S. 769.

**) F. Beyschlag, Geologische Karte der Mansfelder Mulde. Berlin 1893. — Ders., Zechsteinformation im Mansfeldischen, aus der Festschrift z. X. Deut. Bergmannstag. Berlin 1907. — O. Speyer, Zechstein des westlichen Harzrandes. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1880. S. 80. — Th. K. Liebe, Zechstein von Gera. Z. d. D. geol. Ges. 1855. S. 406, und Schichtenaufbau Ostthüringens. Berlin 1884. S. 56. — H. Bücking, Zechstein von Schmalkalden. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 29. — H. Pröscholdt, Zechstein an der Südostseite des Thüringer Waldes. Ebend. 1886. S. 165. — H. Loretz, Zechstein am westlichen Thüringer Wald. Ebend. 1889. S. 221. — E. Holzapfel, Zechstein am Ostrande des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges. Görlitz 1879. — A. Denckmann, Zechstein von Frankenberg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1891. S. 234. — A. Leppla, Zechstein im Waldeckischen. Ebend. 1890. S. 40. — H. Bücking, Zechstein d. Rhön. Stuttgart 1907. — Ders., Der nordwestliche Spessart. Berlin 1892. S. 133.

Früher ist das Zechsteinkonglomerat öfters identifiziert worden mit dem Weißliegenden, z. B. Mansfelds (vgl. S. 480). Hier fehlt ersteres jedoch fast vollständig und tritt erst weiter im Westen zwischen Sangerhausen und Steina als stete Unterlage des Kupferschiefers auf, wobei es die weißen Konglomerate und Sande des Rotliegenden (Weißliegenden) überlagert.

b. Kupferschiefer, ein schwarzer bituminöser Mergelschiefer von höchstens 0,5 m Mächtigkeit, der sich durch drei Eigenschaften ganz besonders auszeichnet: seinen Bitumengehalt, seine Erzführung und seinen Reichtum an Fischresten (vgl. S. 172). Die Erzführung desselben konzentriert sich jedoch im wesentlichen auf seine untersten, in der Regel bis 10 cm mächtigen Lagen. Diese enthalten dann außerordentlich feine, staubartige Partikelchen, die Speise, zuweilen auch Anflüge und Knoten (Erzhiecken) von Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Kupferindig und gediegen Kupfer, sowie von Bleiglanz, Eisenkies, Zinkblende, Silberglanz, Kupfernickel und endlich von gediegen Silber eingesprengt. Wo dieser Erzgehalt einigermaßen beträchtlich ist, wie dies am südlichen Harzrande im Mansfeldischen, sowie bei Riechelsdorf in Hessen und bei Ilmenau in Thüringen der Fall ist, werden oder wurden diese Kupferschiefer abgebaut und verhüttet. In erstgenanntem Distrikte sind sie trotz der geringen Mächtigkeit der schmelzwürdigen Lage und trotzdem sie nur 2—3 Prozent Kupfer mit 250 g Silber auf 50 kg Kupfer führen, das Objekt einer der großartigsten berg- und hüttenmännischen Unternehmungen Deutschlands geworden, welche 19 500 Arbeiter beschäftigt und 1901 eine Ausbeute von 381 600 Zentn. (= 19 080 000 kg) Kupfer und 99 132 kg Feinsilber erzielte. Eine derartige Erzführung erstreckt sich freilich nicht auf die ganze Ausdehnung des Kupferschiefers, beschränkt sich vielmehr bis auf wenige Ausnahmen namentlich auf den Südrand des Harzes und die beiden obengenannten Gebiete.

Der Kupferschiefer ist lokal reich an Resten von heterocerkalen, kleinschuppigen Ganoidfischen und zwar von Palaeoniscus Freieslebeni

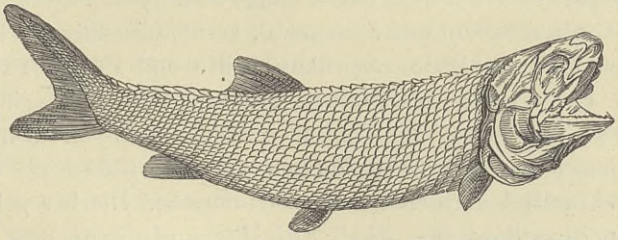


Fig. 339. Palaeoniscus Freieslebeni Agass.

Agass. (Fig. 339) — Platysomus striatus Agass. (Fig. 340) und Acrolepis asper Agass.; er führt außerdem Lingula Credneri Gein., Zweigenden,

Früchte und Blätter von Ullmannia Bronni Göpp. (Fig. 341) und von Voltzia Liebeana Gein., sowie zahlreiche Algen. Aus ihm endlich stammen auch die Reste von Proterosaurus Speneri v. Meyer, einem rhynchocephalenartigen Reptil. Das Kupferschieferflöz besitzt trotz seiner geringen Mächtigkeit eine außerordentlich stetige und weite Verbreitung.

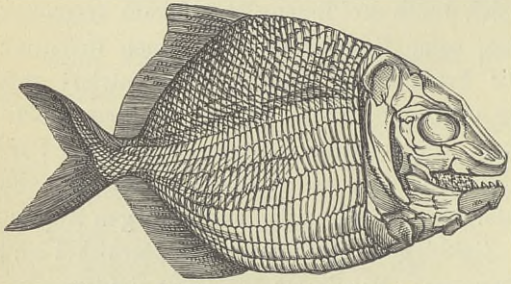


Fig. 340. Platysomus striatus Agass.



Fig. 341. Zweigende von Ullmannia Bronni Göpp.

Im Mansfeldischen umgibt es völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in mannigfachen Faltenwurf gebracht, das Oberkarbon und Rotliegende, umgürtet in größter Regelmäßigkeit die Abfälle des Harzes, des Thüringer Waldes und erscheint unterhalb der jüngeren Formation Hessens und der Gegend von Osnabrück und Ibbenbüren an der Oberfläche. Über die Ursächlichkeit des Metallgehaltes des Kupferschiefers gilt das S. 172 Gesagte.

c. Zechsteinkalk, ein bankiger, grauer, dichter, fester Kalkstein von gewöhnlich 5—10, ausnahmsweise 30 m Mächtigkeit. Er ist es, welcher in Deutschland die Hauptmasse der marinen Tierreste der permischen Periode umschließt, welche gegenüber der ozeanischen Fazies anderer Gebiete die verarmte Fauna einer Flachsee repräsentiert, trotzdem aber eine große Ähnlichkeit mit derjenigen des Kohlenkalkes aufweist. Dieselbe besteht zunächst aus den sparsamen Resten von Protozoën (z. B. Nodosaria) und von Echinodermen (Cyathocrinus und Eocidaris). Etwas reichlicher ist die Vertretung der Korallen durch einige Zoantharia rugosa und tabulata (Polycoelia, Cyathophyllum und Stenopora), verhältnismäßig stark sind lokal die Bryozoën in Fenestella, Acanthocladia und Polypora entwickelt, von denen Fenestella retiformis Schloth. (Fig. 342) ein treffliches Leitfossil des Zechsteines ist. Von allen niederen Tieren aber herrschen die Brachiopoden weit vor allen übrigen vor und liefern die charakteristischsten und weitest verbreiteten Zechsteinformen. Hierher gehören Productus horridus Sow. (Fig. 344), Spirifer undulatus Sow. (Fig. 345), Strophalosia Goldfussi Münst. (Fig. 346), die Rhynchonella-ähnliche Camarophoria Schlotheimi v. Buch (Fig. 343), Terebratula elongata Schloth. und endlich Lingula Credneri Gein. Die Zweischaler erreichen in der permischen Periode im Vergleich mit den übrigen Vertretern der

Tierwelt bereits eine größere Wichtigkeit als in früheren Zeitaltern, neigen sich in ihrem allgemeinen Charakter mehr nach den mesozoischen Zweischalern hin und gehören vorzugsweise den Geschlechtern Mytilus, Pecten, Arca, Gervillia, Leda, Allorisma und Schizodus, einem Vorläufer der Trigonien, endlich Prospondylus, dem Vorfahren der Spondyliden, an. Zu den gewöhnlichsten organischen Resten des Zechsteines sind Schizodus obscurus Sow. (Fig. 347), Avicula (Pseudomonotis) speluncaria Schloth.,

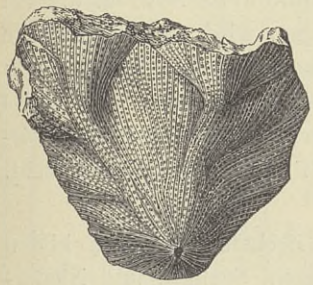


Fig. 342.

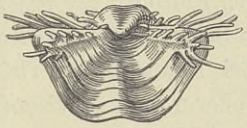


Fig. 344.



Fig. 345.



Fig. 343.



Fig. 346.



Fig. 347.

Fig. 342. Fenestella retiformis Schloth. — Fig. 343. Camarophoria Schlotheimi v. B. — Fig. 344. Productus horridus Sow. — Fig. 345. Spirifer undulatus Sow. — Fig. 346. Strophalosia Goldfussi Münst. — Fig. 347. Steinkern von Schizodus obscurus Sow.

Arca striata Schloth., Mytilus Hausmanni Goldf., Pecten pusillus Schloth., Gervillia ceratophaga Schloth. zu zählen. Die Gastropoden sind in der Zechsteingruppe nur durch wenige Gattungen (namentlich Turbo, Pleurotomaria, Loxonema, Natica, Dentalium) und etwa 20 Arten, sowie durch spärliche, unansehnliche und kleine Individuen vertreten. Die Cephalopoden wandern nur spärlich in das flache Zechsteinmeer ein und beschränken sich in dessen Sedimenten auf einige wenige Repräsentanten, welche der Gattung Nautilus angehören. Gar nicht mehr sind die Trilobiten, deren nahes Erlöschen in dem Karbon und im ozeanischen Permkalke bereits vorbereitet wurde, im Zechstein Deutschlands vertreten. So gehört denn gerade diese Armut an Cephalopoden, sowie das vollständige Fehlen der Trilobiten zu den hervorstechendsten Eigentümlichkeiten der deutschen Zechsteinfauna.

Für die unteren Lagen des Zechsteins ist vor allen Productus horridus Sow. und Spirifer undulatus Sow. charakteristisch, — für seine oberen Fenestella retiformis Schloth., Schizodus obscurus Sow., Gervillia ceratophaga Schloth., Avicula speluncaria Schloth., Pecten pusillus Schloth., Terebratula elongata Schloth., Camarophoria Schlotheimi v. Buch, Strophalosia Goldfussi Münst. bezeichnend.

2. Mittlerer Zechstein.

Derselbe besteht zu unterst aus dem älteren Anhydrit und Gips lokal gefolgt von Steinsalz, sowie aus Dolomit und dessen Auslaugungsresiduen Rauchwacke, Asche und Stinkkalken. Sehr charakteristisch ist vielerorts ein reichliche Anhydritknötchen führender dolomitischer Stinkschiefer, der an seinem Ausgehenden nach Auslaugung ersterer als Blasenschiefer erscheint. Die Rauchwacke ist ein kristallinisch körniger Dolomit von grauer, ins Gelbe und Braune verlaufender Farbe, oft porös, drusig löcherig mit von Kalkspatkristallen besetzten Klüften. Sie führt Aucella Hausmanni Goldf., Gervillia ceratophaga Schloth., Schizodus obscurus Sow. u. a. An manchen Punkten, so bei Kamsdorf in Thüringen, wird die Rauchwacke durch einen porösen, außerordentlich eisenreichen Kalkstein vertreten, in dessen zahlreichen Drusen und Klüften Aragonit auskristallisiert ist. Die Asche ist z. T. ein scharfsandiges, loses, zerreibliches Aggregat von kleinen Anhydrit- oder Dolomitkriställchen, gewöhnlich bitumenreich und dunkelbraun gefärbt.

3. Oberer Zechstein.

Das Hauptglied der oberen Abteilung der Zechsteinformation bilden rötliche oder bläuliche Letten, welche in Thüringen, Sachsen und Niederhessen durch einen Komplex von Dolomitbänken (den Plattendolomit) in eine untere und eine obere Abteilung gegliedert werden. Die Letten führen oder führten ursprünglich mächtige Einlagerungen von Steinsalz, sowie von Anhydrit und feinkörnigem bis dichtem Gips, welche aber in den Ausstrichzonen der Zechsteingebiete zum großen Teile der Auflösung verfallen sind, so daß von den Gipsen nur noch unförmliche Klötze und »Stöcke« erhalten blieben (Fig. 348). Häufig, so bei Eisleben, Sangerhausen, Ellrich,

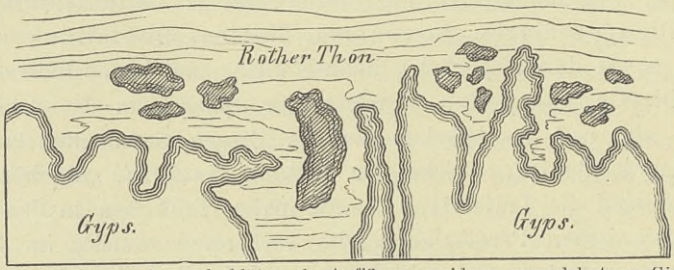


Fig. 348. Gipsstöcke und -klötze als Auflösungsresiduen ausgedehnterer Gipslager im roten Tone des oberen Zechsteins, an der Diebskammer unfern Eisleben.

Stollberg u. a. O. treten an ihre Stelle sogar Höhlensysteme »Schlotten«, nach deren Zusammenbruch sich Erdfälle bilden können (S. 122). Nach der Tiefe zu geht der Gips sehr oft in Anhydrit über, aus welchem er durch Aufnahme von Wasser entstanden ist (siehe S. 101).

Über die meist sehr ähnliche Gliederung der Zechsteinformation verschiedener Gebiete Deutschlands liefert die nebenstehende Tabelle eine übersichtliche Zusammenstellung.

Gliederung der Zechsteinformation.

	Im Mansfeldischen nach *Beyrich*, *Beyschlag* u. a.	Östliches Thüringen nach *Liebe*	Niederhessen nach *Mösta*	Frankenberg nach *Denckmann*	Im Waldeckischen nach *Holzapfel* und *Leppla*	Wetterau nach *Bücking*	Spessart nach *Bücking*
Oberer Zechstein	Rote Letten Jüngeres Steinsalz Hauptanhydrit Grauer Salzton Mutterlaugensalze Älteres Steinsalz Älterer Anhydrit	Obere Letten mit Gips Plattendolomit Untere Letten mit Gips	Obere Letten mit Gips Plattendolomit Untere Letten mit Gips	Obere, kalkige Konglomerate. Sandstein mit dolomit. Kalklinsen und Letten (Ullmannia), lokal mit Kupfererzen (Geismarer Kupferletten), an der Basis das kalkige oder mergelige Kupfererzflöz des Stäteberges. Untere Konglomerate und Sandstein.	Obere Konglomerate Graue und gelbliche Dolomite Zellige Kalke, Letten mit Gips	Letten mit Kalksteinbänken. Rauchwacke. Rote Schiefertone mit Salzton, nach unten bläuliche und grünlichgraue Mergel.	Rote und hellblaue Letten mit Rauchwacken
Mittlerer Zechstein	Stinkschiefer, Anhydrit und Steinsalz oder deren Rückstände: Rauchwacken und Asche	— — Rauchwacke —	— Hauptdolomit — Anhydrit (älterer Gips) / Poröse Kalke / Asche	—	Weiße Kalke bis 30 m mächtig	Dichte Stinkkalke	Hauptdolomit zum Teil vertreten durch Eisenstein
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk	Rifffazies: Zechsteinkalk	Zechsteinkalk	—	Konglomerate (Schloß Waldeck bis Jesberg): Bituminöse Kalke (Stinkkalke); Zechsteinkalk mit Mergel- u. Lettenzwischenlagen, z. T. kupfererzführend	Dunkler Zechsteinkalk	Zechsteinkalk und Mergelschiefer, z. T. vertreten durch Eisenstein und Dolomit
	Kupferschiefer	Kupferschiefer	Kupferschiefer			Kupferschiefer (Haingründau)	Kupferletten
	Zechsteinkonglomerat	Zechsteinkonglomerat	Zechsteinkonglomerat	—	—	Zechsteinkonglomerat	Zechsteinkonglomerat

Im südöstlichen Thüringen ist der untere und mittlere Zechstein durch ein Bryozoen-Riff vertreten, welches aus lauter unter sich gleich hohen Tafelbergen von ungeschichtetem Dolomit besteht, die sich in langer gekrümmter Linie, entsprechend der alten Küstenlinie des Zechsteinmeeres, auf der Strecke von Köstritz über Neustadt, Pößneck und Könitz bis Blankenburg aneinander reihen, sich im Westen des Thüringer Waldes bei Thal unweit Eisenach und bei Liebenstein-Altenstein wiederholen, und oft von Klüften und Höhlungen, lokal auch von zusammenhängenden Höhlensystemen durchzogen sind (Altensteiner Höhle). Am Aufbau dieser Dolomitriffe haben sich neben der sog. Spongia Schubarthi namentlich beteiligt die Bryozoengattungen Acanthocladia (dubia und anceps), Fenestella (retiformis), Phyllopora (Ehrenbergi). Ihnen gesellen sich als charakteristische Riffbewohner zu: Cyathocrinus ramosus, Strophalosia Goldfussi, Terebratula elongata u. a.*).

Das bedeutsamste Glied der oberen Zechsteinformation ist das Steinsalz nebst seinen Begleitern, den Magnesium- und den namentlich wertvollen Kaliumsalzen (Abraumsalze, Mutterlaugensalze)**).

Sie wie der gesamte obere Zechstein gingen aus der schließlichen Eintrocknung eines abflußlosen Binnenmeeres hervor, welches anfänglich den mittleren Streifen Nordeuropas bedeckte, sich später aber mehr und mehr auf Mittel- und Norddeutschland konzentrierte. Hier bildeten seine Eindampfungsprodukte, also Anhydrit, Gips, Steinsalz, Kalium- und Magnesiumsalze nebst den sie begleitenden Letten und Tonen, ursprünglich eine ziemlich einheitliche Decke, welche erst durch die tektonischen Störungen während der Kreide- und Tertiärzeit gefaltet, zerrissen und nach streckenweiser Denudation in eine Anzahl jetzt selbständig erscheinender Mulden und Bezirke gegliedert wurde. Als solche werden unterschieden***):

1. die Magdeburg-Halberstädter Mulde am Nordrand des Harzes, in ihrem südöstlichen Bogen mit dem Staßfurt-Egeln-Aschersleben er Bezirk;

2. die Südharz-Thüringer Mulde, umfassend die Mansfelder und die Querfurter Mulde sowie den Südharzrandbezirk;

3. das Werra-Gebiet von Salzungen und Vacha;

---

*) Th. Liebe, Z. d. D. geol. Ges. 1857. S. 420; Erläuterungen zu Sektion Neustadt a. O. 1881; zu Sektion Ziegenrück. 1888; Humboldt. Bd. II. 1883. Heft 7.

**) F. Bischof, Die Steinsalzwerke bei Staßfurt. 2. Aufl. Halle 1875. — C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager. Halle 1877. — H. Everding, Zur Geologie d. Deut. Zechsteinsalze. Mit vollständigem Literaturverzeichnis von E. Zimmermann. Abh. d. k. pr. geol. La. Neue Folge. Heft 52 (Teil 1) Berlin 1907. — H. E. Boeke, Übersicht d. Mineralogie, Petrographie u. Geologie d. Kalisalz-Lagerstätten. Berlin 1909.

***) F. Beyschlag, Allgem. geolog. Einführung zu H. Everding l. c.

4. das Fulda-Gebiet (Neuhof und Giesel) zwischen Rhön und Vogelsberg;

5. das Hannoversche Faltungs- und Schollengebiet mit Vienenburg, der Gegend von Helmstedt (Burbach, Walbeck), Fallersleben, Braunschweig, Hildesheim, Hannover;

6. das Norddeutsche Tieflands-Gebiet mit Hohensalza (Prov. Posen), Rüdersdorf, Sperenberg, Jessenitz und Lübtheen (Mecklenburg), Lüneburg, Stade;

7. das Westfälisch-Niederrheinisch-Holländische Gebiet mit Ochtrup, Vreden (Westf.), Wesel, Xanten, Geldern, Rheinberg (Rheinprov.) Winterswyk (Holland).

Das tiefere Liegende der in den genannten Gebieten vertretenen Kalisalzlager bildet zunächst der Anhydrit, darüber folgt das Steinsalz, während sich an der Zusammensetzung des nun folgenden Kalisalzlagerstätten-Komplexes wesentlich beteiligen: Sylvin (KCl), Carnallit ($KCl + MgCl_2 + 6H_2O$), Kieserit ($MgSO_4 + H_2O$) nebst Steinsalz (NaCl) in wechselndem Gemenge. Als Hartsalz wird die Mischung von Steinsalz (Halit), Sylvin, Kieserit, und auch wohl Anhydrit bezeichnet. Zu diesen unmittelbar aus dem Meereswasser ausgeschiedenen Muttersalzen gesellen sich deren direkte Auflösungs- und Umlagerungsprodukte, die deshalb gleichartigen Deszendenzsalze sowie das klastische Salzkonglomerat, das in einer Carnallitgrundmasse Gerölle und Brocken von Kieserit, Steinsalz und Salzton umfaßt. Erst viel später, nämlich erst nach Auffaltung und Berstung der Deckschichten, entstanden als Hutzonen der älteren Salze posthume Salzbildungen, deren Hauptvertreter der Kainit ($KCl + MgSO_4 + 3H_2O$) ist.

Den Typus dieser Steinsalzlagerstätten repräsentiert diejenige von Staßfurt*). Dieselbe besitzt folgenden Aufbau (von unten zu lesen; (Fig. 349):

*) H. Everding, l. c. S. 35 u. f.

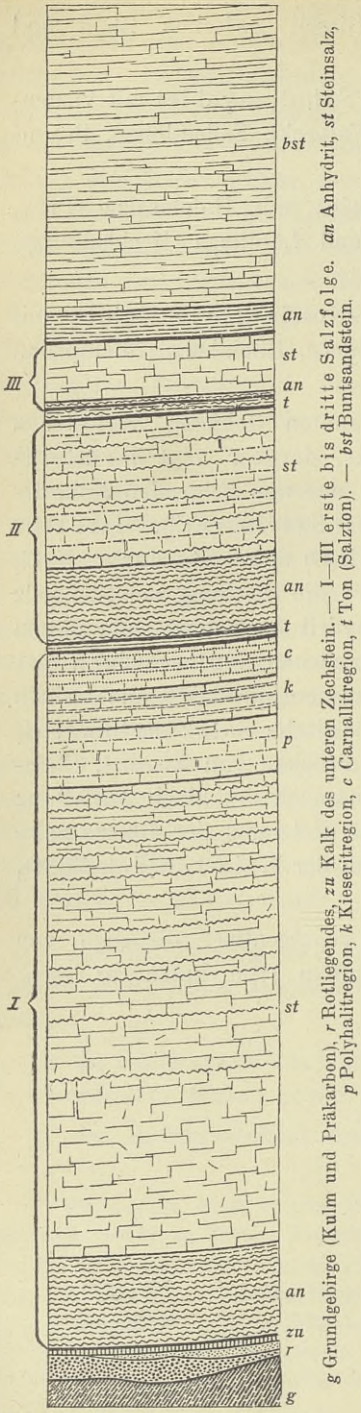


Fig. 349. Profil durch die Salzlagerstätte von Staßfurt (nach *Everding*).

Hangendes = Unterer Buntsandstein mit Rogensteinbänken.

Oberer und Mittlerer Zechstein:

20—30 m rote Tone mit Anhydritknollen und Steinsalzschmitzen, zu unterst eine 0,3 bis 3 m mächtige Anhydritlage;

jüngste, dritte Salzfolge:

50 m Steinsalz;

1—5 m Anhydrit (Pegmatitanhydrit Zimmermanns);

zweite Zwischenlagerung:

5—15 m roter Ton wie oben;

jüngere, zweite Salzfolge:

100—150 m jüngeres Steinsalz, meist rot gefärbt, mit Polyhalit- und Anhydritjahresringen,

40—90 m Hauptanhydrit;

erste Zwischenlagerung:

4—10 m grauer Salzton, andernorts mit marinen Resten wie Gervillia, Schizodus, Chondrites*);

älteste, erste Salzfolge:

30—40 m Steinsalz-, Kieserit- und hauptsächlich Carnallitlagen in buntem Wechsel = Carnallitregion = Kalimutterlager; im Sattelkamme eine Hutzone von Kainit,

20—40 m Steinsalz- und Kieseritlagen = Kieseritregion,

40—60 m Steinsalz mit Polyhalitschnüren = Polyhalitregion,

300—500 m älteres Steinsalz mit Anhydritschnüren (Jahresringen) = Anhydritregion,

70—100 m älterer Anhydrit mit Einlagerungen von Stinkstein und Steinsalz.

Liegendes = Zechsteinkalk.

*) E. Zimmermann, Z. d. Deut. geol. Ges. 1904. Prot. S. 51.

Auch in den Salzlagerstätten der Südharzer Mulde gehören die Kalisalze den unmittelbar unter dem Salzton gelegenen Horizonten an, sind aber durchweg deszendenter Natur, so daß das primäre Kalimutterlager fehlt.

Im Werra- und Fulda-Gebiet ist die ältere, primäre Steinsalz- und Muttersalzfolge ebenfalls gänzlich abgetragen und an ihre Stelle eine 200 bis 300 m mächtige Steinsalzfolge deszendenten Ursprungs getreten, in welche 2 Kalisalzlager eingeschaltet sind.

Im nördlichen und nordwestlichen Vorlande des Harzes gehören die Kalisalze zunächst der älteren Salzfolge direkt unter dem Salzton an, in dem Gebiete zwischen der Aller, Hildesheim und der Gegend von Hannover stellt sich auch oberhalb des Hauptanhydrites inmitten des ihm folgenden jüngeren Steinsalzkomplexes ein bis 40 m mächtiges Kalisalzlager ein (K. Beck, O. Grupe).

Die Mächtigkeit einzelner deutscher Steinsalzlager ist eine gewaltige und erreicht in den Bohrlöchern von Sperenberg südlich von Berlin (s. S. 9) und von Unseburg nordwestlich von Staßfurt fast 1200 m.

Gangförmige Erzlagerstätten in der Zechsteingruppe. Die Schichtenreihe des unteren Zechsteins wird an zahlreichen Punkten ihres Auftretens von Klüften und Spalten, sog. Rücken durchsetzt, in welchen neben Kalkspat, Braunspat, Baryt und Quarz mancherlei Kupfer-, Blei-, Kobalt- und Nickelerze zum Absatze gelangt sind. Durch sie werden die Schichten des Zechsteins zwar gewöhnlich nur um wenige Meter gegeneinander verworfen, aber von ihnen mit Erzen angereichert. So sind im Mansfeldischen diese Rücken und die ihnen benachbarten Zonen des Kupferschiefers besonders erzführend. Die Kupfer- und Kobalterzgänge von Kamsdorf bei Saalfeld in Thüringen*) sind Ausfüllungen solcher im Zechstein und in dessen Liegendem, den Kulmschiefern, aufsetzenden Verwerfungsspalten. Ihre Hauptgangart ist Baryt. Derselbe führt im Niveau des mittleren Zechsteins Kupferkies, silberhaltiges Fahlerz, Speiskobalt, Nickelkies, sowie oxydische Erze sekundärer Entstehung, so Ziegelerz, Malachit, Lasur, Kobaltblüte und Erdkobalt. Längs dieser Erzgänge sind Teile des unteren und mittleren Zechsteines auf wechselnde Entfernung in Spat- und Brauneisenstein, lokal mit Nestern und Schnüren von Kupfer- und Kobalterzen, umgewandelt worden. Ganz ähnlicher Natur sind die Kobaltgänge von Katterfeld und Glücksbrunn**). Bei Riechelsdorf führen ganz analoge Spaltenbildungen, welche in großer Anzahl das Weißliegende und den Zechstein durchsetzen, Speiskobalt, Kupfernickel, Kupferfahlerz, Kupferkies, Erdkobalt, Kobalt- und Nickelblüte. Ihr Reichtum konzentriert sich in dem

*) F. Beyschlag, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 329.
**) F. Beyschlag, Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 1.

Weißliegenden-Niveau und pflegt sich nach oben zu vermindern. Der gleichen Gangformation sind die Kobalt-Nickelgänge von Bieber am Spessart zuzurechnen. Der Zechsteinformation gehören auch die Eisensteinlagerstätten der Schmalkaldener Gegend in Thüringen, namentlich die des Stahlberges und der Mommel an. Es sind Einlagerungen im Zechsteindolomit, welche in ihrer ganzen Erstreckung an eine große Dislokationsspalte gebunden sind, durch die der Buntsandstein in das Niveau des Zechsteines verworfen wird. Die Eisenerze der dortigen Lagerstätten sind dadurch entstanden, daß auf dieser Spalte zirkulierende eisenhaltige Wasser den Plattendolomit des Zechsteins in Spateisenstein und Brauneisenstein umwandelten*).

Die Verbreitung der deutschen Dyas. In der beschriebenen Ausbildung ist die Dyas ausschließlich in Deutschland und zwar in Norddeutschland, Westfalen, Thüringen und im westlichen Süddeutschland zur Entwicklung gelangt, aber auch hier für große Strecken unter jüngeren Formationen verborgen. Rotliegendes und Zechstein sind zwar vielerorts aneinander gebunden, häufig aber auch in ihrer Verbreitung unabhängig voneinander.

Ihr Ausgehendes umgürtet zunächst das Harzgebirge in schmalen Streifen. Die Gipshügel, welche wie eine weiße Mauer dem ganzen südlichen und westlichen Harzrande parallel laufen, gehören ebenso wie die Kupferschiefer von Mansfeld und die Salzlagerstätten in der Umgebung des Harzes und in seinem Vorlande dem Zechstein, die Melaphyre, die Porphyre und das Kohlengebirge von Ilfeld dem untersten Rotliegenden an. Dem Nordrande des Harzes gegenüber tritt das Rotliegende und der Zechstein auf den Kulm des Flechtinger Höhenzuges aufgelagert in der Gegend südöstlich und namentlich nordwestlich von Magdeburg aus den jüngeren Formationen zu Tage. Von dem Südabfalle des Harzes durch die güldene Aue getrennt, hebt sich die Dyas in dem Kyffhäuser zu einem kleinen isolierten Gebirge empor. Noch weiter südlich besteht der Thüringer Wald wesentlich aus Rotliegendem mit mächtigen Porphyren, Porphyriten und Melaphyren, während sich ein Mantel von Zechstein um den ganzen Gebirgszug legt und noch an den Dislokationen, welche diesen betroffen haben, teilgenommen hat. Jedoch finden sich als Beweise früherer allgemeiner Verbreitung des letzteren Blöcke von verkieseltem Zechstein mit Prod. horridus bis fast zum Gebirgskamme (Zimmermann, v. Fritsch). In der nordwestlichen Fortsetzung des Thüringer Waldes und in dessen Haupterhebungslinie tritt der Zechstein in der Gabel zwischen Werra und Fulda, also namentlich in der Gegend von Riechelsdorf, in größerer Ausdehnung zu Tage. Auch den

*) H. Bücking, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 33. — H. Mentzel, Z. f. prakt. Geol. 1898. S. 273.

Ostabfall des Rheinischen Schiefergebirges umzieht derselbe in einer schmalen Zone (bei Frankenberg und im Waldeckischen). In östlicher Richtung von Thüringen läuft ein Streifen von permischen Gebilden über Saalfeld nach Gera und Altenburg, tritt in sächsisches Gebiet über und bildet, jedoch nur durch das Rotliegende vertreten, in der erzgebirgischen Mulde eine langausgedehnte Ablagerung, auf welcher Zwickau und Chemnitz stehen. Auch um den Nordwestrand des sächsischen Granulitgebirges schlingt sich das Rotliegende und erstreckt sich in nordöstlicher Richtung, freilich zum großen Teil von Diluvium und Braunkohlenformation überlagert und von Porphyren und deren Tuffen vertreten, nördlich bis über Leipzig und östlich bis jenseits Mügeln und Oschatz, bildet außerdem eine dem Elbtale parallele, zu unterst Steinkohlenflöze führende Mulde südöstlich von Dresden (das Döhlener oder Plauensche Becken), kurz, hat im Königreiche Sachsen eine weite Verbreitung gefunden, während hier der untere und mittlere Zechstein gar nicht, vielmehr nur Plattendolomit und Letten des oberen Zechsteines in der Randzone des erzgebirgischen und nordsächsischen Rotliegenden, nämlich bei Crimmitschau, sowie bei Frohburg-Geithain und Mügeln, zur Ausbildung gelangten. Erst in Niederschlesien erscheinen Rotliegendes und Zechstein in dem Landstrich zwischen Görlitz, Löwenberg und Goldberg wieder an der Tagesoberfläche.

Nördlich dieser, wenn auch mit mehrfachen Unterbrechungen von Westfalen über Thüringen und den Harzrand bis Niederschlesien reichenden Ausstrichzone unterteuft der Zechstein wohl das gesamte Norddeutschland und taucht hier stellenweise, namentlich auch in Form von Gipsen aus seiner mesozoischen und kaenozoischen Überlagerung bis zu Tage, so bei Hohensalza und Wapno (Prov. Posen), Sperenberg (südlich von Berlin), Jessenitz und Lübtheen (Mecklenburg), Lüneburg, Altona, Stade, Lieth, Segeberg, Itzehoe (Holstein). Außerdem sind Stein- und Edelsalze des oberen Zechsteins in zahlreichen Bohrungen im norddeutschen Tiefland und in der Thüringer Mulde angetroffen worden.

Auch im nordwestlichen Teile des westfälischen Steinkohlengebietes schiebt sich, wie durch Bohrlöcher nachgewiesen, der Zechstein, lokal vom Rotliegenden unterteuft, mit dem Kupferschiefer und einem Zuge von bis 300 m mächtigen Steinsalzlagern zwischen das Karbon und die Kreide ein (Holzapfel und G. Müller) und setzt sich bis in die Holländische Provinz Geldern fort, wo er bei Winterswyk 9 Steinsalzlager von 365 m Gesamtmächtigkeit mit Lagen von Kalisalzen führt.

Der Zechstein Norddeutschlands erstreckte sich in Form einer nach Süden gerichteten Bucht über Thüringen und den Kellerwald bis in den Spessart und Odenwald, streicht am Rand dieser Gebirge mehrfach zu Tage und ist vielerorts in der weiten Triasmulde zwischen Thüringer Wald und Spessart, ebenso wie bei Kissingen als Liegendes des Buntsandsteins z. T.

mit Steinsalz- und Kalisalzeinlagerungen erbohrt worden. Sein südlichstes Vorkommen ist ein solches bei Heidelberg.

Eine viel bedeutendere Ausdehnung gewinnt das Rotliegende in Süddeutschland. Hier zieht es sich vom Thüringer Walde aus in einem schmalen, durch Überlagerung von seiten jüngerer Gebilde zerstückelten Streifen längs des Südwestrandes des Fichtelgebirges und des Böhmer Waldes bis nach Bayern hinein. Eines der größten Rotliegenden-Territorien breitet sich südlich vom Hunsrück aus (Saar-Becken), wo es die produktive Kohlenformation überlagert und im engsten Anschluß an diese einige schwache Kohlenflöze führt (s. S. 488). Auch im Spessart, im Odenwalde und Schwarzwalde sowie in den Vogesen besitzt das Rotliegende eine nicht unbeträchtliche Verbreitung.

In Böhmen nimmt das Rotliegende zunächst im nordöstlichen Teile des Landes am Südfuße des Riesengebirges ein ausgedehntes Areal ein, in dessen Bereiche die Städte Trautenau, Hohenelbe, Arnau, Schatzlar, Braunau und Nachod liegen. Dasselbe setzt sich in Form einer nach Norden gerichteten Bucht in die Grafschaft Glatz und in die Waldenburger Gegend fort. Lokal, so bei Ruppersdorf und Braunau sind ihm rote Plattenkalke eingelagert, die sich durch ihre Führung von Stegocephalen und von Fischen (Acanthodes gracilis, Palaeoniscus Vratislaviensis, Xenacanthus Decheni) auszeichnen. Auch im nordwestlichen Böhmen nimmt das Rotliegende in dem Landstriche nördlich von Pilsen und westlich von Prag ein ausgedehntes Gebiet ein, schließt sich eng an die karbonische Formation an und führt in seinem unteren Horizonte das Nürschaner, in seinem oberen das Kunova'er Kohlenflöz, beide mit einer reichen Urvierfüßler- und Fischfauna.

Die permische Formation Englands. Den westlichsten Ausläufer der norddeutschen Dyas repräsentieren die permischen Gebilde Englands. Dieselben gliedern sich ganz übereinstimmend mit denen Deutschlands in zwei selbständige Formationsglieder, den Lower New Red Sandstone und den Magnesian Limestone. Ersterer, das englische Rotliegende, besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus dunkelroten, groben Sandsteinen, zwischen welchen Schieferletten, weniger häufig auch Konglomerate und Ergüsse von Melaphyren eingelagert sind. Sie enthalten die Reste von charakteristischen permischen Landpflanzen und auch wohl schwache Kohlenflöze. Der Lower New Red Sandstone erreicht lokal eine Mächtigkeit von 500 m, und ist auf der produktiven Kohlenformation diskordant aufgelagert. Auch die Gliederung des Magnesian Limestone zeigt eine überraschende Übereinstimmung mit der des thüringischen Zechsteines und beginnt mit einem bis 1 m mächtigen bituminösen Mergelschiefer, welcher unserem Kupferschiefer entspricht und wie dieser Palaeoniscus und Platysomus führt. Darauf folgt grauer oder gelber, dichter, oft bituminöser,

dünn geschichteter Zechsteinkalk (Magnesian Limestone) mit Productus horridus Sow., Spirifer undulatus Sow., Schizodus obscurus Sow. u. a., darauf Dolomit, Rauchwacke und Asche mit denselben Resten und zu oberst roter Letten und Sandstein, sowie Stinkkalk mit Avicula speluncaria Schloth., und Schizodus obscurus Sow., ferner mit Gips und Steinsalz in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 150 m.

Das Perm Frankreichs. In Frankreich sind permische Gebilde namentlich im Zentral-Plateau und zwar vorzüglich in der Gegend von Autun, St. Etienne, Commentry und Lodève verbreitet. Dieselben beschränken sich auf das Rotliegende, welches sich innig an das Oberkarbon anschließt, eine Anzahl kleiner isolierter Becken bildet und sich nach Zeiller und Grand' Eury wie folgt gliedert:

3. **Oberrotliegendes.**
   Rote Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone.
2. **Mittelrotliegendes.**
   b) Sandsteine mit Schiefertonen, Brandschiefer und Bogheadkohle von Millery. Sie führen Callipteris conferta und Walchia filiciformis sowie Protriton und Actinodon, ferner von Fischen Palaeoniscus, Acanthodes. — Walchiensandsteine.
   a) Schichten von Muse mit Cal. conferta, Odontopt. obtusiloba, Cal. gigas, Protriton, Pelosaurus, Actinodon. — Fischschiefer von Lodève.
1. **Unterrotliegendes** (Permokarbon).
   Sandsteine mit Schiefertonen und Steinkohlenflözen von Jgornay. Sie führen: Sigillarien und andere karbonische Pflanzen, außerdem Walchien, sowie Stegocephalen, so Protriton, Pelosaurus, Euchirosaurus, Stereorhachis.

In den **Südtiroler Alpen** ist das Perm repräsentiert durch mächtige, dem deutschen Rotliegenden äquivalente, rote Sandsteine, diese lokal mit Farnen und Walchien (Grödener Sandsteine), zu unterst mit den Ergüssen des Bozener Quarzporphyres und Tuffen oder an deren Stelle ein als Verrucano bezeichnetes Grundkonglomerat. An der oberen Grenze der Grödener Sandsteine stellen sich als Vertreter des Kupferschiefers lokal weiße Sandsteine oder an deren Stelle dickbankige Dolomite (Val Trompia) ein, beide mit Ullmannia, Voltzia und Walchien. Auf sie folgen die als Bellerophonkalk zusammengefaßten Kalke, Dolomite, Rauchwacken und Gipse, erstere mit einer reichen, der des Zechsteines entsprechenden Fauna (Productus, Spirifer, Pecten, Aviculopecten, Gervillia, Schizodus, zahlreichen Bellerophonarten), ferner mit Gyroporella, sowie mit vereinzelten Ammoneen des pelagischen Permkalkes (Paralecanites).

In **Zentralrußland** besitzt die obere Dyas eine weite Verbreitung. Dieselbe lagert sich im Osten auf die uralische Fazies des pelagischen unteren Perm, die artinskische Stufe (S. 507), konkordant auf und gliedert sich in drei Abteilungen. Die unterste derselben besteht aus roten, braunen und grauen Sandsteinen und Mergeln, nebst Konglomeraten und nicht selten

mit schwachen Kohlenflözen, führt Ullmannia, Walchia, Cordaites, Calamites (C. gigas Bronn), Sphenopteris, Odontopteris, Pecopteris, Callipteris (C. conferta), Palaeoniscus und lokal Reste von Stegocephalen und theriodonten Reptilien, umschließt jedoch auch Kalksteinbänke und Mergel, welche reich an z. B. Productus Cancrini Vern., also marinen Resten sind. Die Sandsteine zeichnen sich besonders in ihren oberen Niveaus durch ihren Reichtum an Kupfererzen (namentlich Malachit, Kupferlasur, Volborthit) aus, welche die Bezeichnung Kupfersandstein veranlaßten und als Zement des Sandsteines, in ihm fein eingesprengt, nesterförmig eingelagert, oder endlich als Versteinerungsmittel zahlreicher Pflanzenreste auftreten. Auf diese Schichtengruppe folgt eine zweite von Kalksteinen und Mergeln und führt eine echte Zechsteinfauna, so Productus Cancrini Vern., Terebr. elongata Schloth., Camarophoria Schlotheimi v. Buch, Gervillia ceratophaga Schloth., Pseudomonotis speluncaria Schl., Schizodus obscurus Sow. Zwischen diesen marinen Gebilden treten jedoch Sandsteinschichten mit Neuropteris, Pecopteris, Odontopteris eingeschaltet auf. Beide werden von den mächtigen, bunten Mergeln mit Gips und Steinsalz, der Tatarischen Stufe, überlagert, welche den Übergang zur Trias bilden.

Die Schichten dieser permischen Fazies sind in Rußland über ein Areal von mehr als 15000 Quadratmeilen verbreitet, erstrecken sich vom Fuße des Ural bis zum Eismeer und nach Moskau und bilden den größten Teil des europäischen Rußlands. Sie liegen fast horizontal, nur sehr gering gegen die Mitte geneigt, so daß sie ein ungeheures, flach tellerförmiges Becken repräsentieren.

In Kurland und Lithauen tritt Zechstein, freilich gering verbreitet, in einer Fazies auf, welche sich bereits auf das engste an die deutsche anschließt.

B. Die pelagische Fazies des Perm.

Im Gegensatze zu der Binnenentwicklung des Perm kennzeichnet sich dessen pelagische Fazies durch den Mangel grobklastischer Gesteine und die Seltenheit der Reste von landbewohnenden Pflanzen und Tieren, dahingegen durch die Führung einer reichen ozeanischen Tierwelt, die in engstem Anschlusse steht an diejenige der oberkarbonischen Meere, zugleich aber die marine Fauna der Trias vorbereitet, also das Bindeglied zwischen den paläozoischen und mesozoischen Faunen repräsentiert. Das für sie charakteristische besteht in der Vergesellschaftung von Brachiopoden (Productus, Spirifer, Chonetes, Leptaena, Orthis), Zweischalern, Gastropoden (Bellerophon) und Korallen (Amplexus, Zaphrentis, Favosites) von noch paläozoischem Habitus, sowie von Nautileen (Orthoceras, Gyroceras) und den letzten Vertretern von Fusulina und Trilobiten mit Vorläufern der triadischen,

ceratitische oder schon stark zerschlitzte Sutur aufweisenden Ammoniten, nämlich mit Otoceras, Popanoceras (Fig. 350), Cyclolobus (Fig. 351), Xenodiscus, Medlicottia (Fig. 352), Agathiceras u. a., ferner mit den aufgewachsenen, ungleichklappigen Brachiopoden Richthofenia, Oldhamina (Fig. 353) und Lyttonia.

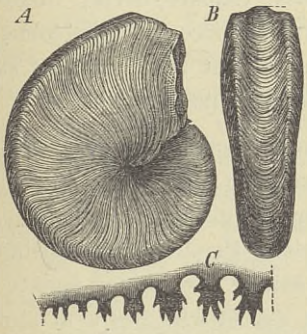


Fig. 350. Popanoceras multistriatum Gemm.
A von der Seite, *B* von hinten, *C* Lobenlinie.

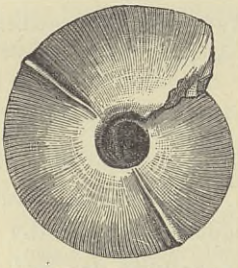


Fig. 351. Cyclolobus Stachei Gemm.

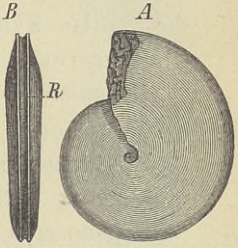


Fig. 352. Medlicottia Trauscholdi Gemm.
A von der Seite, *B* von hinten, *R* Außenfurche, von 2 Kielen eingefaßt.

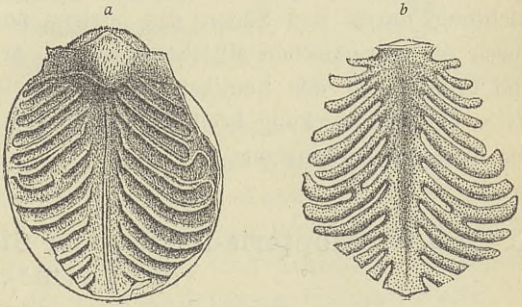


Fig. 353. Oldhamina decipiens Waagen.
a Innenseite der ventralen, *b* der dorsalen Schale.

Der pelagischen Fazies des Perm gehören die folgenden Ablagerungen an:

1. dem **unteren Perm** als Äquivalente des Rotliegenden

die Artinskische (Arta-)Stufe am Westabfall des Ural und bis zum Donetz mit Medlicottia, Glyphioceras, Popanoceras, Spirifer, Productus, Fusulina, sowie mit Rotliegendflora. Zu oberst mit zahlreichen permischen Zweischalern. Darüber der Kupfersandstein Zentralrußlands (S. 506);

die Sosiokalke von Sizilien mit Fusulina, Popanoceras, Cyclolobus, Agathiceras, den Brachiopoden Richthofenia, Lyttonia und den Trilobiten Griffithides und Proetus; in Griechenland mit Lyttonia;

die Caralpschiefer der Pyrenäen mit ähnlicher Fauna;

die Wichita-beds von Kansas und Nebraska, das Guadalupian von Texas mit der charakteristischen Permkalkfauna, im unteren Niveau mit dem Haupthorizont der Stegocephalen und Reptilien;
der untere Productuskalk der Salt Range Indiens mit Spirifer Marcoui.

2. dem **oberen Perm** als Äquivalente des Zechsteines
die Djulfa-Schichten von Armenien mit Orthoceras, Otoceras, Hungarites, zahlreichen Producten und Spiriferen, Zaphrentis, Michelinia u. a.,
der mittlere und obere Productuskalk der Salt Range mit Productus, Strophalosia, Spirifer, Athyris, Camarophoria, Richthofenia, Lyttonia, Bellerophon, Nautilus, Orthoceras, Cyclolobus, Popanoceras, Xenodiscus, Medlicottia, zu unterst mit Fusulina, zu oberst die Otoceras-beds der Salt Range und des Himalaya.

Wie sich aus der Verteilung der pelagischen Permablagerungen offenbart, erstreckte sich das Meer, dem sie entstammen, in west-östlicher Richtung durch den Süden des jetzigen nordamerikanischen Kontinentes, durch die europäischen Mittelmeerländer, Armenien, Persien, Afghanistan und China nach den heutigen Sundainseln und sandte von seiner äquatorialen Haupterstreckung breite nördliche Arme in die Striche des Ural und der Rocky Mountains aus.

C. Die Glossopteris-Fazies und die Glazialablagerungen des Perm*).

In der Umgebung des indischen Ozeans, nämlich in Südafrika, Madagaskar, Indien und Australien, sind in enormer Verbreitung mächtige kohlen- und pflanzenführende Schichtensysteme entwickelt, welche sich durch den einheitlichen Typus ihrer Floren als zu einem ursprünglich zusammenhängenden Ablagerungsgebiete gehörig erweisen und in beinahe kontinuierlicher Reihe eine Fazies des Perm und der Trias vorstellen. In Australien und Südafrika überlagern dieselben ungleichförmig Schichten, welche Lepidodendron und z. T. auch Sigillaria und Stigmaria enthalten

*) W. Waagen, Die karbone Eiszeit. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1887. S. 143. — O. Feistmantel, Die pflanzen- und kohlenführenden Schichten in Indien, Afrika usw. Sitzber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1887. — Ders., Ebend. 1888. S. 584. — E. Phillipi, Das südafrikanische Dwyka-Konglomerat. Z. d. D. geol. Ges. 1904. S. 304. — Ders., Centralbl. f. Min. u. Geol. 1908, Nr. 12, S. 353. — F. Noetling, Glazialschichten in der Salt-Range. N. Jahrb. 1896. II. S. 61. — E. Koken, Indisches Perm und die permische Eiszeit. N. Jahrb. Festband 1907. S. 446. — A. Penck, Eiszeiten Australiens. Z. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1900. S. 239. — Fr. Frech, Leth. palaeozoica. II. Bd. 1901 u. 1902. S. 579. Mit bis dahin vollständiger Literatur.

und das Subkarbon repräsentieren. Auf diese, in Indien diskordant auf das Kambrium, folgt nun ein mächtiges, z. T. flözreiches System (siehe Tabelle, S. 510), das trotz des abweichenden Habitus seiner Flora eine Äquivalentbildung des Perm der nördlichen Hemisphäre ist. Ihr auffallendes Gepräge erhalten diese Floren dadurch, daß in ihnen die charakteristischen Pflanzen der Steinkohlenformation, also Sigillaria, Lepidodendron, Asterophyllum usw. fast überall fehlen, daß diese vielmehr bis auf einige Sigillarien Südafrikas bereits mesozoischen Formen Platz gemacht haben. Unter letzteren sind vor allen zwei Farngattungen, Glossopteris (Fig. 354 und Gangamopteris als die verbreitetsten, dann Sagenopteris, Callipteris, Voltzia, Noeggerathiopsis, Schizoneura und Phyllotheca hervorzuheben. In Australien und der indischen Salt-Range sind in diese terrestre Schichtenreihe marine Komplexe mit einer vorwiegend permischen Fauna eingeschaltet, in der jedoch Fusulinen und Schwagerinen durchaus fehlen.

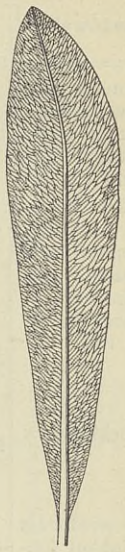


Fig. 354. Glossopteris indica Feistm.

Kohlenführende Ablagerungen mit Glossopteris-Flora finden sich außerdem in Argentinien und Südbrasilien, wo sie zugleich Lepidodendren enthalten (Zeiller, Bodenbender) und sind gleichfalls in Nord-Rußland im Gebiete der nördlichen Dwina (Gouv. Wologda) nachgewiesen worden (Amalitzky). Ebenso sind Schichten mit Glossopteris-Flora von der östlichen der Falkland-Inseln bekannt (Halle).

Das Verschwinden der karbonischen Flora und das Auftreten dieser neuen Pflanzenvergesellschaftung von mesozoischem Typus steht in jedem der in folgender Tabelle aufgeführten Areale in Verknüpfung mit scharf ausgeprägten Glazialerscheinungen, welche von einer demnach permischen Vereisung weiter Gebiete im Umkreise des Indischen Ozeans herrühren. Dieselben offenbaren sich im Auftreten von Grundmoränen an der Basis des Glossopteris-Systems, in deren mergeliger und sandsteinartiger z. T. verkieselter, sehr harter Grundmasse wirr und ordnungslos große und kleine Geschiebe zerstreut liegen, welche ziemlich häufig poliert, gekritzt und geschrammt erscheinen und hierdurch diesen Konglomeraten die größte Ähnlichkeit mit dem norddeutschen Geschiebelehm, also der diluvialen Grundmoräne Nordeuropas, verleihen. Ihr Untergrund erweist sich häufig rundhöckerartig umgestaltet, glatt geschliffen und mit Ritzlinien und z. T. viele Meter langen Schrammen bedeckt (siehe S. 158).

Glossopteris-Schichten und Glazialablagerungen des Perm.				
Neusüdwales	**Viktoria**	**Ostindische Halbinsel**	**Salt-Range**	**Südafrika**
Baltimore- und New-Castle-Kohlenformation mit Gangamopteris und Glossopteris. Obere marine Schichten mit Productus und Spirifer, wechsellagernd mit	Sandsteine mit Gangamopteris und Glossopteris.	Untere Gondwana-Schichten: Karharbari-Sandstein und Kohlen mit Gangam., Glossopteris, Callipteris. Talchirschiefer und -sandsteine mit Gangam. und Glossopt.	Im Westen Productuskalk. Im Osten Tone mit Conularia und Erydesma. Gefleckte bunte Sandsteine (Olive und Speckled Sandstone).	Untere Karroo-Formation: Ekka-Schiefer, z. T. kohlenführend mit Gangamopt., Glossopt. und Sigillaria Brardi.
Blocklehm,	Glazialer Geschiebelehm von Bachus-Marsh u. Wild-Duck-Creek.	Glaziales Talchirkonglomerat.	Glaziale Pendschab-Geschiebemergel.	Glaziales Dwykakonglomerat.
dieser wiederum mit Kohlen führenden Schichten mit Glossopt. und Phyllotheca (Greta-Kohlenformation).	Glazial-Schliffe auf dem silurischen Untergrund.	Im Untergrund Schlifflächen und Rundhöcker.	Im Untergrund Gletscherschrammen.	Im nördlichen Verbreitungsgebiete Schlifflächen, Rundhöcker
Untere marine Schichten mit Productus und Spirifer.				

IV. Die mesozoische Formationsgruppe.

Die mesozoische Formationsgruppe ist eine über 3000 m Mächtigkeit erreichende Schichtenreihe von vorherrschenden Kalksteinen, Dolomiten, Mergeln, Schiefertonen, plastischen Tonen und Sandsteinen nebst zurücktretenden Einlagerungen von Steinkohlen, Gips und Steinsalz, deren Ablagerung in eine Zeit fällt, in welcher die Pflanzenwelt außer durch Koniferen, vor allem durch Cycadeen und neben diesen durch Farne, — die Tierwelt durch dem Typus der Jetztzeit angehörige Korallen (also solche mit sechsstrahligem Bau, Hexacoralla), moderne Seeigel (Euechinoidea), zahlreiche Gastropoden und Zweischaler, namentlich aber durch über 5000 Spezies der höchst stehenden Mollusken, der Ammoniten und Belemniten, endlich durch schmelzschuppige Ganoiden, sowie hai- und rochenartige Knorpelfische, ferner durch Panzerlurche, die Labyrinthodonten, und durch Reptilien repräsentiert wird. Letztere erreichen jetzt ihren größten Formenreichtum und z. T. Riesengestaltung und sind vorzugs-

weise vertreten durch die meerbewohnenden Ichthyosaurier und Sauropterygier (Ichthyosaurus, Nothosaurus, Lariosaurus, Plesiosaurus), durch flatternde Pterosaurier (Pterodactylus, Rhamphorhynchus), durch Krokodilier (Belodon, Aëtosaurus, Teleosaurus, Geosaurus), durch Dinosaurier (Zanclodon, Brontosaurus, Compsognathus, Stegosaurus, Iguanodon) und endlich durch Schildkröten. Gefäßkryptogamen, Crinoideen, Brachiopoden, Nautileen, welche während der paläozoischen Perioden den Gesamthabitus der damaligen organischen Welt bestimmten, treten stark zurück, Lepidodendren und Sigillarien sind schon während der Permperiode, Panzerfische, Trilobiten, Cystideen und Blastoideen bereits früher verschwunden. Dahingegen fällt in die mesozoischen Zeitalter namentlich auch das Auftreten der ersten Laubhölzer und der ersten Knochenfische, Vögel und Säugetiere. Es vollzieht sich somit vom Beginn des Mesozoikums an ein totaler Wandel in den Floren und Faunen der Erde.

Die mesozoische Formationsgruppe zerfällt in:

3. die Kreide,
2. den Jura,
1. die Trias.

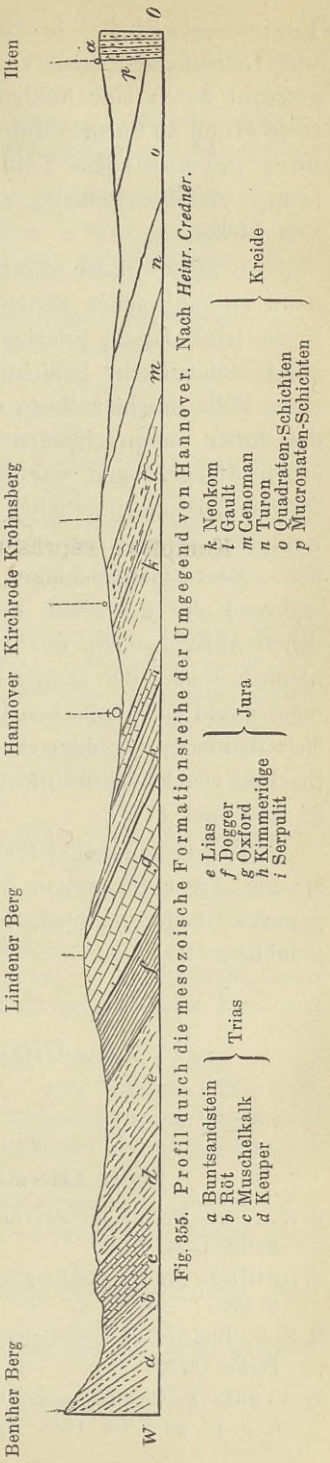


Fig. 355. Profil durch die mesozoische Formationsreihe der Umgegend von Hannover. Nach *Heinr. Credner.*

Die Trias.

Lethaea geognostica. Herausgegeben von Fritz Frech. II. Das Mesozoicum. 1. Trias. Lief. 1, 2 u. 3. Stuttgart 1903—1905.

Die Trias eröffnet die Reihe der mesozoischen Formationen (siehe Fig. 355), bildet also das Hangende des oberen Perm und das Liegende des unteren Jura, wo sie im Verbande mit einem dieser beiden oder zugleich mit beiden Schichtensystemen auftritt, hat sich aber innerhalb fast jedes einzelnen ihrer Bildungsräume in einer von den übrigen abweichenden

Fazies entwickelt. In Deutschland gliedert sie sich in zwei Sandstein- und Lettenformationen, vorwiegend mit Resten von Landbewohnern, beide getrennt durch eine Kalksteinformation mit einer Meeresfauna, welche sich trotz Armut an Formen durch Reichtum an Individuen auszeichnet (deutsche oder germanische Trias). In England fehlt diese kalkige Schichtengruppe (der Muschelkalk), ebenso im Osten von Nordamerika und im Süden von Afrika.

An Stelle dieser sämtlichen Gebilde tritt uns zunächst in den Alpen, dann an zahlreichen Stellen in Südeuropa, Indien, Zentral- und Nordasien, Neuseeland, Japan, Sibirien und dem Westen von Amerika eine wesentlich kalkig-dolomitische Schichtenreihe von z. T. enormer Mächtigkeit und mit einer Fülle mariner Reste entgegen, welche mit den deutschen, sowie mit den ihnen entsprechenden englischen, ostamerikanischen und südafrikanischen Ablagerungen nur wenige Züge gemeinsam hat. Diese anfänglich für Lokalbildungen gehaltenen alpinen und die ihnen ähnlichen außeralpinen Komplexe repräsentieren die eigentlichen, allgemein verbreiteten, kontinuierlichen Meeresniederschläge, also die normale pelagische Fazies der Trias, während die deutschen und die übrigen ihnen mehr oder weniger ähnlichen Ablagerungen nur ebensoviele räumlich beschränkte Lokalfazies, nämlich solche der sandigen Gestade, sowie der flachen Buchten des Triasmeeres und z. T. äolischen Ursprungs sind. Die Trias der Alpen usw. verhält sich demnach zur deutschen Trias ungefähr wie der obere Kohlenkalk zur produktiven Steinkohlenformation und wie das pelagische Perm zur Dyas (S. 453 und 478).

Der Ausgangspunkt für die Kenntnis der Trias war jedoch die deutsche, sie hat dieser Formation den Namen gegeben und heute noch ist ihre allgemeine Gliederung maßgebend für diejenige der außerdeutschen Äquivalentgebilde.

A. Die Binnenfazies der Trias.

Die deutsche Trias.

Einige Literaturangaben über die deutsche Trias.

H. Eck, Die Formation des bunten Sandsteines und Muschelkalkes in Oberschlesien. Berlin 1865.

F. Nötling, Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 300.

H. Eck, Rüdersdorf und Umgebung. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. I. 1. Berlin 1872.

W. Frantzen, Gliederung des Unt. Muschelkalkes in Westfalen und Hannover. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 453.

E. E. Schmid, Über den unteren Keuper des östlichen Thüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. 1874. — Das ostthüringische Röt. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 92. — Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Jena 1876.

R. Wagner, Buntsandstein und Muschelkalk bei Jena. Jahresber. d. Ackerbauschule zu Zwätzen bei Jena. 1887. — Muschelkalk bei Jena. Abh. d. k. pr. geol. La. Heft 27. 1897.

L. Henkel, Muschelkalk von Naumburg. Ebend. 1901. S. 408.

J. G. Bornemann, Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes in Thüringen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1885. S. 267. — Ebend. 1883. S. 383. — Über den Muschelkalk. Ebend. 1888. S. 417.

W. Frantzen und A. v. Koenen, Gliederung des Wellenkalkes im mittleren und nordwestlichen Deutschland. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1888. S. 440.

A. Tornquist, Der Gipskeuper von Göttingen. Göttingen 1892.

H. Pröscholdt, Beiträge zur näheren Kenntnis des unteren Muschelkalkes in Franken und Thüringen. Programm der Realschule. Meiningen 1879. — Ders., Die Marisfelder Mulde. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 190. — Ferner: Ebend. 1884. S. 239. — Gliederung des Buntsandsteines. Z. d. D. geol. Ges. 1887. S. 343.

W. Frantzen, Übersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1882. S. 17. — Ebend. 1881. S. 157. — Über Chirotheriensandstein. Ebend. 1883. S. 347. — Ebend. 1888. S. 440 u. 453.

H. Loretz, Keuper bei Coburg. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1894. S. 140.

C. W. Gümbel, Die geogn. Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. Bavaria. Bd. IV. Heft 11. 1865. — Geogn. Beschreib. des Fichtelgebirges. Gotha 1879. S. 590.

Fr. Sandberger, Die Gliederung der Würzburger Trias und ihre Äquivalente. Würzb. naturw. Zeitschr. Bd. VI. 1868. S. 131. (S. auch N. Jahrb. 1868. S. 234, 362 u. 623.) Die Trias im mittleren Maingebiete. Gemeinnützige Wochenschr. 1882. Nr. 1—6. — Übersicht der Versteinerungen der Trias Unterfrankens. Würzburg 1890.

F. v. Alberti, Überblick über die Trias. Stuttgart 1864.

H. Thürach, Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. Geognost. Jahreshefte. Kassel 1888. S. 75, und 1889. S. 1.

O. Fraas, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882.

H. Eck, Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Muschelkalkes. Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 32. — Buntsandstein im Odenwald. Ebend. 1884. S. 161. — Das Lager des Cerat. antecedens. Ebend. 1885. S. 466. — Erläuterungen zur geognostischen Karte von Lahr. Lahr 1884. S. 83.

M. Schmidt, Das Wellengebirge d. Gegend v. Freudenstadt. Stuttgart 1907.

Frd. Zeller, Lettenkohle u. Keuper in Schwaben. N. J. f. Min. Beil.-Bd. XXV. 1907.

F. Schalch, Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwalde. Schaffhausen 1873. — Der obere Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper von Mosbach und Kappenau. Mitt. d. Bad. geol. La. Bd. II. S. 497.

E. W. Benecke, Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1877. — Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin 1900. S. 24.

E. Schumacher, Der untere Muschelkalk im nordöstlichen Deutsch-Lothringen. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. II. 1889. S. 111.

A. Leppla, Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahreshefte. Bd. I. Kassel 1888. S. 39.

E. Weiß, Gliederung der Trias im Saarbrückenschen. N. Jahrb. 1869. S. 215. — Z. d. D. geol. Ges. 1869. S. 837.

G. Meyer, Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1886. S. 1.
H. Grebe, Die Triasmulde zwischen Hunsrück und Eifel-Devon. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 462.
M. Blanckenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel. Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. Bd. VI. 2. Berlin 1885.
E. Philippi, Kontinentale Trias (mit Beiträgen von J. Wysogorski). Lethaea geognost. II. Heft 1. Lief. 1. Stuttgart 1903.

Die deutsche Trias besteht aus drei Unterabteilungen, die ihren verschiedenartigen petrographischen und paläontologischen Habitus einer in der Mitte der Triaszeit stattgehabten zeitweiligen Senkung des bisherigen Festlandes verdanken, infolge deren auf den ursprünglichen terrestren Gebilden zunächst ein mariner und auf diesem wiederum ein wesentlich terrestrer und litoraler Schichtenkomplex zur Ablagerung gelangte*). Diese drei Glieder der Deutschen Trias (Fig. 355 und 356) sind (von unten zu lesen):

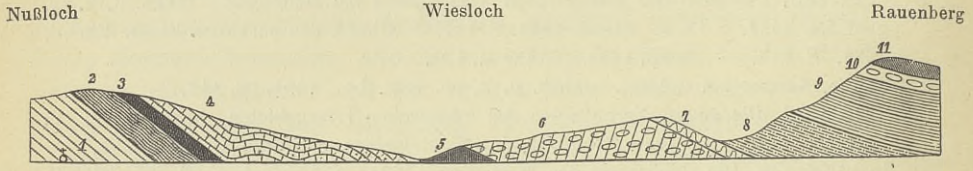


Fig. 356. Profil durch die Trias am Südabhange des Odenwaldes. Nach *E. W. Benecke.* *1* Buntsandstein terrester. — *2*, *3* und *4* Muschelkalk (marin): *2* Wellenkalk, *3* Anhydritgruppe, *4* oberer Muschelkalk. — *5*—*11* Keuper (festländisch): *5* Lettenkohlengruppe, *6* Untere Mergel und Gips, *7* Keuperwerkstein, *8* Gruppe der roten Mergel, *9* bunte Mergel mit Kieselsandstein, *10* Knollenmergel, *11* Bonebed-Sandstein.

3. der Keuper, eine Mergel-, Gips- und Sandsteinbildung mit vorwaltenden Resten von Bewohnern des Landes, sowie von solchen des Litorals, von Lagunen und von Binnenseen;

2. der Muschelkalk, Kalksteinformation mit Resten von Bewohnern einer Flachsee;

1. der Buntsandstein, unten eine terrestre, wesentlich äolische Sandsteinformation, oben Tone und Mergel mit Resten von Bewohnern des Landes und des im Eindringen begriffenen, seichten Muschelkalkmeeres.

1. Der Buntsandstein.

Petrographischer Charakter. Wie der Name andeutet, besteht diese Schichtengruppe vorwaltend aus sehr verschiedenartig gefärbten, vorwiegend aber roten Sandsteinen. Dieselben sind fast durchweg Quarzsandsteine mit tonigem, kieseligem oder eisenschüssigem, vielfach sehr spärlichem Bindemittel und abhängig von diesem zum Teil fest bis quarzit-

*) E. Fraas, Jahreshefte d. Ver. f. vaterländ. Naturk. Stuttgart 1899. S. 1. — A. Tornquist, Geol. Rundschau III. 1912. S. 111.

artig, zum Teil weich und zerreiblich, ja locker und an der Luft zu losem Sande zerfallend. Das kieselige Zement bildet zuweilen winzige wasserhelle Quarzkriställchen oder einheitliche Kristallhüllen auf der Oberfläche der rundlichen Quarzkörner namentlich des mittleren Buntsandsteins (kristallinische Quarzsandsteine), so Thüringens, der Rhön, des Schwarzwaldes und der Vogesen. Auch die Färbung der Sandsteine wird von dem Zemente bedingt und ist vorherrschend rotbraun, gelb, grünlich, weiß oder bunt gesprenkelt und gefleckt. Der untere weiße Buntsandstein des Thüringer Waldes und des Werratales ist so reich an Kaolin, daß auf dessen Gewinnung die Porzellanmanufaktur jener Gegend beruhte.

Der Buntsandstein besitzt eine sehr deutliche Schichtung und Bankung, mit welcher nicht selten ein plötzlicher Wechsel der Gesteinsfarbe Hand in Hand geht, wodurch sie noch deutlicher hervorgehoben wird. Die Bänke sind zum großen Teile mehrere Fuß mächtig, weniger häufig dünnplattig, oder endlich, besonders in den oberen Niveaus des Buntsandsteines, sobald sich zahlreiche Glimmerblättchen zu den Sandkörnern gesellen, dünnschieferig. In ersterem Falle zeigen sie nicht selten die Erscheinung der Schrägschichtung (Fig. 357) oder diskordanten Parallelstruktur, während mehr oder weniger scharf ausgeprägte sog. Wellenfurchen (Rippelmarken) auf den Schichtflächen der Sandsteine ziemlich allgemein verbreitet sind.

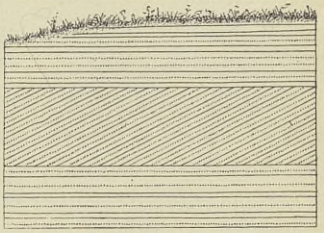


Fig. 357. Profil des Buntsandsteins oberhalb Suhler Neudorf im Thüringer Walde. (*H. Crd.*)
a braunroter, plattenförmiger Sandstein, *b* diskordant-schieferiger, rot- und weißgestreifter Sandstein, *c* grauer Mergelsandstein.

Die Sandsteine umschließen so häufig rundliche oder eckige Partien von dunkelrotem Ton (Tongallen), daß diese als eine ganz charakteristische Eigentümlichkeit des Buntsandsteines zu betrachten sind.

Nächst den Sandsteinen sind es besonders rote und bunte Schieferletten, Tone und Mergel und eingelagert in diesen Gips, welche einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Buntsandsteinformation nehmen, deren oberste Abteilung, der Röt, in Mittel- und Norddeutschland fast ausschließlich von ihnen gebildet wird. Letzterer umschließt bisweilen, so bei Arnstadt, bei Schöningen und Königs-Dahlum im Braunschweigischen, bei Hannover, bei Salzgitter, im Ruhrkohlenrevier, bei Bentheim und Vreden mächtige Einlagerungen von Steinsalz, mit welchen z. B. bei Elmen, Arnstadt und Salzgitter Vorkommnisse von Kalisalzen verknüpft sind. Konglomerate, z. T. mit zu Kantengeschieben abgeschliffenen Geröllen, spielen meist nur eine untergeordnete Rolle in der hier besprochenen Schichtenreihe. — Rogenstein und ihm untergeordnet Stromatolith

(Napfstein) bildet am Nord-, Ost- und Südrande des Harzes im unteren Buntsandstein teils mächtige Lagerzonen, teils starke Bänke, welche jedoch am südlichen Harz ihre Mächtigkeit verlieren und etwas westlich von Nordhausen ganz verschwinden. Anderwärts ist derselbe nur noch im unteren Buntsandstein von Rüdersdorf bekannt. Dolomit tritt in vielen Gegenden in Form schwacher Bänkchen untergeordnet zwischen den Mergeln des Röt und den Letten des unteren Buntsandsteines, in den Reichslanden und in Süddeutschland nicht selten in Form von Knollen im untersten Niveau des oberen Buntsandsteines auf. Sehr häufig (z. B. bei Waltershausen und am Singerberge im Thüringer Walde, sowie in Franken) sind die Schichtungsflächen der dünngeschichteten, mergeligen Sandsteine des oberen Buntsandsteines von würfeligen Pseudomorphosen nach Steinsalz bedeckt, welche augenscheinlich dadurch entstanden sind, daß sich Kochsalzkristalle aus verdunstenden Pfützen von Salzseen auf deren Boden abschieden, später von Schlamm bedeckt, wieder aufgelöst und von Schlammmasse ersetzt wurden.

Erzführung. Der Buntsandstein ist zuweilen das Muttergestein von Erzen. Dies ist z. B. bei Commern in der preußischen Rheinprovinz der Fall. Dort lagern die schwach nach Norden fallenden, vielfach verworfenen und zerstückelten Schichten des Buntsandsteines unmittelbar auf Unterdevon auf und bestehen aus wechsellagernden Konglomeraten und feinkörnigen, weißen, lockeren Sandsteinen in einer Mächtigkeit, welche 45 m erreicht. Diese sind mit 1—8 mm großen Körnern und Konkretionen von Bleiglanz (Knottenerz) in überraschender Gleichmäßigkeit erfüllt und repräsentieren eine der wertvollsten Bleierzlagerstätten Deutschlands. Unter ganz analogen Verhältnissen treten Malachit, Bleiglanz und Weißbleierz im Buntsandsteine bei St. Avold westlich von Saarbrücken auf. Bei Twiste unweit Arolsen enthält der Buntsandstein in einer Mächtigkeit von 3—4 m Imprägnationen von Kupferglanz, namentlich aber Malachit, welche sich vorzugsweise auf den feinen Klüften in diesem Gesteine konzentriert haben, in deren Nähe der sonst rotbraune Sandstein gebleicht ist. In ähnlicher Weise treten bei Bulach im württembergischen Schwarzwalde Fahlerz, Kupferlasur und Malachit im Buntsandsteine auf und sind in früheren Zeiten das Objekt eines Bergbaues gewesen.

Paläontologischer Charakter. Der Buntsandstein ist gewöhnlich sehr arm an organischen Resten, nur einzelne Gegenden und Schichten (z. B. am westlichen Fuße der Vogesen, im Elsaß, in Baden, bei Bernburg, in Oberschlesien) machen davon eine Ausnahme, indem gewisse Sandsteine, Mergel und Schiefertone eine ziemliche Menge pflanzlicher, andere einige tierische Reste bergen. Einige der wichtigsten und zum Teil sehr charakteristischen Pflanzenformen sind: Equisetum Mougeoti Schimp. und, ebenfalls zu den Equisetaceen gehörig, Schizoneura paradoxa Schimp.,

deren nicht seltener Holzkörper sich von Equisetum durch viel breitere Längsrippen unterscheidet, ferner zwei Farne: Anomopteris Mougeoti Schimp. und Caulopteris Voltzi Schimp., endlich einige Abietineen, z. B. Albertia elliptica Schimp. und Voltzia heterophylla Brongn. (Fig. 358), erstere mit breiten elliptischen, letztere an den jüngeren Zweigen mit langen, linearen, an den älteren Zweigen mit pfriemigen, kurzen Blättern.



Fig. 358. Voltzia heterophylla Brongn. Endzweig, Mittelzweig, Fruchtzweig. Letzterer nach Einzelteilen rekonstruiert (vergl. *Zittel*, Handbuch der Pal. II. Abt. 1890. Fig. 198. S. 289).

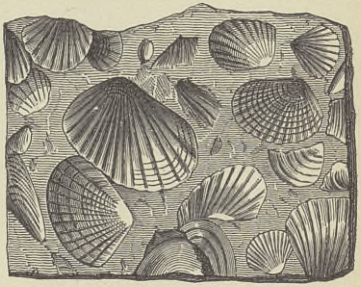


Fig. 359. Myophoria costata Zenk. Nach *F. Römer*.

Tierische Überreste sind vorzugsweise aus den oberen Horizonten des Buntsandsteines bekannt. Das in dessen kalkigen Bänken sehr häufige Rhizocorallium Jenense Zenk. wird als ein Hornschwamm gedeutet. Dem mittleren Buntsandstein Norddeutschlands gehören Gervillia Murchisoni, Aucella Geinitzi und Turbonilla Weißenbachi an. Durch fast ganz Deutschland weitverbreitete Leitfossilien des oberen Buntsandsteines, des Röt, sind Myophoria costata (Fig. 359) und Modiola triquetra. Neben ihnen erscheinen schon hier mehrere Arten der späteren Muschelkalkfauna. Seltener, aber von Bedeutung ist Ammonites (Beneckeïa) tenuis v. Seeb. Verbreitet ist ferner Estheria Albertii Voltz. Ganz eigentümlich ist die Häufigkeit von Fährten riesiger Stegocephalen nahe

der Grenze zwischen mittlerem und oberem Buntsandstein (Fig. 360). Sie bestehen aus den Fußtapfen eines seinem Äußeren und seinem Baue nach unbekannten, Chirotherium genannten Labyrinthodonten, die sich z. B. unweit Heßberg bei Hildburghausen, bei Jena und Kahla, bei Karlshafen an der Weser, bei Kissingen, Würzburg, im Taubertale und am südlichen Schwarzwald finden, und deren Urheber die triadische Landschaft in großer Menge belebt haben müssen. Diese Fußtapfen und deren auf der ihnen zugekehrten Fläche der nächsten Schicht befindliche, durch Ausfüllung der



Fig. 360. Chirotherium-Fährten und Eintrocknungsrisse auf einer Platte des mittleren Buntsandsteines.

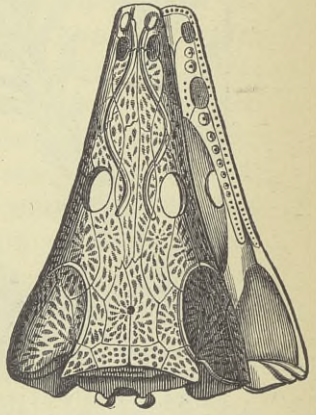


Fig. 361. Schädel von Trematosaurus Brauni Burm.

Eindrücke entstandene, reliefartige Abgüsse lassen auf das deutlichste erkennen, daß die sie verursachenden Tiere fünfzehige, aber ungleich große, größere hintere und kleinere vordere Füße besessen haben. In demselben Horizonte finden sich in der Umgebung von Bernburg neben Pleuromeia, einem Nachkommen von Sigillaria, die ausgezeichnet erhaltenen Schädel zweier Labyrinthodonten Trematosaurus Brauni Burm (Fig. 361) und Capitosaurus nasutus v. M., bei Herzogenweiler im südlichen Schwarzwalde Reste von Tremat. Fürstenberganus v. M. Aus dem oberen Buntsandstein von Riehen bei Basel stammt ferner Labyrinthodon Rütimeyeri Wied (Sclerosaurus armatus). Endlich kommen im mittleren Buntsandstein, so bei Süldorf südwestlich von Magdeburg, in der Halle-

schen Gegend und im südlichen Schwarzwalde, Ganoidschuppen in solcher Menge vor, daß sie gewisse Lagen des Sandsteines fast schwarz färben.

Entstehung des Buntsandsteines*). Die Fährten, welche die Chirotherien in dem frisch abgesetzten Buntsandsteinschlamm zurückließen, die netzförmigen Risse, welche die mit solchen Fußspuren bedeckten Schichtflächen kreuzen und nur infolge des Trocknens des bis dahin feuchten Bodens entstanden sein können, die vom Winde erzeugten Rippelmarken (sog. Wellenfurchen) auf denselben Sandsteinen, die Steinsalzpseudomorphosen auf deren Schichtflächen, die Schrägschichtung, also Dünenstruktur vieler Sandsteinbänke, die von den Winden geschliffenen Kantengerölle in manchen derselben, endlich die Reste von Landpflanzen und von gewaltigen Lurchen weisen darauf hin, daß der untere und mittlere Buntsandstein eine terrestre Bildung ist, an deren Aufbau sich Sandstürme wesentlich beteiligt haben. Die durch mächtige fossilleere Sandsteine getrennten, dünnen Einzellagen mit Estherien, Gervillien und anderen Zweischalern mögen in temporären, der zeitweiligen Versandung unterworfenen Wüstenseen zur Ablagerung gelangt sein. Das oberste Glied des Buntsandsteines hingegen, der Röt, gibt sich durch seine marinen Reste, seine Gips- und Steinsalzlager als Absatz des langsam eindringenden und zeitweilig wieder eindampfenden Muschelkalkmeeres kund.

Gliederung des Buntsandsteines. Wesentlich nach Verschiedenheiten in der petrographischen Zusammensetzung der Schichtenreihe des Buntsandsteines, teils aber auch nach paläontologischen Anhaltspunkten gliedert sich derselbe in drei Abteilungen (vgl. auch S. 520):

Oberer Buntsandstein oder Röt bis 150 m mächtig: Bunte Letten und Mergel mit Dolomit, Gips und Steinsalz, sowie mit Bänkchen von quarzitischem Sandstein, anderenorts zum Teil oder ganz vertreten durch rote glimmerreiche Tonsandsteine, lokal mit kalkigen Myophorienbänken (Myophoria costata und vulgaris, Gervillia socialis, Pecten discites, Lingula tenuissima, Ammonites (Beneckeia) tenuis, Rhizocorallium jenense), sowie mit Voltziensandstein (Anomopteris Mougeoti, Voltzia heterophylla). Die im untersten Niveau des süddeutschen Röt auftretende Karneolbank ist durch Lagen und Knollen von Dolomit und Karneol ausgezeichnet.

Mittlerer Buntsandstein (Hauptbuntsandstein), bis 300 m mächtig: fast ausschließlich bunte, meist ziegelrote, vorwiegend grobkörnige, glimmer- und bindemittelarme Sandsteine (in den Vogesen der Vogesensandstein), oft mit diskordanter Schichtung, mit Zwischenlagen von

*) Eberh. Fraas l. c., S. 8—24. — E. Philippi, Centralbl. f. Min. 1901. S. 463. — Namentlich aber J. Walther, Das Gesetz d. Wüstenbildung. Berlin 1900 und Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908, S. 366 u. f. — A. Tornquist, l. c.

Die Gliederung des Buntsandsteines

	am südlichen Rande des Harzes nach *Eck, von Seebach, Giebelhausen*	in Thüringen nach *Heinr. Credner, Schmid* u. a.	in der Gegend von Meiningen nach *Frantzen* und *Proescholdt*	im Spessart und in der Gegend von Würzburg nach *Sandberger, Gümbel* u. *Thürach*	am Südabhange des Odenwaldes nach *Benecke*	im Schwarzwald nach *Eck*	in Elsaß-Lothringen nach *Benecke* u. *Schumacher*
Oberer B. oder Röt.	Obere gipsfreie Stufe, 30 bis 35 m mächtig, lediglich aus roten und grünen Mergeln bestehend. Untere gipsführende Stufe, rote und grüne Mergel mit Gipslagern, mit Lagern von Quarzit, diese mit Steinsalzpseudomorphosen. In ihrer Mitte Dolomitbänke (Rhizocorallium-Dolomit) mit Ben. tenuis, Myophor. costata, Rhiz. Jenense.	Braune und grüne Mergel mit Bänken von Gips u. Dolomit. Steinsalz. Rote Mergel mit Quarzitbänken. Mergel und Dolomitbänke mit Beneckeïa tenuis, zu oberst mit Rhizocorallium. Gipse.	Rote, graue und grüne Tone mit Bänkchen von quarzit. Sandstein. Glimmerreiche, dünnplattige und quarzitische Sandsteine in wechselnder Mächtigkeit.	Roter Schieferton. Dolomitische Sandsteinschiefer oder Mergel mit Myoph. costata, M. vulgaris. Rote Schieferletten. Chirotherium-Sandstein. Roter Sandstein mit Equiset. Mougeoti und Voltzia. Violetter Sandstein mit Dolomit und Karneol.	Rote Schiefertone in ihrer mittl. Mächtigkeit eine Sandsteinlage mit Myoph. vulgaris, Myacites. Darunter helle Sandsteinbänke mit Labyrinthodonten.	Rote Schiefertone u feinkörnige, glimmerige Tonsandsteine; unten mit Einlagerungen von Sandsteinen mit Dolomitknauern; die unterste Bank auch mit Karneol. Anomopt. Mougeoti, Equis. Mougeoti, Estheria Albertii.	Voltziensandstein: Feinkörniger Tonsandstein, weiß, rot u. bunt, mit Voltzia, Equ. Mougeoti, Anomopteris usw. Eingelagert: Roter und lichtgrüner Ton, lokal dolomitische Bänke mit Gerv., Myoph., Modiola Credneri, Lingula, Terebr. vulg., Trochiten usw. Zwischenschichten: Braunrote und violettrote, oft schwarz gefleckte u. löcherige Sandsteine, zonenweise mit kleinen Geröllen. Ziegelrote, violette, gescheckte u. löcherige Sandsteine nach unten mit Dolomit und Karneol.
	Weißer Sandstein mit Kieselausscheidungen.	Chirotheriensandst.	Chirotheriumsandstein mit Karneol.		Plattensandstein an der Basis mit Dolomitknollen und Karneol.		
mittlerer oder Hauptbuntsandstein.	Grobkörnige dickbankige Sandsteine, zum Teil ohne Bindemittel, deshalb locker, die Körner oft mit Kristallflächen. Zwischen den Sandsteinen Schieferletten, diese zum Teil mit Estheria Albertii, Gervillia Murchisoni, Aucella Geinitzi, Ganoidschuppen.	Helle feinkörnige od. grobe Sandsteine, wechsellagernd mit Tonen und Mergeln, oft dolomitisch oder mit Pseudomorphosen nach Steinsalz. Kleinkörnige graue Sandsteine in mächtigen Bänken mit Ton- und Mergelgallen und Zwischenlagern.	Grobkörniger Sandstein, vorwaltend grobkörnige Sandsteine, zwischen die sich Bänke mit feinerem Korn einschalten. Zu unterst mit linsengroßen Geröllen von Karneol und Milchquarz.	Rote, weiße und tonige Sandsteine mit 3 Geröllhorizonten u. Pseudomorphosensandstein.	Hauptbuntsandstein: dickgeschichtete, meist rote Sandsteine, zonenweise viel Tongallen, oben mit vereinzelten Kieselgeröllen. An der Basis lockere Sandst. mit Geröllen von Quarz u. kristall. Gesteinen (Eckscheses Konglom.).	Blaßrötliche, glimmerarme Sandsteine, Quarzkörner oft mit Kristallflächen. An der oberen Grenze konglomeratisch durch Kieselgerölle, etwa 30 m über der unteren auch durch Gerölle kristall. Gesteine. Zu unterst das Ecksche Konglomerat.	Hauptkonglomerat. Mit meist nur quarzit. Geröllen. Oberer Vogesensandstein. Meist ziegelrot, tonarm und sehr regelmäßig geschichtet. Einige geröllführende Felszonen u. zonenweise viele Tongallen. Unterer Vogesensandstein. Meist ziegelrote Tongallen, kristalline Gerölle u. braune Flecken (Pseudomorphosen) verbreitet. Zu unterst Konglomerate.
unterer B.	Feinkörnige, meist rötliche, tonige Sandsteine, in schwachen Bänken, durch Glimmerreichtum oft dünnschieferig, zu unterst mit Bänken von Rogenstein, darüber mit solchen von Dolomit.	Bunte sandige Mergel wechsellagernd mit schwachen Sandsteinlagen, oder solchen von Tonquarzit. Ganz unten lokal Konglomerate.	Ungleichkörniger Sandstein mit zahlreichen Tongallen. Feinkörnige, oft buntgestreifte, meist plattige Sandst.; weiße kaolinführende Sandsteine. Rote Tone (Bröckelschiefer) mit dünnen Sandstein- und Dolomitbänkchen.	Rote Schieferletten (Leberschiefer) mit Roteisenerz und Sandsteinbänkchen.	Helle Sandsteine mit grünen, und rote Sandsteine mit braunen Flecken (Tigersandstein). Oft kaolinisches Zement. Rote Tone.	Vorherrschend weiße, fein- oder mittelkörnige Sandsteine mit etwas tonigem Bindemittel. Im südlichen Schwarzwalde fehlend.	Feinkörnige, meist rote und weiße, oft gestreifte, tonige Sandsteine, sowie Tone. Südwärts der Zaberner Bucht fehlend.

Letten und untergeordneten Konglomeraten, sowie von Pseudomorphosensandstein. Lokal mit lagenweise verteilten Etherien, Gervillien, Aucellen und Ganoidschuppen. Gegen die Grenze zum Röt die Chirotheriensandsteine, im Schwarzwald ein Labyrinthodonten-Bonebed.

Unterer Buntsandstein, bis über 100 m mächtig: meist feinkörnige, tonige, auch wohl kaolinreiche Sandsteine, oft mit Tongallen, in der Umgebung des Harzes und bei Rüdersdorf mit Einlagerungen von Rogenstein, ferner rote Schiefertone, Letten (Bröckelschiefer, Leberschiefer).

Die Tabelle auf S. 520 gibt einen Überblick über die Gliederung des Buntsandsteines in einigen der hauptsächlichsten Distrikte, in denen derselbe zur Ausbildung gelangt ist.

2. Der Muschelkalk.

Petrographischer Charakter. Der im Durchschnitt 300 m mächtige Muschelkalk ist das Absatzprodukt des flachen Meeres, unter welches sich der größte Teil des Buntsandsteinlandes gesenkt hat, und besteht, wie sein Name andeutet, vorwaltend aus Kalksteinen und zwar zum Teil aus ganz bestimmten Varietäten dieses Gesteines, welche sich in den verschiedenen Verbreitungsgebieten der Muschelkalkformation in ungefähr demselben Niveau wiederholen. Als wichtigste derselben sind zu bezeichnen: Wellenkalk, wulstige, dünne Schichten mit fältelig- oder wellig-runzeliger Oberfläche bildend, — Oolith, aus Kalkkügelchen von konzentrisch-schaliger Struktur bestehend, — Schaumkalk, weich, feinporös, fast schwammig (ursprünglich oolithisch), — Terebratelkalk und Encrinitenkalk (oder Trochitenkalk), beide zoogenen Ursprungs, ersterer aus aufeinander gehäuften Individuen der Terebratula vulgaris, letzterer fast ausschließlich aus Stielgliedern von Encrinus-Arten bestehend. Einige Kalksteine des Muschelkalkes enthalten neben kohlensaurem Kalk mehr oder weniger kohlensaure Magnesia oder Ton und gehen daher einerseits in Dolomit, anderseits in Mergel über. Die Mergel erlangen zuweilen eine ziemlich mächtige und selbständige Ausbildung und sind sehr gewöhnlich vergesellschaftet mit Anhydrit, Gips und Steinsalz, sind dann selbst oft von Salzteilchen vollkommen imprägniert und stehen in diesem Falle dem Salzton nahe. Anhydrit, Gips, Steinsalz und Salzton bilden in inniger Vergesellschaftung einen wichtigen Schichtenkomplex in der mittleren Stufe der Formation. Dolomite oder stark dolomitische, zum Teil sehr eisenschüssige Kalksteine finden sich in vielen Regionen der Muschelkalkformation, z. B. in Oberschlesien, Thüringen, Elsaß-Lothringen und Nachbarländern. In manchen Gegenden beginnt die ganze Schichtenreihe des Muschelkalkes mit einem Komplexe von zum Teil ockerigen, auf ihren Schichtungsflächen wellig gerunzelten Dolomiten, welche einen größeren oder kleineren Teil

des Wellenkalkes anderer Gegenden vertreten und Wellendolomite genannt werden.

Einen von dem normalen ganz abweichenden petrographischen Charakter besitzt der untere Teil der Muschelkalkformation im Gebiete der Saar, Mosel, im Luxemburgischen und im Elsaß, sowie in der Gegend von Baireuth, wo derselbe nicht kalkig, sondern sandig ist, so daß man dort von einem Muschel- oder Wellensandstein, d. h. einem Sandsteine mit den organischen Resten des Wellenkalkes sprechen kann.

Manche Schichtflächen des Muschelkalkes sind bedeckt mit wurm- oder hufeisenförmigen, fingerdicken Wülsten von Kalkstein, sogenannten »Schlangenwülsten«. Sehr häufig greifen aufeinander liegende Kalksteinschichten infolge ungleicher Druckeinwirkung in zylindrischen oder konischen Fortsätzen ineinander ein. Diese meist vollkommen geraden, vertikalen, längsgestreiften Kalkzylinder tragen an ihrem Ende gewöhnlich den ihren Umrissen entsprechenden Teil derjenigen schwachen Lettenlage, welche die Kalksteinbänke voneinander trennt, beziehungsweise diejenigen organischen Reste (Muscheln, Knochen usw.), welche ursprünglich auf den Schichtflächen gelegen hatten; sie werden als Stylolithen bezeichnet und finden sich am schärfsten ausgeprägt im Schaumkalk von Rüdersdorf und im oberen Muschelkalk von Württemberg.

Während der Ablagerung der Trias sind Ergüsse von vulkanischen Gesteinen auf deutschem Boden nicht erfolgt, so daß hier die gesamte triadische Schichtenreihe rein sedimentären Ursprungs ist.

Erzführung. Der Muschelkalkformation gehören die Eisenerz-, Bleiglanz- und Zinkerzlagerstätten Oberschlesiens, sowie die Galmeivorkommen von Wiesloch in Baden an. Ihre Bildung fällt jedoch keineswegs mit der Ablagerung der sie einschließenden Gesteine des Muschelkalkes zusammen, sondern gehört späteren Zeiträumen an.

In Oberschlesien*) finden sich reiche Blei-, Zink- und Eisenerzlagerstätten besonders in zwei flachen Mulden des östlichen Muschelkalkgebietes, nämlich in der Tarnowitz-Trockenberger und der Beuthener Mulde. Die sulfidischen dieser Lagerstätten, also diejenigen von Bleiglanz, Zinkblende und Markasit, sind ausschließlich an die Dolomite des Wellenkalkes gebunden (S. 528) und verdanken ebenso wie die Kalksteine ihre Dolomitisierung wässerigen Lösungen ihren Ursprung, die auf Verwerfungsklüften in die Höhe stiegen. Sekundärer Entstehung sind die dortigen Lagerstätten von rotem und weißen Galmei sowie von Brauneisenerz, von denen die letzteren entsprechend der sie erzeugt habenden Wasserzirkulation an das Gebiet der ursprünglichen Dolomitisierung und Vererzung nicht gebunden

*) R. Althans, Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Bd. XII. 1891. S. 37. — G. Gürich, Z. f. prakt. Geol. 1903. S. 202. — R. Michael, Z. d. Deut. Geol. Ges. 1904. S. 127.

sind. Die genannten Schwefelerze und ihre Zersetzungsprodukte, namentlich mehr oder weniger reiner Galmei bilden zwei übereinander folgende, mehr oder weniger zusammenhängende, lokal flözartige Lager im Dolomit oder an dessen Basis, von denen das obere weit weniger regelmäßig auftritt. Reine Bleierzlager sind allein in der Tarnowitzer Mulde entwickelt, die Lagerstätten von Zinkblende und von rotem und weißen Galmei hingegen gehören der Beuthner Mulde an und können eine Mächtigkeit von 12 m erreichen. Von der unteren Grenzfläche der Lager aus setzt sich der weiße Galmei oft als Ausfüllung tiefer Spalten, Schlöte und Taschen in ihr Liegendes, den Sohlenkalkstein fort (Fig. 362). Mächtige Lager von z. T. zink-, z. T. manganhaltigem, erdigem Brauneisenerz treten an Stelle oder im Hangenden des erzführenden Dolomites, namentlich aber selbstständig in Vertiefungen des Sohlenkalksteines auf.

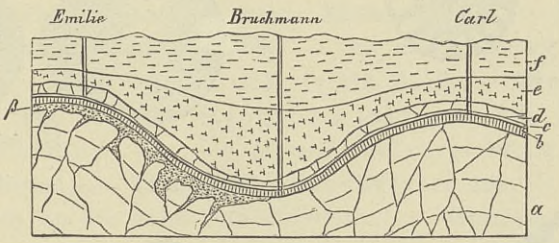


Fig. 362. Profil der Bally-Castle-Grube zwischen Tarnowitz und Beuthen in Oberschlesien. Nach *Runge*.
a Sohlenkalkstein, *b* roter Galmei, *β* weißer Galmei, *c* Bleiglanz, *d* Dolomit, *e* Brauneisenerz, *f* Letten.

Bei Wiesloch in Baden*) finden sich im dortigen oberen Muschelkalk fünf liegende Erzstöcke, von welchen einer aus Zinkblende mit Bleiglanz und Markasit, die anderen aus Galmei bestehen, als Ausfüllungsmasse von Klüften, welche den Muschelkalk durchschwärmen und sich in gewissen Horizonten und zwar an solchen Stellen, wo sie den Kontakt von Encrinitenbänken und dichtem Kalksteine kreuzen, unregelmäßig höhlenartig erweitert haben.

Paläontologischer Charakter. Als marine Bildung ist der Muschelkalk, wie zu erwarten, außerordentlich arm an Pflanzenresten, welche sich bis auf das lokale Auftreten von Kalkalgen, nämlich von Diplopora, im unteren Muschelkalk Oberschlesiens und im mittleren Muschelkalk von Elsaß-Lothringen, auf einige eingeschwemmte Farnwedelfragmente (Neuropteris Gaillardoti) und Koniferenreste (Voltzia Weissmanni) beschränken. Auch die Fauna des Muschelkalkes ist als die eines flachen Binnenmeeres verhältnismäßig formenarm, wenn dies auch durch die Fülle der Individuen, in welcher manche Muschelkalkspezies auftreten, weniger auffällig gemacht wird und gehört hauptsächlich wenigen Gattungen der modernen

*) A. Schmidt, Die Zinkerz-Lagerstätten von Wiesloch. Heidelberg 1881.



Fig. 363.



Fig. 364.

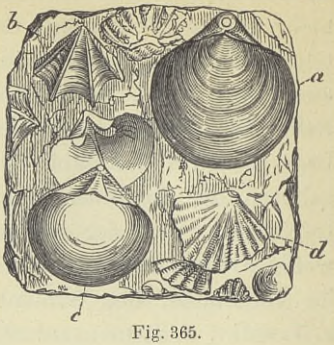


Fig. 365.

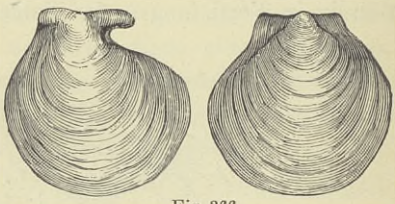


Fig. 366.

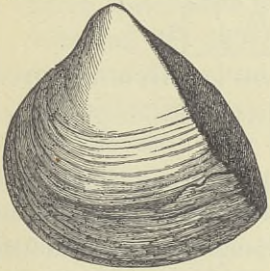


Fig. 367.



Fig. 368.



Fig. 370.

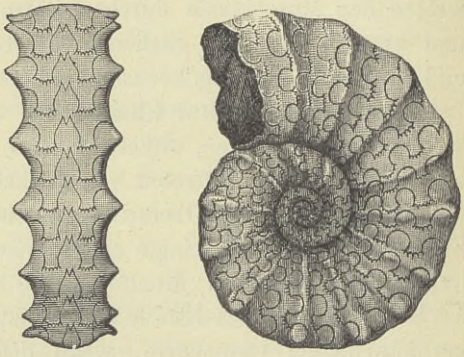


Fig. 369.

Fig. 363. Encrinus liliiformis Lam. — Fig. 364. Aspidura scutellata Bronn. — Fig. 365. *a* Terebratula vulgaris Schloth., *b* Retzia (Spirigera) trigonella Schloth., *c* Spiriferina Mentzeli v. B., *d* Rhynchonella Mentzeli v. B. sp. — Fig. 366. Pecten laevigatus Bronn. — Fig. 367. Myophoria laevigata Alb. — Fig. 368. Gervillia socialis Quenst. — Fig. 369. Ceratites nodosus Haan. — Fig. 370. Rhyncholithes hirundo Big. (Oberkiefer von Nautilus).

Crinoideen, der Brachiopoden, Zweischaler und Ammoniten an. Die wichtigsten, als charakteristische Leitfossilien zu betrachtenden Vertreter derselben, sind von Crinoideen Encrinus liliiformis Lam. (Fig. 363), dessen Kronen seltener, dessen Stielglieder außerordentlich häufig sind, — Encrinus Carnalli Beyr., — von Ophiuren: Aspidura scutellata Bronn (Fig. 364); — von Brachiopoden: Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth. (Fig. 365*a*) nebst ihrer Varietät cycloides Zenk., das häufigste Muschelkalkfossil, — Terebratula Ecki Frantzen, — Waldheimia angusta Schloth., — Spirigera trigonella Schloth. (Fig. 365*b*), — Spiriferina hirsuta Alb., — Spiriferina fragilis Schloth., — Spiriferina Mentzeli v. Buch (Fig. 365*c*), — Rhynchonella decurtata Gir. sp., — Rhynchonella Mentzeli v. Buch sp. (Fig. 365*d*); — von Zweischalern: Ostrea placunoides Münst., eine kleine Auster, welche sehr gewöhnlich auf Ceratiten aufgewachsen vorkommt und in den Reichslanden in manchen Horizonten ganze Klötze bildet, — der handgroße Pecten laevigatus Bronn (Fig 366), — der meist kleinere Pecten discites Bronn, — Lima lineata und striata Goldf., — Gervillia socialis Quenst. (Fig. 368), — Myophoria laevigata Alb. (Fig. 367), — Myoph. cardissoides Alb., — Myoph. vulgaris Bronn, — Myoph. orbicularis Bronn, — Trigonodus Sandbergeri Alb., — Unicardium anceps Schloth. sp. (= Arca Schmidi Gein.), — Homomya (Myacites) musculoides Schloth.; — von Gastropoden: Dentalium laeve Schloth., — Natica gregaria Schloth. sp., — Chemnitzia scalata Goldf.; — von Cephalopoden und zwar Ammoneen: Ammonites (Hungarites) Strombecki Griep., — Ammonites (Beneckeïa) Buchi Alb. und cognatus Wag., — Ammonites (Balatonites) Ottonis Buch, — Ceratites antecedens Beyr., — Ceratites semipartitus Buch, — Ceratites nodosus Haan (Fig. 369), — Ammonites (Ptychites) dux Gieb., und Ammonites (Acrochordiceras) Damesi Nötl., — ferner Nautilus bidorsatus Bronn und dessen Kiefer Rhyncholithes hirundo Big. (Fig. 370) und Conchorhynchus avirostris Blainv.; — von Arthropoden: ein dem Genus Astacus nahe stehender langschwänziger Krebs Pemphix Sueuri Bronn. Von Fischresten sind namentlich die kegelförmigen, mit beiderseitigen Nebenzähnchen versehenen Zähne von Hybodus plicatilis Ag. (Fig. 371*a*), sowie die flachen, mit einer mittleren Längsfalte versehenen Pflasterzähne von Acrodus, ferner die spitz kegelförmigen, mit gefalteten Wurzeln versehenen Zähne von Saurichthys apicalis Ag. (Fig. 371*b*), endlich die rhombischen Schuppen von Ganoidfischen (Gyrolepis und Colobodus) häufig. Zu ihnen gesellen sich Schädel, Oberkiefer und Zähne von Placodus gigas Ag. (Fig. 373), eines vielleicht schildkrötenartigen Reptils, sowie die Reste der ältesten Meeressaurier, Nothosaurus mirabilis Münst. (Fig. 372), N. Andriani

v. M., N. angustifrons v. M., N. latifrons Gür., Simosaurus, Anarosaurus, Cymatosaurus, endlich von Ichthyosaurus (Mixosaurus atavus). Der Schädel von Placodus ist sehr niedrig, hat große Schläfenöffnungen, seitlich gelegene Augenhöhlen, trägt auf Gaumen und Oberkiefer pflasterartige oder bohnenförmige schwarze Gaumenzähne von ansehnlicher Größe und vorn stumpfe, meißelförmige Schneidezähne. Die flachen, schlanken, über zwei Fuß langen Schädel des Nothosaurus, eines nahen Verwandten von Plesiosaurus, zeigen hinten die ungewöhnlich großen

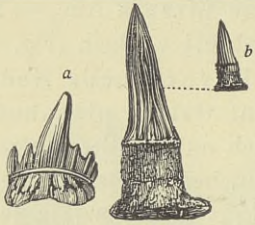


Fig. 371.

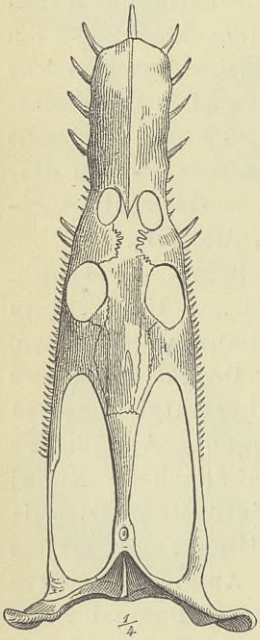


Fig. 372.

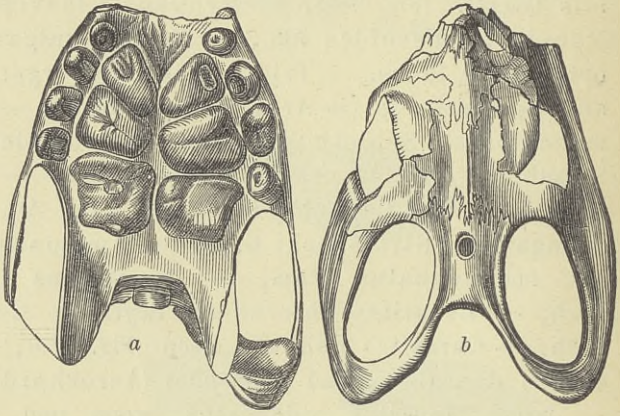


Fig. 373.

Fig. 371. *a* Hybodus plicatilis Agass., *b* Saurichthys apicalis Agass. — Fig. 372. Nothosaurus mirabilis Münst. — Fig. 373. Schädel von Placodus gigas Agass., *a* von unten, *b* von oben.

Schläfengruben, zwischen ihnen auf dem schlanken Parietale ein kleines Scheitelloch, etwas vor der Mitte die Augenhöhlen und vor ihnen die Nasenlöcher. Die Zwischenkiefer tragen neun große, spitze, gestreifte Zähne, deren neunter gerade in der Mitte der Kinnspitze steht. Der Hals war langgestreckt und bestand aus 20 Wirbeln, der gedrungene, mit einem kurzen Schwanz versehene Rumpf trug vier Ruderfüße.

Nur sehr schwach vertreten sind die Spongien, von Rhizocorallium abgesehen (Peronella caminensis Beyr. sp. u. a.), die modernen Korallen (Montlivaultia, Thamnastraea, Isastraea, Latimaeandra, Stylina), die Aster-

iden (Trichasteropsis, Pleuraster, Ophioderma), die regulären Echiniden (Cidaris), die Anneliden (Serpula).

Gliederung der Muschelkalkformation. Die Muschelkalkformation gliedert sich infolge einer während ihrer Ablagerung sich vollzogen habenden Oszillation in drei Abteilungen (siehe Tabelle S. 528—529).

a) Unterer Muschelkalk oder Wellenkalkgruppe, Absatz des über den Buntsandstein transgredierenden Meeres, 30—150 m mächtig, aus dünnplattigem Wellenkalk, zu unterst aus Wellendolomit bestehend, nebst zwischengelagerten Terebratel- und Encrinitenkalken zu oberst mit Bänken von Schaumkalk, deren Anteil an der Zusammensetzung in den verschiedenen Gegenden aus der Tabelle auf S. 528 und 529 zu entnehmen ist. In Elsaß-Lothringen und in den nordwestlich angrenzenden Gebieten tritt an Stelle der Kalksteine der Wellenkalkgruppe ein mergeliger Sandstein (Muschelsandstein).

Unter den organischen Resten des unteren Muschelkalkes sind hervorzuheben: Encrinus Brahli, E. gracilis, E. Carnalli, Holocrinus Wagneri und Beyrichi, Terebratula Ecki, Spiriferina hirsuta, Gervillia subglobosa und mytiloides, Myophoria cardissoides, curvirostris und orbicularis, Beneckëia Buchi, A. Strombecki, A. Ottonis, Ceratites antecedens, Ammonites dux und A. Damesi; allgemein oder lokal häufig, aber nicht auf den unteren Muschelkalk beschränkt sind: Terebratula vulgaris, Spiriferina fragilis, Gervillia socialis, Pecten discites und laevigatus, Lima striata und laevigata, Myophoria elegans und laevigata, Natica gregaria, Dentalium torquatum.

b) Mittlerer Muschelkalk, Anhydritgruppe, hervorgegangen aus der Hebung des bisherigen Meeresbodens, sowie aus der Bildung und Eindampfung von ausgedehnten Salzseen, ist 30—100 m mächtig und besteht wesentlich aus Dolomiten, zum Teil mit Hornsteinknollen, zum Teil zellig bis cavernös (Zellendolomit), Mergeln, Anhydrit, Gips und Steinsalz. Da der Gips stockförmige und das Steinsalz unregelmäßig linsenförmige Massen zu bilden pflegen, so zeigt der ganze sich ihnen anschmiegende Komplex stark gewundene und gefaltete Schichten. Hierher gehörende Steinsalzlager liefern das Material der zahlreichen Salinen der Neckargegenden und derer bei Basel, bei Erfurt, Buffleben, Stotternheim in Thüringen und werden bei Stetten in Hohenzollern, bei Heilbronn, Kochendorf und Wilhelmsglück in Württemberg*) und bei Erfurt in Thüringen bergmännisch abgebaut. Auch in Lüneburg (H. Müller) und in Groß-Förste unweit Hildesheim (E. Zimmermann) sind im mittleren Muschelkalk bis 60 m mächtige Steinsalzlager durchbohrt worden. Dieser mittlere Muschelkalk

*) Vgl. die Profile Tafel I in K. Endriß, Die Steinsalzformation im mittleren Muschelkalk Württembergs. Stuttgart 1898, und das Kärtchen von O. Reis, Z. f. prakt. Geol. 1899. S. 153.

Gliederung des

	in Oberschlesien und Polen nach *Eck* und *F. Roemer*.	bei Rüdersdorf nach *Eck* und *Zimmermann*.	in Thüringen nach *Heinr. Credner, E. E. Schmid, R. Wagner* u. a.
Oberer M.-K. (Hauptmuschelkalk).	Rybnaër Kalkstein und Dolomit (Opatowitzer Kalkstein zum Teil) mit Cerat. compressus, Pect. discites, Terebr. vulgaris, Spir. fragilis, Myophor. vulgaris, vielen Fisch- und Saurierresten, Acrodus, Hybodus, Saurichthys, Nothosaurus.	Schichten mit Ceratites nodosus, Gerv. socialis, Corbula dubia, C. gregaria, Pect. discites, Nucula elliptica u. a. 35 m. Glaukonitische Kalksteine mit Monotis Albertii, Encr.-Stielglieder. 6 m. Kalke mit Myoph. vulgaris, Gerv. costata, Hybodus, Gyrolepis. 8,7 m.	Obere Tonplatten: Wechsellagernde Kalk- und Mergelschichten mit Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus, Spir. fragilis, Myoph. pes anseris. Bank mit Ter. cycloides. Untere Tonplatten mit Cer. compressus. Schichten mit Pecten discites, Schichten mit Gerv. socialis. Trochitenkalk (Striatakalk). Kalke mit Lima striata, Encr. liliiformis. Oolithische Kalke mit Hornstein und Myophoria.
Mittlerer M.-K. (Anhydritgruppe).	Mergelige Dolomite, versteinerungsleer.	Mergelige Dolomite u. dolom. Mergel, 65 m, mit Ling. tenuissima, Gerv. socialis, costata, Myoph. vulgaris, Acrodus, Hybodus, Gyrolepis.	Dolomitische Kalke und Kalkschiefer, zuweilen mit Einlagerungen von Anhydrit, Gips, Steinsalz (Stotternheim, Erfurt). Zellendolomite.
Unterer M.-K. (Wellenkalkgruppe).	Himmelwitzer Dolomit mit Diploporaannulata, Myoph. orbicularis. Kalkstein von Mikultschütz mit Spir. trigonella, Spir. fragilis und Mentzeli, Rhynch. decurtata, Encr. aculeatus. Encriniten- und Terebratelschichten, Spir. hirsuta. Schaumkalkartiger Stylolithenkalk von Gorasdze. (Erzführende Dolomite von Tarnowitz und Beuthen.) Blauer Sohlenstein mit Ter. angusta, Ter. vulgaris, Sp. trigonella, Amm. Buchi. Kalk von Chorzow, Wellenkalk mit Dadocrinus gracilis, Tereb. vulgaris, Gerv. socialis, Myoph. vulgaris, Lima striata, Pect. laevigatus, Naut. bidorsatus, Amm. Strombecki und Buchi, Colobodus, Saurichthys, Nothosaurus. Cavernöser Kalk, versteinerungsleer.	Tonige Kalke mit Myoph. orbicularis. 8 m. Schaumkalk führende Abteilung, 80 m, mit Encr. Carnalli, Encr. Brahli, Ter. vulgaris, Cid. grandaeva, Ostr. ostracina, Pect. discites und laevigat., Lima striata, Gerv. subglobosa und costata, Myoph. vulgaris, elegans, ovata, laevigata. Chemnitzia scalata, Turbo gregarius, Dent. torquat.; Ben. Buchi nur in den untersten Schichten, Cer. antecedens, Amm. dux. Unterer Wellenkalk. 80 m mit einigen an organ. Resten reichen Schichten, diese mit: Rhizocor. commune, Gerv. costata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Chemnitzia scalata; Ben. Buchi und Amm. Ottonis nur in den obersten Schichten. Mergel mit Myophorienplattenkalken und Trochitenbänkchen.	Orbicularisplatten mit Myoph. orbicularis. Schaumkalk. 2—4 Bänke mit Myoph. elegans, laevigata, Gerv. Goldfussi, Amm. cognatus, Amm. dux. Oberer Wellenkalk. Terebratelbank mit Ter. vulgaris und Encrinus. Wellenkalk mit Konglomerat. Bank mit Spir. fragilis. Wellenkalk. Obere Oolithbank mit Ter. Ecki. Wellenkalk. Untere Oolithbank mit Ben. Buchi. Unterer Wellenkalk mit Dent. torqu. Flaseriger Mergelkalk mit Lima lineata, Aspidura, Unicardium. Ebene Kalkschiefer (Cölestinschichten b. Jena) mit Ben. Buchi, Myoph. vulgaris, Modiola hirudiniformis.

deutschen Muschelkalkes

bei Würzburg nach *Sandberger*.	im mittleren Württemberg nach *Alberti* und *Eck*.	in Elsaß-Lothringen nach *Benecke*, *Schumacher* und *van Werveke*.
Kalk mit Trigonodus Sandbergeri 2 m mächtig, östlich von Würzburg, — Ostracodenton, westlich von Würzburg. Wulstiger Kalk mit Cer. semipartitus. Kalkplatten mit C. nodosus. Bank mit Ter. cycloides. Kalkbänke mit C. compressus. Encrinitenbank mit Spir. fragilis. Kalkbänke mit Pecten discites. Bänke mit Myoph. vulg. und Gerv. costata mit der Hauptencrinitenbank. Kalke und Mergelkalke mit Hornstein mit Gerv. costa.	Kalke mit Trigon. Sandbergeri. Dolomite mit Hornsteinknollen, Stylolithen, Ostr. spondyloides, Cerat. semipartitus, Myoph. Goldfussi. Tone u. Kalkplatten m. Cerat. nodosus, Naut. bidorsatus. Bänke mit Ter. cycloides. Kalkbänke mit Pecten discites, Lima striata, Cer. compressus, nebst Terebr. vulg. Bank mit Spir. fragilis. Schaumkalk, Oolithe und Trochitenkalke. Kalke mit Pemphix Sueuri. Trochitenkalke. Tonige Schichten mit Gerv. costata.	Dolomitische Stufe mit Fischresten, Trigonodus, Myoph. Goldfussi, Lingula tenuissima. Nodosenkalk, zu oberst mit Cer. semipartitus und Terebratelbänken. In bez. zwischen diesen Ostr. ostracina, z. T. große Klötze bildend, sowie Bonebeds von Fischresten. Trochitenkalk zum Teil oolithisch mit Hornsteinknollen.
Zellendolomit, lokal Ton-, Salz- und Gipsbildungen.	Zellendolomit und Kalk mit Chalcedonnieren. Tone, Anhydrit, Gips und Steinsalz (am Neckar und Kocher).	Dolomitische Mergel, Dolomite und Zellenkalke mit Hornstein, Saurier- und Fischresten und Diploporen. Gipslager, Steinsalzhorizont (Saaralben u. a. O.).
Mergel mit Myoph. orbicularis, 8 m; »Sackbank«, 0,3 m, und gelbe Mergel, 1 m. Schaumkalk, 2 Bänke mit Myoph. laevigata, Gerv. costata, socialis; Pect. discites, Dent. torquatum, 7,50 m. Spiriferina hirsuta-Bank, 0,39 m. Wellenkalk, 16 m. Spiriferina-Bank, Sp. fragilis, 1 m. Terebratelbank, 0,56 m, Ter. vulg., Ter. angusta, Spir. hirsuta. Wellenkalk mit Oolith, 35 m. Dentalienbank mit Dent. torquatum, Natica gregaria, Ben. Buchi, A. Strombecki, 0,66 m. Wellenkalk, wulstige und kristallinische Kalke mit Lima lineata, Myoph. cardissoides, 17 m. Wellendolomit mit Ling. tenuissima, Estherien und Saurierknochen, 7 m.	Mergel und Kalksteine mit Myoph. orbicularis usw. Mergelschiefer, Kalksteine und Dolomite mit Discina discoides, Lima lin., Nautilus bidorsatus. Dolomitbank mit Terebr. vulgaris, Terebr. angusta. Schwarzer Schieferton, graue Mergelschiefer mit Dolomitbänken. Ling. tenuiss., Myoph. cardiss., Naut. bidorsat., Cerat. antecedens. In der Mitte Schichten mit Gerv. soc. oder Lima lin., oder Unicardium anceps; unten eine Schicht mit Ben. Buchi, Mixosaurus atavus. Schicht mit Terebratula Ecki. Mergelschiefer und Dolomit. Myoph. cardiss., Lima lineata, Lingula tenuiss. Dolomit mit Myoph. vulgaris, Lingula tenuiss. Kupferlasur und Malachit auf den Klüften (Amm. Strombecki).	Tonige Dolomite oder dolomit. Mergel, z. T. bituminös mit Myoph. orbicularis. Crinoidenschichten: Schaumkalk u. Wellenkalk; an der Basis die Pentacrinusbank. Wellenmergel. Terebratelzone: Mergel und Terebrateln führende Dolomit- und Sandsteinbänke mit Ter. vulg. und Spiriferina. Mergel, Tone und gelbliche, sandige Dolomite oder Dolomitsandstein (Muschelsandstein) mit Ter. Ecki, Myoph. vulgaris, Myoph. cardissoides, Gerv. socialis, Pect. discites, Lima striata, Ben. Buchi, Amm Strombecki. Zu unterst mit trochitenreichen Muschelsandsteinbänken (Trochitenbänke, Trochitenzone).

ist außerordentlich arm an organischen Resten, die sich hauptsächlich auf Lingula tenuissima, einige Myophorien und Gervillien, Fischreste, Saurierknochen und -zähne beschränken, zu denen sich in Elsaß-Lothringen Kalkalgen und zwar Diploporen gesellen (Benecke und Schumacher). Aus erneuter Senkung geht hervor der

c) Obere Muschelkalk, Friedrichshaller Kalk Alb., Hauptmuschelkalk Quenst., marin, 40—120 m mächtig, zu unterst aus geschlossenen Bänken eines grauen bis gelblichen Trochitenkalkes, darüber aus ebenschichtigen Kalksteinplatten, die sich mit ihren tonigen Zwischenlagen in großer Einförmigkeit hundertfach übereinander wiederholen (Tonplatten). Der obere Muschelkalk ist von allen drei Abteilungen am reichsten an organischen Resten. Von ihnen sind auf den oberen Muschelkalk beschränkt: Encrinus Schlotheimi, Terebratula cycloides, Trigonodus Sandbergeri, Myophoria simplex, pes anseris und Goldfussi (letztere beide in den unteren Keuper hinaufgehend), Ceratites nodosus, semipartitus, compressus und enodis; hauptsächlich dem oberen Muschelkalk eigen sind: Encrinus liliiformis, Pecten laevigatus, Lima striata, Nautilus bidorsatus, Pemphix Sueuri; häufig in einzelnen Schichten, so daß sie fast ausschließlich das Material derselben bilden, sind: Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris und cycloides, Pecten discites, Myophoria vulgaris, Gervillia socialis.

Der obere Muschelkalk gliedert sich allenthalben in eine untere Stufe, den Trochitenkalk, und eine obere Stufe, die Nodosenschichten (zu oberst die Semipartitusschichten), auf welche im südwestlichen Deutschland noch die Trigonodusschichten folgen (vgl. die Tabelle).

Der oberschlesische Muschelkalk wurde früher mit bezug auf den erzführenden Horizont desselben in Sohlenstein, erzführenden Dolomit und Dachkalkstein (Kalkstein von Opatowitz) gegliedert und überhaupt als eine ganz besondere Fazies der Muschelkalkformation aufgefaßt. Später zeigte jedoch Eck*), daß im ganzen eine wesentliche Übereinstimmung des oberschlesischen Muschelkalks mit demjenigen des westlichen Deutschlands besteht. (Siehe Äquivalenztabelle S. 528.) Nur entstammt ersterer einem schmalen Verbindungsarme des Deutschen Binnenmeeres mit dem alpinen Ozean und kennzeichnet sich deshalb durch das zum Teil massenhafte Vorkommen von organischen Resten, die sonst der alpinen Trias eigen, im mitteldeutschen Muschelkalk aber fehlen oder seltener sind. Hierher gehören Dadocrinus gracilis Buch, Rhynchonella decurtata Gir., Rhynchonella Mentzeli Buch, Waldheimia angusta Schloth., Spiriferina Mentzeli v. Buch, Sp. fragilis Schloth., Sp. hirsuta Alb.,

*) H. Eck, Die Formation des Bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. Berlin 1865. — J. Wysogorsky, Die Trias in Oberschlesien. Leth. geogn. II. Heft 1. Lief. 1. S. 54.

Spirigera trigonella Schloth. und namentlich Diplopora annulata Gümb. In petrographischer Beziehung weicht besonders der obere Wellenkalk im östlichen Teile des oberschlesischen Muschelkalkgebietes von der typischen Entwicklung im übrigen Deutschland ab, indem er eine dolomitische, zugleich durch Erzlager gekennzeichnete Fazies (S. 522) annimmt, während der obere Muschelkalk auf eine sehr geringe Mächtigkeit zusammensinkt. Ganz ähnlich wie in Oberschlesien gestaltet sich die Ausbildung des Muschelkalkes in dessen östlichstem Ausläufer im Krakauer Gebiet.

3. Der Keuper.

Der Keuper, der oberste der triadischen Schichtenkomplexe, ist aus der Trockenlegung des Muschelkalkmeeres hervorgegangen, deshalb wesentlich eine terrestre Bildung, die nur zu unterst noch organische Relikte des ersteren aufweist, während sich gegen den Schluß der Keuperzeit bereits das Eindringen des Jurameeres bemerklich macht. Der Keuper besteht hauptsächlich aus bunten Letten von vorwaltend roter, grauer und grüner, aber auch gelber, brauner, bläulicher und violetter Färbung. Zu ihnen gesellen sich Einlagerungen von Gips, Anhydrit, lokal Salzton und Steinsalz. Der Gips tritt im Keuper nicht nur in Form unregelmäßiger Stöcke und Lager, sowie dünngeschichteter Flöze, sondern auch, und zwar sehr häufig, in Knollen, Trümern, Adern und Schmitzen mit den Mergeln netzartig verflochten auf. Sandsteine, meist feinkörnig und grau, grünlich, rötlich oder weiß bis gelblich gefärbt, nehmen einen bedeutenden Anteil an der Zusammensetzung der Keuperformation und zwar namentlich deren unterster und oberster Stufe. Endlich erscheinen auch dolomitische Kalksteine und Dolomite, meist fein kristallinisch oder dicht, manchmal cavernös und porös, reich an organischen Resten nur in einzelnen Bänken oder Komplexen von unbedeutender Mächtigkeit. Als sehr untergeordnete Glieder des Keupers sind schließlich noch schwarze, zum Teil von Pflanzenresten angefüllte Kohlenletten und unreine, tonige Kohle (Lettenkohle) anzuführen, die in Thüringen namentlich bei Mattstedt unweit Weimar, bei Tennstädt, Mühlhausen, Sonneborn, Arnstadt, in Franken z. B. bei Kissingen und Würzburg nahe der Basis des Keupers schwache Flözchen bildet.

Paläontologischer Charakter. Sind auch die Gattungen Equisetum (vertreten durch E. arenaceum Brong.), Schizoneura mit Sch. Lehmanniana Göpp. sp., — Danaeopsis mit D. marantacea Presl. sp., — Lepidopteris mit L. Stuttgartiensis Brongn. sp., — Clathropteris mit Cl. Münsteriana Schenk, — noch höchst charakteristisch für den Keuper, so fangen doch die Equisetaceen und Farne bereits an, etwas in den Hintergrund zu treten, während sich die Cycadeen auf deren Kosten

zu entfalten beginnen. Pterophyllum Jaegeri Brongn., Pterophyllum longifolium Brongn., Pterophyllum Braunianum Göpp. (Fig. 374) sind ihre verbreitetsten Angehörigen, während in den Gattungen Zamites, Pterozamites, Otozamites ganz neue Cycadeentypen erscheinen. Neben ihnen spielen auch Koniferen eine nicht unbedeutende Rolle; ihr hauptsächlichster Vertreter ist Glyptolepis Keuperiana. Zu ihnen gesellen sich die neuen Gattungen Palissya, Thuites, Palaeoxyris.

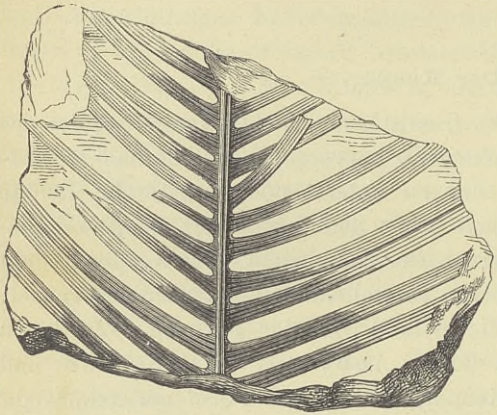


Fig. 374. Pterophyllum Braunianum Göpp. Nach *F. Römer.*



Fig. 375. Estheria minuta Alb. Nach *F. Römer.*

Die Fauna des Keupers ist eine ärmliche. Diejenige seiner unteren Hauptstufe (der Lettenkohlengruppe) ist eine verarmte, aber typische Muschelkalkfauna, weshalb auch wiederholt der Vorschlag gemacht worden ist, die Lettenkohlengruppe zum Muschelkalk zu ziehen. Aus letzterem steigt eine größere Anzahl Konchylien in diesen unteren Keuper hinauf, so Gervillia socialis und costata, Myophoria vulgaris usw.; Gervillia subcostata und Myophoria Goldfussi, in Süddeutschland schon im Muschelkalk vertreten, erreichen hier ihre Hauptentwicklung; andere, wie Myophoria transversa Born., Struckmanni Stromb., Anoplophora lettica und donacina treten neu hinzu. Corbula Keuperiana und Myophoria Raibliana, eine mit der alpinen Keuperfauna gemeinsame Form, spielen in einer weit verbreiteten Schicht des mittleren Keupers eine nicht unwichtige Rolle. Von den Konchylien des oberen Keupers (des Rät) sind Avicula contorta, Taeniodon Ewaldi, Protocardia rhaetica verbreitet, einige zeigen nahe Verwandtschaft mit älteren Formen, wie Myophoria postera mit Myophoria elegans, andere mit jüngeren, wie Lima praecursor mit Lima gigantea. Bewohner tieferen Wassers, wie Cephalopoden, namentlich die Ceratiten des oberen Muschelkalkes, fehlen im Keuper ganz, nur im thüringischen Grenzdolomit wurde je 1 Exemplar von Ceratites Schmidi Zimmerm. und eines Nautilus (ein solches auch

bei Crailsheim) gefunden, Brachiopoden sind nur durch allerdings sehr reichliche Lingula tenuissima, lokal auch durch ganz vereinzelte Exemplare von Terebratula vulgaris vertreten. Sehr häufig ist Estheria minuta (Fig. 375). Zahlreich vertreten sind Fisch-, Labyrinthodonten- und Saurierreste, von welchen Schuppen, Zähne, Knochen und Koprolithen einzelne Lagen ganz erfüllen können. Die Fische sind besonders vertreten durch Arten der Gattungen Hybodus, Acrodus, Saurichthys. Hervorzuheben ist Semionotus Bergeri Ag. (Fig. 378), dessen ausgezeichnet erhaltene Abdrücke aus dem Keupersandstein von Koburg und anderen Orten erkennen lassen, daß zwar die Asymmetrie des Schwanzes dieses Ganoiden allerdings noch vorhanden, aber bei weitem nicht so stark entwickelt ist wie bei den heterocerkalen Ganoiden der paläozoischen Periode. Ein anderer Fisch, Ceratodus (Fig. 379*b*), dessen flache, fächerförmig gefaltete und am Rande tief ausgezackte Zähne namentlich in der Lettenkohlengruppe Württembergs und Thüringens häufig sind, hat deshalb besonderes Interesse auf sich gezogen, weil man dieses für ausschließlich mesozoisch gehaltene Dipnoer-Genus noch lebend in Australien gefunden hat (Fig. 379*a*).

Von Labyrinthodonten sind Mastodonsaurus giganteus Jäg. (Fig. 376) und Metopias diagnosticus v. Meyer aus dem Keuper Schwabens wegen ihrer Riesengröße und prachtvollen Erhaltung besonders bemerkenswert*). Ihre gewaltigen, längsgerieften Zähne zeigen, im Dünnschliffe unter dem Mikroskope betrachtet, zahlreiche, ungefähr radial verlaufende, wellig gewundene Linien, welche die gekrösartige Struktur der Zahnsubstanz verraten (Fig. 377). Von Reptilien sind Nothosaurier nicht selten. Dem Stubensandsteine des mittleren Keupers von Stuttgart wurden eine Gruppe von 24 Individuen eines in manchen Beziehungen rhynchocephalenartigen Sauriers, Aëtosaurus ferratus Fraas**), zahlreiche Reste von Belodon Kapffi v. M. (Fig. 380), eines langschnauzigen Krokodiliers, sowie von Zanclodon laevis Qu., einem riesigen Dinosaurier, — ferner dem oberen Keupersandstein die älteste Schildkröte (Proganochelys Baur = Psammochelys Quenst.) entnommen.

Aus dem obersten Keuper (Bonebed) von Württemberg stammen seltene, kleine, zweiwurzelige, vielhöckerige Backzähnchen, welche Beuteltieren zugeschrieben werden, die man Microlestes antiquus Plien. (Fig. 381) und Triglyphus Fraasi Lyd. genannt hat. In ihnen treten uns die Reste der ältesten die Erde bewohnenden Säugetiere entgegen. Auch in

*) E. Fraas, Die Labyrinthodonten der schwäbischen Trias. Stuttgart 1889.

**) O. Fraas, Aëtosaurus ferratus Fr. Stuttgart 1877. — E. Fraas, Die Schwäbischen Trias-Saurier. Festschrift. Stuttgart 1896. — Ders., Mitteil. kgl. Naturalkab. Nr. 42. Stuttgart 1907.

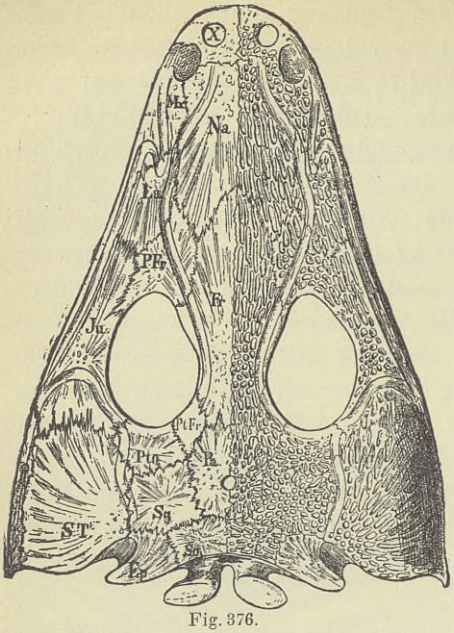


Fig. 376.

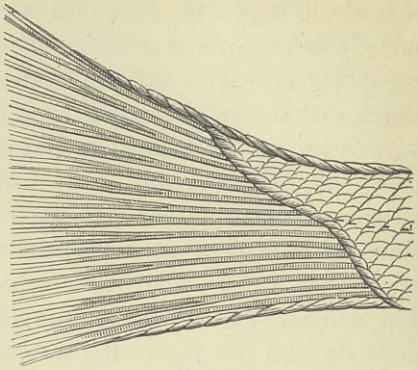


Fig. 378.

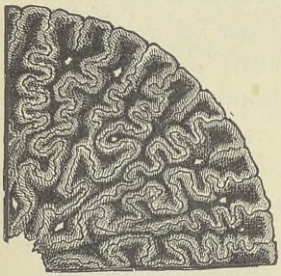


Fig. 377.

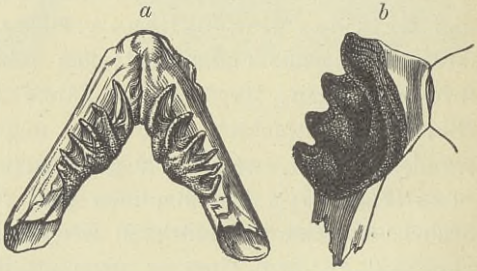


Fig. 379.

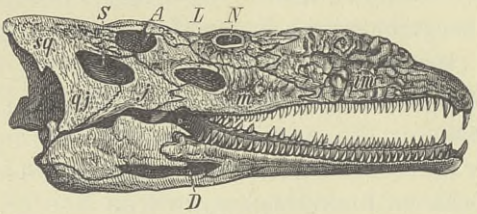


Fig. 380.

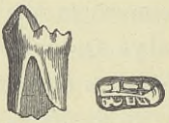


Fig. 381.

Wirbeltierreste aus dem Keuper.

Fig. 376. Schädel von Mastodonsaurus giganteus Jaeg. (nach *Fraas*). — Fig. 377. Teil des Querschnittes eines Zahnes von Mastodonsaurus, die gekrösartig gewundene Zahnsubstanz zeigend. — Fig. 378. Schwanz von Semionotus Bergeri Agass., einem der letzten heterocerkalen Ganoiden mit nur noch geringer Unsymmetrie der Schwanzflosse. — Fig. 379. *a* Unterkiefer des lebenden Ceratodus aus Australien, *b* Unterkiefer von Ceratodus Kaupi aus der Lettenkohlengruppe von Stuttgart. Fig. 380. Belodon Kapffi v. Mey., *A* Augenhöhle, *D* Durchbruch im Unterkiefer, *N* Nasenloch, *S* Schläfenloch, *L* Präorbitalloch. — Fig. 381. Backzahn von Mikrolestes antiquus Plieninger.

dieser Klasse eröffnen somit die unvollkommensten Vertreter den Reigen, der in der Mannigfaltigkeit der Jetztwelt gipfeln sollte.

Gliederung des Keupers. Wie der Muschelkalk, läßt sich auch die Keuperformation in drei Stufen gliedern, welche freilich in ihren verschiedenen Bildungsräumen in einer sehr wechselnden Mächtigkeit und nicht immer mit denselben Eigentümlichkeiten entwickelt sind (vgl. die Tabelle auf S. 536).

a) Unterer Keuper; Lettenkohlengruppe; Kohlenkeuper. Dieser lagunäre Komplex erreicht 20—70 m Mächtigkeit, schließt sich palaeontologisch eng an den Muschelkalk an und besteht aus gelblichen oder grauen Sandsteinen (dem Lettenkohlensandstein), dunklen Letten und Schiefertonen mit zahlreichen Pflanzenresten, aus Mergelschiefern (zum Teil voll von kleinen Schalenkrebsen, dann Bairdien- oder Estherienschichten genannt) und dolomitischen Kalksteinen, zwischen welchen in Thüringen, Franken, Schwaben und in der Gegend von Basel schwache Flöze von toniger, unreiner, nur selten abbauwürdiger Kohle (Lettenkohle) eingeschaltet sind. Araucarioxylon thuringicum Bornem., Widdringtonites Keuperianus Heer, Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Pterophyllum longifolium, Glyptolepis keuperiana sind für diese Gruppe besonders bezeichnend. In Thüringen, Franken und Schwaben beginnt die Gruppe des Kohlenkeupers mit den höchst charakteristischen, gewöhnlich durch ihren Glaukonitgehalt ausgezeichneten Estherien- oder Bairdienschichten, das mittlere Niveau wird durch den Lettenkohlensandstein eingenommen, seinen Abschluß und einen scharf bezeichneten oberen Horizont findet der untere Keuper in einigen Bänken eines marinen dichten oder feinkörnigen Dolomites, welcher die S. 532 f. erwähnte Muschelkalkfauna und zwar namentlich Myophoria Goldfussi, transversa und intermedia, daneben Gervillia socialis, sowie in seltensten Fällen Ceratites Schmidi u. a. führt und als Grenzdolomit bezeichnet wird. Abgesehen von Überresten von Fischen und Sauriern, welche z. B. bei Tübingen und Heilbronn und an verschiedenen Punkten Thüringens eine förmliche Knochenbreccie bilden, und von Zähnen des Ceratodus finden sich in der Lettenkohlengruppe vorzüglich erhaltene Skeletteile von Mastodonsaurus giganteus und von Nothosauriern.

b) Mittlerer Keuper, bunter Keuper, Gipskeuper. Die Mächtigkeit dieser höchst charakteristischen, grellfarbigen und buntscheckigen Lettengruppe schwankt zwischen 100 und 450 m. In ihrem unteren Niveau enthalten die bunten Letten Einlagerungen von Gipsen, in Hannover (Salzderhelden und Sülbeck), in Lothringen von Steinsalz (bei Dieuze 13 Salzlager mit 50 m Gesamtmächtigkeit), am Teutoburger Walde hingegen ein schwaches Flöz lettiger Steinkohle, während sie in ihrer oberen Hälfte gips- und steinsalzfrei sind (Steinmergel). Diese Letten erweisen sich, abgesehen von Labyrinthodonten-Knochen, -Zähnen und -Koprolithen, aller organischen Reste bar und setzen in Thüringen und am Harz fast

Gliederung des Keupers

	in Oberschlesien und Polen nach *Frd. Römer.*	in Thüringen nach *Heinr. Credner, E. E. Schmid* u. *Tegetmeyer.*	in Nordfranken nach *Sandberger, Nies, Thürach* und *Proescholdt.*	in Württemberg nach *Alberti, Fraas* u. a.	in Elsaß-Lothringen nach *Benecke, Schumacher, v. Werveke.*
Oberer Keuper oder Rät.	Hellewalder Estherienschichten mit Estheria minuta. Wilmsdorfer Schichten mit pflanzenführenden Sphärosideriten (Pteroph. Braunianum, Lepidopteris Ottonis, Equis. Lehmannianum.	Tonmergel und sandig tonige Schichten mit Protocardia rhaetica. Prot Ewaldi, Avicula contorta, Modiola minima. Quarzsandstein mit »Anodonta« postera und Prot. Ewaldi.	In den Haßbergen: Sandsteine m. Lepidopteris Ottonis. Equis. Münsteri, Anomozamites laevis. Am Großen Gleichberg: Sandsteine mit Avic. contorta, Card cloacinum, Protoc. rhaetica, Bonebed.	Schwache Tonlagen und gelber Sandstein, bis 10 m mächtig, mit Bleiglanzeinsprenglingen, Avicula contorta, Anodonta postera, Gerv. praecursor, Protocardia rhaetica, sowie mit Bonebed, dies z. B. mit Microlestes, Hybodus, Ceratodus.	Fetter, tiefroter Ton. Sandsteine und schwarze, magere Tone mit Kohlenschmitzchen, Avic. contorta, Gerv. praecursor, Fischzähnen. Grüne Tone, geröllführende Kalksandsteine.
Mittlerer, bunter oder Gips-Keuper.	Eigentlicher Keuper, bunte Tone, welchen die Kalksteine von Woischnik, die Breccien von Lissau, die Kohlen von Blanowice, die Brauneisensteine von Poremba (z. T. mit Saurichthys, Trematosaurus) zwischengelagert sind.	Bunte dolomitische Mergel, worin Semionotussandstein, Steinmergel mit Turbonilla Theodori, Corbula Rosthorni, Myophoria Raibliana. Gipsführende Mergel. Schilfsandstein. Gipsführende bunte Mergel, darin Bänke mit Corbula Keup. u. Myoph. Raibliana.	Zanclodonschichten. Rote Tone mit Sandsteinbänkchen. Stubensandstein mit Belodonletten. Arkosenzone. Rote Tone mit Arkosen, Dolomiten. Sandst. Rote Tone und Mergel mit schwachen Sandsteinbänkchen. Semionotussandstein. Rote Tone mit einzelnen Sandsteinbänken. Bunte, vorherrschend graue Mergel mit Gips und Gipsresiduen. Rote Mergel mit Sandsteinlagen (Blasen- und Plattensandstein). Lehrberger Schicht mit Turb. Theodori und Anopl. Münsteri. Bunte, meist gipsfreie Mergel. Schilfsandstein, reich an Pflanzen. Vorherrschend dunkle Mergel mit Gips-, Dolomit- und Sandsteinbänken mit Estherien. Tonquarzit (Corbulabank). Rote Tone mit Steinmergelbank. Bunte, meist graue Letten und Tone mit Gips, Steinmergelbänken, mit Myoph. Raibliana (Bleiglanzbank).	Rote Knollenmergel mit Zanclodon, 15—20 m, mit Brandschieferlagen. Weiße, grobkörnige Sandst. (Stubensandstein) m. Semionotus, Belodon. Bunte Mergel mit Dolomitlagen. Kieselsandstein mit Pseudomorphosen nach Steinsalz; Dolomitbank mit Turb. Theodori. Bunte Mergel (Gips), nebst Lehrbergstufe. Grüne, rotfleckige Bausandsteine (Stuttgarter Werksandsteine, Schilfsandstein) mit Equis. arenaceum, Pteroph. Jaegeri, Lep. Stuttgartiensis, Danaeopsis marantacea. Bunte Mergel (dunkelfarbige), Gips und Steinmergel, mit der Corbulabank.	Obere bunte Mergel mit dem oberen Steinmergel. Steinmergelkeuper. Rote Letten mit Gips (10 m). Hauptsteinmergel (Horizont Beaumonts). Mittlere bunte Mergel, lokal m. Sandsteinlagen. Schilfsandstein lokal mit Kohlen, Cal. arenaceus, Pteroph. Jaegeri, Voltzien. Graue Dolomitmergel mit Estheria. Untere bunte oder schwarzgraue Mergel mit Gips und Steinsalz (z. B. bei Dieuze), häufige Steinsalzpseudomorphosen.
Unterer Keuper, Kohlenkeuper oder Lettenkohlengruppe.	Lettenkohlengruppe von Groß-Strehlitz, Tarnowitz u. a. O. Graue und rote Tone mit braunem Dolomit (Myophorien und Saurichthys) und grünlichem Sandstein.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi. Bunte Mergel. Lettenkohlensandstein mit Equisetum arenaceum; Fischen, Sauriern, zuweilen mit Kohlenflöz. Mittlerer Dolomit. Graue Schieferletten m. Equis. u. Farnen, mit Lettenkohlenflözen. Untere Dolomite und Mergel mit Ling. tenuissima.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi. Schieferletten mit Dolomit. Hauptsandstein mit Equis. arenaceum, zuweilen Kohlenflözen. Dolomitbänke. Cardinienschichten (Anoplophorasandstein), Sandst., Letten, Dolomite, auch Flöze von Kohle. Schieferletten und Dolomite mit Ling. tenuissima, Myophoria Goldfussi.	Grenzdolomit mit Myoph. Goldfussi, transversa. (Lokal Gips.) Gelbe dolomit. Kalksteine und graue Schiefertone. Estheria minuta, Ling. tenuiss., Myoph. Goldf, Ceratodus. (Hohenecker Kalkstein.) Lokal ein Lettenkohlenflöz. Lettenkohlensandstein mit Eq. arenaceum, Danaeops. marantacea, Fisch- und Saurierresten. Gelbe dol. Kalke und graue Schiefertone. Ling. tenuiss., Esth. minuta.	Grenzdolomit. Myoph. Goldfussi, Nothosaurus, Mastodonsaurus. Bunte Mergel und bläuliche oder schwarze Tone mit Pflanzenresten. Besonders in der Mitte Einlagerungen von Sandsteinen, Dolomitsandst. (Flammendolomiten), in einer Bank Myoph. Goldfussi.

ausschließlich den mittleren Keuper zusammen. Nur einige ihren unteren Schichten eingelagerte wenig mächtige, marine Dolomitbänke zum Teil mit Bleiglanz und Schwerspat (die Corbulabänke), welche nördlich vom Harz, in Thüringen, Franken und Schwaben verbreitet sind, zeichnen sich durch das Vorkommen mehrerer bei Einbrüchen des südeuropäischen Triasmeeres eingewanderter alpiner Muscheln, so von Corbula keuperiana und Myophoria Raibliana, aus. In Süddeutschland wechsellagern die gipsführenden bunten Letten dieses mittleren Keupers mit 1—8 m mächtig werdenden Sandsteinbänken, von denen die unteren als Schilfsandstein (in Lothringen bis 40 m mächtig) und die etwas höher liegenden als Stubensandstein bekannt sind. Der Schilfsandstein führt Equisetum arenaceum, Danaeopsis marantacea, Clathropteris reticulata, Lepidopteris Stuttgartiensis, Pterophyllum Jaegeri, ferner Mastodonsaurus und Metopias, sowie Fischreste, der Stubensandstein den bei Koburg, Römhild u. a. O. in ausgezeichneter Erhaltung gefundenen Ganoidfisch Semionotus Bergeri und in der Gegend von Stuttgart Aëtosaurus ferratus Fraas und Belodon Kapffi v. Meyer, der dort darüber folgende Letten Reste des riesigen Dinosauriers Zanclodon laevis Qu.

c) Oberer Keuper, das Rät, Zone der Avicula contorta. Dieser den Übergang zum Jura repräsentierende terrestre bis brackische Schichtenkomplex besteht vorwaltend aus hellen, feinkörnigen, teilweise (z. B. in Elsaß-Lothringen) kalkigen Sandsteinen, welche von grauen, sandigen Schiefertonen überdeckt werden oder mit schwarzen Schiefertonen, untergeordnet auch mit grünen Tonen wechsellagern und stellenweise die Reste von zahlreichen Koniferen, Cycadeen, Farnen und Schachtelhalmen umschließen. Sie finden sich namentlich im Rät von der Theta bei Baireuth und von Veitlahn bei Kulmbach, wo sie durch ihre Häufigkeit zur Bildung schwacher Kohlenflöze beitragen. Die wichtigsten hierher gehörigen Formen sind: Equisetum Lehmannianum, Equisetum Münsteri, Lepidopteris Ottonis, Thaumatopteris Münsteri, Zamites distans, Pterophyllum Braunianum, Pterophyllum Münsteri. Diese rätische Flora ist zwar der des übrigen Keupers nahe verwandt, jedoch erscheinen ihre wichtigsten und charakteristischen Vertreter zuerst im Rät selbst und gehen z. T. in die Juraformation über.

Die Schichtungsflächen des rätischen Sandsteines und des ihn überlagernden Schiefertones werden nicht selten von Taeniodon Ewaldi Born., Anodonta postera Fraas, Protocardium rhaeticum Mer., Cardium cloacinum, Gervillia praecursor Quenst., Avicula contorta Port. (Fig. 382), Estheria minuta Alb., Resten einer marinen Uferfauna, in dichtem Gedränge bedeckt. Der unteren Etage dieses Komplexes gehören einige dünne Lagen an, welche bei einer Mächtigkeit von nur wenigen



Fig. 382. Avicula contorta Port.

Zentimetern oft dermaßen mit Schuppen, Zähnen und Knochenfragmenten von Fischen und Sauriern angefüllt sind, daß sie eine förmliche Knochenbreccie bilden und Bonebed genannt werden. Die häufigsten Fischzähne dieser Schichten gehören Hybodus minor, Acrodus minimus, Saurichthys acuminatus und Ceratodus, die Reptilienreste den Gattungen Metopias und Belodon, sowie Nothosaurus und Trematosaurus an. Aus dem Bonebed und zwar aus der Nähe von Stuttgart stammen auch die bereits erwähnten Beuteltierzähne (Microlestes antiquus). Die obere Stufe des Keupers wird wegen ihres Reichtums an der allgemein verbreiteten Avicula contorta als Stufe der Avic. contorta bezeichnet.

Im südwestlichsten Deutschland und in den angrenzenden französischen Gebieten bildet gewöhnlich eine höchst bezeichnende, bis über 10 m mächtig werdende Schicht von roten Tonen den Abschluß des Rät nach oben.

Im südlichsten Teile von **Schweden**, in Schonen, tritt namentlich in der Gegend von Höganäs und Helsingborg ein lokal Pflanzen und Kohlen führendes rätisches Schichtensystem auf, welches aus einer 240 m mächtigen Gruppe von Sandsteinen und Schiefertonen besteht, denen vier Steinkohlenflözchen, sowie einige Sphärosiderithorizonte eingeschaltet sind. Außer Brackwassermuscheln wie Pecten, Taeniodon, Ostrea, Avicula, Protocardium, Cardinia und namentlich Mytilus führen ihre unteren Komplexe Equisetum, Dictyophyllum, Lepidopteris, Camptopteris, Pterophyllum, Nilsonia, Anomozamites u. a.

Über die speziellere Gliederung des Keupers gibt die Tabelle auf S. 536 einen Überblick.

Verbreitung der Trias in Deutschland. Die oben beschriebene Fazies der Trias ist eine fast ausschließlich deutsche Formation, nur bei Basel, am Westabfalle der Vogesen, und nach Holland zu, sowie in Oberschlesien überschreiten ihre äußersten Ausläufer die Grenzen Deutschlands um etwas. Überraschend wirkt deshalb das Auftreten von typischem oberen Muschelkalk u. a. mit Ceratites nodosus nahe den Gestaden des Mittelmeeres im Dep. Hérault und bei Toulon sowie auf Sardinien. Innerhalb Deutschlands kann man vier größere, z. T. sehr ausgedehnte, triadische Territorien unterscheiden: das norddeutsche, das oberschlesische, das fränkisch-schwäbische und das von Elsaß und Lothringen. So gehören denn die Flußgebiete der Werra, Fulda und Leine, der Unstrut und der Saale, des Mains und des Neckars zum größten Teile dem Gebiete der Trias an. In Norddeutschland nehmen triadische Gebilde die ganze weite Fläche zwischen Thüringer Wald und Harz ein, so daß Weimar, Jena, Erfurt, Gotha und Mühlhausen auf triadischem Boden gebaut sind. Von Thüringen aus dehnt sie sich in nordwestlicher Richtung über die Weser, über Pyrmont bis in die Gegend von Osnabrück und Ibbenbüren aus, umgürtet, wenn auch z. T.

von Jura, Kreide und Diluvium überlagert, den westlichen, nördlichen und östlichen Abfall des Harzgebirges und bildet zahlreiche Erhebungen und Rücken in dem Hügellande von Hannover und Braunschweig, sowie in demjenigen zwischen Eisleben und Magdeburg, und tritt endlich in Gestalt kleiner isolierter Inseln östlich von Vreden, Delden und Winterswyk nahe der holländischen Grenze, namentlich aber bei Lüneburg (Gipskeuper, Kohlenkeuper, oberer und mittlerer Muschelkalk, Röt), Altmersleben bei Calbe und bei Rüdersdorf unweit Berlin aus dem Diluvium der norddeutschen Tiefebene und auf Helgoland als Buntsandstein der Hauptinsel und Muschelkalk des White Klif aus der Nordsee hervor. Erbohrt wurde ferner Buntsandstein und z. T. auch Muschelkalk an zahlreichen Punkten im Nordwesten der Rheinprovinz und Westfalens, sowie der angrenzenden Holländischen Landstriche, ferner in Hannover und in der Mark (bei Dahme, Hänchen, Sperenberg), sowie im Fläming, Muschelkalk bei Hänchen, Keuper in Berlin, Spandau und Kottbus, sowie bei Bromberg, Rüdersdorf und am Niederrhein (bei Werth).

In dem nächsten der deutschen Trias-Distrikte, dem von Oberschlesien, sind alle drei Abteilungen der Trias vertreten. Dort bildet diese Formation das wellige Flachland und die bis zu 400 m hohen Bodenerhebungen, welche sich aus der Gegend von Oppeln und Kosel an der Oder in östlicher Richtung bis nach Galizien hinein erstrecken, und gewinnt durch ihre bereits erwähnte Erzführung eine große technische Bedeutung. Von den drei Unterabteilungen der Trias hat der zu oberst wesentlich aus Dolomiten bestehende Buntsandstein die geringste Ausdehnung, beschränkt sich auf schmale Streifen am Rande der Muschelkalkzüge und wird durchschnittlich 30, seltener 70 m mächtig. Der fast 200 m mächtige Muschelkalk (vgl. S. 528 und 530) bildet einen über 10 Meilen langen und 1—3 Meilen breiten, flachen Rücken, welcher sich von Krappitz an der Oder über Tarnowitz und Beuthen bis in das Gebiet von Krakau zieht und an welchen sich beiderseitig zahlreiche Ausläufer und isolierte inselförmige kleine Partien anschließen. Der Keuper wird fast 600 m mächtig (Tiefbohrung bei Groß-Zöllnig unweit Oels; E. Zimmermann), nimmt, freilich z. T. von einer Diluvialdecke verborgen, einen gegen 100 Quadratmeilen großen Flächenraum im Norden des Krappitz-Olkuszer Muschelkalkrückens ein und besteht aus den Äquivalenten der westdeutschen Lettenkohle, des mittleren Keuper und des Rät. Die Trias ist somit in Oberschlesien sehr vollständig repräsentiert; in Niederschlesien hingegen sind nur Buntsandstein und unterer Muschelkalk vertreten, welcher sich in seiner Entwicklung an den oberschlesischen anschließt, und sich innerhalb der bereits früher erwähnten Dyas-Mulde von Löwenberg, Goldberg und Bunzlau in Gestalt einer schmalen Zone dem Zechsteine anschmiegt.

Ein noch bedeutenderes Terrain nimmt die Trias in Süddeutschland ein und bildet, im allgemeinen betrachtet, eine weite, flache Mulde, welche nordöstlich vom Fichtelgebirge und Thüringer Walde, westlich vom Sauerlande, dem Taunus, den Graniten und Gneisen des Schwarzwaldes und dem Rheintale begrenzt und nach Süden und Osten zu von den jurassischen Gebilden der Rauhen Alb und der fränkischen Schweiz gleichförmig überlagert wird. Die Städte Bamberg, Würzburg, Heidelberg, Heilbronn, Stuttgart, Ansbach, Nürnberg und Erlangen liegen im Gebiete der süddeutschen Trias.

Jenseits des Rheines setzt diese Formation das ganze Haardtgebirge, den nördlicheren Teil der Vogesen und die Hügelländer westlich von diesen Gebirgen zusammen. Von diesem ausgedehnten Areale aus zieht sich eine schmale triadische Gesteinszone in nördlicher Richtung zwischen Luxemburg und Trier hindurch und, durch spätere Auswaschungen in einzelne Schollen zerschnitten, über Gerolstein durch die Eifel bis nach dem durch seinen Bleiglanzbergbau berühmten Commern. In jedem dieser drei Verbreitungsgebiete der Trias sind Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in einer von der beschriebenen normalen Schichtenreihe nur wenig abweichenden Weise zur Ausbildung gelangt. Nur in jenem eben erwähnten nördlichen Ausläufer der lothringischen Trias ist die untere Abteilung des Muschelkalkes in der Weise durch sandige Bildungen (den Muschelkalksandstein) vertreten, daß diese anfänglich (so bei Saarbrücken) nur den Wellenkalk, weiter nach Norden auch bereits die mittlere Gruppe der Muschelkalkformation ersetzen, bis endlich z. B. an der Attert die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes auf vier, ja bis zu einem Fuß herabsinkt, und er sich endlich ganz auskeilt. Diese Erscheinung bereitet auf die englische Fazies der Trias vor, woselbst der Muschelkalk gar nicht mehr zur Ausbildung gelangt ist, sondern wo Keuper direkt auf Buntsandstein lagert.

Die englische Trias (New Red Sandstone).

In England ist der Muschelkalk nicht zur Ablagerung gelangt, so daß der Buntsandstein, welcher die Basis bildet, nach oben unmittelbar in die Keupermergel übergeht.

Die englische Äquivalentbildung des deutschen Buntsandsteines erreicht 600 m Mächtigkeit, besteht vorwaltend aus rötlichen und grünlichen Letten und roten Sandsteinen und umschließt hier und da verkieselte Koniferenstämme. Wie in Deutschland, so sind auch in England, z. B. in Storton Hill bei Liverpool, Fußtapfen von Chirotherium häufig. — Der Keuper beginnt mit 150, in Cheshire und Lancashire mit über 500 m mächtigen Mergeln, welche Estheria minuta führen, auch zuweilen Zähnchen von

Microlestes enthalten und lentikuläre und flözartige Einlagerungen von Gips und Steinsalz umschließen, wodurch sie zur Hauptsalzformation Englands werden. Auf sie folgt die Zone der Avicula contorta (das Rät), bestehend aus schwarzen Schiefertonen, sowie aus weißen Sandsteinen mit Avicula contorta, Protocardium rhaeticum, Estheria minuta und einer dünnen Lage von Knochenbreccie, dem Bonebed, in welchem sich Zähne und Schuppen von Hybodus plicatilis, Saurichthys apicalis, Gyrolepis tenuistriata, Ceratodus, also mit den Resten der deutschen rätischen Knochenbreccie identische Skelettfragmente erkennen lassen. Auch Backzähnchen von Microlestes sind in ihr angetroffen worden. Der unterste Lias überlagert diese Schichten gleichförmig. Der früher zum Old Red gerechnete Sandstein von Elgin hat ziemlich zahlreiche Reptilienreste (Telerpeton, Stagonolepis, Rhynchosaurus, Hyperodapedon, Elginia, Gordonia) sowie Zähne von Ceratodus geliefert.

Die New Red Sandstone-Formation in Nordamerika.

Die triadische New Red Sandstone-Formation besitzt in zwei Regionen des nordamerikanischen Kontinentes eine bedeutende Ausdehnung: am Ostabhange des Alleghany-Systemes, zwischen diesem und dem atlantischen Ozeane, und zweitens in den Rocky Mountains. An der atlantischen Küste bildet der New Red Sandstone (die Newark Series) langgezogene schmale Streifen, welche den Gebirgsrücken der Alleghanies parallel laufen und trogartige Vertiefungen innerhalb der archäischen Formation ausfüllen. Dieser triadischen Zone gehört der New Red Sandstone an, welcher die Prince Edwards-Inseln (im St. Lorenz-Golfe) ausschließlich zusammensetzt, die romantische Westküste Nova Scotias, das weite Connecticut-Tal bildet, sich durch New-Jersey, Pennsylvanien und Maryland in Gestalt eines schmalen Bandes zieht und in Virginia, Nord- und Südcarolina in Form zahlreicher isolierter Schollen oder Becken auftritt. Obwohl sich diese triadischen Areale auf eine Linie von über 250 Meilen Länge verteilen, bleibt sich doch ihr petrographischer Gesamtcharakter auffällig gleich. Überall sind es rotbraune Sandsteine, die einerseits in untergeordnete Schiefer, anderseits in Konglomerate übergehen und hier und da eine Bank von unreinem Kalkstein, bei Richmond in Virginia und am Deep River in Nordcarolina wertvolle Steinkohlenflöze und Sphärosiderite umschließen. So sind bei Richmond vier Flöze aufgeschlossen, deren unterstes sich stellenweise zu 20 m Mächtigkeit aufbläht und zum Teil direkt auf Gneisen auflagert. Fast überall finden sich auf den Schichtenflächen des Sandsteines Rippelmarken und Eindrücke von Regentropfen.

Organische Reste sind in dem nordamerikanischen New Red Sandstone im allgemeinen selten. Die aufgefundenen Pflanzen sind Koniferen (Voltzia), Cycadeen (Pterophyllum, Otozamites), Farne (Clathropteris, Macrotaeniopteris, Pecopteris) und Equiseten; sie besitzen einen ausgesprochenen Keuper-Charakter. Unter den tierischen Resten aus der amerikanischen Trias wiegen die von Wirbeltieren bei weitem vor allen übrigen vor, und zwar gehören sie nicht nur Fischen und Reptilien an, sondern man hat auch unter ihnen die bezahnten Unterkiefer von Beuteltieren erkannt, welche dann im Verein mit dem deutschen Mikrolestes die ältesten Warmblüter auf Erden repräsentieren würden. Die Fische (Catopterus, Semionotus) sind Ganoiden mit schwach heterocerkalem Schwanz, — die Reptilien haben nur in seltenen Fällen Knochenfragmente oder Zähne (so im Bonebed von Phönixville in Pennsylvanien), meist nur ihre Fußtapfen in dem triadischen Schlamme zurückgelassen. Sie scheinen von Dinosauriern herzurühren, schwanken in ihrer Größe zwischen wenigen Millimetern und 0,52 m und sind zahlreichen Spezies zugeschrieben worden. Die kolossalsten aber derselben sind Otozoum Moodii und Brontozoum giganteum Hitch. (Fig. 383), deren Hinterfuß 0,63 m Länge besaß. Ebenso sind die Abdrücke der kleinen Vorderfüße, auf welche sich diese auf den Hinterbeinen gehenden Dinosaurier zuweilen niederließen, bekannt. Auch Knochenreste von Dinosauriern (so von Anchisaurus) sind ebenso wie solche des schwäbischen Parasuchiers Belodon in dem New Red Sandstone von Connecticut gefunden worden. In der Trias von Nordcarolina vorkommende, winzige, bezahnte Unterkiefer (Dromatherium sylvestre Emmons, Fig. 384), und Microconodon (tenuirostris Osborn) gehören ähnlich wie der schwäbische Microlestes Beuteltieren an.

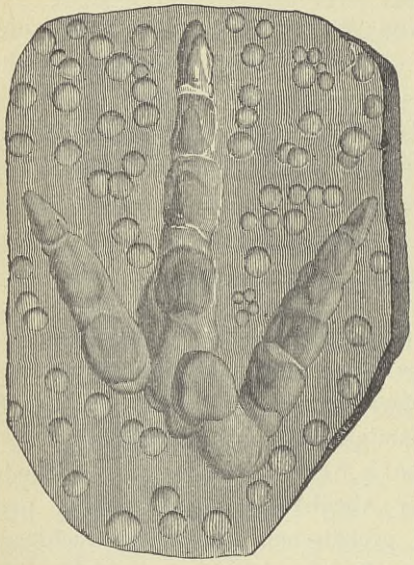


Fig. 383. Fußabdruck von Brontozoum (Ornitichnites) giganteum Hitch. nebst Eindrücken sog. vorweltlicher Regentropfen.

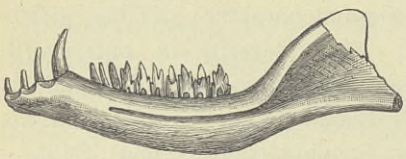


Fig. 384. Dromatherium sylvestre Emmons.

Auffallend ist die Unzertrennlichkeit zahlreicher dioritischer, diabasischer und melaphyrartiger Eruptivgesteine und des New Red Sandstone von Nordamerika, welche selbst in den kleinsten, schollenartigen Partien des letzteren auftreten und zwar die unteren Horizonte desselben durchbrochen haben, dann aber meist als einstige Decken in Form ausgedehnter und mächtiger Platten den sedimentären Schichtenreihen zwischengelagert sind. Ihrer ausgeprägt säulenförmigen Struktur verdankt das Connecticut-Tal einen großen Teil seiner romantischen Schönheit und ebenso sind die berühmten Palissaden des Hudsonflusses oberhalb New York (Fig. 385) die Fassade des Ausgehenden einer in lauter bis 130 m hohe

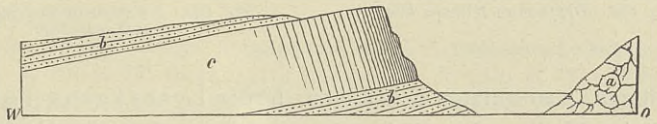


Fig. 385. Profil durch die Palissaden oberhalb New York.
a Gneis und Syenit, *b* Triadischer New Red Sandstone, im Kontakte mit dem hangenden Diabaslager in Hornfels umgewandelt, *c* Diabas, in 130 m hohe Säulen abgesondert.

Säulen abgesonderten Diabaseinlagerung, welche die ihr Liegendes bildenden Schiefertone in Hornfelse metamorphosiert hat. Auf den Kluftflächen dieser Diabase kommen zahlreiche Mineralien vor, so Apophyllit und Datolith von Bergenhill bei New York, ferner die Zeolithe des Cap Blomingdon in Nova Scotia, das gediegene Kupfer und Silber, sowie die Kupfererze von New Jersey.

So viel über die atlantische Zone von New Red Sandstone. Die Formation jenseits des Mississippi, welche man für triadisch angesprochen hat, besteht aus ziegelroten Sandsteinen und Mergeln, ist reich an Gipsstöcken, bedeckt große Flächenräume am Ostabfalle der Rocky Mountains, in Idaho, Colorado und Texas, sowie in Kalifornien und Mexiko, überlagert das Perm gleichförmig und unterteuft jurassische Schichten. Eine derartige Stellung der betreffenden Formation macht ihr triadisches Alter höchst wahrscheinlich, wenn auch organische Reste aus derselben, abgesehen von wenigen Farnen, Cycadeen und Dinosauriern nicht bekannt sind.

Landpflanzen- und kohlenführende Triasablagerungen kennt man außerdem in Argentinien und Chile. Noch andere haben enorme Verbreitung in Südafrika als obere Karooformation, in Bengalen als obere Abteilung der Gondwanaformation und in Südost-Australien als Hawkesbury-Schichten, wo sie überall die permischen Glossopteris-Komplexe überlagern (vgl. S. 510). In den beiden ersteren, namentlich in der Karooformation, findet sich eine formenreiche Vergesellschaftung von großen Landreptilien (Theromorpha), welche in ihrem Schädel- und Skelettbau eine merkwürdige Vereinigung von Reptilien-, Amphibien- und Säugetier-Merk-

malen aufweisen, so der plumpknochige Pareiosaurus, sowie Dicynodon, (Fig. 386) mit schneidenden, schnabelartigen Kiefern wie unsere Schildkröten

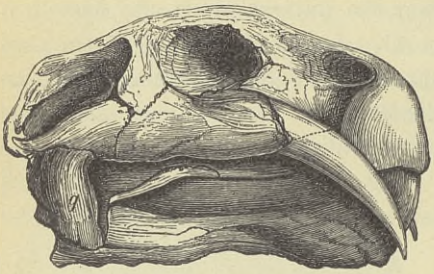


Fig. 386. Dicynodon feliceps Ow.

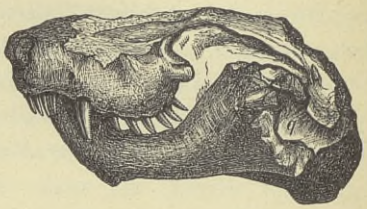


Fig. 387. Lycosaurus curvimola Ow. *q* Quadratum.

und gewaltigen, zugespitzten Eckzähnen, ferner Lycosaurus (Fig. 387) mit raubtierartigem Gebiß. Die Säugetiere sind in dem oberen Karoosandstein durch das beuteltierartige Tritylodon vertreten.

B. Die pelagische Fazies der Trias.

Die Verbreitung der pelagischen Trias umfaßt den ganzen Umkreis des pazifischen und des arktischen Ozeanes, ferner das Gebiet eines zentralasiatischen Mittelmeeres, als dessen westlicher Ausläufer sich das mediterrane Becken darstellt. Letzterem entstammen auch die triadischen Ablagerungen der Alpen und zwar namentlich der Ostalpen. Diese alpine Trias ist der am genauesten bekannte Repräsentant der pelagischen Ablagerungen dieser Periode. Von ihr geht deshalb unsere Kenntnis und somit auch die folgende Beschreibung der pelagischen Trias aus.

Die alpine Trias.

Literatur.

F. v. Richthofen, Geognostische Beschreibung der Umg. von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp in Südtirol. Gotha 1860.

C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges. Gotha 1858 bis 1861. S. 153—429.

F. W. Benecke, Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Über die Umgebungen von Esino in der Lombardei. Geogn.-paläont. Beitr. II. 3. München 1876. — Erläuterungen zu der geognostischen Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Beil.-Bd. III. 1885. S. 171. — Bemerkungen über die Gliederung der oberen alpinen Trias. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. IX. 1895. S. 221. — Lettenkohlengruppe und Lunzer Schichten. Ebend. Bd. X. 1896. S. 109.

R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. Mit 32 Tafeln. Wien 1875. — Die Dolomitriffe Südtirols und Venetiens. Nebst Atlas. Wien 1878. — Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. d. k. k. geol. R. Wien. Bd. X. 1882. Mit 94 Tafeln. — Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Ebend. Bd. VI. 1893. Mit 130 Tafeln.

A. Bittner, Trias von Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien 1881. S. 222. — von Recoaro. Ebend. 1883. S. 563. — vom Kaisergebirge. Ebend. 1890. S. 437. — Was ist Norisch? Ebend. 1892. S. 387, 1894. S. 233 u. 391. — Stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins. Ebend. 1897. S. 429 u. a.

A. Rothpletz, Das Karwendelgebirge. München 1888. — Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 25—80.

W. Salomon, Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontogr. XLII. Stuttgart 1895. — Die Adamellogruppe. I. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. B. XXI. I. Wien 1908; II. Wien 1810.

G. v. Arthaber, Die alpine Trias des mediterran. Gebietes. Leth. geogn. II. B. 1. Lief. 3. Stuttgart 1905.

Außerdem noch zahlreiche Aufsätze und zum Teil umfangreiche Monographien von A. Bittner, E. Böse, W. Deecke, C. Diener, E. Fraas, C. W. v. Gümbel, F. v. Hauer, G. Laube, H. Loretz, E. v. Mojsisovics, M. Ogilvie, E. Philippi, A. Rothpletz, W. Salomon, D. Stur, E. Sueß, A. Tornquist, v. Wöhrmann.

Während der Buntsandstein und der Muschelkalk in den Alpen eine unverkennbare Ähnlichkeit zu denen Deutschlands bewahren, macht sich die pelagische Fazies der alpinen Trias vorzüglich in der durchaus abweichenden Entwicklung des Keupers und zwar derart geltend, daß sich dort eine der deutschen Trias analoge Dreigliederung nur auf künstlichem Wege durchführen läßt.

Der Buntsandstein besitzt in den Alpen einen ähnlichen petrographischen Charakter wie außerhalb derselben, jedoch geringere Mächtigkeit und eine eigentümliche Fauna (Pseudomonotis Clarai, Naticella costata, Tirolites Cassianus), daneben aber mit der deutschen Trias gemeinsam Myophoria costata und Myacites Fassaensis.

Der Muschelkalk der Alpen führt in seinem unteren Niveau gemeinsam mit dem in Nord- und Mitteldeutschland Terebratula vulgaris und angusta, Spirigera trigonella, Spiriferina fragilis, Spiriferina hirsuta, Rhynchonella decurtata, Myophoria vulgaris, Lima striata, Gervillia socialis, Pecten discites, Ceratites trinodosus, Encrinus gracilis, denen sich nach oben zu Ceratites Münsteri, ein wichtiger Vertreter der deutschen Nodosen-Fauna, zugesellt (Tornquist).

Die obere Trias aber erscheint in den Alpen ganz anders ausgebildet als weiter nördlich in Deutschland. Während sie hier aus einem Komplex von vorherrschend tonigen, mergeligen und sandigen Gesteinen mit eingelagerten Kohlenflözchen und Gipsen besteht, schwellen in den Alpen kalkige und dolomitische Sedimente des gleichalterigen offnen Ozeanes riffartig zu einer enormen Mächtigkeit an, und bergen zugleich eine ungeahnte Formenfülle von Cephalopoden, Gastropoden, Muscheln, Echinodermen und

Korallen. Überraschend ist vor allem der hier herrschende Reichtum an Cephalopoden. Neben Orthoceras und Nautilus, sowie den Vorläufern der Belemniten (Aulacoceras und Atractites) sind die Ammoniten zu einem staunenerregenden Formenreichtum gelangt und in mehr als 1000 Arten der mannigfaltigsten Typen bekannt, bei denen z. T. die Zerschlitzung und Verzweigung der Sutur die größte Kompliziertheit erreicht. Hierher gehören die Familien der Arcestidae, Cladiscitidae, Tropitidae und Pinacoceratidae, welche auf die alpine Trias beschränkt sind, ferner die Vorfahren der jurassischen Familien der Amaltheen und Phylloceraten. Ihnen gesellen sich als charakteristische Zweischaler Halobia, Daonella, Monotis und Megalodus zu. Kalkalgen (Gyroporella und Diplopora) stellen sich in riffbauender Massenhaftigkeit ein. Erst im obersten Niveau der alpinen Trias macht sich wieder eine größere Übereinstimmung mit der deutschen Trias geltend, indem auch sie ihren Abschluß durch die Stufe der Avicula contorta erhält.

Innerhalb der Gesamtheit dieser zum größten Teil dem Keuper äquivalenten oberen Trias sowie in einzelnen Abteilungen derselben macht sich nun überall ein oft außerordentlich rascher und durchgreifender Fazies- und damit Faunenwechsel geltend, so daß ein und dieselbe Stufe bald in Form weicher Schiefer, Mergel und Sandsteine oder als vulkanischer Tuff, bald als wohlgeschichteter fester Kalkstein oder als massiger Dolomit ausgebildet sein kann, welcher letztere in Gestalt gewaltiger Dolomitriffe bis zu fast 2000 m Mächtigkeit anzuschwellen vermag. Die Schroffheit und wilde Zerrissenheit, zu welcher diese Kalke und Dolomite hinneigen, und welche durch den fast unvermittelten Fazieswechsel zwischen ihnen und den weichen Schiefern und Mergeln noch gefördert wird, sind es, welche jenen Gebieten der Ostalpen ihre eigenartige landschaftliche Schönheit verleihen. Hand in Hand mit diesem raschen Wechsel der petrographischen Beschaffenheit geht ein solcher des paläontologischen Charakters der alpinen Triasablagerungen, — Verhältnisse, welche deren Gliederung, Parallelisierung und übersichtliche Darstellung außerordentlich erschweren.

Die allgemeine Gliederung der alpinen Trias ist aus der auf S. 547 gegebenen tabellarischen Zusammenstellung ersichtlich und wird auf den folgenden Seiten etwas eingehender erörtert werden.

1. Der alpine Buntsandstein.

Werfener Schichten. Ihre untere Abteilung besteht aus meist rot, oft aber auch grün und grau gefärbtem, z. T. schieferigem Sandstein, die Schichtflächen oft reich an Glimmerblättchen, oder aus bunten Mergelkalken. In ihren höheren Lagen wechseln erstere mit Bänken von dunklem und rötlichem Kalkstein. Auf sie folgen Zellendolomite und Gipslager. Palä-

Gliederung der alpinen Trias.

Äquivalente Glieder der Deutschen Trias		Alpine Trias		
		Stufen	der Nordalpen	der Südalpen
Keuper	Oberer Keuper oder Rät	Rätisch	Kössener (Contorta-) Schichten und oberer Dachsteinkalk. Zlambach Schichten.	Contorta-Mergel. Rätischer Dachstein.
	Mittlerer Keuper	Norisch	Plattenkalk. Dachsteinkalk u. Hauptdolomit mit Hallstätter Kalken, Korallenriffkalk.	Hauptdolomit und Dachsteinkalk.
	Unterer Keuper	Karnisch	Opponitzer Kalk. Raibler Sandstein. Tiefere Hallstätter Kalke. Lunzer Schichten. Carditaschichten. Reingrabener (Halobien-) Schiefer. Aonschiefer.	Torer Schichten. Raibler- und Schlernplateauschichten. Pachycardientuff.
Muschelkalk	oberer und mittlerer	Ladinisch	Wettersteinkalk. Partnachschichten und Reiflinger Kalk.	Cassianer Schichten. Wengener Schichten. Buchensteiner Schichten samt Esinokalk, Marmolatakalk u. Schlerndolomit.
	unterer	Anisisch	Cephalopodenkalk von Reutte, Gr.-Reifling und Schreyeralm. Guttensteiner und Reichenhaller Kalk. Ramsaudolomit.	Trinodosus-Schichten. Recoarokalk, Virgloriakalk. Gracilis-Schichten. Mendoladolomit.
Buntsandstein		Skytisch	Werfener Schiefer.	Werfener Schiefer { Campiler Schichten. Seiser Schichten.

ontologisch gliedern sich die Werfener Schichten von unten nach oben in die Seiser Schichten mit Pseudomonotis Clarai (Fig. 388) und Myacites Fassaensis und die Campiler Schichten mit Myophoria costata, Gervillia socialis, Naticella costata und Ceratites (Tirolites) cassianus (Fig. 389).

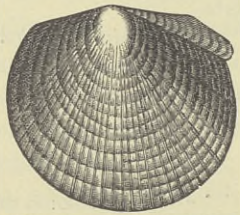


Fig. 388. Pseudomonotis Clarai Emm.

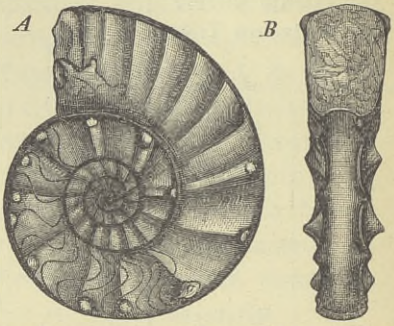


Fig. 389. Ceratites (Tirolites) cassianus Quenst. *A* von der Seite, *B* von vorn.

Diesem Horizonte gehören die mächtigen Salz- und Gipslager (das Haselgebirge) des Salzkammergutes an.

2. Der untere alpine Muschelkalk (die anisische Stufe).

In den Südalpen und zwar in den Vicentinischen Alpen gliedert sich der untere Muschelkalk wie folgt*):

a) Gracilisschichten, dunkle Mergel, Kalke und Dolomitbänke mit Dadocrinus gracilis.

b) Recoarokalk, Brachiopodenkalk mit Rhynch. decurtata, Spirigera trigonella, Spiriferina Mentzeli, Tereb. vulgaris und angusta, Gerv. socialis, Myoph. vulgaris, Encr. liliiformis, sowie Cer. binodosus und Ptych. Studeri*).



Fig. 390. Ceratites trinodosus Mojs.

c) Trinodosuskalk, schwarze Kalke reich an Terebr. vulgaris und Myoph. elegans, nebst Cer. trinodosus (Fig. 390) und Sturia Sansovini mit Einlagerungen von weißem und grauem Spizzekalk, reich an Diplopora triadica.

Eine nördliche Fazies des unteren Muschelkalkes ist der Guttensteiner Kalk und der cephalopodenreiche Schreyeralm-Marmorkalk der

*) A. Tornquist, Z. d. D. geol. Ges. 1898, S. 209 und 637; 1899, S. 341; 1900, S. 118.

Hallstätter Gegend, ferner der Reiflinger Kalk, sowie der Ammonitenkalk der Bayrischen und Nordtiroler Alpen (z. B. im Karwendelgebirge und bei Reutte).

Die normale Schichtenreihe des unteren alpinen Muschelkalkes kann teilweise oder gänzlich durch Dolomite (Mendoladolomit) oder durch den unteren Komplex des Esinokalkes, in den Nordalpen durch den Ramsaudolomit ersetzt werden.

3. Der mittlere und obere alpine Muschelkalk (die ladinische Stufe).

Die hierher gehörigen Ablagerungen sind in großer Faziesmannigfaltigkeit entwickelt und zwar 1. in einer Mergel- und Schieferfazies mit untergeordneten Kalksteinen, 2. in einer Rifffazies.

1. Die Mergel-, Knollenkalk- und Schieferfazies:

a) Die Buchensteiner Schichten, graue und bunte, z. T. kieselige Kalke u. a. mit Protrachyceras Reitzi und Cer. Münsteri. In Südtirol überlagert von Augitporphyr-Ergüssen.

b) Die Wengener Schichten, dunkele, tuffige Schiefer mit Tuffen wechselnd, namentlich mit Daonella Lommeli (Fig. 391), Posidonomya Wengensis und Ammoniten aus der Gruppe des Trachyceras (Protrach. Archelaus, Fig. 392).

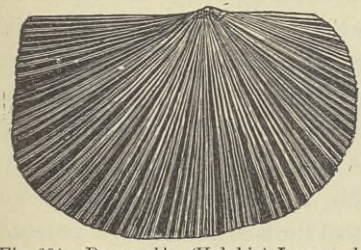


Fig. 391. Daonella (Halobia) Lommel Wissm.

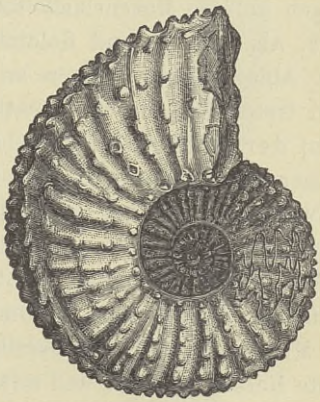


Fig. 392. Protrachyceras Archelaus Laube.

c) Die Cassianer Schichten*), Mergel und oolithische Mergelkalke kommen namentlich auf den Stuores Wiesen bei St. Cassian mit einer Fülle wunderbar schön erhaltener, zwerghaft kleiner Gastropoden, Zweischaler, Brachiopoden, Seeigel, Korallen und Spongien vor. Einige ihrer wichtigsten

*) Vgl. Maria M. Ogilvie, Geology of the Wengen and St. Cassian Strata. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1893. S. 1.

Vertreter sind: Trachyceras Aon Münst. (Fig. 393), Orthoceras elegans Münst., Bellerophon nautilinus Münst., Macrocheilus obovatus M., Phasianella Bronni Wissm., Murchisonia Blumi Münst., Nucula lineata Goldf., Gervillia angusta Münst., Cassianella gryphaeata Münst., Cardita crenata Münst. (Fig. 394), Koninckina Leonardi Wissm. u. a.

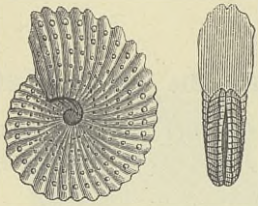


Fig. 393. Ammonites (Trachyceras) Aon Münst.

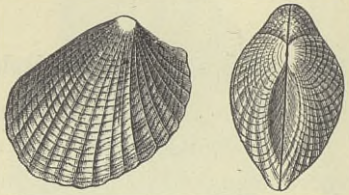


Fig. 394. Cardita crenata Münst.

Auf der Seiser Alp gehen die Cassianer Schichten nach oben in dunkelgrüne bis rostbraune Tuffe über, welche Blöcke von Cipitkalk voller Korallen und Crinoidenstiele umschließen und reich sind an Pachycardia rugosa (Pachycardientuff), außerdem an Formen einer Mischfauna der Cassianer und Raibler Schichten und dadurch beide innig verbinden*). Äquivalente obiger südalpiner Schichtenkomplexe in den nordtiroler, sowie in den bayrischen Alpen sind die Partnach-Schichten, welche auf den dortigen unteren Muschelkalk folgen und ebenfalls Daonella Lommeli führen.

2. Als **kalkige und dolomitische Rifffazies** dieser Ablagerungen können an deren Stelle oder des größten Teiles derselben treten und sie an Mächtigkeit vielfach überragen:

a) der Schlerndolomit Südtirols (siehe Fig. 395), ein typischer, massiger, kristallinisch körniger Dolomit, am Schlern 900 m mächtig, direkt den Werfener Schichten aufgesetzt und von roten Raibler Schichten bedeckt, mit undeutlichen Resten globoser Ammoniten und seltenen Abdrücken von Korallen. Die gewaltigen, grotesken, von ihm gebildeten und von einer Vorriffzone umkränzten Dolomitkofel sind von F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics**) als bereits ursprünglich, zur Zeit ihres Werdens getrennte Massen erkannt und zwar als dolomitisierte Korallenriffe gedeutet worden. Letzterer Anschauung widersprachen namentlich M. Ogilvie, Rothpletz und Salomon***), welcher letztere die Dolomitmassen Südtirols

*) K. v. Zittel, Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. 1899. XXIX. S. 341.

**) F. v. Richthofen, Z. d. D. geol. Ges. 1874. S. 225. — E. v. Mojsisovics, Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abt. Mai 1875. — Ders., Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 481. Kap. XVI.

***) Miss M. Ogilvie, Coral in the Dolomites of S. Tyrol. Geolog. Magazine. London 1894. Jan. — A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. 1894. S. 45. — W. Salomon, Studien über die Marmolata. Palaeontogr. XLII. 1895.

auf Diploporen-Anhäufungen zurückführt, während sie Rothpletz allgemeiner als Anspeicherungen von Resten dort seßhaft gewesener Tiere und Kalkalgen erklärt.

b) der Esinokalk der Lombardei; wesentlich lichtgraue Diploporenkalke mit Daon. Lommeli, ebenfalls ein Äquivalent der Wengener und Cassianer Schichten.

c) der Marmolatakalk; weiße und graue Kalksteine von etwa 1000 m Mächtigkeit, die direkt auf den Buchensteiner Kalk folgen und neben zahlreichen Diploporen und Foraminiferen z. B. Spiriferina fragilis, Halobia Lommeli und Dinarites avisianus führen (Salomon l. c.).

d) der Wettersteinkalk; weiße Kalksteine und lichte Dolomite, über 1000 m mächtig, welche in Nordtirol und den bayrischen Alpen über den Partnach-Schichten oder direkt auf den unteren Muschelkalk folgen. Sie sind stellenweise recht reich an Versteinerungen, jedoch ist deren Erhaltungszustand nicht günstig. Unter ihnen treten Kalkalgen und zwar vorzüglich Diplopora annulata Schafh. sp. (Fig. 396) in gesteinsbildender Menge auf. Auch Korallen erfüllen oft ganze Bänke, unbestimmbare Ammoniten sind häufig, außerdem kennt man Chemnitzia Rosthorni Hörn., Chemn. Escheri Hörn., Chemn. eximia Hörn., Megaphyllites Jarbas Münst., Monotis salinaria Bronn. Der Wettersteinkalk setzt vorzüglich das Zug-, Wetterstein- und Karwendelgebirge, die Kalkgebirge des Inntales bei Innsbruck zusammen.



Fig. 396. Diplopora (Gyroporella) annulata Schafh. sp.

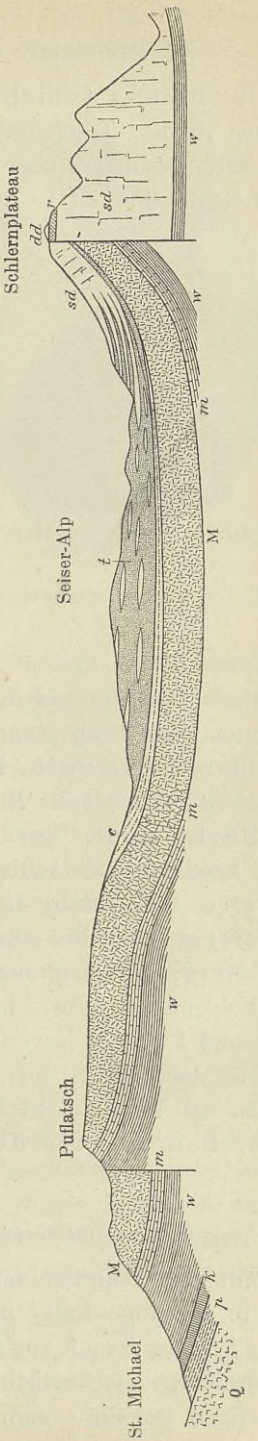


Fig. 395. Profil durch die Seiser-Alp und den Schlern. Nach *A. Rothpletz**).
Perm: Q Quarzporphyr, *p* Grödener Schichten, *k* Bellerophonkalk. — Trias: *w* Werfener Schichten, *m* Muschelkalk, *M* Melaphyr, *c* Wengener Schichten und Cassianer Mergel, *t* Pachycardientuff, *sd* Schlerndolomit, *r* rote Raibler Schichten, *dd* Dachsteinkalk.

S. 24. — Ders., Die Adamellogruppe. Abhandl. d. k. k. Geol. R. B. XXI. H. 1. Wien 1908. S. 408 usw.

*) A. Rothpletz, Z. d. D. geol. Ges. 1899. Verh. S. 106.

4. Der untere alpine Keuper (die karnische Stufe).

Die Raibler Schichten, rötliche mergelige und kalkige Bänke mit Halobia rugosa, Trachyceraten (Tr. aonoides), Pinacoceras floridus Wulf. (Fig. 398), besonders aber mit Corbis Mellingi Hauer und Myophoria Kefersteini Goldf. (Fig. 397). Auf dem Schlernplateau treten rote eisenschüssige

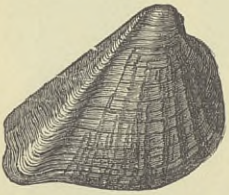


Fig. 397. Myophoria Kefersteini Goldf.

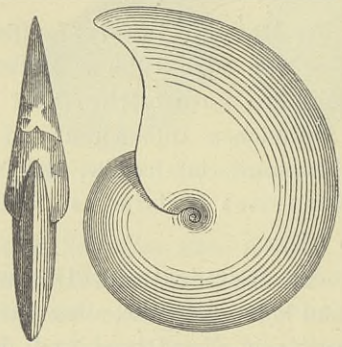


Fig. 398. Ammonites (Pinacoceras) floridus Wulf.

oolithische, kalkig-sandige Raibler Schichten namentlich mit Myophoria Kefersteini Goldf. als Hangendes des Schlerndolomites auf.

Die weitverbreiteten Raibler Schichten werden in den bayrischen Alpen vertreten durch Mergel, Kalke und Schiefer mit Cardita Gümbeli und Halobia rugosa (Cardita-Schichten). In den niederösterreichischen Alpen erscheinen als Äquivalente der Raibler Schichten zu unterst die Aon-Schiefer mit Trachyceras Aon, darüber Halobien-(Reingrabner-) Schiefer mit Halobia rugosa und Pinacoceras floridus und der Lunzer Sandstein, grünlichgrauer, feinglimmeriger Sandstein mit Schiefertonen und Kohlenflözen, sowie mit einer typischen Keuperflora, so Equis. arenaceum und Pteroph. Jaegeri, im Osten mit abbauwürdigen Steinkohlenflözen. Die obersten Raibler Schichten der Südalpen mit Ostrea montis caprilis werden als Torer Schichten, ihre nordalpinen Äquivalente als Opponitzer Dolomite und Kalke bezeichnet.

5. Der mittlere alpine Keuper (die norische Stufe).

Auf den Repräsentanten der karnischen Stufe bauen sich bis über 1000 m mächtige Kalk- und Dolomitmassen auf, nämlich Korallenriffkalke, ferner der oft von Gyroporellen erfüllte Hauptdolomit, ein lichter, feinkörniger, z. T. deutlich geschichteter, z. T. massiger und zerklüfteter, splitteriger Dolomit, und der Dachsteinkalk, der in den Nordalpen

vom Rheintal bis nahe an das Wiener Becken in mächtigen Bergmassen, ebenso in der südlichen Triaszone entwickelt ist. Der Dachsteinkalk außer mit Gyroporellen mit der Dachsteinbivalve, Megalodon triqueter Hauer (Fig. 399), Gerv. exilis, Turbo solitarius, hier und da mit Fischresten (Semionotus, Lepidotus, Pholidophorus); lokal (Salzkammergut, Ampezzaner Alpen, Recoaro, Friaul) mit Hallstätter Cephalopoden. Er geht in den nördlichen Alpen nach oben zu in Plattenkalke über, welche oft erfüllt sind von kleinen Schneckensteinkernen (Rissoa alpina Gümb.).

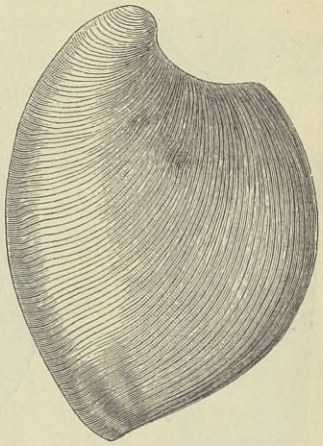


Fig. 399. Megalodon triqueter Hauer.

Der Hallstätter Kalk*). Die eigenartige Entwicklung dieser cephalopodenreichen Fazies der oberen Trias des Salzkammergutes (von Hallein, Hallstatt, Aussee, Berchtesgaden) beginnt bereits in der karnischen Stufe und reicht bis zum Schlusse der norischen. Das in ihr herrschende Gestein ist ein meist undeutlich gebankter Kalkstein von licht gelblichrötlicher oder grauer Farbe, zu dem sich lokal intensiver gefärbte, sog. Marmore, gesellen.

Die Hallstätter Kalke sind im allgemeinen frei von organischen Resten. Diese konzentrieren sich vielmehr auf lokale Nester oder auf rote Kalksteinlinsen im hellen Kalke, welche eine Mächtigkeit von 1 m und eine Länge von 30 m erreichen. In ihrer Fauna herrschen Cephalopoden und zwar neben Orthoceratiten (Fig. 400) Ammoneen vor und unter diesen die Gattungen Arcestes, Tropites, Ceratites, Cladiscites und Pinacoceras (Fig. 401 bis 403). Von Zweischalern stellt sich Monotis salinaria (Fig. 404) oft in großer Menge ein.

6. Die rätische Stufe.

1. Den Abschluß der alpinen wie der deutschen Trias bilden die Kössener Schichten (Avicula contorta-Zone). Versteinerungsreiche, kalkigtonige Schiefertone und Mergel, denen zahllose dünne Bänkchen dunkelgrauen Kalkes zwischengelagert sind. Letztere sind reich an Zweischalern und Brachiopoden, vorzüglich Avicula contorta Portl., Gervillia inflata Schafh.,

*) E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CI. Abt. I. 1892. S. 769. — v. Mojsisovics, Waagen und Diener, Gliederung der pelagischen Sedimente der Trias. Ebend. Bd. CIV. Abt. I. 1895. S. 1.

Gerv. praecursor Quenst., Protocardium rhaeticum Mer., Cardium cloacinum Quenst., Terebratula gregaria Süß, Spirigera oxycolpos Emmr., Spiriferina uncinata Schafh. Sehr häufig sind auch ästige Formen der Lithodendren.

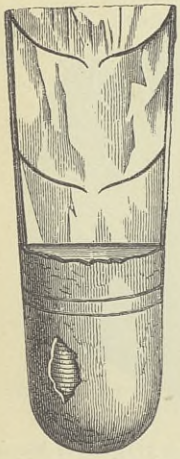


Fig. 400.

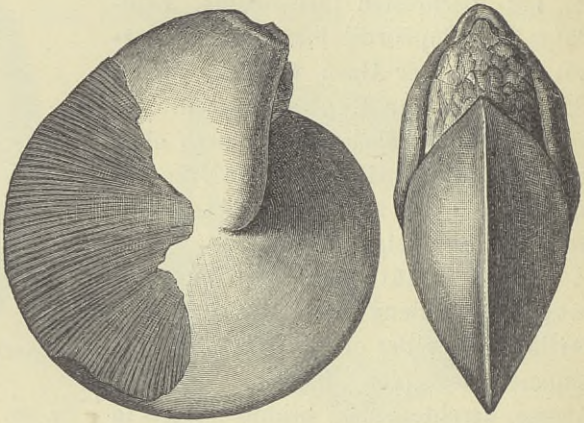


Fig. 401.

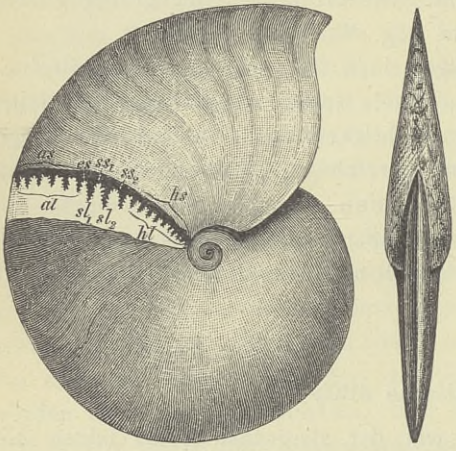


Fig. 403.

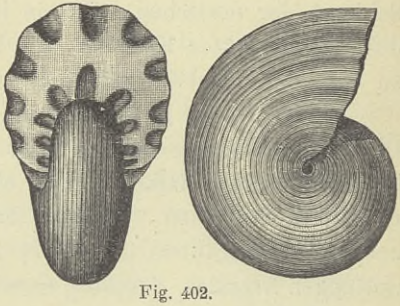


Fig. 402.

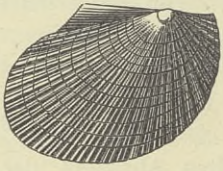


Fig. 404.

Aus dem oberen Hallstätter Kalk.

Fig. 400. Orthoceras dubium Hauer. — Fig. 401. Arcestes gigantogaleatus Mojs. — Fig. 402. Cladiscites tornatus Br. — Fig. 403. (Pinacoceras) Metternichi v. Hau. — Fig. 404. Monotis salinaria Schloth.

2. Der obere oder rätische Dachsteinkalk bildet die Höhe vieler alpiner Dolomitplateaus, berüchtigt durch ihre Wasserarmut und ihre Karrenfelder (so auf dem Hagen-, Tännen-, Dachstein- und Totengebirge). Wo die Mergel der Kössener Schichten nicht zur Ausbildung gelangt sind, verschmilzt

Hauptdolomit, Plattenkalk, unterer und oberer Dachsteinkalk zu jenen kolossalen Kalkmassen des Stein-, Watzmann-, Reutalp-, Dachstein- und Göhlgebirges.

Hauptsächlich der rätischen Stufe gehören die Zlambach-Schichten des Salzkammergutes mit Choristoceras, Cochloceras, Thecosmilia an.

Auf die rätischen Schichten folgt an vielen alpinen Lokalitäten der unterste Lias, die Zone des Ammonites planorbis.

Eruptivgesteine der alpinen Trias.

Im auffälligsten Gegensatze zu dem vollständigen Ausschluß gleichalteriger eruptiver Gesteine innerhalb der deutschen Trias ist die entsprechende alpine Formation reich an Gesteinen, deren Eruption in den Verlauf der triadischen Periode fällt und welche jetzt, z. T. mit Tuffen verknüpft, als Decken zwischen die Sedimentgesteine eingeschaltet erscheinen, so der Raibler Felsitporphyr auf der oberen Grenze des Muschelkalkes der julischen und karnischen Alpen, ferner die Augitporphyre, Melaphyre und Diabasporphyrite nebst ihren Tuffen (Wengener Tuffschiefer, Pietra verde) zwischen den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten der Val Trompia, des Fassatales, der Seiser Alp, von St. Cassian und der Mendola.

Der gewaltige Tonalitstock des Adamello ist viel jüngeren Alters und hat selbst noch den Hauptdolomit kontaktmetamorphisch verändert.

Die außeralpine pelagische Trias*).

Ablagerungen der pelagischen, also alpinen Fazies der Trias und zwar meist nur einzelner, weniger häufig sämtlicher Stufen derselben besitzen eine außerordentlich große Verbreitung und gehören folgenden Hauptgebieten an:

1. der Mediterranen Provinz**),

den Karpathen samt deren Vor- und Hinterland, Bakony Wald, Siebenbürgen, Bukowina;
die Dobrudscha;
Süd-Rußland (Simpheropol in der Krim, Bogdo-Berg in der Kirgisensteppe, nördlicher Kaukasus); Kleinasien (Bucht von Ismid);
westlicher Balkan, Serbien, Bosnien, Herzegovina;
Süd-Dalmatien;

*) E. v. Mojsisovics, W. Waagen und C. Diener, Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. Sitzber. d. k. k. Akad. Wiss. Wien. Bd. CIV. Abt. I. Dez. 1895. S. 1271 (mit der betreffenden Literatur). — E. v. Mojsisovics, Denkschr. Bd. LXIII. 1896.

**) Nach G. v. Arthaber, Leth. geogn. II. Bd. Lief. 3. Stuttgart 1905.

Griechenland (besonders auch auf den Ägäischen und Jonischen Inseln), Sizilien, Unter- und Mittelitalien, Apuaner Alpen (mit dem dynamometamorphen Marmor von Carrara);

2. der Asiatischen Provinz*),

hier am genauesten bekannt in der Saltrange (Skytische Stufe) und im Himalaya (Skytisch bis Norisch), aber auch in Afghanistan, Turkestan, dem Pamir in Kashmir, Birma, Tonking und China vertreten, ebenso in Japan und am Ussuri Golf (bei Wladiwostok);

3. der Australasiatischen Provinz,

Sumatra, Rotti, Timor (namentlich karnische Daonellenschichten), Australien, Neuseeland;

4. der Arktischen Provinz,

Insel Kotelny, Unterlauf des Olenek, Lena-Mündung in Nordsibirien, Spitzbergen, Bäreninsel;

5. der Westamerikanischen Provinz**),

Kalifornien (hier Skytisch bis Rät), Nevada, Oregon, Idaho, Vancouver, Britisch Kolumbien bis Alaska, — im Süden Mexiko (Zacatecas) und Peru.

Zu den Triasgebieten beiderseits des Pazifischen Ozeanes und längs des Eismeeres, aber auch in denen des nördlichen Kaukasus spielen Norische Pseudomonotis-Schichten mit Ps. ochotica und subcircularis eine hervorragende Rolle.

Der Jura.

Allgemeinere Literatur betreffend den Jura Deutschlands.

F. A. Römer, Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. Hannover 1836 und Nachtrag 1839.

Dunker und Koch, Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Oolithengebirges. 1837.

A. Oppel, Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. Stuttgart 1856—58.

Ferd. Römer, Die jurassische Weserkette. Berlin 1858.

Heinr. Credner, Gliederung der oberen Juraformation und der Wealdenbildung im nordwestlichen Deutschland. Prag 1863. — Geognostische Karte der Umgegend von Hannover. Hannover 1865.

K. v. Seebach, Der hannoversche Jura. Berlin 1864.

*) Nach Fritz Noetling, Ebend. Lief. 2. S. 107—218.

**) Vgl. I. P. Smith, Proceed. California Acad. sciences I. Nr. 10. San Francisco 1904. S. 325 usw. — Ders., Festschr. Stuttgart 1907. S. 377 usw. — Vgl. N. Jahrb. 1906. II. S. 98 u. 1907 II. S. 285.

D. Brauns, Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1871. — Der mittlere Jura. Kassel 1869. — Der obere Jura. Braunschweig 1874.
C. Struckmann, Der obere Jura in der Umgebung von Hannover. Hannover 1878, und Neue Beiträge hierzu in Dames und Kayser, Paläontologische Abh. Bd. I. Berlin 1882. S. 1. — Ferner Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 227, 1887. S. 32. — N. Jahrb. 1881. Bd. II. S. 77. — Jahresber. d. naturhist. Ges. Hannover. 1879 und 1880.
F. A. Quenstedt, Der Jura. Tübingen 1858. — Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart 1883—88.
O. Fraas, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882. S. 70—149.
Th. Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. Stuttgart 1909.
C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura). 1891.

Mit dem Beginn der Juraperiode tritt uns eine neue Fauna von überraschendem Formenreichtum entgegen. Die Belemniten stellen sich in Unzahl ein, Ammoniten erreichen jetzt auch außerhalb des Bereiches des Triasozeanes eine allgemeine Verbreitung und eine enorme Entwicklung und übertreffen alle übrigen Bewohner des Meeres an Zahl der Individuen und an Mannigfaltigkeit ihrer Form und der Zierraten ihrer Gehäuse. An Stelle der triadischen Ammoneen-Gattungen Ceratites, Pinacoceras, Trachyceras, Arcestes und Tropites treten jetzt neben Phylloceras und Lytoceras die neuen Genera Amaltheus, Psiloceras, Schlotheimia, Arietites, Aegoceras, Harpoceras, später Oppelia, Sphaeroceras, Parkinsonia, Stephanoceras, Cosmoceras, Perisphinctes, Aspidoceras sowie der boreale Virgatites und zwar in phylogenetisch hoch bedeutsamen Formenreihen. Die Korallen vom Typus der Neuzeit entfalten eine bedeutende riffbauende Tätigkeit, die Seeschwämme, die Seeigel, namentlich solche von bilateralsymmetrischem Habitus, und zahlreiche Molluskengeschlechter, namentlich Gastropoden (unter diesen die Nerineen, Strombiden und Pleurotomarien), ferner die Trigonien, Pholadomyen und Diceraten, sowie die Ostreiden (Ostrea, Alectryonia, Gryphaea, Exogyra), endlich die Brachiopoden-Gattungen Terebratula, Waldheimia und Rhynchonella gewinnen eine außerordentliche Verbreitung und Häufigkeit. Auch die typischen langschwänzigen Decapoden erscheinen zuerst in größerer Zahl. Die Fische beschränken sich fast noch auf Haie, Rochen und Ganoidfische, während Knochenfische, die große Masse der heutigen Fischwelt, im jurassischen Zeitalter nur durch die heringartigen Gattungen Leptolepis und Thrissops vertreten sind, deren Skelette lokal in großer Anzahl die Schichtungsflächen namentlich oberjurassischer Kalkplatten bedecken. Vor allen Tieren der damaligen Ozeane ragen zwei durch das Abenteuerliche ihrer Form, durch das Gigantische ihrer Größe hervor, zwei Saurier, Ichthyosaurus und Plesiosaurus, beide nach ihrem ganzen Bau auf das Leben im Meere beschränkt. Letzteres gilt auch von den im oberen Jura erscheinenden Meer-Krokodiliern Geosaurus und Dacosaurus.

Eine ähnliche Umgestaltung und Bereicherung wie die Fauna der Meere hat die der Kontinente erfahren. Wir sahen die unbedeutenden Anfänge einer Landfauna in dem silurischen Zeitalter erstehen. Die ersten und einzigen Repräsentanten der landbewohnenden Wirbeltiere waren im Karbon einige salamanderartige Amphibien (Stegocephalen), zu ihnen gesellen sich im Verlaufe der permischen Periode rhynchocephalenartige Reptilien und zu beiden im triadischen Zeitalter eine Anzahl Theromorpha (z. B. Dicynodon) und Sauropterygia (z. B. Nothosaurus), sowie höchst vereinzelte Spuren der ersten Säugetiere (Microlestes). In der Juraperiode gewinnen die Krokodilier (Teleosaurus, Mystriosaurus), Flugsaurier und Dinosaurier, sowie Schildkröten eine große Verbreitung. Ihnen gesellt sich eine noch unbeträchtliche Zahl von warmblütigen Wirbeltieren und zwar ihrer beiden Klassen, der Vögel (Archaeopteryx) und Säugetiere, hinzu, letztere freilich nur durch Beuteltiere vertreten. Große paläontologische Bedeutung besitzen die Dinosaurier, Landreptilien mit langem Hals, mächtigem Schwanz, langen Hinterextremitäten, vielfach aufrechter Körperhaltung und z. T. mit ausgesprochenen Vogelmerkmalen. Bereits in der Trias vertreten (Zanclodon), erreichen sie im oberen Jura und zwar vorzüglich in dem der Rocky-Mountains eine große Mannigfaltigkeit, Häufigkeit und z. T. Riesenhaftigkeit mit den Geschlechtern Compsognathus, Megalosaurus, Brontosaurus, Stegosaurus, Cetiosaurus, Atlantosaurus, Diplodocus u. a., von denen die letztgenannten eine Länge von nicht weniger als 15—30 m erlangen. Auch die Arthropoden finden außer durch Krebse durch Libellen, Grillen und Käfer eine ziemlich mannigfaltige Vertretung. Zieht man nun noch in Betracht, daß bereits in der Juraperiode die Dickichte der Sigillarien, Lepidodendren und Calamiten schon längst der Vorzeit angehören, daß statt ihrer echte Nadelhölzer, gemischt mit Cycadeen, die Wälder bilden, auf deren Boden Farnkräuter und Equiseten wuchern, daß also Gymnospermen die einfacher organisierten Kryptogamen des paläozoischen Zeitalters zurückgedrängt und das Maximum ihrer Entwicklung erreicht haben, so ist nicht zu verkennen, daß sich die organische Welt auf eine höhere Stufe emporgeschwungen hat, als sie in den vorjurassischen Zeitaltern einnahm.

Die Schichtenreihe der jurassischen Formation besteht vorzugsweise aus Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen, Schiefertonen und plastischen Tonen, mit welchen nicht selten mächtige Dolomite wechsellagern; diese sind es, welche die grotesken Fels- und Höhlenbildungen der jurassischen Gebiete in Hannover und Braunschweig, sowie in der fränkischen Schweiz und Schwabens bedingen. Oolithe sind namentlich in den mittleren und oberen Niveaus des Jurasystemes so gewöhnlich, daß man die ganze Formation nach ihnen »Oolithenformation« benannte. Ihren jetzt gebräuchlichen Namen hat dieselbe vom Juragebirge erhalten, an dessen Zusammen-

setzung sie den Hauptanteil nimmt. Konglomerate und Breccien sind zu den selteneren jurassischen Vorkommnissen zu rechnen, während vulkanische Tuffe und Zwischenlager von eruptivem Ursprung dem zentraleuropäischen Jura ganz fremd sind.

Die bis über 1000 m mächtige Schichtenreihe des Jura zerfällt nach den Umgestaltungen, welche die damaligen Faunen und Floren erlitten haben, also nach der Verschiedenartigkeit des paläontologischen Habitus der einzelnen auf einander folgenden, die Juraformation aufbauenden Schichtenkomplexe in zahlreiche Stufen, welche man in drei Hauptabteilungen zusammenfaßt. Diese sind:

3. der weiße oder obere Jura oder Malm,
2. der braune oder mittlere Jura oder Dogger,
1. der schwarze oder untere Jura oder Lias.

1. Der Lias.

Petrographischer Charakter. Unter den Gesteinen, welche die selten mehr als 100 m mächtige Schichtenreihe des Lias zusammensetzen, walten Schiefertone, Sandsteine, Kalksteine, Mergel und Tone bei weitem vor, namentlich spielen graue, braune oder schwarze, meist bituminöse Tone und Schiefertone nicht nur durch ihre bedeutende Mächtigkeit, sondern auch als Muttergestein außerordentlich deutlich erhaltener organischer Reste eine wichtige Rolle. Aus ihnen entwickeln sich sehr gewöhnlich dunkelgraue bis schwarze, kalkreiche und bituminöse, mehr oder weniger dünnschieferige und versteinerungsreiche Mergelschiefer, deren Bitumengehalt oft so überhand nimmt, daß sie in förmliche Brandschiefer übergehen. Zu einer bedeutenden Entwicklung gelangen ferner dünnschichtige, dunkele, ebenfalls bituminöse und stark tonige Kalksteine, die zum Teil außerordentlich reich an organischen Überresten sind, so daß manche Schichten fast allein aus solchen zusammengesetzt erscheinen (Gryphiten- oder Arcuatenkalk, Ammonitenkalk, Monotiskalke). Sandsteine, zum großen Teil sehr feinkörnig, oft glimmerreich und dann dünnplattig, von gelblichgrauer Farbe, stellen sich namentlich an der Basis der Liasformation ein, ohne jedoch aus den übrigen Niveaus des Lias vollständig ausgeschlossen zu sein. Mit ihnen sind in einigen Gegenden Steinkohlenablagerungen verknüpft, so bei Kammin an der Odermündung, auf Bornholm, bei Weyer in Österreich, am kaspischen Meer, in Persien und China. Bei Fünfkirchen in Ungarn treten 25 abbauwürdige Flöze mit einer Gesamtmächtigkeit von 26 m auf (siehe Fig. 405). Eine gewisse technische Wichtigkeit, wenn auch nur eine untergeordnete Bedeutung als Glieder der Liasformation, besitzen Einlagerungen von oolithischem Eisenerze und Sphärosiderit. Während letzterer in Gestalt oft dicht aneinander gedrängter Nieren und Knollen im Schiefer-

tone vorkommt, bilden erstere gewöhnlich regelmäßige und stetige Flöze, welche teils zwischen dem Sandstein, teils zwischen den Schiefertonen der Formation auftreten. Derartige versteinerungsführende Flöze von oolithischem Eisenstein werden z. B. am Kahleberge bei Echte, bei Helmstädt, bei Harzburg, am Luhdener Berge bei Rinteln u. a. O. abgebaut. Im Teutoburger Walde und zwar im Kreise Bielefeld, Paderborn und Warburg,

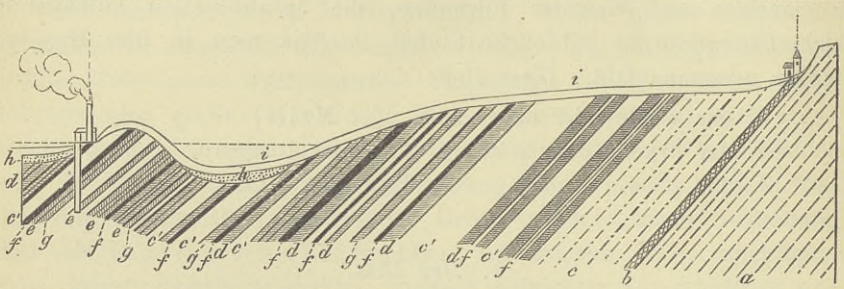


Fig. 405. Profil durch die liasische Steinkohlenablagerung von Fünfkirchen. Nach *Fötterle.*

a Muschelkalk, *b* triadische Kalkschiefer, *c* rätischer Sandstein (flözleer), } Trias, *c'* Sandstein *d* Schieferton *e* Kohlenschiefer *f* Kohlenflöze *g* Eisensteinflöze } Lias, *h* Diluviallehm, *i* Dammerde.

kommen in 50 übereinander liegenden Horizonten Sphärosideritnieren, ferner zwei zusammen 2,20 m mächtige Sphärosideritlager und endlich drei Flöze von oolithischem Eisenerz vor, letztere 7,53 m mächtig. — Recht eigentümliche Gebilde sind die dünnen Schichten von Tutenmergel (Nagelkalk), welche z. B. am Harzrande bei Goslar und in Württemberg sehr häufig im Lias vorkommen.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie in allen marinen Bildungen, so spielen auch im Lias Pflanzenreste nur eine untergeordnete Rolle. Neben einigen in den Liasschiefern recht häufigen Fucoiden (z. B. Chondrites Bollensis Kr. und Sphaerococcites granulatus Bronn) sind die in der ganzen jurassischen Formationsgruppe so wichtigen Cycadeen auch im Lias und zwar vorzugsweise durch die Gattungen Zamites, Podozamites, Pterophyllum, freilich durch in das Meer eingeschwemmte Exemplare vertreten. Auch verkalkte und verkohlte Koniferenhölzer, sowie vereinzelte Koniferenzweige (Araucarites peregrinus) sind von verschiedenen Lokalitäten bekannt. Nur im Lias der Alpen und Karpathen stellen sich Schichten mit reichlichen Pflanzenresten ein, welche letztere sich sogar zu Kohlenflözchen anspeichern können (Grestener Schichten, Rotzo-Schichten).

In schroffem Gegensatze zu dieser Armut an vegetabilischen Resten birgt die Schichtenreihe des Lias eine außerordentlich mannigfaltige, formen- und individuenreiche Meeresfauna, deren Hauptvertreter den Crinoideen,

Brachiopoden, Mollusken und Reptilien angehören. Unter den Crinoideen erlangt das Geschlecht Pentacrinus eine außerordentliche Häufigkeit und Verbreitung; unter den Brachiopoden zeichnen sich die Genera Terebratula und Rhynchonella durch die große Menge ihrer Individuen aus, auch Spiriferina und Leptaena sind noch vertreten Von den Zweischalern sind Gryphaea, Pecten, Lima, Avicula, Mytilus, Posidonia, Trigonia, Pholadomya und Astarte die wichtigsten, am reichhaltigsten aber von allen liasischen Molluskenabteilungen sind die Ammoneen und Belemniten entwickelt und erlangen einerseits durch die große Anzahl ihrer Spezies und die zuweilen enorme Menge ihrer Individuen, anderseits durch das Gebundensein gewisser charakteristischer Arten an ganz bestimmte Horizonte eine außerordentliche Bedeutung für diese Formation. In ihr sind namentlich die Ammonitengattungen Psiloceras, Schlotheimia, Arietites, Aegoceras, Harpoceras, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras vertreten. Außerdem erhält der paläontologische Habitus des Lias durch die zahlreichen und weit verbreiteten Reste von Ichthyosaurus*) und Plesiosaurus**), riesigen Meeressauriern mit flossenartigen Ruderfinnen und bikonkaven Fischwirbeln, ein ganz eigentümliches Gepräge. An schwäbischen Exemplaren von Ichthyosaurus ist nicht nur die lederartige Schwimmhaut der Extremitäten, sondern auch die Rückenflosse und die gewaltige zweilappige Schwanzflosse überliefert (Fig. 406). Ihre Krokodilzähne beweisen, daß sie gefräßige Raubtiere

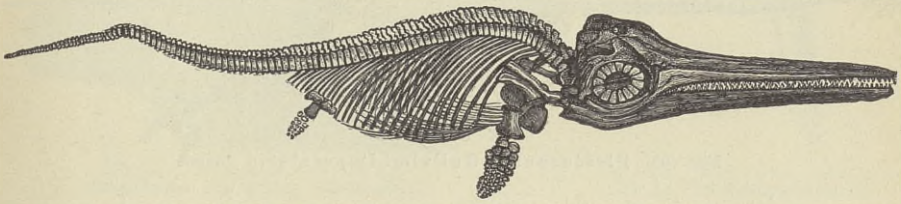


Fig. 406. Ichthyosaurus communis Conyb. Nach *Owen*.

waren, der Inhalt ihres Magens und die Bestandteile ihrer Exkremente (Koprolithen), daß ihre Nahrung namentlich aus Fischen und Tintenfischen bestand. Der bis über 10 m lange Ichthyosaurus (Fig. 407) besaß delphinähnliche Gestalt, einen großen Kopf auf sehr kurzem Halse, einen langen Schwanz, der sich in den unteren Lappen der Schwanzflosse fortsetzt, und Ruderfinnen aus einem Mosaikpflaster von polygonalen Knochentafeln, — der bis 3 m lange Plesiosaurus (Fig. 408) einen kleinen eidechsen-

*) E. Fraas, Die Ichthyosaurier der süddeutschen Trias- und Juraablagerungen. Tübingen 1891. — Ders., Die Hautbedeckung v. Ichthyosaurus. N. Jahrb. 1892. II. S. 87.

**) W. Dames, Die Plesiosaurier des süddeutschen Lias. Abh. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1895. — E. Fraas, Palaeontogr. B. 57. S. 105.

artigen Kopf an langem, schlangenartigen Halse (mit 24—40 Wirbeln), einen kurzen breiten Rumpf, einen kurzen Schwanz und Ruderfüße mit 5 Fingern von Röhrenknochen. Die Hauptfundorte dieser beiden Meeressaurier sind Lyme Regis in England, Boll und Holzmaden in Württemberg und Banz bei Bamberg.

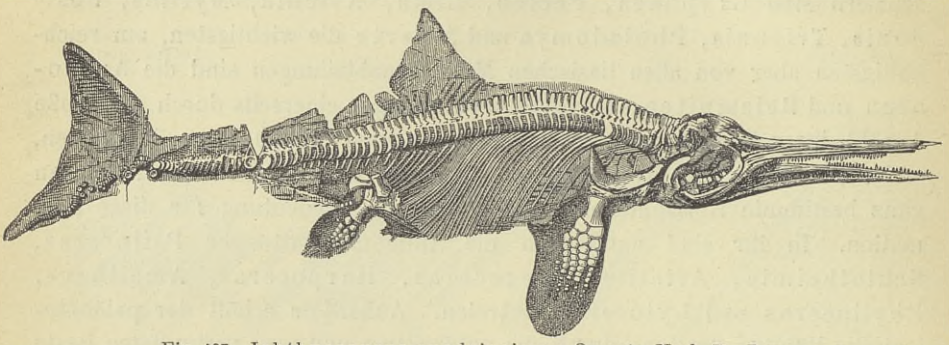


Fig. 407. Ichthyosaurus quadriscissus Quenst. Nach *Eb. Fraas.*

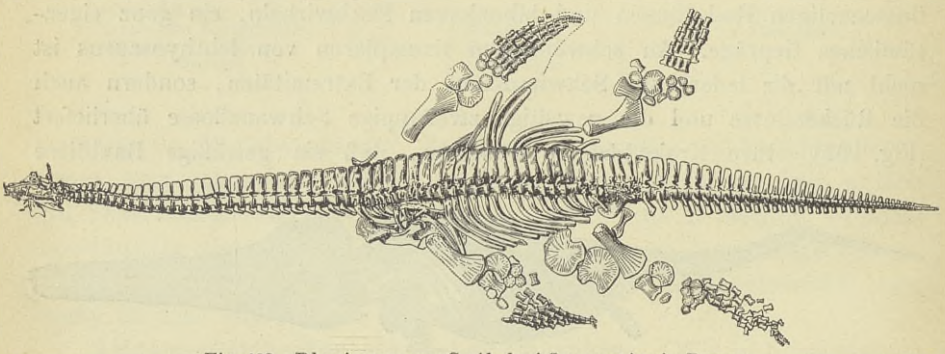


Fig. 408. Plesiosaurus Guilelmi Imperatoris Dames.

Einen auffallenden Gegensatz zu den nackten, ausschließlich auf das Meer angewiesenen Sauriern bilden die auch zur Bewegung auf dem Lande organisierten gavialähnlichen Saurier mit schlanker, schmaler Schnauze und dicken viereckigen Knochenschildern. Hierher gehören namentlich Teleosaurus, Mystriosaurus, Pelagosaurus und Macrospondylus, z. B. aus den Schiefern von Boll. Die im oberen Jura ihre Hauptverbreitung erlangenden Flugsaurier sind bereits im Lias vertreten, so im oberen Lias Schwabens durch Campylognathus*).

Von den übrigen Abteilungen des Tierreiches sind Foraminiferen, Schwämme und Korallen im Lias verhältnismäßig nur schwach repräsentiert, von Gastropoden gewinnen nur einzelne Spezies der Geschlechter Turbo,

*) F. Plieninger, Palaeontographica. Kassel. XLI. S. 193.

Trochus, Pleurotomaria eine nicht unbedeutende Verbreitung; Insektenreste (Käfer, Orthopteren, Neuropteren und Hemipteren) sind aus Mecklenburg, Gloucestershire und Aargau bekannt geworden. An Fischen sind namentlich die oberen Horizonte des Lias von England und Schwaben reich, in denen sowohl einzelne glänzende Schuppen, wie außerordentlich schön erhaltene Exemplare hemiheterocerkaler Ganoiden, z. B. von Lepidotus Elvensis Blv. (Fig. 409), Lep. gigas Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Dapedius pholidotus Ag., vorkommen. Eine größere Verbreitung besitzen die Flossenstacheln und Zähne von Knorpelfischen (Hybodus, Fig. 410*a*; Acrodus, Fig. 410).

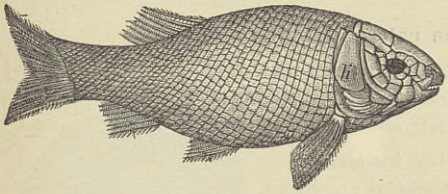


Fig. 409. Lepidotus Elvensis Blv.



Fig. 410. Acrodus nobilis Ag. Zahnpflaster des rechten Unterkiefers.



Fig. 410*a*. Hybodus reticulatus Ag. (Rückenflossenstachel).

Allgemeine Gliederung des Lias. In allen ihren Verbreitungsgebieten zerfällt die Schichtenreihe des Lias in eine Anzahl Stufen, welche der Umgestaltung der liasischen Lebewelt entsprechen und sich demnach durch gewisse Verschiedenartigkeiten ihrer Versteinerungsführung und zwar vorzüglich ihrer Ammoneenfaunen auszeichnen. Diese zahlreichen Stufen, die als das Resultat lokaler Einflüsse natürlich keine ganz allgemeine Geltung besitzen, jedoch in den nachfolgenden Abschnitten aufgeführt sind, lassen sich in drei überall zu unterscheidende Abteilungen zusammenfassen, welche man als unteren, mittleren und oberen Lias bezeichnet.

a) Der untere Lias.

Harte, schwarze Kalke, fette Tone, selten mit oolithischen Eisenerzen, sowie z. B. in Franken gelben Sandsteinen.

Die Kalksteine sind zum Teil ganz angefüllt von Gryphaea arcuata Lam. (Fig. 414), sowie von Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow. (= Amm. psilonotus Qu. Fig. 418), Amm. (Arietites) Bucklandi Sow. (Fig. 417), Amm. (Schlotheimia) angulatus Schloth. (Fig. 416), Amm. (Ophioceras) raricostatus Ziet. Als fernere weitverbreitete ausgezeichnete Leitfossilien des unteren Lias sind anzuführen: Lima gigantea Sow. (Fig. 413), Cardinia concinna Ag., Card. hybrida Ag. (Fig. 415), Spiriferina Walcotti Sow. (Fig. 412), Pentacrinus scalaris Mill. (Fig. 411), Pentacrinus Briareus Mill. Im oberen Teile des unteren Lias treten in England bituminöse Schiefer mit zahlreichen Fischen und Ichthyosauren, namentlich aber mit Plesiosauren auf (Lyme Regis).

Stufengliederung des unteren Lias (von unten nach oben zu lesen):

Lias β. 6. Stufe des Ammonites (Ophioceras) raricostatus.
5. Stufe des Ammonites (Oxynoticeras) oxynotus.
4. Stufe des Ammonites (Arietites) obtusus.

Lias α. 3. Stufe des Ammonites (Arietites) Bucklandi.
2. Stufe des Ammonites (Schlotheimia) angulatus.
1. Stufe des Ammonites (Psiloceras) planorbis.

b) Der mittlere Lias.

Graue Kalkmergel und Kalksteine, oolithische Kalke und Eisensteine, dunkelblaue plastische Tone mit Sphärosideritnieren und Kalkgeoden. Aus der großen Anzahl der organischen Reste, welche diese Schichten führen, sind als Leitfossilien des mittleren Lias hervorzuheben: Ammonites (Aegoceras) capricornus Schloth. (Fig. 424), Amm. (Amaltheus) costatus Schloth., Amm. (Lytoceras) fimbriatus Sow. (Fig. 423), Amm. amaltheus Schloth. (= Amaltheus margaritatus Brug.) (Fig. 422), Belemnites paxillosus Schloth. (Fig. 421), Gryphaea cymbium Lam. (Fig. 420), Terebratula (Zeilleria) numismalis Lam. (Fig. 419), Rhynchonella rimosa Buch, Spiriferina rostrata Schloth., Pentacrinus basaltiformis Mill.

Stufengliederung des mittleren Lias:

Lias δ. 11. Stufe des Ammonites (Amaltheus) spinatus (costatus).
10. Stufe des Ammonites (Amaltheus) margaritatus.

Lias γ. 9. Stufe des Ammonites (Aegoceras) Davoei und capricornus.
8. Stufe des Ammonites (Phylloceras) ibex.
7. Stufe des Ammonites (Dumortieria) Jamesoni.

c) Der obere Lias.

Zu unterst dünnschieferige, bituminöse Schiefertone, von zum Teil so ansehnlichem Ölgehalte, daß dasselbe gewonnen wird, überlagert von dünnplattigen Stinkkalken voll Pseudomonotis substriata Münst., sowie von grauen Mergelkalken. Gewisse Lager der ersteren sind von den dünnen, konzentrisch runzeligen Schalen der Posidonia (Posidonomya) Bronni (Fig. 426)



Fig. 411. Pentacrinus scalaris Mill.

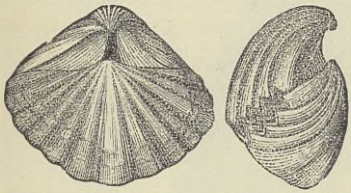


Fig. 412. Spiriferina Walcotti Sow.



Fig. 413. Lima gigantea Sow.

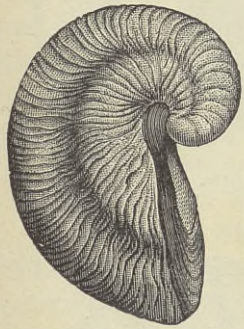


Fig. 414.
Gryphaea arcuata Lam.



Fig. 415.
Cardinia hybrida Ag.

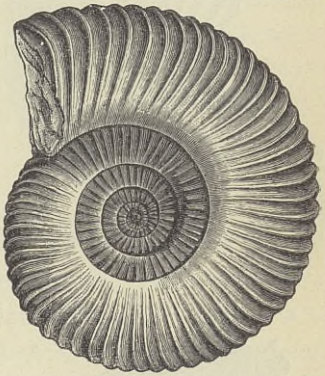


Fig. 416.
Ammonites (Schlotheimia) angulatus Schl.

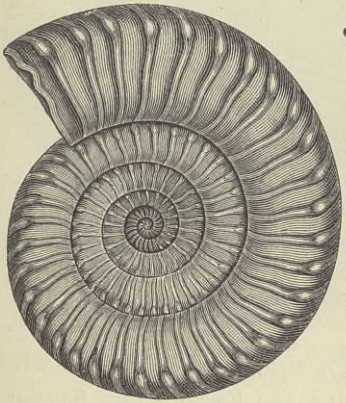


Fig. 417.
Ammonites (Arietites) Bucklandi Sow.



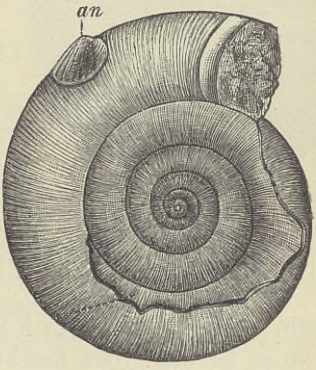


Fig. 418.
Ammonites (Psiloceras) planorbis Sow.
an Anaptychus.

Fig. 411—418. **Leitfossilien des unteren Lias.**

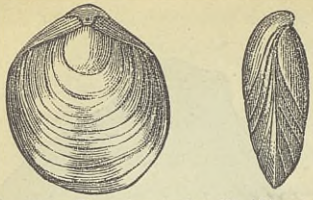


Fig. 419. Terebratula (Zeilleria) numismalis Lam.

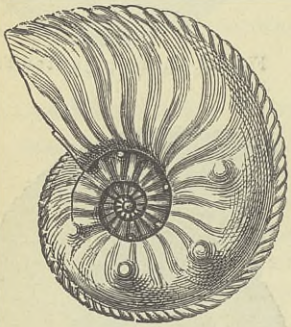


Fig. 422. Ammonites (Amaltheus) margaritatus Brug.

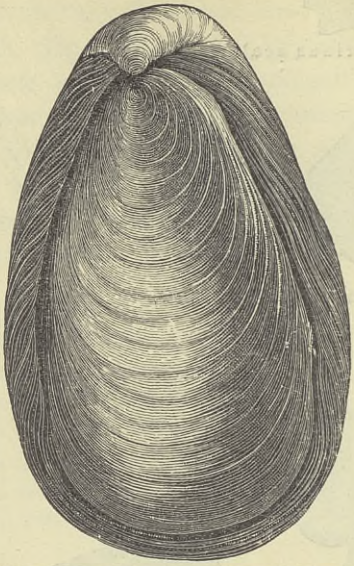


Fig. 420. Gryphaea cymbium Lam.

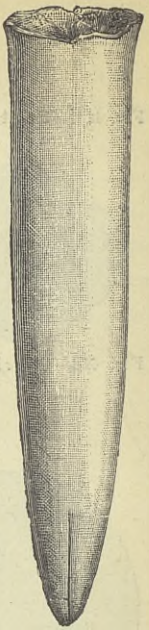


Fig. 421. Belemnites paxillosus Schloth.

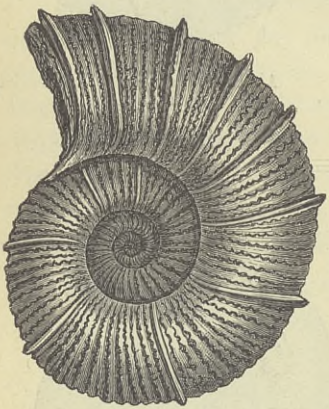


Fig. 423. Ammonites (Lytoceras) fimbriatus Sow.

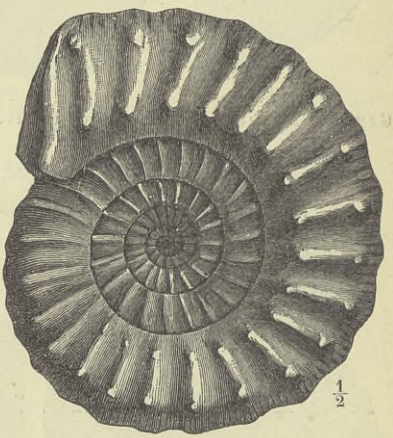


Fig. 424. Ammonites (Aegoceras) capricornus Schloth.

Fig. 419—424. **Leitfossilien des mittleren Lias.**

erfüllt, wonach der ganze Komplex als Posidonienschiefer bezeichnet wird. In ihnen ist der große Reichtum an Überresten von Fischen und Sauriern niedergelegt, durch welchen sich namentlich Boll und Holzmaden in Schwaben und Banz in Franken auszeichnen. Hier birgt dieser Horizont die wohlerhaltenen Skelette von Ichthyosaurus und Teleosaurus, die Schuppen,

Zähne und Flossenstacheln von Ptycholepis, Hybodus, die Schulpe und Tintenbeutel von Geoteuthis und Beloteuthis, die Kronen von Pentacrinus Briareus Mill. (Fig. 425) in sonst kaum gekannter Vollständigkeit. Von letzteren liegen auf einer einzigen, jetzt im Tübinger Museum befindlichen Platte von 8 m Länge und 5,3 m Breite 24 zu einem mäandrisch gewundenen Bündel gruppierte Stiele, deren Enden über 4 m lang frei liegen und weit ausgebreitete Kronen tragen. Zahlreiche Ammoniten und zwar Ammonites (Harpoceras) serpentinus Rein., Amm. (Coeloceras) communis Sow., Amm. (Harpoceras) lythensis Young sind zu Papierdünne zusammengedrückt, andere in kalkigen oder mergeligen Schichten sowie in Geoden vorkommende, so Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug. (= Walcotti Sow.) (Fig. 428), Amm. (Phylloceras) heterophyllus (Fig. 429), pflegen ihre ursprüngliche Wölbung beibehalten zu haben. Neben ihnen zeichnen sich die leicht kenntlichen Ammonites (Lytoceras) jurensis Ziet., Belemnites digitalis Blainv. (Fig. 427) und Bel. acuarius Schloth. durch ihre Häufigkeit aus. Dahingegen muß der Mangel an sonst so überaus gewöhnlichen Terebrateln und Rhynchonellen auffallen.

Stufengliederung des oberen Lias:

Lias ζ. 13. Stufe des Ammonites (Lytoceras) jurensis.

Lias ε. 12. Stufe der Posidonomya Bronni.

Speziellere Gliederung des Lias in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland, im Elsaß und in Deutsch-Lothringen. Als erläuternde Beispiele der Gliederung des deutschen Lias mögen an dieser Stelle kurze Beschreibungen seiner Ausbildungsweise in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und in Deutsch-Lothringen Platz finden. Mit ihr stimmt die Entwicklung des englischen Lias im wesentlichen überein.

Der Lias in **Schwaben** wird nach Quenstedt gegliedert wie folgt:

III. Oberer Lias.

Lias ζ.

Jurensismergel, durchschnittliche Mächtigkeit 4 m. Lichtgraue Kalkmergel mit grauen Mergelkalken.

Zu oberst Zone des Amm. Aalensis mit Amm. Aalensis Ziet., Amm. hircinus Schl., Belem. brevirostris d'Orb., B. tricanaliculatus Qu., Pentacrinus jurensis Qu. usw.

In der Mitte Zone des Amm. jurensis mit Amm. jurensis Ziet., Amm. serrodens Qu., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Pleurotomaria jurensis Qu., Lima jurensis Qu., Inoceramus gryphoides Schl., Hinnites usw.

Zu unterst Zone des Amm. radians mit Amm. radians Schl., Amm. Thouarsensis d'Orb., Amm. bifrons Brug., Belem. digitalis Qu. usw.

Vielfach sind die Fossilien dieser Stufe mit Bryozoen und Serpeln besetzt.

Lias ε, durchschnittliche Mächtigkeit 10 m.

3. Contrariusschichten. Zu oberst Lager des Chondrites Bollensis Qu. Graue, selten dunkele, bituminöse Mergelschiefer und Mergel mit schwachen Mergelkalkbänken. Häufige Vorkommnisse sind: Pecten (Amusium) contrarius Buch,



Fig. 425. Pentacrinus Briareus Mill.



Fig. 426. Posidonomya Bronni Goldf.

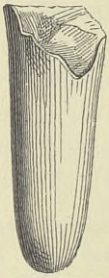


Fig. 427. Belemnites digitalis Blainv.

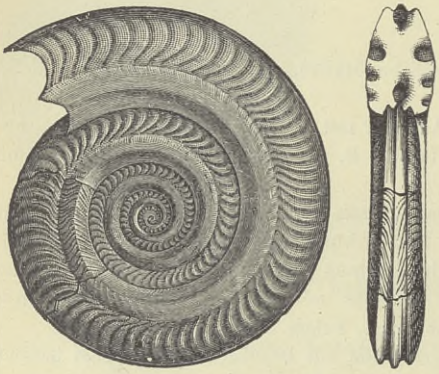


Fig. 428. Ammonites (Harpoceras) bifrons Brug.

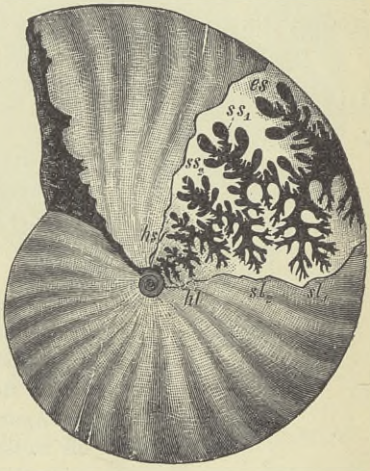


Fig. 429. Ammonites (Phylloceras) heterophyllus Sow.

Fig. 425—429. **Leitfossilien des oberen Lias.**

Posidonomya Bronni Gf., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. serpentinus Ziet., Amm. crassus Phil., Amm. bifrons Brug., Amm. discoides Ziet., Amm. insignis Ziet., Belem. digitalis Qu., B. tripartitus Schl., B. acuarius Qu. und Seetanglager.

2. Haupthorizont der Posidonomya Bronni (Posidonienschiefer). Zu oberst Lager der Pseudomonotis substriata.

Bituminöse Schiefertone und Mergelschiefer mit Bänken von bituminösem Mergelkalk.

Charakteristische Fossilien sind: Posidonomya Bronni Gf., Pseudomonotis substriata Münst., Inoceramus gryphoides Schl., Discina papyracea Schm., Amm. communis Sow., Amm. lythensis Young, Amm. fimbriatus Sow., Amm. heterophyllus Sow., Belem. acuarius Qu., Geoteuthis Bollensis Ziet., Beloteuthis Schübleri Qu., Pentacr. Briareus Mill. und Pentacrinus subangularis Mill.

Außerdem finden sich von Reptilien: Ichthyosaurus longirostris Jäg., Plesiosaurus Guilelmi imperatoris Dames, Plesiosaurus suevicus Qu. (selten), Pterodactylus Banthenensis Theod. (sehr selten) und Teleosaurus Bollensis Cuv., ferner von Fischen: Pleurolepis pholidotus Ag., Ptycholepis Bollensis Ag., Leptolepis Bronni Ag. usw. — Tange, lokal Treibhölzer.

1. Schichten mit Phymatoderma granulatum Schl. Zu unterst das Lager d. Cidaris crinifera. Blaugraue, mehr oder weniger bituminöse Mergelschiefer, welche lokal in Mergelkalke übergehen, mit Phymatoderma (Algacites) granulatum Schl., Plicatula spinosa Sow., Rhynch. amalthei Qu., Spiriferina villosa Qu., Ostracoden, Amm. communis Sow., Belem. paxillosus Schloth., Geoteuthis Bollensis Ziet., Cidaris crinifera Qu. und Ichthyosaurusresten.

II. Mittlerer Lias.

Lias *δ*.

Amaltheentone, 10 m mächtig, fette Tone, reich an Eisenkieskonkretionen und verkiesten Ammonites amaltheus Schloth., sowie viel Pentacr. basaltiformis Mill., Belemnites paxillosus Schloth., Belem. acuarius Qu., darüber mergelige Kalke mit Ammonites costatus Schloth., Belem. paxillosus Schloth. Im oberen Niveau mit der Koninckella-(Leptaenen-)schicht.

Lias *γ*, 15—20 m mächtig.

Spiriferenbank, harte Kalke mit Spiriferina verrucosa, rostfleckige Kalkmergel mit Rhynch. rimosa, Terebr. (Waldheimia) numismalis (Numismalenmergel), Pentacrinus basaltiformis, letztere eine Bank bildend, darüber dunkelgefleckte Kalkbänke voll Ammonites Davoei Sow. Außerdem mit Amm. capricornus Schloth., Amm. Jamesoni Sow., Amm. fimbriatus Sow., Amm. ibex Qu., Gryph. cymbium Lam., Turbo, Trochus, Pleurotomaria.

I. Unterer Lias, 30—35 m mächtig.

Lias *β*, 10 m mächtig.

Schwärzliche Tone und Schiefertone mit tiefgrauen, dichten Kalksteinen. Zu oberst Zone des Amm. raricostatus, in der Mitte Zone des Amm. oxynotus, zu unterst Zone des Amm. obtusus. Außerdem mit Amm. ziphus Ziet., Amm. planicosta Sow., Lima gigantea Sow., Gryph. obliqua Qu., Pentacr. scalaris Qu., Cid. minuta Wr., Ostracoden.

Lias *α*.

3. Arietenschichten (Bucklandischichten). Kalksteine, zum Teil feinkörnig, marmorartig, voll Gryphaea arcuata Lam., sowie viel arieten Ammoniten, so Amm. Bucklandi Sow., Amm. spiratissimus Qu., Amm. Conybeari Sow., zu oberst mit einer Pentacrinitenbank aus Gliedern von Pentacrinus tuberculatus Mill. bestehend. Zugleich zeigen sich die ersten Belemniten. Häufig und charakteristisch sind ferner Spiriferina Walcotti Sow. und Lima gigantea. Verknüpft mit der Pentacrinitenbank treten endlich Ölschiefer mit Krebsen, Fischen und Ichthyosaurus auf.
2. Angulatenschichten, Tone mit eingelagerten Kalkstein- und Sandsteinbänken, lokal weicher Bausandstein, Malmstein, bis 7 m mächtig, mit Cardinien-(Thalassiten-)Zonen und mit Ammonites angulatus Schloth. Darauf liegen 3—4 m tonige Sandplatten, mit der Turritellenplatte voll Turritella nucleata.
1. Psilonotenschichten (Planorbisschichten), 0,5 m mächtiger bituminöser Kalkstein, darauf 1—2 m Tone und schließlich wieder Kalke von 4—5 m Mächtigkeit. Sehr reich an Ammonites psilonotus Quenst. (= A. planorbis Sow.).

Der Lias des **nordwestlichen Deutschlands** wird von K. v. Seebach in folgende 9 Stufen zerlegt:

III. Oberer Lias.

9. Schichten des Ammonites jurensis, graue Mergeltone mit Amm. jurensis, Amm. Aalensis, Amm. insignis, Amm. dispansus bei Fallersleben, Goslar, Hildesheim, Porta.
8. Posidonienschiefer, bituminöser Schieferton, 25 m mächtig, mit Amm. lythensis, Amm. borealis, Amm. communis, Inoc. amygdaloides, Avic. substriata, Discina papyracea, bei Hildesheim (Zwerglöcher), Fallersleben, Goslar, Salzhemmendorf, Herford. Am Nordrande des Harzes lassen sich*) innerhalb der Posidonienschiefer folgende Unterabteilungen erkennen:
   c) Dörntener Schiefer mit Kalkbänken, diese mit Amm. striatulus, Amm. illustris und Amm. navis.
   b) Bituminöse Schiefer mit Amm. communis, Amm. bifrons und Avicula substriata.
   a) Bituminöse Schiefer mit Kalkbänken und Geoden, diese zu oberst mit Amm. capellinus und Amm. serpentinus, — weiter unten mit Amm. borealis und Amm. elegans, zu unterst mit Amm. Schröderi.

II. Mittlerer Lias.

7. Amaltheentone mit Amm. amaltheus, Amm. spinatus, Belem. compressus, Gresslya ventricosa, Inoceramus substriatus, bei Helmstedt, Schöppenstedt, Osterfeld, Haverlahwiese, Gandersheim, Northeim, Eisenach, Rennberg bei Gotha, Rheine.
6. Schichten des Ammonites capricornus, hellfarbige Mergel und Kalkbänke mit Amm. capricornus, Avicula cygnipes, Amm. curvicornis, bei Walbeck, Schöppenstedt, Goslar, Göttingen.

I. Unterer Lias.

5. Schichten des Ammonites brevispina, dunkle Tone oder oolithische eisenreiche Mergel mit Amm. brevispina, Amm. binotatus, Amm. Jamesoni,

*) A. Denckmann, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1892. S. 98 u. 1893. S. 109.

Rhynch. furcillata, Ter. numismalis, Spir. rostratus, bei Herford und Salzgitter als Tone, bei Markoldendorf und Schöppenstedt als Eisenoolithe.

4. Schichten mit Ammonites planicosta, Tone mit Amm. planicosta, Amm. ziphus bei Falkenhagen, Herford, Lühnde, Goslar, Harzburg.
3. Arietenschichten, blaugraue Tone mit Ammonites Bucklandi, Ammonites Conybeari, Lima gigantea, Gryphaea arcuata, bei Wellersen, Helmstedt, Neustadt bei Harzburg, Eisenach.
2. Angulatenschichten, dunkle Schiefertone mit Ammonites angulatus, Unicardium cardioides, bei Helmstedt, Seinstedt, Halberstadt, Quedlinburg, Neuenheerse.
1. Psilonotenschichten, dunkle Schiefertone mit Sandsteinplatten mit Amm. planorbis, Amm. Johnstoni, bei Harzburg, Salzgitter, Ammelsen, Hildesheim.

Der Lias des **Elsaß** und **Deutsch-Lothringens,** sowie **Luxemburgs** gliedert sich wie folgt*):

III. Oberer Lias.

Lias ζ, 10—15 m.

2. In Lothringen Mergel mit Ammonites crassus.
1. Mergel mit Ammonites jurensis, striatulus und fallaciosus (Jurensismergel). In Lothringen Schiefer mit Amm. bifrons.

Lias ε, 2—4 m.

1. Posidonienschiefer mit Posid. Bronni und Stinkkalkkonkretionen mit Monotis substriata.

II. Mittlerer Lias.

Lias δ, 70—80 m.

2. Mergel und Kalke mit Amm. spinatus (= costatus) (Costatuskalke).
1. Blättermergel mit Bel. paxillosus und Amm. margaritatus, und Ovoidenmergel, Tone mit eisenhaltigen Kalkkonkretionen (= Ovoiden).

Lias γ, bräunliche oder bläuliche fleckige Kalke, 2—3 m.

2. Ockerkalk mit Ammonites Davoei (Davoeikalk) und Bel. clavatus.
1. Mergel mit Terebratula numismalis (Numismalenmergel).

I. Unterer Lias.

Lias β, tonige Kalke. 15—20 m. Im Elsaß mit Amm. raricostatus.

Lias α, 40 m.

5. Dunkle, fossilarme Tone mit Amm. planicosta und Amm. oxynotus.
4. Mergel und Kalke mit Belemnites acutus und Pentacrinus tuberculatus, zu oberst Mergel mit Phosphoritknollen.
3. Kalke und Mergel mit Ammonites rotiformis, Amm. Bucklandi und der Gryphaea arcuata (Gryphitenkalk).

*) E. W. Benecke, Geologie von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1878. — Ders., Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin 1900. S. 31. — Ders., Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 1. Stuttgart 1898. — Ders., Mitt. d. geol. La. Straßburg, Bd. V. 1901. S. 139. — G. Steinmann, Geologischer Führer der Umgegend von Metz. Metz 1882. S. 13 u. 25. — Ders., Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Deutsch-Lothringen. Straßburg 1887. — L. v. Werveke, desgl. von Luxemburg. Straßburg 1887. — Ders., Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers. Straßburg 1901.

2. Kalke mit Ammonites angulatus. 2 und 3 nach Norden zu vertreten durch den Luxemburger (Hettinger) Sandstein mit Landpflanzen.
1. Kalke mit Ammonites planorbis, Amm. Johnstoni, Lima gigantea.

Lias der Alpen. Der Lias erscheint in den Alpen in vier verschiedenen Fazies, die sich wechselweise bald zum Teil, bald gänzlich vertreten:

1. Adnether Schichten (rote Ammonitenkalke), rötliche, wohlgeschichtete Kalksteine mit einer außerordentlich reichen Ammonitenfauna (namentlich Arietites und Harpoceras, sowie Phylloceras und Lytoceras), welche den gesamten Lias repräsentieren und konkordant den Kössener Schichten der nordöstlichen und lombardischen Alpen auflagern. An ihrer Basis lokal die gelblich gefärbten Enzesfelder Schichten.
2. Hierlatz-Schichten, dickbankige Kalksteine, marmorartig weiß und rot geflammt, z. T. Brachiopoden- oder Crinoidenkalke. Brachiopoden, Gastropoden und Pelecypoden walten vor (Salzburg, österreichische Voralpen). Repräsentanten des unteren und mittleren Lias. In den Südalpen (St. Cassian) mit der mittelliasischen »Zone der Terebratula Aspasia« (Neumayr).
3. Fleckenmergel (Allgäu-Schichten), graue Mergelschiefer mit vorwaltenden Ammoniten, welche bald den ganzen Lias, bald nur einzelne Stufen und zwar die schwäbische Fazies desselben repräsentieren, aber ganz oder teilweise durch ihre Kalkfazies, die Hierlatz- und Adnether Kalke, vertreten werden können (bayerische Alpen, tiroler Alpen, österreichische Voralpen).
4. Grestener Schichten, eine Uferbildung aus Sandsteinen, Mergeln und Schiefertonen mit Steinkohlenflözen und Landpflanzen. Sonst walten Brachiopoden und Pelecypoden vor (österreichische Voralpen).
5. Kalksteine von Rotzo, graue, mergelige Kalke, Oolithe, Dolomite und Schiefertone mit einer artenreichen Flora von Cycadeen, Koniferen und Farnen, ferner mit Harpoceras radians, Terebratula Rotzoana u. a. In Südtirol und den lombardischen Alpen.

2. Der Dogger oder braune Jura.

Der petrographische Charakter des Dogger ist zwar ein außerordentlich mannigfaltiger und wechselnder, doch spielen Sandsteine, Tone, Mergel und Kalksteine die wesentlichste Rolle bei der Zusammensetzung seiner durchschnittlich 400 m mächtigen Schichtenreihe. Die Sandsteine sind meist feinkörnig und weich, besitzen hell- bis dunkelbraune Farben, eröffnen sehr häufig die Doggerformation und bilden oftmals die ganze untere Hälfte derselben fast ausschließlich. Andere Stufen des braunen Jura bestehen aus zähen, fetten Tonen, Mergeln und Schiefertonen von grauer bis schwarzer Farbe. Wie in einigen Ländern Sandsteine und Tone, so erscheinen in anderen Verbreitungsgebieten des Dogger bald oolithische, bald dichte, reine oder tonige, weiße oder dunkelfarbige Kalksteine als dessen vorwaltendes Material. Namentlich bilden Oolithe mächtige Ablagerungen, welche sich vom mittleren England aus durch Frankreich bis in die Schweiz verfolgen lassen. Recht charakteristische und

häufige Erscheinungen sind in der Schichtenreihe des braunen Jura durch Eisenoxydhydrat braun gefärbte Kalkoolithe, die sogenannten Eisenoolithe. Sie dürfen nicht verwechselt werden mit den oolithischen Eisenerzen, welche sich in der ganzen Doggerformation so konstant wiederholen, daß sie einen hervorstechenden Charakterzug derselben bilden. Sie stellen sich in zum Teil sehr bedeutender Mächtigkeit als Nester und Lager zwischen Tonen und Schiefertonen ein und sind dann das Objekt manches ausgedehnten Bergbaues geworden. In dem braunen Jurasandstein Württembergs kennt man bei Aalen fünf Flöze, deren unterstes und zugleich bedeutendstes 2,3 m mächtig ist. Eine viel größere Wichtigkeit erreichen dieselben als sog. Minette im unteren Dogger (Opalinus-Horizont) Lothringens und Luxemburgs. Auch bauwürdige Lager, noch häufiger aber lagenweise aneinander gereihte Nieren von Toneisenstein umfaßt der braune Jura. So treten in Oberschlesien 3—6 Eisensteinflöze in einer etwas über 30 m mächtigen Schichtenreihe von dunkelen Tonen (Zone des Amm. Parkinsoni) auf und verbreiten sich über einen Raum von mehreren Quadratmeilen. In größerer Häufigkeit finden sich (so im nordwestlichen Deutschland) Geoden, aus mehr oder weniger eisenreichem, tonigem Kalksteine bestehend, in Schnüren zwischen den Schiefertonen des Dogger. Sehr gewöhnlich ist auch das Vorkommen von Eisenkies, welcher vorzüglich in dieser Formationsgruppe das Versteinerungsmittel der Ammoniten und anderer organischer Reste bildet und auf diese Weise, sowie in knolligen Konkretionen manche Schichten des Dogger anreichert.

Allgemeiner paläontologischer Charakter. Wie der Lias, so ist auch der Dogger eine Meeresbildung und deshalb im allgemeinen sehr arm an vegetabilischen Resten. In Deutschland kennt man außer Fucoiden, welche auf den Schichtungsflächen des unteren braunen Jura (z. B. in Württemberg) ausgebreitet liegen, nur vereinzelte Koniferenhölzer, die sich mitten in marinen Gebilden finden, also nur eingeschwemmt sein können, ferner in den feuerfesten Tonen des unteren Dogger von Oberschlesien die Reste einiger Farnwedel (z. B. Asplenites Roesserti Schenk) und des Equisetum Lehmannianum Göpp. In England hingegen, und zwar in Yorkshire und Schottland, tritt im mittleren braunen Jura eine vollständige kleine Kohlenformation von Sandsteinen mit vielen Pflanzenresten, Schiefertonen und einigen Kohlenflözen auf. Hier muß sich also während der Doggerzeit ein flaches, sumpfiges Festland ausgedehnt haben, auf welchem Farne, Equiseten und Cycadeen wucherten, deren Reste uns erhalten blieben. Dieselben gehören der Mehrzahl nach den Geschlechtern Neuropteris, Sphenopteris, Hymenophyllites, Taeniopteris und Pecopteris, sowie Zamites, Otozamites, Podozamites, Ctenis, Pterophyllum und einigen anderen Cycadeen an, deren Mannigfaltigkeit sich im Vergleiche mit früheren Perioden außerordentlich gesteigert hat. Eine ganz ähnliche Flora erzeugte damals

Japan, Ostsibirien und das Amurland, sowie Spitzbergen und das Franz-Josefs-Land.

An Resten von Meerestieren sind gewisse Schichten des Dogger so reich wie die des Lias. Foraminiferen und Schwämme sind schwach vertreten, ebenso die Korallen, obwohl diese schon zahlreicher werden, als im unteren Jura und hier und da (in Schwaben, Lothringen) bereits Korallenbänke bilden. Unter den Echinodermen tritt die Gattung Pentacrinus in den Hintergrund, statt welcher, wenigstens in England, Apiocrinus erscheint, während sich zugleich die Echiniden (z. B. Echinobrissus, Pyrina, Clypeus, Holectypus, Collyrites, Dysaster, Cidaris) mehren. Die Brachiopoden sind im unteren Dogger schwach, im oberen sehr stark vertreten durch zahlreiche Arten von Rhynchonella und Terebratula, während die Gattung Spiriferina mit dem Lias ausstirbt. Von Zweischalern gewinnen die eigentlichen Ostreen, welche jetzt zum ersten Male ganze Bänke bilden, eine sehr große Mannigfaltigkeit und Verbreitung. Einen eigentümlichen Charakter aber erhält die Fauna des Dogger durch die formen- und individuenreiche Entwicklung des Geschlechts Trigonia. Unter den Gastropoden sind vor allem die Geschlechter Pleurotomaria, Turbo, Cerithium hervorzuheben. Die Ammoniten und Belemniten setzen im Dogger ebenso mannigfaltig fort wie im Lias und besitzen die nämliche Wichtigkeit für die Gliederung jener wie dieser Formation. Unter den Ammoniten sind ähnlich wie im Lias namentlich die Gattungen Harpoceras, Oppelia, Stephanoceras, Macrocephalites, Parkinsonia, Perisphinctes, Amaltheus, Phylloceras und Lytoceras sowie die neu erscheinenden Genera Haploceras und Cosmoceras vertreten. Fische finden sich weniger häufig in vollständig erhaltenen Exemplaren, doch weisen große glänzende Schuppen, Zähne und Flossenstacheln auf die damalige Häufigkeit von Ganoiden und Haien hin. Die Saurier, namentlich Ichthyosaurus und Plesiosaurus, werden seltener, — es kommen nur



Fig. 430. Amphitherium Prevosti Cuv.

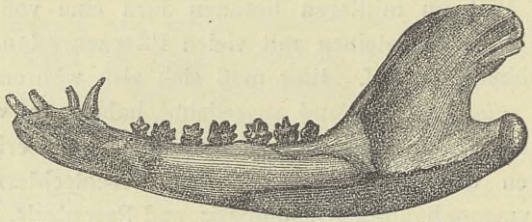


Fig. 431. Phascolotherium Bucklandi Broderip.

noch vereinzelte Skeletteile, vorzüglich Wirbel vor. Eine der bedeutungsvollsten Erscheinungen während der Doggerperiode, auf die uns übrigens

der Fund obertriadischer Beuteltierkiefer (S. 533) vorbereitete, ist das Auftreten kleiner Säugetiere und zwar insektenfressender Beuteltiere (Amphilestes, Amphitherium und Phascolotherium, Fig. 430 und 431), deren Unterkiefer in dem Kalkschiefer von Stonesfield in England vorkommen.

Allgemeine Gliederung des Dogger. Wie der Lias zerfällt auch der Dogger in drei Unterabteilungen, welche sich wiederum in verschiedene Stufen gliedern.

a. Unterer Dogger. Diese Schichtengruppe beginnt in Deutschland mit dunkelfarbigen, milden Schieferletten, welche braune Toneisensteingeoden und als Hauptleitfossilien Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein. (Fig 435),

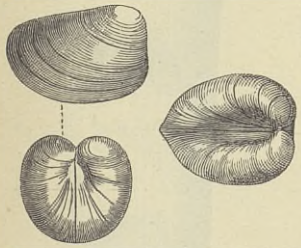


Fig. 432. Nucula Hammeri Defr.



Fig. 433. Pecten personatus Ziet.



Fig. 434. Astarte Voltzi Hön.



Fig. 435. Ammonites (Harpoceras) opalinus Rein.

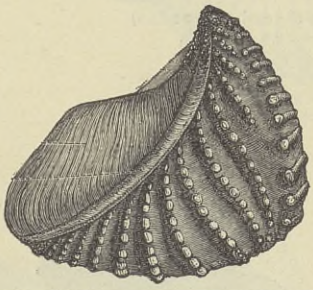


Fig. 436. Trigonia navis Lam.

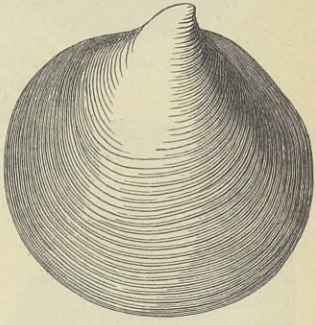


Fig. 437. Inoceramus polyplocus F. Römer.

Leitfossilien des unteren Dogger.

Amm. (Lytoceras) torulosus Ziet., Trigonia navis Lam. (Fig. 436), Nucula Hammeri Defr. (Fig. 432), Astarte Voltzi Hön. (Fig. 434) umschließen, deren zum großen Teile schneeweiße Schalen sich grell aus den dunkelen Tonen hervorheben. Auf sie folgen in Schwaben gelbe und braune Sandsteine, denen die oben erwähnten Eisensteinflöze von Aalen untergeordnet sind. Für sie bezeichnend ist das Vorkommen von Amm. Murchisonae, sowie der in unzähliger Menge auftretende Pect. personatus Ziet. (Fig. 433). Im nordwestlichen Deutschland treten für die an Amm. Murchisonae reichen eisenschüssigen Sandsteine glimmerhaltige Schiefertone mit Inoceramus poly-

plocus F. Römer (Fig. 437) ein. Derselbe Zweischaler ist auch für die entsprechende Schichtengruppe Oberschlesiens charakteristisch.

Stufengliederung des unteren Dogger (von unten nach oben zu lesen):

Dogger β. 2. Stufe des Ammonites (Harpoceras) Murchisonae.

α. 1. Stufe des Ammonites (Harpoceras) opalinus und der Trigonia navis.

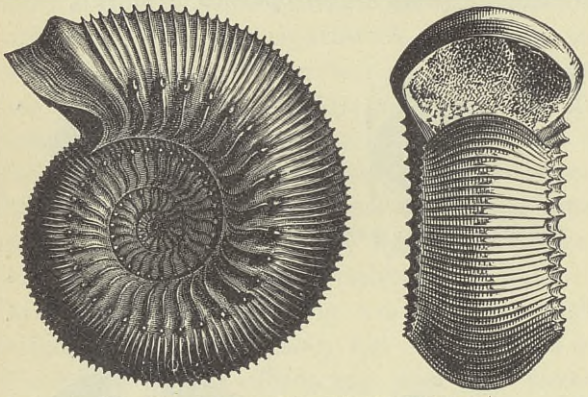


Fig. 438. Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus Sow.

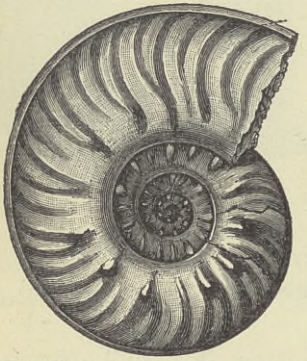


Fig. 439. Sonninia (Hammatoceras) Sowerbyi.



Fig. 441. Ostrea Marshi Sow. (= Ostrea cristagalli Schloth.)

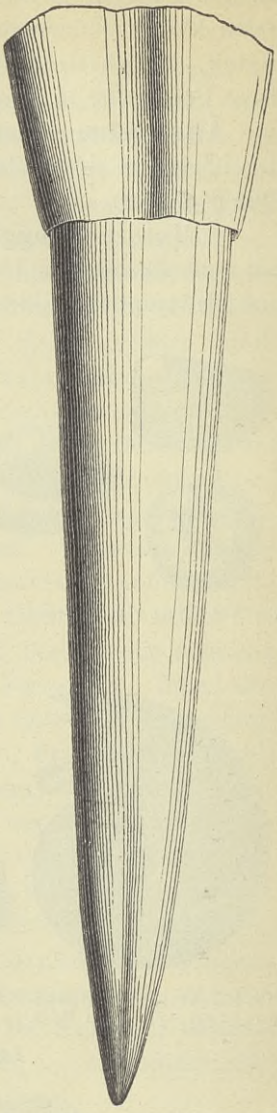


Fig. 440. Bel. giganteus Schloth.

Leitfossilien des mittleren Dogger.

b. Der mittlere Dogger. In Süddeutschland, Frankreich und England wesentlich ein Kalksteinkomplex von teilweise oolithischer Beschaffenheit (so im Schweizer Jura), wenn auch zwischengelagerte dunkele Tone nicht ausgeschlossen sind, in Norddeutschland aber werden die Kalke durch dunkelgraue Tone mit Toneisensteingeoden vertreten. Die wichtigsten orga-

nischen Reste, welche diese Unterabteilung des Dogger in allen ihren Verbreitungsgebieten charakterisieren, sind Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus Sow. (Fig. 438), Amm. (Sonninia) Sowerbyi (Fig. 439), Belemnites giganteus Schloth. (Fig. 440), Ostrea Marshi Sow. (Fig. 441), Pholadomya Murchisoni Sow.

Stufengliederung des mittleren Dogger:

Dogger δ. 6. Stufe des Ammonites (Stephanoceras) Blagdeni.
5. Stufe des Ammonites (Stephanoceras) Humphriesianus.
Dogger γ. 4. Stufe des Ammonites (Sphaeroceras) Sauzei.
3. Stufe des Ammonites (Sonninia) Sowerbyi.



Fig. 442. Rhynchonella varians Schloth.



Fig. 443. Terebratula (Waldheimia) digona Sow.

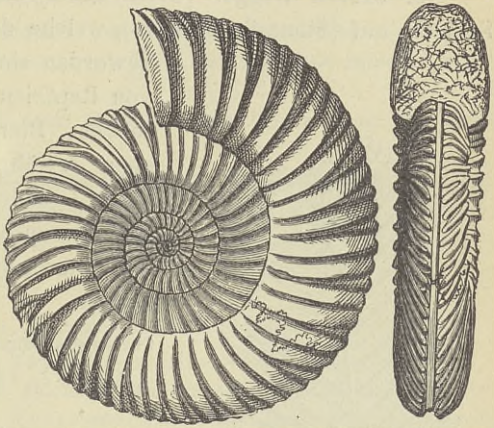


Fig. 444. Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow.

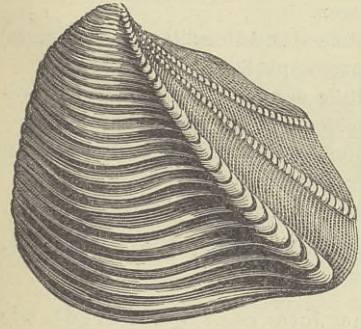


Fig. 445. Trigonia costata Park.



Fig. 446. Ammonites (Sphaeroceras) macrocephalus Schloth.

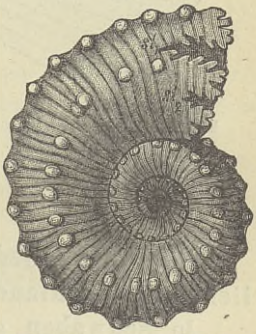


Fig. 447. Ammonites (Cosmoceras) ornatus Schloth.

Leitfossilien des oberen Dogger.

c. Der obere Dogger besteht in Deutschland wiederum vorwaltend aus tonigen Gesteinen, zwischen denen sich einzelne Bänke von Eisenoolith einstellen. Von diesen gewinnen zwei besondere Wichtigkeit als Orientierungs-

mittel in der Schichtenreihe des Dogger: der Eisenkalk des Cornbrash voll Pseudomonotis echinata und die grobkörnigen Eisenoolithe mit Ammonites (Sphaeroceras) macrocephalus. Die gewöhnlichsten und verbreitetsten Tierreste des oberen Dogger sind Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni Sow. (Fig. 444, im unteren Niveau), Amm. (Sphaeroceras) macrocephalus Schloth. (Fig. 446), Amm. (Cosmoceras) ornatus Schloth. (Fig. 447) (beide im oberen Niveau, dem Kelloway), Belemnites subhastatus Ziet., Bel. canaliculatus Schloth., Trigonia costata Park. (interlaevigata (Quenst.) (Fig. 445), Pseudomonotis echinata Sow., Rhynchonella varians Schloth. (Fig. 442), Terebratula (Waldheimia) digona (Fig. 443).

Im oberen Dogger (Great oolite) Englands (s. S. 581) treten kalkige Schiefer auf (Stonesfield Slates), welche durch ihre Wirbeltierreste berühmt geworden sind: außer zahlreichen Skeletteilen von Reptilien, z. B. von Ichthyosaurus, Teleosaurus, Pterodactylus, finden sich dort die oben erwähnten Beuteltierunterkiefer; neben ihnen Cycadeen und Farnwedel. Von ersteren sind Pterophyllum Preslianum Göpp. (Fig. 448) und Pterophyllum comptum Göpp. die häufigsten.



Fig. 448. Pterophyllum Preslianum Göpp.

Stufengliederung des oberen Dogger:

Dogger ζ. 12. Stufe des Ammonites (Cardioceras) Lamberti.
11. Stufe des Ammonites (Peltoceras) athleta.
10. Stufe des Ammonites (Cosmoceras) Jason.
Dogger ε. 9. Stufe des Ammonites (Sphaeroceras) macrocephalus.
8. Stufe des Ammonites (Oppelia) aspidoides und der Rhynch. varians.
7. Stufe des Ammonites (Parkinsonia) Parkinsoni.
Stufe 9, 10, 11 und 12 = Kelloway.

Spezielle Gliederung des Dogger in Schwaben, im nordwestlichen Deutschland und im Elsaß.

In **Schwaben** gliedert sich der braune Jura nach Quenstedt wie folgt:

III. Oberer brauner Jura, 7—30 m mächtig.

Brauner Jura ζ.

3. Lamberti-Tone, schwarze, glaukonitische Mergel mit Amm. Lamberti Sow.
2. Athleta-Tone mit Amm. athleta.
1. Ornatentone, dunkele Tone mit Amm. refractus Rein., Amm. Jason Rein. und Amm. ornatus Schloth., Bel. semihastatus Blainv.

Brauner Jura ε.

5. Macrocephalen-Stufe. Oolithe mit Amm. macrocephalus Schloth., Terebr. (Waldheimia) lagenalis Schloth., Rhynch. varians Schloth., Trigon. costata Park., Trigon. interlaevigata Quenst., Leda lacryma Sow.
4. Tone mit Rhynchonella varians und Amm. Württembergicus.
3. Dentalienton.
2. Parkinsoni-Stufe. Oolithe und Tone mit Amm. Parkinsoni Sow., ein höchst konstanter Horizont.
1. Dunkele, eisenkiesreiche Tone mit verkiesten »Hamiten« (Ancyloceren), Posidonienbruchstücken, ferner mit Trig. clavellata Ziet., Ostr. Knorri Ziet.

II. Mittlerer brauner Jura.

Brauner Jura δ. Humphriesianus-Stufe.

5. Bifurcatenschicht, Eisenoolith mit Amm. bifurcatus Schloth., »Hamites« bifurcatus Quenst., Rhynch. acuticosta Ziet., Bel. giganteus Schloth., Bel. canaliculatus Schloth.
4. Coronatenschicht mit Amm. Humphriesianus Sow., Amm. Braikenridgi Sow., Amm. Blagdeni Sow.
3. Knollenbänke mit Pseudomonotis Münsteri, Cerithium muricatum u. a.
2. Ostreenkalke mit Ostrea Marshi und eduliformis Schloth., 6 m mächtig, außerdem mit Trigonia costata Park., Pect. tuberculosus Goldf., Pholadomya Murchisoni Sow., Pleurotomaria ornata Ziet., Amm. Humphriesianus Sow., Amm. Blagdeni Sow.
1. Giganteus-Tone mit Bel. giganteus Schloth., 6 m mächtig.

Brauner Jura γ. Sauzei- und Sowerbyi-Stufe.
Harte blaue Kalke, 3,3 m mächtig. Zu unterst die Schicht des Amm. Sowerbyi Mill. und die Korallenschicht mit Isastraeen, Lithodendren und Montlivaultia, beide mit Pect. demissus Goldf., Rhabdocidaris maxima Goldf., zu oberst braunrote Eisenoolithe mit Trümmern von Austern und Belemniten.

I. Unterer brauner Jura, bis 150 m mächtig.

Brauner Jura β, Murchisonae-Stufe, namentlich durch seine gelben Sandsteine und roten oolithischen Eisenerze charakterisiert. An der Basis des Sandsteinkomplexes liegen die sogenannten Zopfplatten, dünne Sandsteinplatten mit Wellenfurchen und zopfartigen Wülsten. Diese Abteilung des braunen Jura β, welcher auch die Eisensteinablagerungen von Aalen angehören, führt u. a. Amm. Murchisonae Sow., Trigon. costata Park., Trigon. striata Phil., Pecten personatus Goldf., Nucul. Hammeri Defr. Als Grenzregion nach der nächst höheren Abteilung zu tritt der Pectinitenkalk mit vielen Pectenarten und Amm. Sowerbyi auf.

Brauner Jura α, dunkelgraue Schieferletten, reich an Konchylien, diese mit weißer Schale. Besonders charakteristische Horizonte sind in dieser 100 m mächtigen Schichtenreihe:

3. Opalinus-Stufe. Tone mit Trig. navis Lam. und Kalkknollen, angefüllt von Amm. opalinus Rein. (Oberregion.)
2. Die Astartenbank, voll Astarte opalina Quenst., direkt darunter die Lucinenbank, voll Lucina plana Ziet., und höher hinauf die Pentacrinitenplatte voll Pent. pentagonalis. (Mittelregion.)

1. Die Torulosus-Schichten, 10—15 m, an der Basis des braunen Jura, dunkele, weiche Tone voll weißschaliger Konchylien, so Amm. torulosus Ziet., Amm. opalinus Rein., Posid. opalina Quenst., Trig. pulchella Ag., Nucula Hammeri Defr., Astarte Voltzi Hön., Cerith. armatum Goldf. (Unterregion.)

Im **nordwestlichen Deutschland** zerfällt der Dogger nach v. Seebach in folgende Unterabteilungen:

III. Oberer Dogger.

7. Kelloway; von manchen Geologen, so auch von K. v. Seebach, zum Malm gerechnet, dessen Schichten im nordwestlichen Deutschland, z. B. am Lindener Berg, jenem vollkommen regelmäßig auflagern.

   b) Ornatentone, dunkele Schiefertone mit Amm. ornatus, Amm. Lamberti, Amm. Jason, Nucula pollux, bei Hersum, am Osterfeld, Tönnjesberg bei Hannover, Bredenbeck, Mehler Dreisch, Porta. = Quenstedt's ζ.

   a) Macrocephalenschichten, entweder eisenschüssiger Sandstein und Eisenoolith oder hellgraue Tone mit Amm. macrocephalus, Amm. Goweriarius, Pholadomya Murchisoni, Pleuromya donacina, auf dem Osterfeld, bei Goslar, auf dem Mehler Dreisch, in der Weserkette.

6. Eisenkalke des Cornbrash, eisenschüssige sandige Kalkbänke, etwa 36 m mächtig, mit Pseudomonotis echinata, Amm. aspidoides, Amm. discus (nach Steuer), Bel. subhastatus bei Wettbergen, in der Weserkette.

5. Schichten der Ostrea Knorri, glimmerreiche sandige und kalkige Tone mit Ostrea Knorri, Astarte pulla, Trigonia interlaevigata, Amm. ferrugineus; etwa 30 m mächtig, bei Goslar, Mehler Dreisch, bei Marienhagen, Gerzen, Brunkensen an der Hilsmulde.

4. Schichten des Ammonites Parkinsoni, glimmerig-sandige Schiefertone mit viel Sphärosiderit-Nieren, etwa 30 m mächtig, fast nur mit Amm. Parkinsoni, bei Hildesheim, Deinsen, Mehler Dreisch am Osterwalde. 4, 5, 6, 7 = ε.

II. Mittlerer Dogger.

3. Coronatenschichten, zu unterst blaugraue, darüber hellgraue Tone mit Bel. giganteus, Amm. Blagdeni, Amm. Braikenridgi, Amm. Gervilli, Amm. Sauzei, Amm. Humphriesianus, Gresslya abducta, bei Fallersleben, bei Hildesheim, Pottholtensen, Dohnsen. = γ und δ.

I. Unterer Dogger.

2. Schichten des Inoceramus polyplocus, Schiefertone mit Inoceramus polyplocus, Gresslya donaciformis, Pholadomya transversa, Amm. Sowerbyi, Amm. Murchisonae, bei Kl.-Schöppenstedt, Ocker, Dohnsen, Hildesheim. = β.

1. Schichten des Ammonites opalinus, graublaue Tone und dunkelgrauer dichter Kalk mit Nucula Hammeri, Trig. navis, Amm. opalinus, Amm. radiosus, zu unterst mit Amm. affinis, bei Holm (Halberstadt), Wrisbergholzen, Greene, Wenzen. = α.

Im **Elsaß** gliedert sich nach E. W. Benecke*) der Dogger wie folgt:

III. Oberer Dogger, gegen 80 m mächtig.

5. Dunkle Mergel mit Amm. athleta = ζ.
4. Eisenoolithe von Amm. macrocephalus.
3. Blaue Mergel von Buchsweiler mit Amm. subcontractus und Ostrea Knorri.
2. Mergel und Oolithe von Imbsheim mit Rhynchonella varians, Amm. aspidoides, Terebratula (Zeilleria) ornithocephala.
1. Hauptoolith, 50 m mächtig, mit Amm. Parkinsoni, Pseudomonotis echinata, Macrodon hirsonensis. Zu unterst reich an Ostrea acuminata. 4, 3, 2, 1 = ε.

I. Mittlerer Dogger, gegen 150 m mächtig.

3. Mergel und Kalke mit Amm. Blagdeni, Belemnites giganteus, Bel. canaliculatus, Trigonia costata, Pholadomya Murchisoni, Terebratula globata.
2. Blaue Kalke und eisenoolithische Kalke mit Amm. Humphriesianus, Amm. Sauzei, Pecten disciformis, Ostrea flabelloides. 3 und 2 = δ.
1. Mergel und Kalke mit Amm. Sowerbyi, Perna crassitesta, Gryphaea sublobata. = γ.

I. Unterer Dogger.

3. Eisenschüssige Sandsteine mit Amm. Murchisonae, Pecten pumilus = β.
2. Tone und Mergel mit Amm. opalinus und Trigonia navis, ferner Belemnites digitalis und conoideus, selten mit Amm. torulosus.
1. Tone und Mergel mit Astarte Voltzi und Turbo subduplicatus, Cerithium armatum, Trigonia pulchella, Nucula Hammeri, Astarte Voltzi. 2 und 1 = α.

Der Dogger Englands und Frankreichs. Die auf den Lias folgenden jurassischen Ablagerungen Englands zeichnen sich durch die sehr beträchtliche Entwicklung von Oolithen aus, so daß man sie unter dem Namen »Oolites« zusammengefaßt hat. Die untere, unserem Dogger entsprechende Abteilung desselben wird als Inferior, Lower oder Bath Oolites, der obere Jura als Middle Oolites und Upper oder Portland Oolites bezeichnet. In den Lower Oolites (Dogger) werden von oben nach unten folgende Stufen unterschieden:

4. Kelloway, Schichten mit Amm. cordatus, mit A. ornatus und mit A. macrocephalus = ζ,
3. Great Oolite = ε,
   c) Cornbrash mit Pseudomonotis echinata,
   b) Bradfordclay und Forest Marble mit Rhynch. varians,
   a) Great or Bath Oolite, mit den Stonesfield Slates (s. S. 578),

*) Nach dessen Zusammenstellung in seinem »Führer durch das Elsaß«. Berlin 1900. S. 35. — Vgl. auch L. van Werveke, Gliederung des reichsländischen Lias und Dogger. Mitt. d. geol. La. Straßburg 1901. Bd. V. S. 165.

2. Fullers Earth und Zone des Amm. Parkinsoni,
1. Inferior Oolite,
   Zone des Amm. Humphriesianus = δ,
   Zone des Amm. Sowerbyi = γ,
   Zone des Amm. Murchisonae = β,
   Zone des Amm. opalinus = α.

In Frankreich werden die unserem Dogger und den englischen Lower Oolites entsprechenden Schichtenkomplexe von oben nach unten wie folgt benannt:

3. Callovien (= oberes ε bis ζ Quenst., S. 578; Stufe 9 bis 12).
2. Bathonien (= unteres ε, S. 578; Stufe 7 und 8).
1. Bajocien (= $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ Quenst., S. 579; Stufe 1 bis 6, S. 576 und 577).
   Auch auf den deutschen Dogger sind diese Namen seiner französischen Unterabteilungen zuweilen übertragen worden.

Der Dogger der Alpen. Der Dogger bildet in den Alpen lappenartige vereinzelte Vorkommnisse, welche z. T. sehr arm an organischen Resten sind, z. T. verschiedenartige Fazies repräsentieren, so daß eine Trennung des Doggers vom Malm dort nicht überall möglich ist. Letzteres ist z. B. bei den weitverbreiteten Aptychenschichten (mergeligen, kalkigen oder schieferigen Komplexen, die fast nur Aptychen führen) der Fall, welche den gesamten postliasischen Jura in sich begreifen. Dahingegen vertreten in den Südalpen die Oolithe mit Harpoceras opalinum und Murchisonae (Gardakalke) den unteren Dogger, — die Macrocephalenschichten des Salzkammergutes, die weißen Brachiopodenkalke von Vils in Nordtirol mit Terebr. pala und antiplecta und die Klaus-Schichten der Nordalpen nach Neumayr und Zittel, sowie die Posidoniengesteine der Südalpen nach Benecke den oberen Dogger. Auf letztere folgt lokal direkt die als Leithorizont so wichtige Stufe des Aspidoceras acanthicum (Ammonitico rosso), welche dem Kimmeridge angehört.

Der Malm, weiße oder obere Jura.

Petrographischer Charakter. Zwischen dem Lias und Dogger einerseits und dem oberen Jura andererseits gibt sich im großen Ganzen eine auffallende petrographische Verschiedenheit zu erkennen. Die im allgemeinen bis dahin dunkele Gesteinsfarbe wird weiß oder licht gelblichweiß, Sandsteine und Tone treten zurück, hellfarbige Kalksteine und Kalkmergel und neben ihnen Dolomite spielen die Hauptrolle. Als das wichtigste Schichtenmaterial des in Deutschland 300—400 m mächtigen weißen Jura müssen die meist weißen, nur ausnahmsweise dunkel gefärbten Kalksteine angesehen werden, welche in den mannigfaltigsten Varietäten erscheinen.

Bald sind sie oolithisch, bald dicht, bald dickschichtig, bald schieferig, hier sind sie fast vollkommen versteinerungsfrei, dort stellenweise ganz angefüllt von organischen Resten. Namentlich sind es Spongien und Korallen, welche das Material mancher Schichtenkomplexe fast ausschließlich geliefert haben, die danach Spongiten- und Korallenkalksteine genannt werden. Eine sowohl durch ihre technische Nutzbarkeit, wie durch ihren Reichtum an eigenartigen organischen Resten und deren außergewöhnlich guten Erhaltungszustand berühmte Varietät der dichten Kalksteine sind die Solnhofener »lithographischen Plattenkalke«, welche in der Grafschaft Pappenheim in Bayern gebrochen werden. In gewissen Verbreitungsgebieten des weißen Jura erscheinen bedeutende Ablagerungen von Dolomit, welche sich durch ihre verhältnismäßige Armut an organischen Resten, durch ihre kristallinische, poröse und cavernöse Struktur, durch ihre meist schroffen Abstürze, ihre oft abenteuerlichen, ruinenähnlichen Felsformen, durch ihre Spalten- und Höhlenbildungen von den benachbarten Kalksteinen unterscheiden. Statt der reinen Kalksteine und Dolomite treten besonders in den höheren Etagen des weißen Jura sehr gewöhnlich stark tonige Kalksteine und Kalkmergel auf, welche dann oftmals mit wirklichen Tonbänken wechsellagern. Viel beschränkter und namentlich in der Nähe von Hannover, bei Limmer und am Ith, sowie im Jura bei Porrentruy aufgeschlossen ist das Vorkommen von mit Asphalt imprägniertem Kalkstein. Die in den Asphaltbrüchen von Limmer gewonnenen oolithischen Kalksteine, schieferigen Mergel und Mergelkalke sind in der Weise von Bitumen durchdrungen, daß sie frisch gebrochen eine dunkelbraune Färbung zeigen, einen intensiven Geruch verbreiten und oft Nester und Streifen eines dickflüssigen, zähen Erdpeches umschließen. Häufig sind auch die Schalen der in ihnen vorkommenden Mollusken in reinen Asphalt verwandelt. Dem Einflusse der Sonnenstrahlen ausgesetzt, bleicht das Gestein und wird fast weiß (s. S. 104).

Paläontologischer Charakter. Wie in den unteren Komplexen des Jura, so kommen auch im weißen Jura Pflanzenreste nur lokal vor und gehören einigen Cycadeen, Koniferen und Farnen an. Die Hauptrolle spielen die Vertreter des Tierreiches. Die wesentlichsten Züge seiner Entwicklung während der Periode des oberen Jura lassen sich wie folgt kurz zusammenfassen: Die Seeschwämme vermehren sich in einer so enormen Weise, daß sie sich zu fast auf alle Stufen des Malm verteilten Riffbildungen (Spongitenkalke Süddeutschlands, der Schweiz und Ostfrankreichs) anhäufen. Es gibt in Schwaben stundenlange Felswände und Klippen von mehreren Hundert Fuß Höhe, wo man keinen Stein aufheben kann, der nicht Spuren von Schwammgewebe enthielte. In ganz ähnlicher Weise entwickeln sich die Korallen, und zwar namentlich die Geschlechter Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Thecosmilia, Stylina, Favia u. a., nur ist ihre Ver-

breitung eine weit allgemeinere, so daß sie fast in allen Territorien des weißen Jura sowohl im Oxford, wie im Kimmeridge ausgedehnte Korallenriffe aufgebaut haben oder zu mächtigen Korallenbänken angehäuft sind. Auch die früher spärlicheren Echiniden gewinnen an Häufigkeit; zahlreiche Arten der Geschlechter Cidaris, Hemicidaris, Acrocidaris, Pseudodiadema, Stomechinus, Pedina, Pygaster, Echinobrissus gehören zu den bezeichnendsten organischen Resten des oberen Jura; ihre Schalen oder deren Fragmente, sowie ihre Stacheln, füllen einzelne Bänke (z. B. die Cid. florigemma-Bänke) in großer Menge an. Während die Pentacriniten im Vergleich mit der Unzahl von Individuen in gewissen Schichten des Lias seltener werden, gewinnen andere Crinoidengeschlechter, namentlich Apiocrinus, Eugeniacrinus, Millericrinus, sowie die stiellose Saccocoma, größere Häufigkeit. Die echten Ostreen treten fast noch massenhafter auf, als im Dogger; zu ihnen gesellt sich ein neues Ostreïdengeschlecht, Exogyra, dessen Vertreter (Exog. virgula) namentlich für die oberen Horizonte des weißen Jura bezeichnend sind. Auch die Trigonien stehen denen des Dogger an Häufigkeit kaum nach und liefern eine Anzahl wichtiger Leitfossilien. Das Zweischalergeschlecht Diceras, ein Vorläufer von Chama, besitzt für die Donaugegenden, besonders aber für die Schweiz und den französischen Jura Wichtigkeit, wo seine Vertreter den Hauptbestandteil der durch ihre Felsbildungen charakterisierten Diceratenkalke ausmachen. Von der borealen Gattung Aucella (S. 599) sind von deren arktisch-russischer Heimat aus mehrere Arten in Franken (Pompeckj), Schwaben (v. Huene), die Schweiz, Norddeutschland und England eingewandert. Unter allen jurassischen Gastropoden zeichnen sich die Nerineen, welche jetzt das Maximum ihrer Entwicklung erlangen, durch Formen- und Individuenreichtum aus. Die Ammoniten und Belemniten entfalten in dem oberen Jura nicht die Üppigkeit, durch welche sie für fast jede einzelne Stufe des Lias und Doggers so charakteristisch wurden. Das Vorwalten der Gattungen Perisphinctes, Aspidoceras, Oppelia, Peltoceras und Haploceras ist für den weißen Jura, die Gattung Virgatites für dessen boreale Fazies bezeichnend, ersteres gilt auch von der Häufigkeit der von Ammoneen herrührenden Aptychen.

Im obersten Jura stehen die Ganoiden auf dem Höhepunkte ihrer Entwicklung. Namentlich zeichnet sich die Gattung Lepidotus (Fig. 449) durch Artenreichtum und Größe der Individuen aus. Ihr gewaltigster Vertreter ist der fast 2 m lange Lepidotus maximus aus den Solnhofener Plattenkalken. Allgemein verbreitet sind die isolierten oder reihenförmig auf den Unterkiefern und Gaumenplatten angeordneten bohnenförmigen Mahlzähne von Gyrodus und Microdon (Fig. 450). Echten Knochenfischen hingegen gehören die lokal sehr häufigen Exemplare von Leptolepis (Fig. 451) und Thrissops an. Die Fauna der Reptilien wird eine reichere,

namentlich finden sich jetzt häufigere Reste von Schildkröten (Thalassemys, Platychelys, Plesiochelys), ferner solche einer zierlichen rhyncho-

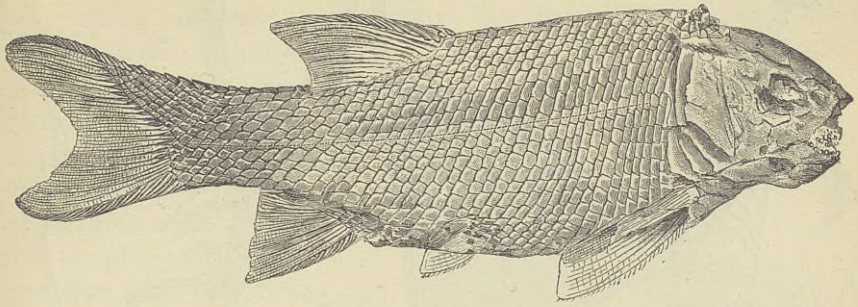


Fig. 449. Lepidotus notopterus Ag.



Fig. 450. Microdon alternans Quenst. Unterkiefer.



Fig. 451. Leptolepis sprattiformis Ag.

cephalenartigen Echse, Homaeosaurus (Fig. 452), sowie riesiger Crocodilier (Teleosaurus, Machimosaurus) und gewaltiger, nackter, mit vorzüglichem Schwimmvermögen ausgerüsteter Meerkrokodile, des Dacosaurus und Geosaurus*). Während Ichthyosaurus und Plesiosaurus fast vollkommen aussterben, erreichen die Flugsaurier (Pterodactylus und Rhamphorhynchus) jetzt das Maximum ihrer Entwicklung. Namentlich sind uns in den Plattenkalken von Solnhofen vollständige Skelette dieser abenteuerlichen Reptilien erhalten**), welche mit dem ungeheuer verlängerten vierten Finger der Vorderfüße eine ebenfalls bisweilen im Abdruck fossil überlieferte Flughaut jederseits des Vorderkörpers spannen und sich mit dieser in fliegende Bewegung setzen konnten (Fig. 453). Endlich sind die Dinosaurier im deutschen Malm durch den kleinsten ihrer Zugehörigen, den in vielen Beziehungen vogelähnlichen Compsognathus (Fig. 454) aus dem lithographischen Schiefer von Kelheim, — im Westen von Nordamerika hingegen durch bis 30 m lange Riesengestalten (Atlantosaurus, Brontosaurus Fig. 455, Laosaurus u. a.) vertreten.

---

*) E. Fraas, Die Meer-Crocodilier des oberen Jura. Mitt. aus d. k. Naturalien-Kabinet in Stuttgart. Nr. 20. 1902.

**) K. A. Zittel, Palaeontogr. III. Folge. Bd. V. Lief. 2. Kassel 1882. — L. v. Ammon, Corr.-Bl. d. nat. Ver. Regensburg 1884 Bd. 38. S. 129.

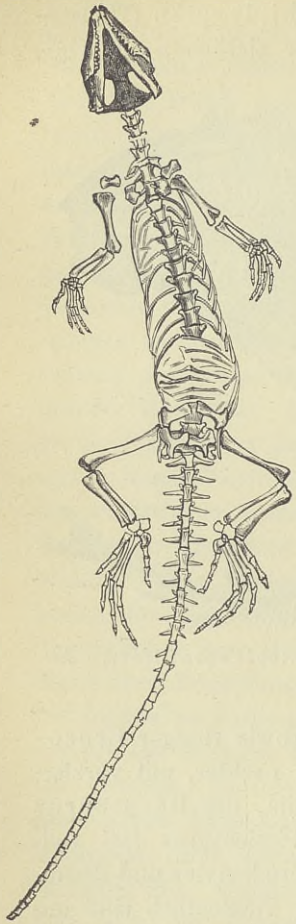


Fig. 452. Homaeosaurus pulchellus Zitt.

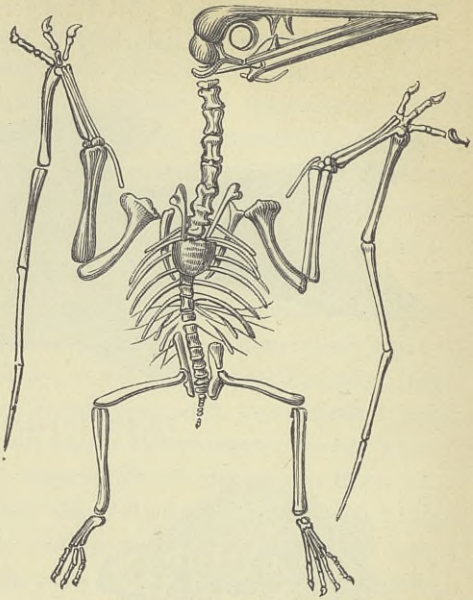


Fig. 453. Pterodactylus spectabilis v. Meyer.

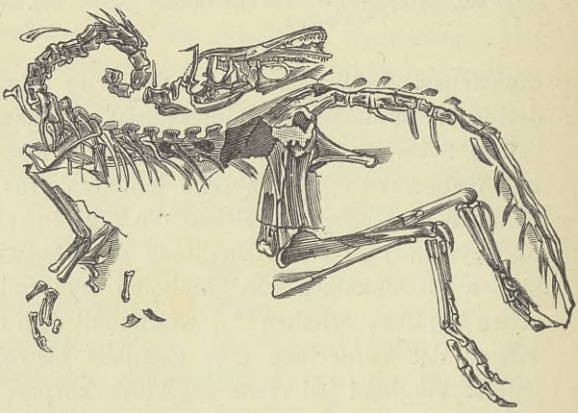


Fig. 454. Compsognathus longipes Wagn., Länge 0,5 m.

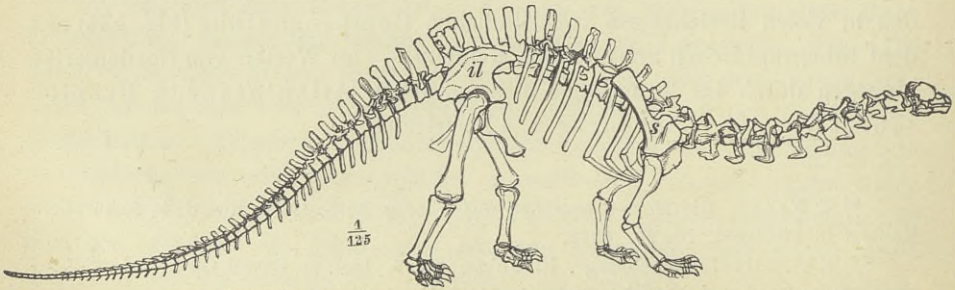


Fig. 455. Brontosaurus excelsus Marsh., Länge 20 m.

Auch echte Vögel lebten während der jüngeren Jurazeit. Die ältesten Skeletteile eines solchen nebst seiner Befiederung wurden ebenfalls in den Plattenkalken von Solnhofen gefunden; sie gehören nur zwei Individuen an (Londoner und Berliner Exemplar), ein Beweis für die noch immer außerordentlich geringe Verbreitung des Vogeltypus auf der jurassischen Erde, während wir heute über 6000 Spezies Vögel kennen. Der Solnhofener Juravogel, Archaeopteryx macrura Ow. (Fig. 456), ein echter Vogel, zur Abteilung der Carinata gehörig, unterscheidet sich am auffallendsten von allen jetzt lebenden Vögeln durch den Bau seiner Wirbel und seines Schwanzes, sowie durch die krallentragenden Finger seiner Vorderextremitäten, seine Bauchrippen und seine bezahnten Kiefer. Die Wirbel sind bikonkav, der Schwanz besteht aus 20 frei stehenden Wirbeln, zu deren Seiten jedesmal eine, im ganzen also 40 Federn stehen; jeder Kieferrand trägt 13 Zähnchen in Alveolen.



Fig. 456. Archaeopteryx macrura R. Owen.
Das Berliner Exemplar. Restauriert nach *W. Dames**).
sc Scapula, *co* Coracoid, *cl* Clavicula, *h* Humerus, *r* Radius, *u* Ulna, *c* Carpus, *I, II, III* freie, krallentragende Finger.

Überreste, und zwar namentlich Unterkiefer und Zähne von Säugetieren sind in Europa bis jetzt nur aus einer wenige Zoll mächtigen Lage des obersten weißen Jura von England bekannt geworden. Sie gehören sowohl fleisch- und insekten-, wie pflanzenfressenden kleinen Beuteltieren an (Triconodon, Bolodon, Plagiaulax).

*) W. Dames, Über Archaeopteryx. (Paläont. Abhandl. II, 3.) Berlin 1884.

Eine reichere Ausbeute an derartigen Beuteltierresten haben die oberjurassischen Atlantosaurus-Schichten in Colorado und Wyoming ergeben.

Allgemeine Gliederung des oberen Jura. Der obere Jura zerfällt in drei Unterabteilungen: den Oxford, Kimmeridge und das Tithon (s. S. 595).

a) Der Oxford.

Die Schichtenreihe des Oxford wird vorzugsweise aus dichten Kalksteinen, Oolithen, Kalkmergeln und Dolomiten aufgebaut und im allgemeinen

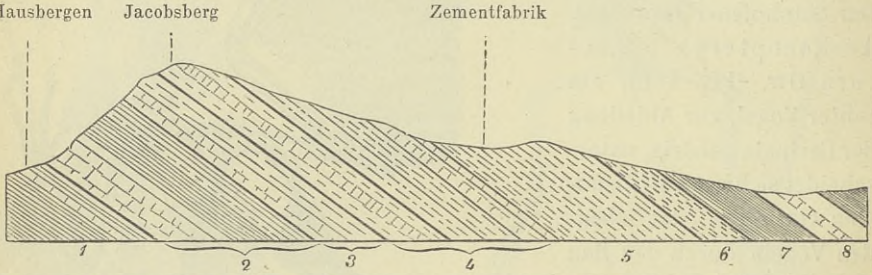


Fig. 457. Profil des weißen Jura in der Porta Westfalica. Nach *Heinr. Credner.* *1* Cornbrash, *2* Kelloway, *3* Oxford, *4* Kimmeridge, *5* Exogyra virgula-Schichten, *6* Eimbeckhäuser Plattenkalke, *7* Mündermergel, *8* Wealden, *9* Neokom.

charakterisiert durch die Führung von Cidaris florigemma Phill. (Fig. 459), Cidaris coronata Goldf. (Fig. 458), Hemicidaris crenularis Ag., Echinobrissus scutatus Lam. (Fig. 460), Apiocrinus Royassianus d'Orb. (Fig. 461), Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth. (Fig. 462), Terebratula (Waldheimia) impressa Buch, Rhynchonella lacunosa Schloth, Trigonia clavellata Park. (Fig. 463), Amm. (Aspidoceras) perarmatus Sow., Amm. (Cardioceras) cordatus, Amm. (Peltoceras) bimammatus, Amm. (Peltoceras) transversarius Quenst. (Fig. 464), zahlreichen Perisphincten und Oppelien, sowie Belemnites hastatus Blainv. (Fig. 468).

In dieser Schichtenfolge treten drei z. T. riffartige Gebilde durch die massenhafte Anhäufung nahe verwandter Tierformen besonders auffällig hervor. Das eine derselben sind Korallenbänke, welche namentlich in Norddeutschland, im Schweizer Jura, in Nordfrankreich und England entwickelt und vorzugsweise aus Stöcken von Thamnastraea concinna Goldf., Isastraea helianthoides Goldf., Montlivaultia sessilis Münst. u. a. zusammengesetzt sind. Ihrem organischen Ursprunge nach den Korallenbänken ähnlich sind die Spongiten- oder Schwammkalke, welche in Franken und Schwaben am mächtigsten sind, von wo aus sie sich mit fortwährend abnehmender Mächtigkeit durch die Schweiz bis in die Bourgogne verfolgen lassen. Namentlich sind in ihnen die Gattungen Cnemidiastrum (z. B. stellatum Goldf., Fig. 465), Hyalotragos (patella Goldf. sp.), Tremadictyon (reticulatum Goldf. sp., Fig. 466), Cupulospongia (rimulosa Goldf. sp., radiata

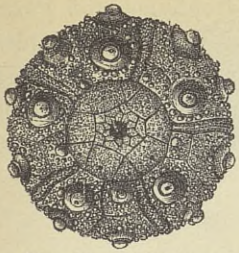


Fig. 458. Cidaris coronata Goldf.



Fig. 459. Stachel von Cidaris florigemma Phill.

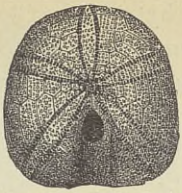


Fig. 460. Echinobrissus scutatus Lam.



Fig. 461. Apiocrinus Royassianus d' Orb.



Fig. 462. Terebratula (Megerlea) pectunculus Schloth.

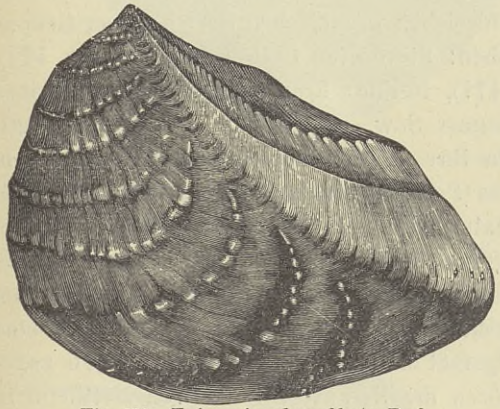


Fig. 463. Trigonia clavellata Park.

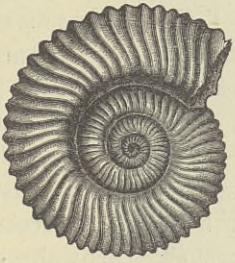


Fig. 464. Ammonites (Peltoceras) transversarius Quenst.

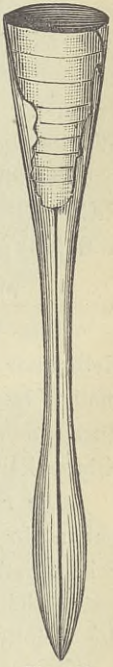


Fig. 468. Belemnites hastatus Blainv

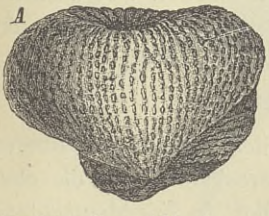


Fig. 465 *A*. Cnemidiastrum stellatum Gldf. nebst einem seiner Skelettelemente (*C*).



Fig. 466. Tremadictyon reticulatum Goldf.

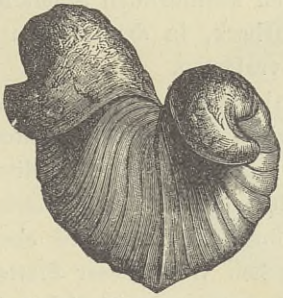


Fig. 467. Diceras arietinum Lam.

Leitfossilien des Oxford.

Münst. sp.), Pachyteichisma (lopas Quenst. sp.), Cylindrophyma und Porospongia vertreten. Einen dritten zoogenen Horizont des weißen Jura bilden die Diceratenkalke, die in den französischen und schweizer Territorien der Juraformationen ihre größte Verbreitung finden, hier der oberen Grenze des Oxford angehören und angefüllt sind von Diceras arietinum Lam. (Fig. 467).

b) Der Kimmeridge.

Die Schichtenreihe des Kimmeridge besteht aus dichten, tonigen und oolithischen Kalksteinen, während in ihren oberen Horizonten Kalkmergel von vorherrschend grauer, licht gelblichweißer oder vollkommen weißer Farbe vorwalten. Unter den zahlreichen organischen Resten dieser Gruppe sind als Leitfossilien hervorzuheben: Pteroceras Oceani Brongn. (Fig. 472), Nerinea tuberculosa Röm. (Fig. 471), Nerinea bruntrutana Thurm., Nerinea pyramidalis Münst., Exogyra virgula Sow. (Fig. 469), Pholadomya acuticostata Sow., Corbis subclathrata Buv., Terebratula subsella Leym, — in den unteren Komplexen Ammonites (Perisphinctes) polyplocus Rein. (Fig. 475) und Ammonites (Oppelia) tenuilobatus Opp. (Fig. 473), und in den obersten oolithischen Kalken Ammonites (Olcostephanus) gigas Ziet. Diese Schichten des Amm. gigas werden auch wohl entweder für sich oder mit den Eimbeckhäuser Plattenkalken (siehe unter Purbeck und S. 595) als eine eigne Stufe, der Portland, aufgefaßt und mit diesem dem Tithon zugerechnet. Dem Kimmeridge gehören die Korallenkalke von Nattheim in Württemberg an, mit Thamnastraea prolifera Beck (Fig. 470), Stylina limbata Goldf., Isastraea, Thecosmilia; — ebenso die oberen Schwammkalke (Felsenkalke) Schwabens und die lithographischen Plattenkalke von Nusplingen, mit denen der schwäbische Jura abschließt.

c) Das Tithon.

Das Tithon wird in Süddeutschland namentlich durch die oberen Kelheimer Riffkalke (Korallen,- Spongien- und Diceraskalke) und die ehemalige Lagunen ausfüllenden Solnhofener Plattenkalke, in Norddeutschland durch den Purbeck, in den alpinen Gegenden vorzüglich durch Riff- und Klippenkalke vertreten.

Die Solnhofener Plattenkalke (»lithographischen Schiefer«) haben ihr Verbreitungsgebiet in einem westöstlich verlaufenden Streifen zu beiden Seiten des Altmühltales in Mittelfranken und bilden den interressantesten Schichtenkomplex des deutschen Malm. Ihr gleichmäßiges Gefüge, die Feinheit ihres Kornes, ihre ebene Plattung bedingen nicht nur den hohen technischen Wert dieser Plattenkalke, sondern haben sie auch zugleich zur Erhaltung so zahlreicher Organismen und deren zartester Teile befähigt, daß uns in ihnen eine unvergleichlich reiche oberjurassische Fauna überliefert worden ist, die ohne so günstige Verhältnisse spurlos



Fig. 469. Exogyra virgula Sow.

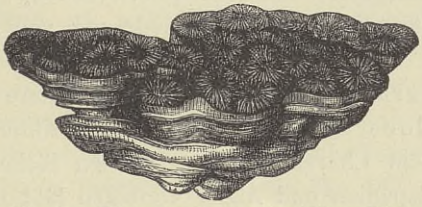


Fig. 470. Thamnastraea prolifera Beck.

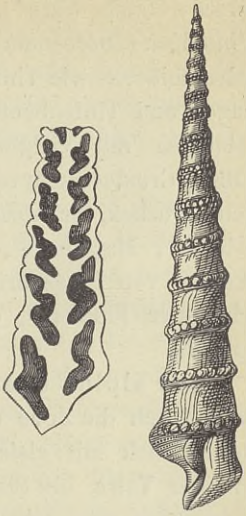


Fig. 471. Nerinea tuberculosa Röm.

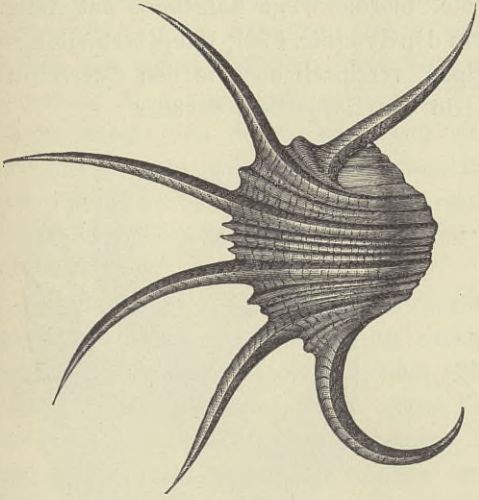


Fig. 472. Pteroceras Oceani Brongn.



Fig. 473. Ammonites (Oppelia) tenuilobatus Opp.



Fig. 474. Aptychus latus Münst.

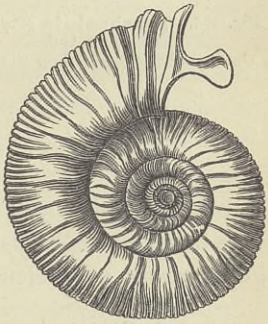


Fig. 475. Ammonites (Perisphinctes) polyplocus Rein.

Leitfossilien des Kimmeridge.

verschwunden wäre*). Ihre Hauptrepräsentanten sind Medusen, stiellose Crinoideen (Saccocoma), Ophiuren (Geocoma), nackte Cephalopoden und zwar Belemnoideen- wie Tintenfische, diese z. T. mit Schulp, Mantel, Kopf, Armen, Magen und Tintenbeutel, ferner Aptychen, zahlreiche Krebse, namentlich Astaciden mit vielgliedrigen Fühlern und wohlerhaltenen Scheren und Füßen, Crustaceenlarven, Libellen mit dem zartesten Netzgewebe der Flügel, Heuschrecken, Schaben und Käfer, Fischskelette vorzüglich von Lepidotus-, Caturus-, Megalurus-, Aspidorhynchus-, Leptolepis- und Thrissops-Arten, Skelette von Flugsauriern (Pterodactylus und Rhamphorhynchus) z. T. mit erhaltener Flughaut, endlich die Skelette nebst Befiederung von Archaeopteryx.

Das alpine oder mediterrane Tithon erhält seine untere Begrenzung durch die Zone des Aspidoceras acanthicum (Oberer Kimmeridge), welche sich mit gleichbleibendem Charakter vom östlichen Siebenbürgen und der Tatra bis Sizilien, Südspanien und Algier verfolgen läßt und sich durch eine reiche Ammonitenfauna (namentlich Perisphinctes und Aspidoceras) auszeichnet**). Das auf sie folgende Tithon zerfällt in:

1. Diphyakalke, plattige, rote, marmorartige Kalksteine mit Amm. lithographicus, reich an Terebratula diphya (Fig. 476); Hauptverbreitungsgebiet: südtiroler und venetianer Alpen, vereinzelt auch in den österreichischen und bayrischen Alpen, sowie in den Karpathen, darüber



Fig. 476. Terebratula (Pygope) diphya Col.
a Gefäßeindrücke auf dem Steinkerne.

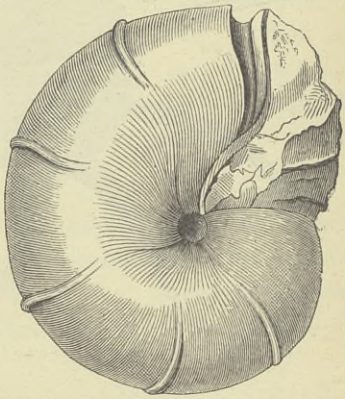


Fig. 477. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst.

2. Stramberger Schichten, dickbankige, oft beinahe ungeschichtete, hellgefärbte Kalksteine, z. T. reich an Ammoniten, z. B. Ammonites (Phylloceras) ptychoicus Quenst. (Fig. 477), Amm. (Perisphinctes) transi-

*) Joh. Walther, Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Jenaer Denkschr. B. XI.
**) Benecke, Trias und Jura in den Südalpen. München 1866. — Neumayr, Abhandlungen d. k. k. geol. R. 1876. S. 129. 137; 1877. S. 110.

torius Opp., Terebratula janitor und Ellipsactinien, an anderen Punkten mit vorwaltenden Nerineen (Nerineenkalke). Verbreitet sind dieselben im Salzkammergut, in den Südalpen, in dem Klippengebiete der Karpathen, und gehen nach oben zu ganz allmählich in Ammonitenkalke der unteren Kreide über.

Der Purbeck. Während die Juraformation in den meisten ihrer Verbreitungsgebiete mit den Schichten des Amm. gigas oder mit dem an Exogyra virgula reichen oberen Kimmeridge abschließt, folgt auf diese marinen Ablagerungen im südöstlichen England und an den gegenüberliegenden Küsten Frankreichs, im nordwestlichen Deutschland, sowie in Russ. Polen, ferner im Juragebirge eine z. B. am Deister bis 500 m mächtige Schichtenreihe, welche z. T. brackischen Ursprunges, z. T. aus der Eindampfung von Salzseen hervorgegangen und mit dem Namen Purbeck belegt worden ist. Sie besteht in Deutschland (siehe Fig. 457) zu unterst aus dünnplattigen, z. T. aber auch dickbankigen und oolithischen Kalksteinen (Eimbeckhäuser Plattenkalk) oft voll Corbula inflexa Dunk., auf welche rote und grünlichgraue Mergel (Münder Mergel) mit Gips- und Steinsalzeinlagerungen, sowie mit Corbula, Paludina, Cyclas und Valvata folgen. Sie wiederum werden von einem Kalkstein, dem Serpulit, überlagert, der von Serpula coacervata Blum. angefüllt ist und z. T. fast allein aus den Röhren derselben besteht, zu denen sich noch einige Cyrena-, Corbula-, Ostrea- und Gervilliaarten gesellen. Auf diese Brackwasserbildungen folgen lokal noch Süßwasserkalke und -mergel (Purbeckkalke Koert's) mit Planorbis, Valvata und Cypridea, und auf diese die Delta-Ablagerungen des Wealden.

In England besitzt die Schichtenreihe des Purbeck über 100 m Mächtigkeit und besteht, abgesehen von einem Kalksteinkomplexe marinen Ursprungs (mit Ostrea, Pecten, Avicula), ebenfalls aus Brackwasser- und Süßwassergebilden. Es sind tonige graue Kalksteine und Mergel mit Gipsen, sowie mit Paludina, Planorbis, Limnaea, Melania, Cyclas, Cyrena, Corbula, Unio und Cypris; namentlich letztere bedecken die Schichtungsflächen in ungeheueren Scharen. Dem mittleren Niveau des Purbeck gehört die nur wenige Zoll mächtige Schicht an, welche durch die zahlreichen Funde von eingeschwemmten Säugetierresten ein so großes paläontologisches Interesse erhalten hat. Vorzüglich sind es, wie bereits oben erwähnt, die Unterkiefer von pflanzen- und insektenfressenden Beuteltieren, die man dieser Schicht entnommen und Bolodon, Plagiaulax, Triconodon benannt hat. In dieser Schichtenreihe, und zwar namentlich in ihrem tiefsten Horizonte, sind dunkelbraune bis schwarze Zwischenlagen von vorweltlicher Dammerde (dirt-beds) eingeschaltet, welche zahlreiche Überreste einer aus Koniferen und Cycadeen bestehenden Waldvegetation umschließen, deren Stämme oft noch aufrecht stehend angetroffen werden, während ihre Wurzeln tief in

den Untergrund eingreifen und die abgebrochenen Stämme horizontal zwischen den stehen gebliebenen Strünken liegen (siehe Fig. 478).

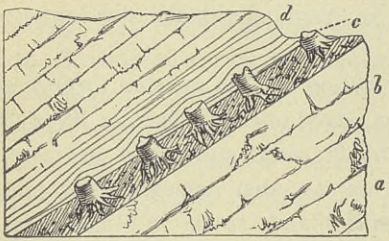


Fig. 478. Profil durch den untersten Purbeck auf der Insel Portland. *a* Portland, marin, *b* Süßwassergebilde des unteren Purbeck, *c* Purbeck-Dammerde mit Koniferen, *d* Süßwassermergel.

Aus der Tatsache, daß die rein marinen Gebilde des norddeutschen Kimmeridge von einer Brackwasser- und Eindampfungsformation, denn eine solche ist der Purbeck Hannovers, überlagert werden, ferner daraus, daß in England auf den dortigen marinen Portland eine Schichtenreihe von abwechselnden Brackwasser-, Meereswasser- und Süßwasserablagerungen, sowie Dammerde-, also Festlandsgebilden folgt, geht hervor, daß die beiden beschriebenen Territorien am Ende der Juraperiode eine z. T. von mehrfachen Oszillationen unterbrochene Hebung erlitten haben, infolge deren sie zum flachen Küstenlande wurden, welches vereinzelte, durch Verdampfung zu Salzpfannen (S. 301) werdende Becken von Meereswasser umrahmte. Andere und zwar die große Mehrzahl der jurassischen Ablagerungen blieben während dessen Meeresgrund, so daß der Absatz mariner Sedimente ungestört auf ihm seinen Fortgang nehmen konnte. Hier folgt also unmittelbar auf den marinen oberen Jura die ebenfalls marine unterste Kreide, welche auf den unterdessen zum Festlande gewordenen Purbeck-Arealen naturgemäß fehlt und durch eine Sumpf- und Süßwasserbildung, den Wealden, ersetzt wird.

Auf S. 595 findet sich die speziellere Gliederung des oberen Jura tabellarisch zusammengestellt, außerdem aber soll der deutschen Entwicklung dieser Formation eine etwas eingehendere Beschreibung gewidmet werden.

Speziellere Gliederung des oberen Jura in Schwaben und im nordwestlichen Deutschland. Auf die dunkelen Tone des obersten braunen Jura folgen in Schwaben die hellgrauen Kalkmergel und Kalke des unteren weißen Jura. Derselbe ist von Quenstedt ebenso wie der Lias und der Dogger in 6 Stufen (α bis ζ) gegliedert worden, umfaßt jedoch nur den Oxford und Kimmeridge, während das Tithon und mit ihm der Solnhofer Plattenkalk in Schwaben nicht mehr zur Ablagerung gelangt ist. Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß dieser schwäbische weiße Jura in einer doppelten Faziesreihe, einer scharfgeschichteten Ammonitenfazies und einer ungeschichteten Schwamm- oder Korallenfazies entwickelt ist, letztere mit einer reichen riffliebenden Fauna. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache und unter Beibehaltung der Quenstedtschen Sechsteilung gliedert sich nach E. Fraas und Th. Engel der Malm Schwabens wie folgt (siehe S. 596; vgl. hierzu S. 595):

Gliederung und Parallelisierung des oberen Jura.

	Nordwest-Deutschland.	Süd-Deutschland.	England.		Nordfrankreich.	Südfrankreich und Westschweiz.	Ostalpen, Karpathen, Siebenbürgen.	Zentralrußland.
Tithon.	Purbeckschichten: Süßwasserkalke, Serpulit, Münder Mergel.		Im Süden: Purbeck.	Im Norden: mit rein mariner, aber z. T. borealer Fauna, so mit Virgatites u. Aucella.	Purbeckien.	Purbeckien.	Stramberger Kalke.	Obere Wolgastufe: Stufe des Hoplit. rjasanensis, des Crasp. nodiger, des Crasp. subditus.
	Eimbeckhäuser Plattenkalk (oberer Portland). Schichten mit Olcostephanus gigas (unterer Portland).	Solnhofener Plattenkalke. Kelheimer obere Korallenkalke.	Portland-Stone and Sands mit Olcost. gigas.		Portlandien supérieur mit z. T. borealer Fauna. Portlandien inférieur.	Dolomite portlandienne. Portlandkalke.	Diphyakalke. Korallenkalk d. Salzkammergutes. Roter Aptychenkalk.	Untere Wolgastufe: Stufe des Virgatit. virgatus, des Perisph. Bleicheri.
Kimmeridge.	Schichten mit Exogyra virgula. Pteroceras-Schichten.	= ε u. ζ Quenst. Nusplinger Kalkplatten. Nattheimer Korallenkalke. Eudoxus-Schichten. Dolomite. Schwammkalke.	Kimmeridge Clay, oberer Teil.		Virgulien. Ptérocérien.	Calcaire à Ter. janitor. Calcaire à Exogyra virgula. Calcaire à Pteroceras. Corallien de Valfin.	Obere Acanthicus-Schichten.	Stufe des Hoplites eudoxus und der Exogyra virgula.
	Nerineenschichten. Schichten mit Terebratula humeralis.	= γ u. δ Quenst. Schwammkalke = Tenuilobatus-Schichten.	Kimmeridge Clay, unterer Teil.		Astartien. Corallien supérieur. (Séquanien.)	Calcaire à Astarte / Calcaire à Perisph. polyplocus	Typische Acanthicus-Schichten. Ammonitico rosso.	Stufe des Cardioc. alternans.
Oxford.	Korallen-Oolith.	= β Quenst. Bimammatus-Schichten. Schwammkalke.	Coral Rag.		Corallien inférieur.	Zone à Peltoceras bimammatum et bancs à Diceras.		Stufe des Cardioc. cordatum.
	Hersumer Schichten mit Aspidoceras perarmatum.	= α Quenst. Schwammschichten. Impressatone. Transversarius-Schichten.	Oxford Clay.		Marnes oxfordiennes.	Zone à Peltoc. transversarium et Cardioc. cordatum.	Transversarius-Schichten im Etschtal u. am Gardasee, von Neumarkt in Galizien, Puchow in Ungarn. Kalke von Cellechowitz in Mähren.	
Oberer Dogger.	Kelloway.							

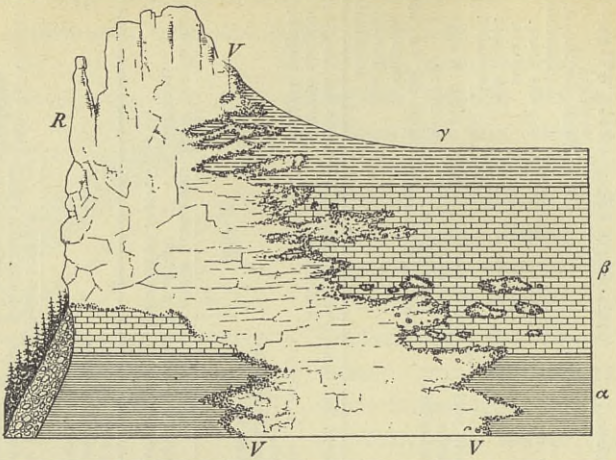


Fig. 479. Spongienriff im unteren weißen Jura der schwäbischen Alb. Nach *Eb. Fraas*. *R* ungeschichteter, strukturloser Spongienriffkalk, *V* Zone des Vorriffes; mit Ton vermengte Riffkalke voll organischer Reste, vielfach eingreifend und als Putzen eingelagert in die geschichtete Fazies; α, β, γ normale geschichtete Fazies des unteren weißen Jura.

Weißer Jura ε und ζ.

Geschichtete Fazies.

Dicke Kalkplatten (Krebsscherenplatten Qu.), lokal oolithisch. Lithographische »Schiefer« von Nusplingen mit Pterosauriern, Penaeus, Fischen, Aptychen, Pagurus suprajurensis, Astarte minima Qu., Trigonia suevica Qu., Venus suevica Qu., Amm. Ulmensis Oppel. Zementschichten von Blaubeuren und Ehingen.

Oolithe von Schnaitheim, Stotzingen und Wippingen mit Resten von Dacosaurus maximus Qu., Gyrodus umbilicus Agass., Sphaerodus gigas Agass., Lepidotus und Pycnodus; außerdem Diceras speciosum Münst. und Isoarca explicata Röm. Daneben die sogenannten »wilden Portländer« oder Kalkplatten mit Korallen, dieselbe Fauna wie in den Nattheimer Schichten.

Rifffazies.

Plumpe ungeschichtete Kalke, bald als Marmor, bald als »Zuckerkorn«, bald als Dolomit. »Lochfelsen« der Alb. Offenbar korallin. Bohnerz füllt oft die Spalten aus.

»Nattheimer Schichten«, Korallenkalke Schwabens. Meist sind die organischen Reste verkieselt. Es sind: Isastraea helianthoides Gf., Maeandrina Sömmeringii Gf., Stylina tubulosa Gf., Styl. limbata Gf., Convexastraea sexradiata Gf., Thecosmilia trichotoma Gf., Montlivaultia obconica Qu., Thamnastraea microconos Gf.

In diesen Riffen außer Korallen und Kieselspongien viel Kalkspongien, ferner außerordentlich zahlreiche Echiniden, Crinoiden und Brachiopoden; so Cid. coronata Qu., Apiocrinus Milleri Gf., Solanocrinus costatus Qu., Rhynch. inconstans Sow., Terebr. insignis Schl., Megerlea pectunculoides Schl., sowie Ostrea hastellata, usw.

Weißer Jura δ.

Wohlgeschichtete Kalkbänke, ohne Tonlagen. Leitende Fossilien sind: Amm. pseudomutabilis d'Orb., A. inflatus Rein., A. bispinosus Qu., Prosopon marginatum und rostratum Mey.

»Plumpe Felsenkalke« die großen Felsen bildend, welche am Nordwestabhange der Alb überall in die Augen springen.

Echte Schwammfazies mit Lithistiden, ferner mit Rhynchonella lacunosa Qu., Terebr. bisuffarcinata Schl. und Echinodermen.

Weißer Jura γ.

Tonige Kalkbänke. Hauptsächlich mit: Amm. polygyratus Rein. (Kragenplanulaten Qu.), A. polyplocus Rein., A. tenuilobatus Op., Aptychen, Disaster carinatus Qu. und Pseudomonotis similis Gf., welche lokal ein ganzes Lager bildet.

Weißer Jura β.

»Wohlgeschichtete Kalkbänke« u. a. mit: Amm. bimammatus, A. flexuosus, nudus und costatus Qu., A. biplex, rotundus und compressus Qu., A. lingulatus Quenst., Aucella Bronni Rou.

Weißer Jura α.

Kalkbänke mit Tonschichten, reich insbesondere an Terebratula impressa Qu. (daher »Impressa-Schichten«); häufig sind außerdem: Disaster granulosus Münst., Aucella impressa Qu., Amm. alternans Buch, A. canaliculatus Qu., A. complanatus Ziet., zahlreiche Perisphincten und Oppelien, Belem. hastatus Blainv. und pressulus Qu.

Die oberste Grenze dieses Komplexes bildet an vielen Stellen eine Seetangschicht mit Nulliporites Hechingensis Qu.

Weißer Jura γ, β und α.

Schwammbildungen, bald nur nesterweise in den tonigen Kalken, bald als mächtige und ausgedehnte Riffe nebst Vorriffen mit vorwiegenden hexactinelliden Spongien (Tremadictyon, Craticularia, Cypellia, Stauroderma), ferner mit Cidaris coronata Gf., Eugeniacrinus caryophyllatus Gf., Pentacr. cingulatus Münst., Rhynch. lacunosa Buch, Terebratula bisuffarcinata Schl., Megerlea pectunculus Schl., Megerlea loricata Schl., nebst zahlreichen Ammoniten der äquivalenten geschichteten Fazies.

Transversarius-Schichten; Kalke und dazwischen gelagerte Tonschichten. (Amm. transversarius Qu. sehr selten.)

Das Liegende dieser Schichten sind die Grenzbänke des obersten Braunen Jura (Kelloway) mit Lambertiknollen und Belemnites semihastatus rotundus Qu.

Den oberen Jura der Umgegend von Hannover gliedert C. Struckmann auf Grund eigener Untersuchungen, sowie der Arbeiten Römers, v. Seebachs und Heinrich Credners wie folgt:

7. Purbeck.

b) Serpulit; Kalkstein mit Schiefertonen wechselnd, bis 50 m mächtig, voll Serpula coacervata. Zu oberst Süßwasserkalke und -mergel mit Cypridea, Planorbis, Valvata*). Die Glieder des Purbeck sind namentlich am Deister, Selter, Osterwald, Süntel, Ith, an der Porta und bei preußisch Oldendorf, aber auch im Vororte Linden bei Hannover aufgeschlossen.

a) Münder Mergel, rote und grünliche Mergel mit Dolomit, Steinsalz und Gips, über 300 m mächtig; mit Corbula, Paludina und Cyclas.

*) W. Koert, Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Göttingen 1898.

6. Portland.

b) Eimbeckhäuser Plattenkalk, oberer Portland, dünngeschichteter, zum Teil auch dickbankiger Kalkstein, unten mit Lagen von Kalkmergel, 100 m mächtig, mit Corbula inflexa, Corbula alata, Turritella minuta.

a) Schichten des Ammonites gigas, unterer Portland, hellgelbliche, zum Teil oolithische Kalke und Mergel mit Amm. gigas, Corbula inflexa u. a. = ζ Quenst. (= Tithon).

5. Oberer Kimmeridge = ε Quenst.

Schichten der Exogyra virgula, dichte und oolithische Kalksteine, mit Kalkmergeln und Kalktonen wechsellagernd, mit Exogyra virgula, Pholadomya multicostata, Trigonia suprajurensis, Terebr. subsella, aufgeschlossen z. B. bei Lauenstein am Ith, Kappenberg am Deister, Sülfeld, Porta, Kette des Wesergebirges, Limmer.

4. Mittlerer Kimmeridge.

Schichten des Pteroceras Oceani, oolithischer und dichter Kalkstein, bis 13 m mächtig, mit Terebr. subsella, Exogyra bruntrutana, Exog. virgula, Corbis decussata, Nerinea pyramidalis, Ner. bruntrutana, Pteroceras Oceani.

3. Unterer Kimmeridge, Astartien, = δ und γ Quenst. = Séquanien supérieur Frankreichs.

Nerineenschichten und Zone der Terebratula humeralis Röm., außerdem u. a. Terebr. bicanaliculata Ziet., Rhynchonella pinguis Röm., Nerinea tuberculosa Röm., Ner. reticulata Crd., Ostrea multiformis Dkr., Schildkröten, Saurier, Fische.

2. Korallenoolith (Corallien) = β Quenst. = Séquanien inférieur Frankreichs.

b) Zone des Pecten varians Röm. und der Nerinea Visurgis Röm., außerdem u. a. mit Phasianella striata Sow. und Cidaris florigemma Phill.

a) Korallenbank und Zone der Ostrea rastellaris, mit Cidaris florigemma Phill., Isastraea, Thamnastraea, Montlivaultia, Alectryonia (Ostrea) rastellaris Münst., Pecten subfibrosus d'Orb., Echinobrissus scutatus Lam. u. a.

1. Oxfordschichten = α Quenst.

Hersumerschichten oder Perarmatenschichten mit Ammonites perarmatus Sow., Amm. cordatus Sow., Belemnites hastatus Montf., Trigonia clavellata Sow., Gryphaea dilatata Sow.

Provinzen der Juraformation. Nach Neumayr*) prägen sich bereits innerhalb des Meeres der Jurazeit große Faunengebiete aus, welche als die Erde umspannende Zonen gürtelförmig vom Pol nach dem Äquator zu aufeinander folgen und deren Unterschiede nach ihm auf klimatischen Differenzen beruhen sollten. Neumayr hat diese von ihm als »Klimazonen« bezeichneten verschiedenartigen Fazies der Juraformation als polare, als gemäßigte und als äquatoriale Zone unterschieden. Die Ablagerungsgebiete innerhalb dieser Zonen wurden von ihm als Juraprovinzen bezeichnet.

1. Die alpine oder mediterrane Juraprovinz wird charakterisiert durch die außerordentliche Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Simoceras,

*) M. Neumayr, Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XLVII. 1883.

Haploceras, Phylloceras und Lytoceras, sowie der Terebratula diphya und Rhynchonella controversa. Hierher gehört der Jura der Alpen, Karpathen, Cevennen, Italiens, Siziliens, Algeriens, der Balkanhalbinsel, der Krim und des Kaukasus, von Kleinasien, Madagaskar, Borneo, Rotti, Vorderindien, Mexiko und Peru.

2. Die mitteleuropäische (gemäßigte) Juraprovinz wird charakterisiert durch die Häufigkeit der Ammoniten-Gattungen Aspidoceras, Oppelia, Harpoceras und Peltoceras, durch den Reichtum an Korallen und das starke Zurücktreten von Phylloceras, Haploceras und Lytoceras. Hierher gehören die Jura-Ablagerungen Deutschlands, des Baltischen Gebietes, Englands, des außeralpinen Frankreichs, des nordwestlichen Spaniens, Portugals, des nördlichen Kaukasus, des südlichen Rußlands, Japans und Kaliforniens. Ebenso aber wie im Norden der Äquatorialzone, so schließt sich auch auf der südlichen Hemisphäre eine gemäßigte Juraprovinz an erstere an, welcher die jurassischen Ablagerungen von Chili, Bolivia und Argentinien, des Kaplandes, von Südaustralien, Neuseelands angehören sollten.

3. Die boreale Juraprovinz wird charakterisiert durch das Fehlen oder die Seltenheit der für die erstgenannten Provinzen typischen Ammoniten, sowie der gesamten Riffkorallen, dahingegen durch starke Entwicklung von Cardioceras, Virgatites, der canaliculaten Belemniten und der Aucellen. Hierher gehört der Jura des mittleren und nördlichen Rußlands, sowie Novaja Semljas, Sibiriens, von Alaska, den Aleuten, Dakota, des Franz Josefslandes, der König Karls-Insel, Spitzbergens und Grönlands.

Neuerdings haben sich jedoch vielerorts beträchtliche Abweichungen von der beanspruchten zonalen Verteilung dieser Faziesgebiete ergeben. So führt z. B. der Kimmeridge Kaliforniens, Mexikos und der argentinisch-chilenischen Anden boreale Typen wie Virgatites und Aucella, ebenso besitzt die Fauna des Portland der englischen und französischen Küste des Kanals einen borealen Habitus, und während der Dogger Bolivias, Chilis und Argentiniens einen vorwiegend mitteleuropäischen Charakter aufweist, liefert der Malm Argentiniens mediterrane Formen. Es erscheint deshalb nicht mehr gerechtfertigt, die faunistischen Differenzen innerhalb der Juraformation wesentlich auf zonale Klimaunterschiede zurückzuführen.

Geographische Verbreitung der Juraformation*). Die 3 Glieder der Juraformation sind in ihrer Verbreitung nicht derartig von einander abhängig, daß alle drei überall in Gemeinsamkeit auftreten, vielmehr fehlt der Lias und mit ihm der untere Dogger innerhalb ausgedehnter Länderkomplexe vollständig, so daß oberster Dogger und Malm oder

*) Speziell und mit ausführlicher Literatur in: M. Neumayr, Geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. L. 1885.

letzterer allein direkt auf weit älterem Grundgebirge auflagern, also vom Ablagerungsgebiete des unteren Jura aus beträchtlich über dessen Grenze hinaus übergreifen. So reicht der Lias vom westlichen Europa aus nicht weit nach Osten und fehlt bereits bei Regensburg und Passau, in Mähren Oberschlesien und bei Krakau, fast im ganzen europäischen und asiatischen Rußland, in Spitzbergen, in Kleinasien und in Indien ebenso aber auch im nordwestlichen und arktischen Nordamerika. Überall beginnt hier die marine jurassische Schichtenreihe mit dem obersten Dogger (Kelloway) oder gar erst mit dem Malm. Diese Erscheinung beweist, daß in der Mitte der Juraperiode eine weitreichende Überflutung der Kontinente durch das jurassische Meer, eine großartige Transgression desselben stattgefunden hat.

Der **mitteleuropäischen Juraprovinz** gehört der Jura des außeralpinen Deutschlands und Frankreichs, sowie Englands an.

In Deutschland besitzt die Juraformation drei größere Verbreitungsgebiete: das fränkisch-schwäbische, das des nordwestlichen Deutschlands und das von Oberschlesien.

In Franken und Schwaben bildet das Ausgehende des Jura einen weiten Bogen, dessen stärkste Krümmung in der Nachbarschaft von Regensburg*) liegt, bis wohin sich sein südlicher Schenkel von Schaffhausen aus in nordöstlicher Richtung zieht, während sein nördlicher sich von der Regensburger Gegend aus nach NNW bis etwa nach Koburg erstreckt. Ersterer wird wesentlich von der Rauhen Alb, letzterer durch den Fränkischen Jura repräsentiert. An der Zusammensetzung dieses Juragebietes

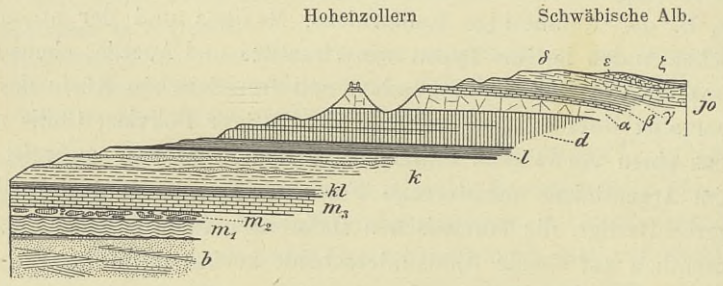


Fig. 480. Profil durch die Trias und den Jura Schwabens. Nach *Eb. Fraas.*
b Buntsandstein, m_1, m_2, m_3 unterer, mittlerer und oberer Muschelkalk, *kl* Lettenkohlengruppe, *k* Gipskeuper und Rät, *l* schwarzer Jura (Lias). *d* brauner Jura (Dogger), *jo*: α, β, γ, δ, ε, ζ weißer Jura.

beteiligen sich Lias, Dogger und Malm. Der Lias bildet ein flaches Hügelland (Fig. 480), welches sich wie ein Teppich am Fuße des Gebirges

*) L. v. Ammon, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875. — J. F. Pompeckj, Geognost. Jahreshefte. München. XIV. 1901. S. 139.

ausbreitet und gewöhnlich von den Flußtälern so tief eingeschnitten wird, daß durch sie die Keuperschichten, welche seine Basis bilden, entblößt werden. Der Dogger tritt in einer weit schmäleren Zone in Form mehr oder minder steiler Abhänge am Fuße des aus Malm bestehenden Berglandes hervor, welches sich in z. T. gewaltigen schroffen Felswänden über diese Abhänge erhebt und auf seiner Höhe ein Hochplateau bildet, das sich allmählich nach Südosten hin absenkt. Der weiße Jura Frankens ist durch das Auftreten mächtiger Dolomite ausgezeichnet, in welchen sich die an Skeletten diluvialer Säugetiere reichen Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth ausdehnen. Die niedrige Erhebung, welche den fränkischen Jura mit der Rauhen Alb verbindet, ist das Terrain, auf welchem die berühmten Plattenkalke von Solnhofen zur Ausbildung gelangt sind.

Die Jura-Schollen von Langenbrücken, Wiesloch, Freiburg und Kandern, sowie von Buchsweiler, Rappoldsweiler und Rauffach und vom Katzenbuckel an beiden Flanken des Oberrheinischen Grabenbruches (Fig. 30, S. 69) sind in letzterem erhalten gebliebene Uberreste eines einst ununterbrochen von Franken-Schwaben bis nach der Nordschweiz und Lothringen reichenden Jurastreifens.

Die Schichtenreihe der norddeutschen Juraformation umfaßt gleichfalls den Lias, Dogger und Malm und breitet sich in einer von West gegen Ost gerichteten Zone aus, welche sich von der Grenze Hollands bis in die Gegend von Halberstadt erstreckt. In dem größten und zwar in dem nördlichen und östlichen Teile dieses Verbreitungsgebietes des Jura sind dessen Schichten unter Tertiär- und Diluvialbildungen verborgen, unter welchen am Niederrhein (bei Xanten, Eibergen, Lünten, Werth, Isselburg) der Lias erbohrt wurde (G. Müller). Nur am südlichen Rande seines norddeutschen Gebietes treten Glieder des Jura in Form einer fast ununterbrochenen, von West nach Ost streichenden Zone zu Tage und bilden in ausgedehnten niedrigen Höhenzügen den südlichen Saum des norddeutschen Flachlandes. Der bedeutendste dieser jurassischen Bergrücken ist die Weserkette, welche dort, wo sie von der Weser durchbrochen wird, an der Porta Westfalica, eines der schönsten Profile durch den norddeutschen Jura bietet. Von hier aus wendet sich derselbe gegen Südost bis nach dem Süntel nördlich von Hameln und steht hier mit einer kleinen Seitenbucht, der Hilsmulde, in Verbindung, welche sich ununterbrochen bis in die Nähe von Eimbeck erstreckt und deren ursprüngliche weitere Fortsetzung gegen Süden durch die isolierten Schollen des Lias in der Gegend von Göttingen, Kassel, Volkmarsen, Eichenberg und Wabern in Hessen, sowie bei Eisenach, Gotha und Arnstadt*) angedeutet wird. Abgesehen

*) Heinr. Credner, N. Jahrb. 1839. S. 381; 1842. S. 1; 1860. S. 293. — A. v. Koenen, N. Jahrb. 1875. S. 659. — M. Bauer, Z. d. D. geol. Ges. 1879. S. 782, u.

von den inselförmig aus den jüngeren Formationen, namentlich dem Diluvium hervortretenden Partien des Jura bei Hannover, bildet diese Formation den Hauptbestandteil der Höhenzüge, welche sich von Hildesheim bis Goslar und Harzburg erstrecken. Weiter gegen Osten, also in dem hügeligen Landstriche nördlich und nordöstlich vom Harze, zwischen Braunschweig und Magdeburg erscheinen Schichten des Jura als zonenförmige Umgürtungen zahlreicher Inseln älterer, namentlich triadischer Formationen. Von den einzelnen Gliedern des Jura erheben sich die Gebilde des weißen Jura, und unter diesen die namentlich durch ihren oolithischen Charakter ausgezeichneten Kalksteine und felsbildenden Dolomite der Oxfordgruppe zu den erwähnten Höhenzügen, während an deren südlichen Abhängen die meist aus tonigen Gesteinen bestehenden Schichten des Lias und Doggers als schmale Säume zutage treten.

Das dritte deutsche jurassische Territorium ist das von Oberschlesien, welches einen Ausläufer des polnischen Juragebietes repräsentiert. Die polnisch-oberschlesische Jurabildung nimmt ein Areal von über 400 Quadratmeilen ein, welches freilich zum größten Teile von Diluvialablagerungen bedeckt ist. Sie setzt zunächst den gegen 15 Meilen langen und 1 bis 4 Meilen breiten Höhenzug zusammen, welcher von Krakau bis Czenstochau zusammenhängend sich forterstreckt und sich von da mit Unterbrechungen in nordwestlicher Richtung bis Wielun, ja selbst bis Kalisch aus dem Diluvium hervorhebt. Die Kalke dieses Höhenzuges gehören dem weißen Jura an und werden von den tonig-sandigen Schichten des Kelloway, also des oberen Dogger, unterteuft, welche im Südwesten der ersteren eine von Nordwest nach Südost streichende Zone bilden und direkt auf den obersten Schichten des Keupers aufruhen, während der Lias vollkommen fehlt. Die oberschlesisch-polnischen Juraablagerungen zeigen mit denjenigen Süddeutschlands und namentlich Württembergs eine so große Übereinstimmung in petrographischer und paläontologischer Hinsicht, daß daraus auf einen direkten Zusammenhang der Meeresteile, in welchen die Ablagerungen beider Gegenden sich bildeten, geschlossen werden darf. Diese Verbindungsstraße hat durch das jetzige Elbtalgebirge nach Nordböhmen und von da durch Mähren in der Richtung auf Wien, Linz und Regensburg geführt.

Reste der Ablagerungen innerhalb dieses Kanales sind uns in den Jurafetzen (Kelloway und Malm) der sächsisch-böhmischen Schweiz und der südlichen Lausitz erhalten, welche von dem über den Quader geschobenen Lausitzer Granit aus dem Liegenden in das Hangende des Quaders emporgeschleppt worden sind*).

Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1881. S. 28. — K. v. Fritsch, N. Jahrb. 1870. S. 385. — F. Moesta, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 57. — J. G. Bornemann, Ebend. S. 383. — F. Kuchenbuch, Ebend. 1890. S. 74.

*) G. Bruder, Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. L.

Als äußerste Vorposten des norddeutschen Juragebietes stellen sich ziemlich zahlreiche isolierte Juravorkommnisse an den Odermündungen ein*). Es sind dies zwar zum größten Teil nur Schollen und Blöcke, die recht reichlich als größere oder kleinere Geschiebe dem Diluvium Pommerns eingebettet sind, zum Teil aber auch anstehende Gesteinsklippen (z. B. bei Fritzow, Klemmen, Schwentz, Kammin, Bartin-Kolberg), die dem Dogger sowie dem weißen Jura angehören (Fig. 481). Erstere haben eine große Ähnlichkeit mit dem oberschlesischen Jura, letztere repräsentieren sowohl den Oxford, wie den Kimmeridge**). Die Kalke von Schwanteshagen führen Aucellen und Virgatiten, also charakteristische Vertreter des borealen Portland. Durch ein bei Kammin bis zu 500 m Tiefe niedergebrachtes Bohrloch wurde unter dem Dogger der Lias und zwar der einige schwache Kohlenflözchen führende untere und mittlere Lias durchbohrt. Letzterer setzt über die Insel Bornholm (Rönne) bis nach Schonen (Tosterup und Kurremölla) fort.

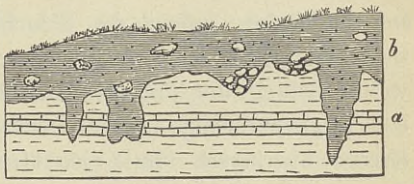


Fig. 481. Jurassische (Oxford-) Klippen *a* im Diluvium *b*, bei Klemmen in Pommern. (*H. Crd.*)

Bei Hohensalza im Regbez. Bromberg, sowie südlich von Thorn tritt oberer Jura isoliert im Bereiche des Diluviums hervor. Ferner ist südlich von Memel und namentlich bei Heilsberg in Ost-Preußen oberer Dogger, Oxford und Kimmeridge erbohrt worden, letzterer wiederum mit z. T. borealen Formen der Wolgastufe***). In der Gegend von Stralsund unweit Grimmen tritt Jura zutage. Nach Berendt besteht derselbe aus hellblauen Tonen mit flachkugeligen Kalksteinkonkretionen, welche Ammoniten aus der Gruppe der Falciferen (Harpoceras) und zwar solche des obersten Lias und des unteren Dogger führen. Der Jura von Grimmen repräsentiert somit eine Grenzbildung dieser beiden Formationen. Bei Dobbertin in Mecklenburg sind anstehende Schichten des mittleren Lias mit Ammonites (Amaltheus) margaritatus und des obersten Lias aufgeschlossen worden, letzterer bestehend aus Posidonienschiefer und Ton mit Kalkkonkretionen, welche sich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen Insektenresten auszeichnen†). Endlich wurde in Berlin und Hermsdorf

1885. S. 233. — Lotos. Bd. VII. 1886, und VIII. 1887. — R. Beck, Erl. zu Sekt. Königstein-Hohnstein, zu Sekt. Sebnitz und zu Sekt. Hinterhermsdorf.

*) W. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907. S. 31—59. Mit der gesamten einschlägigen Literatur.

**) M. Schmidt, Abh. d. k. Pr. Geol. La. Heft 41, Berlin 1905.

***) P. G. Krause, Jahrb. d. k. pr. geol. La. B. XXIX. H. 2. S. 230 bis 322. Berlin 1908.

†) Eug. Geinitz, Z. d. D. geol. Ges. 1880. S. 510. — Ebend. 1884. S. 566. — N. Jahrb. 1892. I. S. 166. — Die Flözformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 27. —

der mittlere Lias mit Amm. (Amaltheus) margaritatus in mehr als 90 m Mächtigkeit durchbohrt.

In England setzen die Schichten des Jura eine breite Zone zusammen, welche sich von Portland und Lyme Regis an der Küste des Kanales in fast genau nördlicher Richtung über Bath, Oxford und Lincoln erstreckt, bis sie bei Whitby nördlich von der Trentmündung die Nordseeküste erreicht. Alle drei Hauptabteilungen der Formation sind hier und zwar in mitteleuropäischer Fazies entwickelt. Ihre Lagerung ist im allgemeinen eine sehr einfache, indem die Schichten des gesamten Systems flach nach Osten einfallen, so daß an dem Westrande der Jurazone die untersten, weiter östlich die jüngeren Glieder des Jura zu Tage ausgehen; erstere lagern gleichförmig auf dem oberen Keuper auf, letztere werden von der Kreide überlagert. In Schottland sind jurassische Schichten auf die Ost- und Westküste, sowie auf die der letzteren vorliegenden Inseln beschränkt, wo sie einzelne von vulkanischen Decken beschirmte Schollen bilden.

In Frankreich tritt die Juraformation, ebenfalls vertreten durch Lias, Dogger und Malm, in zwei ringförmigen Zonen an die Oberfläche, deren südliche ziemlich vollständig geschlossen ist, während die nördliche gegen den Kanal hin weit geöffnet ist und mit dem englischen Jura in Verbindung gestanden hat. Der südliche Ring umgürtet das granitische Zentralplateau Frankreichs, auf dessen Rändern die jurassischen Schichten aufgelagert sind und von welchen sie allseitig abfallen, so daß der Lias eine innere Zone bildet, Dogger und weißer Jura aber mehr nach außen hin auftreten. Der nördliche Juraring verhält sich gerade umgekehrt, indem alle Schichten nach innen einfallen, also ein flaches Becken bilden, dessen ältere Glieder in der äußeren Umgrenzung, dessen jüngste Schichten mehr nach innen liegen, während das Zentrum desselben von Kreide- und Tertiärbildungen ausgefüllt ist. Dem östlichen Flügel dieses großen Beckens gehören die jurassischen Ablagerungen von Deutsch-Lothringen, namentlich die Landstriche zwischen Metz und Diedenhofen an.

Von Schwaben aus setzt sich die mitteleuropäisch ausgebildete Juraformation in südwestlicher Richtung, also in der Verlängerung der Rauhen Alb über den Rhein in schweizerisches Gebiet fort und bildet hier das Juragebirge, welches von Basel aus südwestlich bis jenseits Genf streicht und aus einer Anzahl von Parallelketten besteht. Diese verdanken ihren Ursprung einer Faltung der jurassischen Schichten (siehe Fig. 31, S. 69), infolge deren mehr oder weniger steile, langgezogene, zum Teil auf ihrer obersten Wölbung geborstene Sättel, ja vollständige Überkippungen, ver-

IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887, und XIII. Beitr. 1892. — A. Handlirsch, Die fossilen Insekten. Leipzig 1906/08. S. 413.

bunden mit Verwerfungen und Überschiebungen (siehe Fig. 27, S. 69 und Fig. 140, S. 329), entstanden sind.

Einen nicht unbeträchtlichen Anteil nimmt die Juraformation und zwar in ihrer typischen mediterranen, durch den Reichtum an Phylloceras, Lytoceras, Haploceras und Simoceras gekennzeichneten Fazies an dem Aufbau der Kalkalpen, indem sie sich in Form eines bald schmäleren, bald breiteren Bandes um den Süd-, West- und Nordrand der Alpenkette schlingt. Die Lagerungsverhältnisse des alpinen Jura sind durch wiederholte Knickungen, Zerreißungen, Überkippungen, Verwerfungen und Überschiebungen der Schichten sehr verwirrt (siehe z. B. Fig. 32, S. 70; Fig. 33, S. 72; Fig. 121, S. 321; Fig. 122, S. 322). Dadurch sowie durch einen oft auftretenden Metamorphismus des Gesteinsmateriales, ferner durch die unmittelbare Nachbarschaft von einander abweichender Fazies, endlich durch die Lückenhaftigkeit der jurassischen Ablagerungen wird das Studium der letzteren sehr erschwert, doch sind Vertreter aller drei Hauptabteilungen des Jura nachgewiesen (s. S. 572, 582 und 592, sowie die Tabelle auf S. 595).

Am Außenrande der Karpathen*) ist der jungkretazëische und alttertiäre Karpathensandstein und Flysch in einer bandförmigen Zone, die sich in 280 km Länge vom Wiener Becken aus durch Mähren und Galizien bis in die Bukowina erstreckt, von Tausenden von »Klippen« der verschiedensten Dimensionen gespickt (Fig. 482), welche südlicherer Herkunft sind und

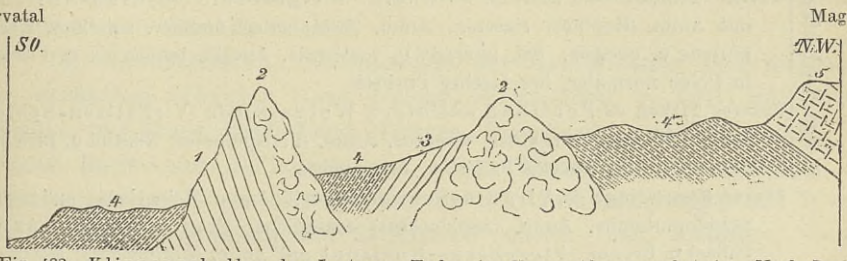


Fig. 482. Klippenschollen des Lutowa-Tales im Karpathensandstein. Nach *Paul*. *1* roter Crinoidenkalk des Dogger, *2* roter, knolliger Ammonitenkalk des Tithon, *3* Schiefer und Mergel des Neokom, *4* mittlerer, *5* oberer Karpathensandstein.

aus wurzellosen Schollen einer karpathischen Überschiebungsdecke bestehen (vergl. S. 74). In diesen Klippen, z. T. zu mehreren vereint, z. T. isoliert für sich, sind vertreten: Triaskalke, — Grestner Schichten des Mittellias, — Hornstein-, Crinoiden-, Ammonitenkalke, Perisphinctesmergel, Posidonienschiefer des Dogger, — Spongitenhornsteine und Cardioceraskalke

*) M. Neumayr, Der penninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. geol. R. Wien. Bd. XXI. S. 451. — V. Uhlig, Bau und Bild d. Karpathen. Wien und Leipzig 1903. — Ders., Die Klippen der Karpathen. Comptes Rend. IX Congrès géol. internat. Vienne 1903. S. 427. — Ders., Mitteil. d. Geol. Ges. Wien. I. 1908. S. 36.

des Oxford, — Stramberger Kalke des Tithon und das Neokom, alle von südlicherer Fazies.

In Rußland gewinnen Kelloway, Oxford, Kimmeridge und Tithon und zwar in **borealer** Fazies innerhalb der weiten Strecken von Polen bis Orenburg und von Kiew bis zur Petschora eine große Verbreitung, während Lias und der größte Teil des Doggers fehlen. Beide erstgenannte Stufen, so der Kelloway von Popilani in Litauen*), zeigen zwar noch eine sehr große Übereinstimmung mit denen Mittel- und Westeuropas, in den höchsten Horizonten hingegen greift eine vollständige faunistische Abweichung Platz. Diese Wolga-Schichten**) werden außer durch eine eigentümliche Ammonitenfauna (Virgatites, Cardioceras, Cadoceras) namentlich auch durch die formen- und individuenreiche Muschelgattung Aucella (Fig. 483) gekennzeichnet und von Pavlow dem Tithon und zwar die untere Wolga-Stufe dem Portland, die obere dem Purbeck parallelisiert. Hiernach würde sich die folgende Gliederung des oberen Malm Zentralrußlands ergeben:

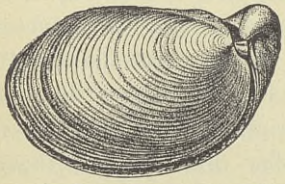


Fig. 483. Aucella Pallasi Keys.

Hangendes: Unteres Neokom mit Olcostephan. versicolor, Amm. (Polyptychites) Keyserlingi u. stenomphalus, Bel. lateralis u. subquadratus, Aucella volgensis. (In Russ. Polen typischer Wealdenton).

Wolga-Schichten.

Oberes Tithon: = Purbeck = Obere Wolga-Stufe (Rjasan-Horizont) mit Amm. (Hoplites) rjasenis, Amm. (Craspedites) nodiger, subditus, Kaschpuricus u. okensis, Bel. lateralis u. russiensis, Aucella tenuicollis u. Fischeri. In Polen normaler, brackischer Purbeck.

Unteres Tithon = Portland = Untere Wolga-Stufe (Virgatiten-Schichten) mit Amm. (Virgatites) virgatus, Amm. (Perisphinctes) Nikitini u. Bleicheri, Bel. absolutus, Aucella Pallasi u. mosquensis.

Oberer Kimmeridge = Virgula-Schichten mit Amm. (Reineckeia) eudoxus u. pseudomutabilis, Amm. (Aspidoceras) acanthicus, Exogyra virgula, Aucella Pallasi u. Bronni. Pteroceras-Horizont mit Amm. (Cardioceras) alternans, Bel. Panderi, Auc. Bronni.

Im Gegensatze zu dieser borealen Fazies besitzt die Juraformation im südlichen Rußland und am Kaukasus einen ausgesprochenen mediterranen Habitus. Gleiches gilt vom Lias und Dogger Griechenlands.

---

*) E. Krenkel, Die Kelloway-Fauna von Popilani. Leipzig 1912.

**) S. Nikitin, N. Jahrb. 1886. II. S. 205. — 1889. II. S. 116. — A. Pavlow, Couches jurassiques et crétacées de la Russie. I. Moskau 1889. — N. Jahrb. 1893. I. S. 351. — Quart. Journ. geol. Soc. London. 1896. S. 542. — Guide des Excurs. du VII. Congrès géol. internat., Nikitin. I. S. 2 u. 6, II. S. 16. Pavlow XX. S. 5 u. 15. — N. Bogolslovski, D. Rjasan-Horizont. Materialien z. Geol. Rußlands. Bd. XVIII. St. Petersburg 1896.

In Nordamerika ist die Juraformation mit Sicherheit nur in Kalifornien und in der Sierra Nevada (mit Ammonites Nevadanus) und im Osten der Rocky Mountains (Kolorado, Black Hills, Laramie Mts.) als mitteleuropäischer oberer Lias, Kelloway und Oxford nachgewiesen, während der obere Jura der Aleuten, von Alaska, Vancouver, Dakota, Wyoming, Kalifornien und Zentralmexiko (in den Staaten Durango, Zacatecas, Oaxaca) wesentlich in an Aucellen reicher, borealer Fazies ausgebildet ist*). Von Marsh und E. Fraas werden die Atlantosaurus-Beds der Rocky Mounains zum Malm gerechnet und als Landfazies von Oxford, Kimmeridge und Purbeck aufgefaßt. Dieselben zeichnen sich außer durch ihre Führung von Beuteltierresten (Allodon, Ctenacodon, Triconodon, Docodon), durch ihren Reichtum an z. T. riesigen Dinosauriern aus. Hierher gehört Atlantosaurus (bis 30 m lang und 10 m hoch), das kolossalste aller bekannten Tiere, ferner Brontosaurus (Fig. 454, S. 586, 18—20 m lang mit winzig kleinem Schädel) sowie Ceratosaurus und Stegosaurus, letzterer auf Hals, Rücken und Schwanz mit hohen vertikalen Knochenplatten.

Überraschend ist die Ähnlichkeit der jurassischen Fauna von Chile und Bolivia mit derjenigen Mitteleuropas (Gottsche, Steinmann, Möricke), während der Jura der zwischen ihnen und Mexiko gelegenen Länder (Guatemala und Peru), aber auch derjenige des östlich an Chile angrenzenden Argentiniens (Bodenbender, Behrendsen) mediterranen Habitus aufweist, der jedoch ebenso wie das Tithon von Mexiko eine Beeinflussung durch boreale Formen erleidet.

Die nördlichsten Vorkommnisse der Juraformation sind diejenigen im nördlichen Sibirien (Lias, Oxford, Wolgastufen, v. Toll) auf Novaja Semlja, auf Franz Josefs-Land (Dogger, Pompeckj und Nathorst), auf König Karls-Land (Bathonien und obere Wolgastufe, Pompeckj), auf Spitzbergen und Ostgrönland, sowie der St. Patrikinsel (Dogger und Wolgastufe), auf den Aleuten und in Alaska (oberer Lias, Kelloway, Wolgaschichten, Pompeckj).

Die Kreideformation.

(Kretazeïsche Formation, Quaderformation.)

Allgemeinere Hauptliteratur

über die deutsche Kreide:

A. v. Strombeck, Gliederung des Pläner im nordwestl. Deutschland. N. Jahrb. 1857. S. 785. — Über den Gault im nordwestl. Deutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1861. S. 20; 1890. S. 557. — Über die Kreide von Lüneburg. Ebend. 1863. S. 97.

*) C. Burckhardt, Centralbl. f. Min. 1910. S. 622.

F. Römer, Die Kreidebildungen Westfalens. Z. d. D. geol. Ges. 1854. S. 99. — Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes usw. N. Jahrb. 1850. S. 385.

H. v. Dechen, Geol. u. pal. Übers. d. Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884. S. 405—500.

H. B. Geinitz, Das Elbtalgebirge in Sachsen. Kassel 1871 u. f. J.

Frd. Römer, Geologie v. Oberschlesien. Breslau 1870. S. 277—358.

C. W. Gümbel, Geogn. Beschr. d. bayer. Alpengebirges. Gotha 1858—61. S. 517—579.

Außerdem zahlreiche monographische, z. T. weiter hinten zitierte Abhandlungen von Beyrich, Böhm, Brauns, Credner, Dames, Deecke, Elbert, Ewald, Frech, Geinitz, Gümbel, v. Koenen, Kunth, G. Müller, Römer, Schlönbach, Schlüter, Stille, Stolley, Wollemann und anderen;

über die Wealdenformation:

W. Dunker und H. v. Meyer, Die norddeutsche Wälderbildung. Braunschweig 1846.

Heinr. Credner, Über die Gliederung der ob. Juraf. und der Wealdenbildung im nordwestl. Deutschland. Prag 1863.

A. Schenk, Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. Kassel 1871.

C. Struckmann, Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880. — Ders., Grenzschichten zwischen Hilston und Wealden. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1889. S. 55. — Ders., Wealdenbildungen von Sehnde. N. Jahrb. 1891. I. S. 117.

H. Grabbe, Die Schaumburg-Lippesche Wealden-Mulde. Göttingen 1883.

W. Wunstorf, Geol. Verh. des kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1900. S. 26.

A. v. Koenen, Über das Alter des norddeutschen Wealden. Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen 1899. S. 311.

Petrographischer Charakter. Kaum irgend ein anderes Schichtensystem besitzt einen so wechselnden und mannigfaltigen petrographischen Charakter, wie die Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten. In der einen Gegend besteht sie z. T. aus weißer Schreibkreide und Grünsanden, in einer anderen fast ausschließlich aus Sandsteinen und in einer dritten aus mergeligen Kalksteinen, kalkigen Mergeln und plastischen Tonen. Die Unbeständigkeit des Gesteinscharakters dieser Formation hatte die Verschiedenartigkeit ihrer Bezeichnungsweise zur Folge. Kreideformation nannte man sie, weil in England und Nordfrankreich, wo man sie zuerst erkannt und studiert hatte, die weiße Schreibkreide als eins der wesentlichen und charakteristischen Glieder hervorragt, — Grünsandformation, weil in eben jenen Gegenden, sowie in Westfalen und Nordamerika, glaukonitische Mergel eine wesentliche Rolle in ihrer Zusammensetzung spielen, — und endlich Quaderformation, weil sie in Sachsen, Böhmen und Schlesien vorwaltend aus Quadersandsteinen gebildet wird. Bei so wechselndem petrographischen Charakter der unter diesen Namen verstandenen Formation sind es allein ihre organischen Reste, welche die Identifizierung und Parallelisierung der hierher gehörigen Schichtenreihen ermöglichen (S. 358).

Von den verschiedenen Gesteinsarten, welche an dem Aufbau der Kreideformation in ihren verschiedenen Verbreitungsgebieten teilnehmen, sind folgende hervorzuheben: die Quadersandsteine, die in vielen Gebieten das vorwaltende Material der hierher gehörigen Schichtenreihe geliefert haben. Sie sind bald fein-, bald grobkörnig, zuweilen kristallinisch, gehen mitunter, und zwar namentlich nach ihrer Basis zu, in grobe Konglomerate über und besitzen ein bald toniges, bald kieseliges, auch wohl eisenschüssiges Bindemittel. Zuweilen fehlt letzteres vollständig, so daß, wie z. B. bei Freiberg, in Belgien, bei Aachen, namentlich aber in New-Jersey in Nordamerika, lose Quarzsande und -kiese entstehen, welche mächtige Ablagerungen bilden können. Eine ganz eigentümliche Varietät des Sandsteines sind die Grünsandsteine oder glaukonitischen Sandsteine, welche ihren Namen von den eingestreuten Glaukonitkörnchen und ihrer dadurch bedingten grünen Färbung erhalten haben. Die Schichtung der Kreidesandsteine ist oft eine sehr weitläufige, und da sich zu ihr häufig eine vertikale Zerklüftung gesellt, so entstehen quaderförmige oder pfeilerartige Absonderungen, daher der Name Quadersandstein. Nächst ihnen spielen mergelige Kalksteine und Mergel die wichtigste Rolle in der Kreideformation. Sie sind meist grau oder gelblich weiß, gewöhnlich dünnschichtig und zum Teil so reich an grünen Glaukonitkörnern, daß man sie als Glaukonitmergel bezeichnet. Außer diesen letzteren gehört der Pläner zu den wichtigsten Varietäten der kretazeïschen kalkig-mergeligen Gesteinsreihe. Er ist ein lichtgrauer, mehr oder weniger toniger, oft glaukonitischer Kalkstein mit feinerdigem Bruch. Ferner der Kreidemergel, ein weißer oder hellgrauer, feinerdiger und weicher, oft glaukonitischer Mergel, — der Flammenmergel, ein grauer, von dunkelen Streifen und Flammen durchzogener, quarzsandreicher, schieferiger Mergel. An die mergeligen Kalksteine schließen sich reine, zum großen Teile dichte Kalksteine und endlich die verschiedenen Varietäten der Schreibkreide an, deren Hauptmaterial aus feinen, erdigen Partikeln von kohlensaurem Kalk, mikroskopisch kleinen Coccolithen und Foraminiferen oder Bruchstücken von solchen und anderen organischen Resten (s. S. 177) besteht. Die weiße Schreibkreide gehört dort, wo sie überhaupt auftritt, einer der oberen Stufen der Kreideformation (Turon und Senon) an. Bei Mastricht auf der belgisch-holländischen Grenze wird dieselbe von einem lockeren und zerreiblichen Kalkgebilde überlagert, welches fast ausschließlich aus Fragmenten und feinem Schutt von Bryozoen, Foraminiferen, Echinodermen und Mollusken besteht und Kreidetuff genannt wird. In Dänemark tritt als oberstes Glied der Kreideformation eine wesentlich aus Korallenfragmenten zusammengesetzte Kreidebildung (Korallenkreide) auf. Die weiße Schreibkreide ist das Muttergestein der Feuersteine, welche in lagenweise geordneten, isolierten, bizarr geformten Knollen die oft außerordentlich

gewundene Schichtung der Kreide andeuten und wie schwarze Perlschnuren auf dem weißen Grunde hervortreten, sich jedoch auch in Form zusammenhängender Lagen und Schichten einstellen.

Neben den sandigen und kalkigen Gebilden der kretazeïschen Formation gewinnen auch Tone und Schiefertone eine größere Bedeutung, und zwar nicht allein ihrer bedeutenden Mächtigkeit wegen, sondern namentlich durch ihren Reichtum an wohlerhaltenen organischen Resten. Gewisse Schichtenkomplexe und zwar vorzüglich der unteren Kreideformation (Wealdenton, Hilston, Gault) bestehen fast ausschließlich aus derartigen Gesteinen. Wie die Sandsteine, Kalksteine und Mergel, sind auch sie sehr häufig glaukonitisch. Die glaukonitischen Gesteine der Kreide, namentlich die Glaukonitmergel, erhalten nicht selten einen hohen technischen Wert durch ihre Verwendbarkeit als ausgezeichnetes Düngemittel. Dies ist namentlich in New-Jersey der Fall, wo neben 6 bis 7 Prozent Kali haltendem Glaukonit nadelkopfgroße Körnchen von phosphorsaurem Kalk, sowie staubartige Teilchen von Vivianit in der feinerdigen kalkigen Mergelgrundmasse auftreten, so daß die große Düngkraft dieser Glaukonitmergel auf ihrem Kali- und Phosphor- und kohlensaurem Kalkgehalte beruht.

Unter den übrigen, ihrer Mächtigkeit nach untergeordneten, aber technisch nutzbaren Formationsgliedern der Kreide sind Steinkohlen und Eisenerze hervorzuheben. Erstere gewinnen, wenn man von einigen ganz unbedeutenden Vorkommen bei Niederschöna in Sachsen (Cenoman), am Altenberg bei Quedlinburg (Senon), sowie Wenig-Rackwitz und Ottendorf in Schlesien absieht, namentlich als sogenannte Wealdenkohle für den Nordwesten Deutschlands Wichtigkeit, wo dieselben am Deister, Osterwald, in Bückeburg und Schaumburg das Objekt eines ausgedehnten Bergbaues sind oder waren. Die meisten dieser Kohlen zeigen die Eigenschaften einer echten bituminösen Steinkohle der produktiven Steinkohlenformation, sind jedoch aus der Vermoderung von Koniferen und Cycadeen hervorgegangen. Abbauwürdige Eisenerze der deutschen Kreideformation sind z. B. bei Peine in Hannover bekannt, wo zusammengeschwemmte, dem mittleren Gault entstammende, nuß- bis faustgroße Geschiebe von Brauneisenstein, die durch feineren Schutt desselben Erzes verbunden sind, eine der obersten Kreide angehörige, 4—5 m mächtige Lagerstätte bilden. Ganz ähnlich ist das Eisensteinvorkommen von Salzgitter, nur gehört es dem untersten Niveau der Kreide, dem Neokom, an und besitzt 10—30 m Mächtigkeit. Es besteht aus erbsen- bis nußgroßen Kügelchen nebst größeren scharfkantigen und eckigen Stücken von Brauneisenerz. Dieselben stammen, wie die zahlreich zwischen ihnen vorkommenden abgeriebenen und -gerollten jurassischen Versteinerungen beweisen, von den Sphärosideritnieren des Lias und Dogger ab, welche durch das Neokom-Meer zusammengeschwemmt und durch gegenseitige Reibung zerkleinert und abgerundet wurden. Auch

an anderen Lokalitäten (so namentlich am Nordabfalle der Karpathen) umschließt die unterste Kreide zusammenhängende Flöze oder lagenweise nebeneinander liegende Konkretionen von Brauneisenstein. Phosphoritknollen finden sich in sämtlichen Unterabteilungen der Kreideformation, z. B. des Hügellandes am nördlichen Harzrande (Halberstadt-Peine-Braunschweig), sowie in der russisch-baltischen Kreidezone, auf primärer und sekundärer Lagerstätte.

Paläontologischer Charakter der Kreide. An vegetabilischen Überresten ist die Kreideformation als eine größtenteils marine Bildung im allgemeinen arm, nur einige wenige Horizonte des gesamten Schichtensystemes und einzelne seiner Verbreitungsgebiete sind reich an Pflanzenresten. Nach diesen zu urteilen, schloß sich der Gesamtcharakter der kretazeïschen Flora während der ersten Hälfte der Kreideperiode innig an den der jurassischen an. Es sind wesentlich dieselben Geschlechter der Farne, Cycadeen und Koniferen, welche aus dem Jura, ja bereits aus dem Rät bekannt sind. Zu ihnen gesellen sich jedoch sowohl in Südeuropa (Portugal), wie auch, und zwar namentlich, auf dem nordamerikanischen Kontinente (hier in der dem Neokom und Gault entsprechenden Potomac-Gruppe) bereits zahlreiche Gattungen und Arten von Laubhölzern, so Sassafras, Ficus, Quercus, Salix, Populus, Laurus u. a., ferner eine Anzahl ausgestorbener, aber an heute lebende Geschlechter erinnernder, noch wenig scharf ausgeprägter Formen (Sammeltypen). Fast überall in der alten Welt hingegen erscheinen Laubhölzer erst in der oberen Kreide (im Cenoman) und zwar mit den Blättern von Credneria (Fig. 484), Salix, Acer, Quercus, Ficus, Laurus, Sassafras, Magnolia u. a., während zugleich die Farne sparsam werden und Cycadeen und die rein tropischen Formen der Koniferen mehr und mehr zurücktreten. Berühmte Fundorte von Angiospermen innerhalb der europäischen oberen Kreide sind oder waren Haldem und Legden in Westfalen, Niederschöna in Sachsen, Perutz u. a. O. in Böhmen, Kieslingswalde in Schlesien, Blankenburg und Quedlinburg am Harz, Aachen in Rheinpreußen.

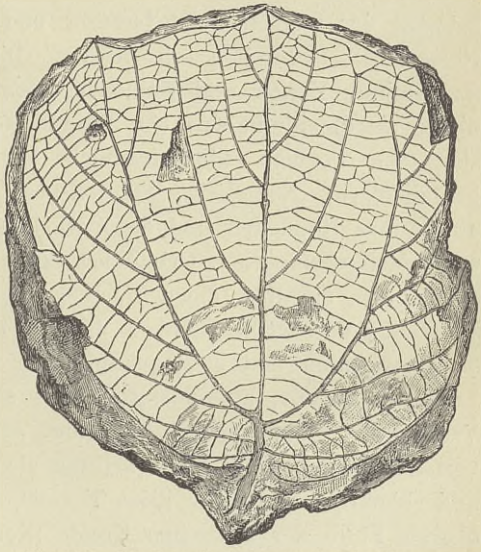


Fig. 484. Credneria triacuminata Hampe. Obere Kreide.

Es wurde oben betont, daß die Kreideformation wenigstens innerhalb Europas eine fast ausschließlich marine Bildung sei; wie jedoch später eingehender gezeigt werden wird, ist der normale marine Schichtenkomplex der Kreideformation nicht in allen Verbreitungsgebieten derselben zur Ausbildung gelangt, vielmehr wird ihr unterster Horizont in verschiedenen Gegenden durch eine Sumpf- und Brackwasserbildung, die Wealdenformation, ersetzt. Die Einleitung zu einer solchen erblickt man bereits in den Hebungen, die sich lokal am Ende der Jurazeit auf dem jurassischen Meeresgrunde betätigten, und durch welche die Brackwasserbildungen des Purbeck (siehe S. 593) bedingt wurden. Infolge dieser Niveauveränderungen wurde das mit Purbeckablagerungen bedeckte Areal zu einem morastigen, lagunenreichen Küstenstriche gehoben und erzeugte auf diesem eine üppige Flora von Cycadeen, Koniferen und Farnen, welche das Material der Wealdenkohle lieferten, und deren wohlerhaltene Reste uns in den die Flöze begleitenden Schiefertonen überliefert worden sind, genau wie solches in der produktiven Steinkohlenformation der Fall ist (siehe S. 468 u. f.). Bei Besprechung der Wealdenflora wird gezeigt werden, daß sie sich eng an diejenige des Jura anschließt.

Die Hauptmomente der Entwicklung des tierischen Lebens im Verlaufe der Kreideformation sind folgende. Die Foraminiferen erscheinen in enormer Anzahl, nehmen einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der weißen Schreibkreide und sind überhaupt in den obersten Niveaus der Formation sehr häufig. Die Glaukonitkörner, welche manche Sandsteine, Mergel und Kalksteinschichten ganz anfüllen, sind zum Teil nichts als die Steinkerne von Foraminiferen. Neben einer Unzahl mikroskopischer Formen fallen zahlreiche Vertreter der Geschlechter Textularia, Frondicularia, Nodosaria, Siderolithes, in der alpinen Kreide Orbitulina durch ihre Häufigkeit und die Zierlichkeit ihres Baues ins Auge. Daneben erscheinen Globigerina, Orbitoides, Miliola, Nonionina und Operculina. Die Spongien erhalten einen noch größeren Formenreichtum wie die der Jurazeit. Vorzüglich besitzen die Hexactinelliden und Lithistiden in der oberen Kreideformation Repräsentanten von außerordentlich zierlicher und gefälliger Gestalt, so namentlich das schirmartige Coeloptychium, ferner Ventriculites, Coscinopora, Siphonia, Jerea u. a. Die Korallen kommen verhältnismäßig weniger zur Geltung als im Jura; ausgedehnte Korallenriffe und -bänke, wie sie für diese Formation bezeichnend sind, sind auf die oberste Stufe der dänischen Kreide (Korallenkalke von Faxe) und auf die alpinen Gebiete beschränkt. Die vorkommenden Arten gehören vorzüglich den Geschlechtern Cyclolites, Micrabacia, Trochosmilia, Heterocoenia, Astrocoenia, Latimaeandra, Calamophyllia, Thamnastraea, Cladocora, Heliopora u. a. an. Die Echiniden erreichen in der Kreide das Maximum ihrer Entwicklung durch eine sehr reichhaltige Entfaltung ihrer Genera, Spezies

und Individuen, namentlich der bilateral-symmetrischen Seeigel und unter diesen vorzüglich der Holasteriden und Spatangiden. Die Gattungen Galerites, Discoidea, Ananchytes, Holaster, Epiaster, Hemiaster, Micraster und Toxaster, ferner die regulären Salenia, Cidaris, Pseudodiadema und Cyphosoma gehören zu den charakteristischsten Formen. Unter den Crinoiden besitzen die stiellosen Gattungen Uintacrinus und Marsupites für die obere Kreide besondere Bedeutung.

Die Brachiopoden sind noch durch so zahlreiche Formen in der Kreide vertreten, daß sich beim Vergleiche derselben mit denen des Jura eine Abnahme ihrer Zahl kaum wahrnehmen läßt. Ihre Gattungen Rhynchonella und Terebratula produzieren ebenso zahlreiche wie riesige Arten, die von einer Schar Varietäten umgeben sind; Terebratella, Magas, Megerlea, Lyra, Trigonosemus, Crania, Thecidea besitzen ebenfalls größere Häufigkeit. Die oft korallenähnlichen Stöcke der Bryozoen liefern einen staunenswerten Reichtum an Formen und spielen dadurch eine besonders wichtige Rolle, daß sie in manchen Niveaus der Kreide (Kreidetuff von Mastricht und New-Jersey) das fast ausschließliche Schichtenmaterial geliefert haben. Von den Zweischalern liefern neben Ostrea sowohl Exogyra wie Gryphaea und Alectryonia eine Anzahl Leitfossilien; ähnliches gilt von Pecten nebst Vola sowie von Trigonia. Zu den wichtigsten Kreidezweischalern aber gehören die zahlreichen Arten der kosmopolitischen Gattung Inoceramus, welche die trefflichsten Leitfossilien für die einzelnen Stufen der norddeutschen Kreide liefern, und über deren Verteilung auf diese letzteren C. Schlüter*) umstehende tabellarische Übersicht gibt. Höchst charakteristisch sind ferner für die Kreide die dickschaligen, ungleichklappigen z. T. riesigen Hippuriten oder Rudisten und ihre Verwandten (Hippurites, Sphaerulites, Radiolites, Requienia, Monopleura, Caprotina, Caprina), von denen jedes einzelne Individuum ein Beweismittel für kretazeïsches Alter ist. Dieselben füllen mit ihrer wuchernden, fast bis zum Ausschluß aller anderen organischen Formen gehenden Üppigkeit der Individuen namentlich die nach ihnen genannten Caprotinen- und Hippuritenkalke des südlichen Europas und Amerikas an. Die größte Bedeutung aber für die Kreideperiode besaßen die Ammoniten**) und Belemniten, welche erstere im Verlaufe derselben zu einer großartigen, ganz eigentümlichen Entfaltung gediehen, am Schlusse derselben aber gemeinsam mit den Belemniten gänzlich erloschen. Ihre bis dahin spiralig in einer Ebene eingewickelten Gehäuse winden sich spiralig im Raume (Turrilites), strecken sich geradlinig (Baculites), krümmen sich bogen-, haken- oder krummstab-

*) Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 735; — u. Palaeontographica. 1877.

**) C. Schlüter, Die Cephalopoden d. oberen deutschen Kreide. Kassel 1871—77; sowie Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457. — A. v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeut. Neokom. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1902.

ähnlich (Toxoceras, Scaphites, Hamites, Ptychoceras) oder ziehen sich wenigstens so auseinander, daß ihre einzelnen Umgänge sich nicht mehr berühren (Crioceras, Ancyloceras). Von den normal eingerollten Ammoniten gehören Hoplites, Desmoceras, Haploceras, Olcostephanus, Acanthoceras, Schloenbachia, Pachydiscus, der langlebige Lytoceras und Phylloceras zu den verbreitetsten Geschlechtern. Dieser ganze Formenreichtum, sowie die Fülle der Belemniten erlischt mit der Kreide, — die Familie der Belemniten mit den eigentümlichen Gattungen Belemnitella und Actinocamax.

Art der Inoceramen	Neokom	Gault	Cenoman	Turon	Emscher Mergel	Lobatus-Schichten	Quadraten-kreide	Mucronaten-kreide
In. Ewaldi Schlüt.	—	+						
In. concentricus Park	—	+						
In. sulcatus Park	—	+						
In. orbicularis Münst.	—	—	+					
In. virgatus Schlüt.	—	—	+					
In. labiatus Schloth.	—	—	—	+				
In. Brongniarti Sow.	—	—	—	+				
In. inaequivalvis Schlüt.	—	—	—	+				
In. latus Sow.	—	—	—	+				
In. cuneatus d'Orb.	—	—	—	+				
In. undulatus Mant.	—	—	—	+				
In. Cuvieri Sow.	—	—	—	+	+			
In. involutus Sow.	—	—	—	—	+			
In. digitatus Sow.	—	—	—	—	+			
In. radians Schlüt.	—	—	—	—	+			
In. subcardissoides Goldf.	—	—	—	—	+			
In. gibbosus Schlüt.	—	—	—	—	+			
In. Koeneni G. Müller	—	—	—	—	+			
In. cardissoides Goldf.	—	—	—	—	—	+		
In. lobatus Münst.	—	—	—	—	—	+		
In. Cripsi Mant.	—	—	—	—	—	+	+	+

Von Crustaceen treten in der Kreideperiode neben langschwänzigen Decapoden (z. B. Glyphaea, Meyeria, Calianassa, Podocrates, Hoploparia) und Cirripedien (z. B. Archaeolepas, Scalpellum und Pollicipes) die ersten echten Krabben (Dromiopsis) auf.



Fig. 485. Ptychodus latissimus Ag.

Fischreste sind in der Kreide ziemlich häufig. Sie gehören vorzugsweise den Knorpelfischen an, von welchen namentlich die breiten Mahlzähne von Ptychodus (Fig. 485) Interesse verdienen, weil sie nur aus der Kreide bekannt sind. Die scharfen, schneidigen und spitzen Haifischzähne, die sich an manchen Aufschlußpunkten der Kreide nicht selten finden, stammen von den Geschlechtern Lamna, Oxyrhina,

Otodus und Corax. Die bis dahin so gewöhnlichen Ganoiden haben rasch abgenommen und sind auf wenige Arten beschränkt, dahingegen erscheinen Vertreter der in der Jetztwelt dominierenden Cycloid- und Ctenoidschupper, also der echten Knochenfische, zuerst in größerer Häufigkeit und Mannigfaltigkeit. Berühmte europäische Fundstellen sind die Baumberge bei Münster und Sendenhorst. Reste von Reptilien sind in der Kreideformation seltener als im Jura, wo ihre Blütezeit war. Es zeigen sich noch einige Nachzügler von Plesiosaurus, Ichthyosaurus und Pterodactylus, in Nordamerika der riesenhafte Flugsaurier Pteranodon, dagegen sind Krokodilier und Schildkröten häufig. Zu ihnen gesellen sich Mosasaurus und Platecarpus (Fig. 486), gewaltige, langgestreckte fast schlangenähnliche Meeressaurier. Die Dinosaurier sind vertreten in Europa durch riesige Arten von Iguanodon, Hylaeosaurus und Megalosaurus, in Nordamerika durch solche von Hadrosaurus, Claosaurus und Triceratops (Fig. 487), dessen Schädel mit drei Hörnern besetzt und nach hinten zu einem kragenartigen Schilde verlängert war, in der oberen Kreide von Madagaskar durch Titanosaurus und Megalosaurus, in der ebenfalls oberkretazëischen Makondestufe in Deutsch-Ostafrika durch eine reiche Fauna mit Gigantosaurus*).

Von Vögeln sind bis jetzt in der europäischen Kreide nur seltene und geringfügige Reste (in England Enaliornis, in Schonen Scaniornis, in Böhmen Cretornis) gefunden. Um so wichtiger ist die reiche Ausbeute von Vogelresten, welche Marsh in der Kreide von Nordamerika, und zwar von Kansas, gemacht hat**). Die kretazeïschen Vögel von Kansas tragen sämtlich Zähne in den Kiefern und wurden deshalb Odontornithen genannt. Von diesen war Hesperornis (Fig. 488) ein Schwimmvogel mit nur stummelförmigen Vorderextremitäten und deshalb ohne Flugvermögen, also eine Ratite, jedoch die langen, schmalen Kiefer mit scharfen, gekrümmten Zähnen, welche in einer fortlaufenden Rinne stehen (Fig. 489*c*). Mit ihr ist Coniornis nahe



Fig. 486. Platecarpus, ein Mosasauride. Restauriert. Nach *Merriam*.

*) E. Fraas, Palaeontographica. B. 55. 1908. S. 105 u. 120.

**) O. C. Marsh, Odontornithes. A Monograph on the extinct toothed birds of North-America. 34 Taf. New-Haven 1880. — W. Dames, Archaeopteryx. Berlin 1884. S. 70.

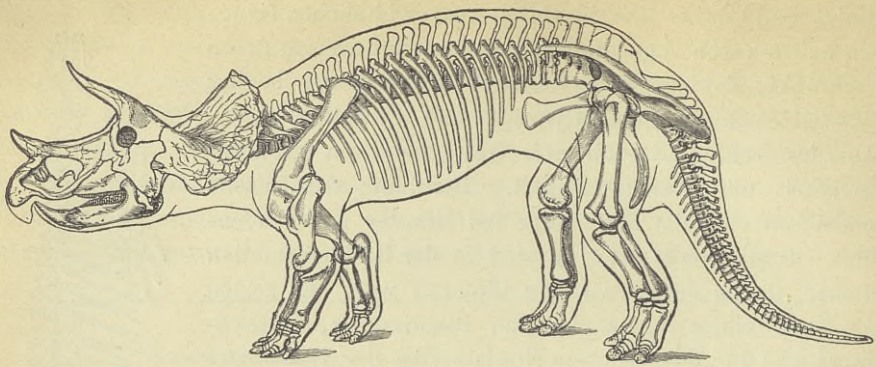


Fig. 487. Triceratops prorsus Marsh.



Fig. 488. Hesperornis regalis Marsh.

verwandt. Ichthyornis, eine mövenähnliche Carinata, besaß ausgezeichnetes Flugvermögen, Zähne in getrennten Höhlen und bikonkave Wirbel wie bei Fischen und gewissen Reptilien (Fig. 489 *a*, *b*).

Die Säugetiere sind auch noch in der Kreide ausschließlich durch kleine Beuteltiere vertreten, so namentlich in den oberkretazeïschen Schichten des Westens von Nordamerika.

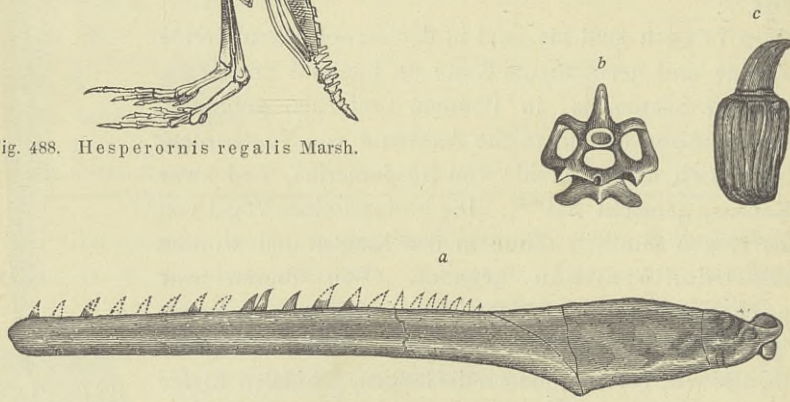


Fig. 489 *a* und *b*. Ichthyornis dispar Marsh.
a linker Unterkiefer, *b* einzelner Wirbel; — *c* Zahn von Hesperornis.

Südliche und nördliche Kreidefazies. Ganz abgesehen von der doppelten, bald rein marinen, bald limnischen oder terrestren Ausbildung der untersten Kreide als Neokom und Wealden und der dadurch bedingten

Verschiedenartigkeit der Faunen und Floren dieser Schichtenkomplexe, zeigt es sich, daß die Kreideformation, als Ganzes betrachtet, in zwiefacher Fazies, und zwar in ihren südlichen Territorien ganz anders wie in ihren nördlichen, zur Entwicklung gelangt ist, indem ihr paläontologischer Charakter, viel schärfer und entschiedener, wie dies nach Neumayr bereits bei der Juraformation der Fall gewesen sein sollte (siehe S. 598), infolge von klimatischen Verschiedenheiten einen diesen Klimazonen entsprechenden verschiedenartigen Habitus aufweist. Der Hauptunterschied beider Faunen beruht darin, daß in die Kreide des Südens die fast ausschließliche, aber um so mannigfaltigere und großartigere Entwicklung der merkwürdigen Familien der Rudisten, Capriniden, Caprotinen und Requienien fällt, welche der Norden weit kümmerlicher hervorgebracht hat, so das Senon Westfalens, des Harzrandes, des südlichen Schwedens, das sächsisch-böhmische Turon und Cenoman. Der Reichtum der südlichen Kreide an derartigen Zweischalern ist ein erstaunlicher und übertrifft fast den der Korallen im Jura, indem erstere ähnlich wie die letzteren ganz gewaltige Komplexe von felsbildenden Kalksteinbänken (nämlich Hippuriten-, Rudisten-, Requienien-, Caprotinenkalken) zusammensetzen. Zu ihnen gesellen sich riffbauende Korallen und Gastropoden (Nerinea, Actaeonella), ferner die aus dem Jura heraufsteigenden Ammonitengeschlechter Lytoceras, Phylloceras und Haploceras, sowie die sog. Kreide-Ceratiten (Buchiceras), welche der nördlichen Kreide meist fremd sind. Diese zeichnet sich im Gegensatze zu der südlichen außer durch die unbedeutende Entwicklung der Rudisten und ihrer Verwandten durch die Mannigfaltigkeit der Formen und die große Anzahl der Individuen von Ammoniten und deren Nebenformen, sowie von Belemniten (Actinocamax und Belemnitella) und von Inoceramen aus. Die Verbreitungszone der Kreide mit südlichem Habitus erstreckt sich von Portugal durch die Pyrenäen, das südliche Frankreich, beide Seiten der Alpen entlang, durch Nordafrika, Palästina, Syrien, Kleinasien und von da östlich bis Afghanistan und Indien, — die der nordischen Kreide von England durch Nordfrankreich und Norddeutschland nebst Dänemark und dem südlichen Schweden. Ebenso sind in Amerika die Hippuritenkalke auf Columbia, Mexiko, Westindien, Alabama und Texas beschränkt, während sie weiter nördlich, in Kalifornien, Nevada, Dakota, Kansas, Tennessee und New-Jersey fehlen.

Gliederung der Kreideformation. Wesentlich nach dem Vorgange d'Orbigny's gliederte man die Kreide in fünf Hauptabteilungen; eine Gliederung, die jedoch neuerdings mehrfache Modifikationen (namentlich durch Abtrennung des Danien vom Senon) erfahren hat:

II. obere Kreide
- **4. Danien,**
- **3. Senon,**
- **2. Turon,**
- **1. Cenoman,**

I. untere Kreide
- **2. Gault (Albien),**
- **1. Neokom** nebst **Wealden.**

I. Die untere Kreide*).

1. Wealden.

In den Bemerkungen über den Purbeck und über den paläontologischen Charakter der Kreide (S. 593 und 611) ist bereits betont worden, daß am Ende der Juraperiode größere Regionen des damaligen Meeresgrundes über den Spiegel der See gehoben wurden, ein Vorgang, welcher zunächst die Gebilde des Purbeck produzierte und in seinem weiteren Verlaufe die Ablagerung derjenigen Delta- und Morastbildungen bedingte, die wir Wealdenformation nennen.

Die **Wealdenformation** überlagert konkordant die obersten, selbst bereits limnischen Schichten des Jura, den Purbeck (S. 593), und wird von den Tonen und Sandsteinen des marinen Neokom bedeckt (Fig. 490). Sie

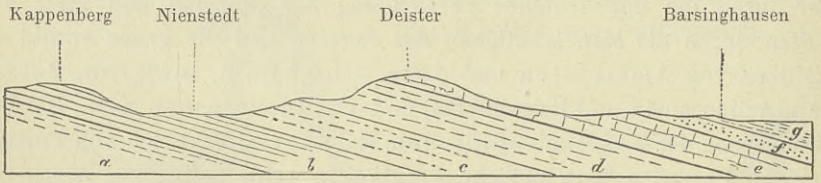


Fig. 490. Profil durch den Purbeck und Wealden des westlichen Deisters. Nach *Heinrich Credner.*

g Marines Unterneokom,
f Wealdenton, *e* Wealdensandstein mit Steinkohlenflözen } Wealden,
d Serpulit, *c* Münder Mergel } Purbeck,
b Eimbeckhäuser Plattenkalke, oberer Portland,
a Kimmeridge und unterer Portland.

ist also ein Äquivalent und zwar wesentlich eine Deltafazies des untersten Neokom, die infolge einer nach ihrer Ablagerung eingetretenen Senkung unter den Meeresspiegel wieder von den marinen Sedimenten des nächstjüngeren Neokom (des Valanginien) überlagert wurde. In allen denjenigen Arealen, wo keine Hebungen des Meeresgrundes stattfanden, ist die Wealdenformation natürlich nicht zur Ablagerung gelangt, vielmehr hat die Bildung mariner Sedimente ihren ununterbrochenen Fortgang genommen, — eine

*) W. Kilian, Unterkreide. 1. Abt. Lethaea geognostica. Herausgegeben von Fr. Frech, T. II. B. 3. 1907.

Erscheinung, für die wir bereits in der karbonischen und permischen Formation ein Analogon besitzen, wo z. B. im Westen Nordamerikas auf den unteren der obere Kohlenkalk und auf diesen direkt der Permkalk folgt, während an anderen Punkten, an denen eine Oszillation des Meeresbodens stattfand, die Land- und Sumpfbildung der produktiven Steinkohlenformation zwischen die marinen Komplexe des unteren Kohlenkalkes und des Zechsteines zwischengelagert ist. Die Aufeinanderfolge der aus ähnlichen geologischen Vorgängen resultierenden Schichtensysteme des obersten Jura und der untersten Kreide ist demnach von unten nach oben gelesen:

Rein marine Gebilde	Durch limnische und terrestre Gebilde unterbrochene marine Schichtenreihe
Höhere Stufen des Neokom	Marines Neokom
	↓ Senkung
Unterstes Neokom	Wealdenton, brackisch
	Wealdensandstein und -kohle, Sumpf- und Landbildung
Tithon (Portland)	Purbeck, litoral, brackisch und limnisch
	↑ Hebung
	Unterer Portland, marin

Die echte Wealdenformation ist nur in zwei Distrikten bekannt, in England (Kent, Sussex, Essex), von wo aus sie nach Frankreich und Belgien in die Umgebung von Boulogne und St. Bernissart übersetzt, und im nordwestlichen Deutschland, wo sie in dem Landstriche zwischen Helmstedt im Herzogtum Braunschweig und Bentheim, nahe der holländischen Grenze, an sehr vielen Punkten zutage ausgeht und namentlich an der Zusammensetzung des Teutoburger Waldes, des Deister, Osterwaldes, Süntel, der Bückeburger Berge einen wesentlichen Anteil nimmt, hier randlich zum Teil auf die angrenzende Juraformation übergreift, aber sich auch noch weiter nach O. erstreckt, wie die Wealdengeschiebe im Diluvium Pommerns und die cyrenenreichen Wealdentone in Bohrungen bei Thorn beweisen.

Die Wealdenformation besteht aus zwei Gliedern, einem unteren sandigen und einem oberen tonigen. Das erstere wird in Deutschland als Wealden- oder Deistersandstein, in England als Hastingssand, — das zweite als Wealdenton oder Wealdclay bezeichnet.

Der deutsche Wealdensandstein oder Deistersandstein, ein lichtgelber oder graulicher, feinkörniger Sandstein, bildet in zum Teil über 3 m starken Bänken einen bis 180 m mächtigen Schichtenkomplex, aus welchem in zahlreichen Steinbrüchen ein ausgezeichnetes Baumaterial gewonnen wird. Stellenweise, so am nordwestlichen Deister, beginnt diese Stufe mit dunkelen Schiefertonen. Solche schalten sich auch zwischen den Sandsteinkomplex ein und sind dann zum Teil reich an Pflanzenresten. Zugleich

schieben sich mehrere, z. B. am Deister 15 Flöze von mehr oder weniger reiner, bituminöser, schwarzer, stark glänzender Steinkohle ein, welche der Mehrzahl nach nur 0,07—0,20 m mächtig sind, während andere 1, ja über 2 m Mächtigkeit erreichen und deshalb Abbauwürdigkeit besitzen, so daß auf ihnen (wie am Osterwald, am Deister, bei Obernkirchen, bei Borgloh) ein ziemlich bedeutender Bergbau umgeht. Diese Kohle ist zweifelsohne von denselben Koniferen, Cycadeen und Farnen gebildet worden, deren Überreste so häufig in den sie begleitenden Schiefertonen vorkommen.

Nach Schenk besteht die Vegetation des deutschen Wealden ausschließlich aus Gefäßkryptogamen und Gymnospermen, während Dikotyledonen noch vollständig fehlen. Die Gefäßkryptogamen gehören den Equisetaceen, Farnen und Marsiliaceen an, von welchen die ersteren durch Equisetum, die Farne ebenfalls durch Gattungen, welche bereits für das Rät, den Lias, den braunen und weißen Jura charakteristisch waren, so durch Pecopteris, Baiera, Oleandridum, Laccopteris, Sagenopteris, Dictyophyllum repräsentiert sind. Eine ebenso scharf ausgeprägte Verwandtschaft mit rätischen und jurassischen Formen, wie bei den Farnen, macht sich bei den Cycadeen des Wealden in einer Anzahl Anomozamites-, Pterophyllum-, Podozamites-Arten geltend. Die Koniferen treten, was ihre Artenzahl betrifft, im Vergleiche mit Farnen und Cycadeen stark in den Hintergrund, wenn sie ihnen auch an Individuen-Reichtum nur wenig nachstehen, indem sie einen Hauptanteil an der Bildung der Wealdenkohle genommen haben. In dieser Beziehung ist namentlich Abietites Linki Röm. zu nennen. Der Gesamtcharakter der Wealdenflora ist nach dem oben Gesagten als ein noch ausgesprochen jurassischer zu bezeichnen. In Deutschland stellt sich erst in der oberen Kreideformation eine vollständige Änderung desselben ein, indem die Dikotyledonen erscheinen (s. S. 611), während gleichzeitig Farne und Gymnospermen gegen dieselben zurücktreten.

Von Tierresten sind Cyrena-, Paludina-, Cypridea-Arten, ferner Fragmente von Lepidotus (Lep. Mantelli Ag.) und Sphaerodus am häufigsten; zu ihnen gesellen sich einige Schildkröten, Krokodilier (Pholidosaurus), Plesiosaurier und Dinosaurier (Iguanodon, Megalosaurus, Stenopelix). Von letzteren stammen auch die bei Bad Rehburg und Obernkirchen vorkommenden Fährten*).

Der Deistersandstein wird von der zweiten Stufe der Wealdenformation, dem Wealdentone, in 20—80 m Mächtigkeit überlagert (Fig. 490). Es sind dunkelgraue, dünngeschichtete, magere Schiefertone mit schwachen, sehr regelmäßigen Lagen von sandigem Kalksteine. Letztere zeichnen sich durch ihren erstaunlichen Reichtum an Cyrenen, Cyclas, Corbula, Paludinen

*) E. Koken, Dinosaurier, Crocodilier und Sauropterygier des norddeutschen Wealden. Pal. Abh. Bd. III. H. 5. Berlin 1887, und Bd. VII. H. 2. 1896.

und Melanien, manche der Schiefertone und Mergel durch die Menge der Cypridea- und Unio-Individuen aus, welche sie bergen. Die charakteristischsten Vertreter dieser echten Brackwasserfauna sind: Cyrena ovalis Dunk., Unio Waldensis Mant. (Fig. 491), Melania strombiformis Schloth. (Fig. 492), Paludina fluviorum Mant., Cypridea Waldensis Sow. (Fig. 493).

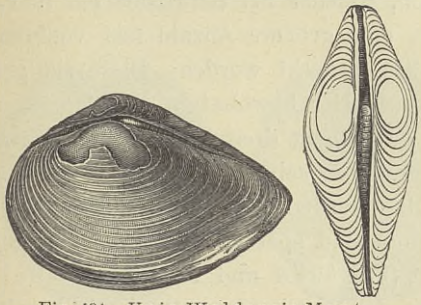


Fig. 491. Unio Waldensis Mant.



Fig. 492. Melania strombiformis Schloth.



Fig. 493. Cypridea Waldensis Sow. Vergrößert und in natürlicher Größe.

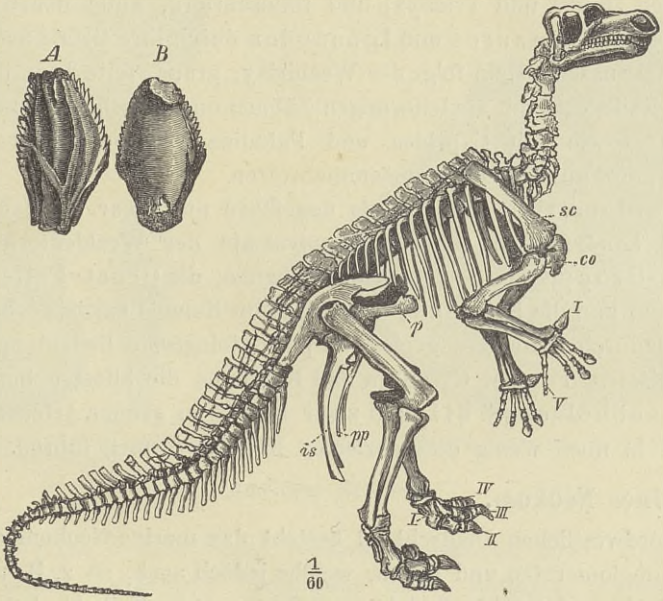


Fig. 494. Iguanodon Mantelli Ow. aus dem belgischen Wealdenton. Nach *Dollo*.
sc Scapula, *co* Coracoid, *p* Pubes, *pp* Postpubes, *is* Ischia.
A und *B* Zähne (*A* von außen, *B* von innen).

Aus dem Wealden.

In den oberen Grenzschichten des Wealdentones finden sich infolge der beginnenden Senkung unter den Meeresspiegel z. T. mit brackischen Konchylien des Wealden (Cyrena, Cypridea) gemischt (so bei Bückeburg), z. T. in selbständigen Einlagerungen (so bei Borgloh) Leitfossilien des Valanginien, also des unteren marinen Neokom*).

In Belgien ist in dem Wealdenton, welcher bei Bernissart ein tiefes, grabenförmiges Tal im Karbon ausfüllt, eine größere Anzahl fast vollkommener Skelette von Iguanodon (Fig. 494) entdeckt worden. Diese riesigen (3—4 m hohen) pflanzenfressenden Dinosaurier bewohnten die damaligen Waldungen, gingen wie die Vögel auf gewaltigen dreizehigen Hinterbeinen, während die fünffingerigen Vorderextremitäten sehr kurz waren und zum Ergreifen von Ästen und Wedeln benutzt wurden. Der kolossale Schwanz diente als Stütze beim Gehen. Die Zähne sind spatelförmig, zweischneidig und an beiden Rändern scharf gekerbt (Fig. 494 *A* und *B*).

In England wird die untere Stufe der Wealdenformation, wie bereits hervorgehoben, vom Hastingssand gebildet. Es sind dies eisenschüssige Quarzsande und Sandsteine, welche mit Tonen und Mergeln wechsellagern, in denen jedoch eigentliche Steinkohlen wie in Deutschland nicht vorkommen. Dahingegen umschließen sie verkohlte Pflanzenreste, ferner zahlreiche Süßwasser- und Brackwassermollusken aus den Geschlechtern Cyrena, Cyclas, Unio, Paludina, Melania, namentlich aber die Reste von Fischen (Lepidotus), Schildkröten (Emys und Trionyx) und Dinosauriern, unter denen sich diejenigen von Megalosaurus und Iguanodon durch ihre Größe auszeichnen. Auf den Hastingssandstein folgt der Wealdclay, graue, fette Tone und untergeordnete Kalksteine mit spatelförmigen Zähnen und Knochenfragmenten von Iguanodon, sowie mit Cypridea und Paludina, welche letztere manche Schichten ganz ausschließlich zusammensetzen.

In Nordamerika hat man als ungefähre und zwar ebenfalls Kohlenflöze und Landpflanzen führende Äquivalente der Wealdenformation die Potomac-Gruppe von Maryland und Virginia, die Great-Falls-Gruppe von Montana und die Kootenay-Gruppe von Kanada angesprochen. Diese erhalten dadurch besondere geologisch-paläontologische Bedeutung, daß sie neben Equiseten, Farnen, Cycadeen und Koniferen die ältesten bis jetzt bekannten Laubhölzer (S. 611) und zwar bereits in großer Artenzahl, wenn auch z. T. in noch wenig differenzierten Kollektivformen führen.

2. Marines Neokom.

Im nordwestlichen Deutschland besteht das marine Neokom aus Kalksteinen, Konglomeraten und Tonen, welche jedoch auch, so z. B. am Teutoburger Walde und in den Gildehäuser Bergen, zum Teil durch Sandsteine

*) C. Gagel, Jahrb. d. k. Pr. geol. La. 1893. S. 158. — G. Müller, Ebend. 1895. S. 60. — E. Harbort, N. Jahrb. 1903. I. S. 59.

vertreten sein können (diese oft reich an Nadeln von Kieselspongien), in England und im nördlichen Frankreich aus glaukonitischen Mergeln und Sandsteinen (lower greensand), sowie aus graublauen Tonen. In diese Stufe gehören auch die z. T. 30 m mächtigen Eisensteinablagerungen von Salzgitter. Die verschiedenen Stufen des Neokom werden durch folgende organische Reste kenntlich gemacht: Toxaster complanatus Ag. (= retusus Lam.)

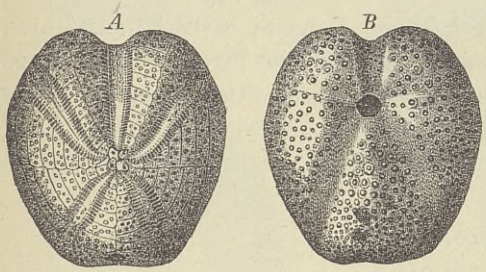


Fig. 495. Toxaster complanatus Ag. *A* von oben, *B* von unten.



Fig. 499. Crioceras Duvali Lév.

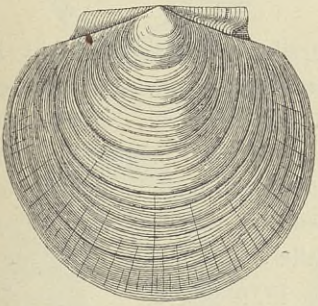


Fig. 497. Pecten cinctus Sow.

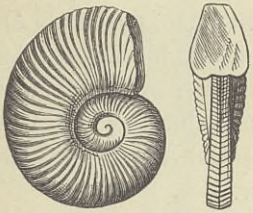


Fig. 498. Ammonites (Hoplites) noricus Schloth.

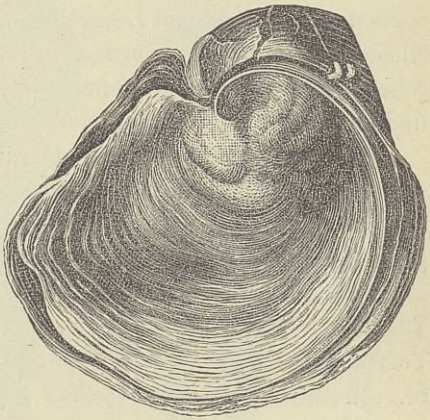


Fig. 496. Exogyra sinuata Sow.

Aus dem Neokom.

(Fig. 495), Pyrina pygaea Desh., Terebratula oblonga Sow., Rhynchonella depressa Sow., Terebratula tamarindus Sow., Exogyra Couloni d'Orb., (= Exog. sinuata Sow.) (Fig. 496), Pecten cinctus Sow. (Fig. 497), Avicula macroptera Sow., Aucella Keyserlingi Lah., Thracia Phillipsi Röm., Belemnites subquadratus Röm., Bel. jaculum Phil., Bel. dilatatus Blainv., Am-

monites (Oxynoticeras) Gevrili d'Orb., Amm. (Hoplites) noricus Schloth. (Fig. 498), Amm. (Hoplites) radiatus Brug., Amm. (Olcostephanus) asterianus d'Orb., Amm. (Olcosteph.) Keyserlingi Neum., Crioceras Duvali Lév. (Fig. 499), Cr. Emerici d'Orb., Cr. curvicosta v. Kön., Cr. fissicostatum Neum., Macroscaphites Ivani Puz.

Auch das früher zum unteren Gault gerechnete **Aptien** (vergl. S. 626 u. 628) wird jetzt dem Neokom als dessen oberste Stufe zugezählt und besteht in Norddeutschland zumeist aus Tonen und Mergeln, welche u. a. führen: Belemnites Ewaldi v. Stromb., Ammonites (Hoplites) furcatus Sow., Amm. (Acanthoceras) Martini d'Orb., Amm. (Oppelia) nisus d'Orb., Amm. (Hoplites) Deshayesi Leym., Amm. (Hoplites) Weissi Neum., Ancyloceras Urbani Neum.

Das Neokom wird neuerdings in 4 Stufen gegliedert (vergl. S 626).

4. Aptien,
3. Barrémien = Oberneokom,
2. Hauterivien = Mittelneokom,
1. Valanginien = Unterneokom.

3. Gault (Albien).

Die bis über 100 m mächtige Schichtenreihe des Gault besteht in Deutschland, England und Frankreich aus plastischen dunkelen, zum Teil glaukonitischen Tonen, mageren Schiefertonen und Mergeln, welche nur lokal von reinen oder mergeligen Kalksteinen, sowie von hellbraunen oder weißen Sandsteinen (bei Langelsheim, Goslar, Lutter am Babenberge, in der Hilsmulde) verdrängt werden. Als letztes Glied des deutschen Gault erscheint fast überall der Flammenmergel, ein heller, von dunkeln Flammen und Streifen durchzogener Mergel mit Aucellina gryphaeoides.

Zu den bezeichnendsten Fossilien des Gault in seiner jetzigen Beschränkung auf das Albien gehören: Belemnites minimus List. (Fig. 507), Bel. Strombecki Müll., Ammonites (Parahoplites) Milletianus d'Orb., Amm. (Schloenbachia) inflatus Sow., Amm. (Hoplites) tardefurcatus Leym., Amm. (Acanthoceras) mamillaris v. Schloth., Amm. (Hoplites) auritus Sow. (Fig. 501), Toxoceras bituberculatum (Fig. 502), Hamites attenuatus Sow. (Fig. 504), Turrilites catenatus d'Orb. (Fig. 505), Inoceramus sulcatus Park. (Fig. 500), In. concentricus Park., Aucellina gryphaeoides Sow.

Spezielle Gliederung der norddeutschen unteren Kreide, nach den älteren Arbeiten v. Strombeck's und G. Müller's und besonders den neueren von A. v. Koenen und E. Stolley*).

*) A. v. Strombeck, Z. d. D. geol. Ges. 1861, S. 20; 1890, S. 557. — G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895, S. 95. — A. v. Koenen, Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen 1901. Heft 2. S. 1. — Ders., Abh. d. k. Pr. Geol. La. 1902. — Ders., Centralbl. f. Min. etc. 1908. S. 292 u. 293. — E. Stolley, Ebend. 1908. S. 107, 140, 162, 211, 242 u. 753.

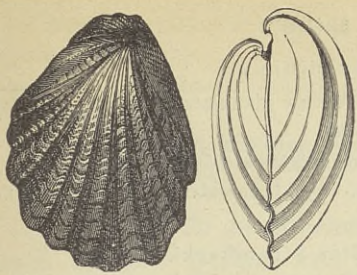


Fig. 500. Inoceramus sulcatus Park.



Fig. 501. Ammonites (Hoplites) auritus Sow.

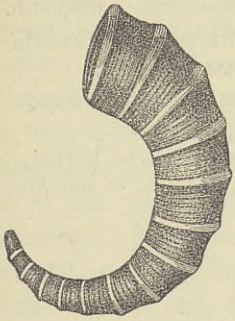
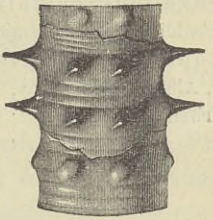


Fig. 502. Toxoceras bituberculatum d'Orb.



Fig. 503. Ancyloceras Matheronianum d'Orb.



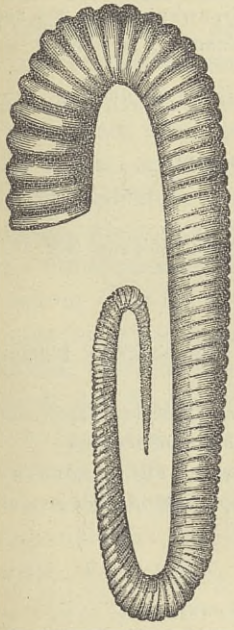


Fig. 504. Hamites attenuatus Sow.

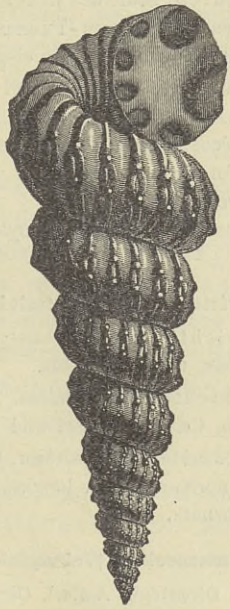


Fig. 505. Turrilites catenatus d'Orb.

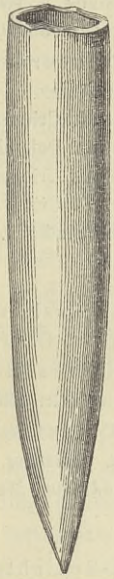


Fig. 506. Belemnites Brunsvicensis Stromb.

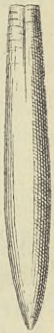


Fig. 507. Belemnites minimus List.

Aus dem Gault und Neokom.

II. Gault (Albien und Aptien).

3. **Obergault** (Oberalbien), Stufe des Belemnites minimus.

b) Flammenmergel mit Schloenbachia inflata, Puzosia planulata, Hamites armatus und Aucellina gryphaeoides. Bel. minimus selten.

a) Minimus-Ton mit Hoplites interruptus und Bel. minimus (häufig).

Für a und b sind gemeinsam Hopl. auritus, Hopl. tuberculatus, Hamites rotundus, Inoc. concentricus, Inoc. sulcatus.

2. **Mittelgault** (Unteralbien), Stufe des Belemnites Strombecki.

Tone mit Hoplites regularis, — mit Hopl. tardefurcatus, — mit Parahoplites Milletianus, — mit Parah. Nolani und Douvilléiceras Cornuelianum, außerdem mit zahlreichen anderen ausgezeichnet erhaltenen Fossilien, namentlich Gastropoden.

1. **Untergault** (Aptien), Stufe des Belemnites Ewaldi und der Duvalia Grasi.

Von v. Koenen, Kilian u. a. zum **Neokom** gerechnet.

b) Duvalien-Schichten mit Duvalia Grasi, Sonneratia Schmidti, Oppelia Trautscholdi, Aucellina major.

a) Hopliten-Schichten mit Hoplites Deshayesi, Douvilléiceras Martini, — mit D. Albrechti-Austriae, Crioceras Bowerbanki, Oppelia nisoides, — mit Ancyloceras Urbani.

I. Neokom.

3. Oberneokom (Barrémien).

c) Obere Crioceras-Schichten, Tone mit Crioceras, Aegoceras, Ancyloceras scalare, — Crioceras rude.

b) Mittlere Crioceras-Schichten, Stufe des Belemnites brunsvicensis (Fig. 506) mit mindestens 5 verschiedenen Crioceren-Faunen übereinander, zu unterst mit Cr. pingue, Cr. robustum, Cr. Denckmanni, Cr. elegans.

a) Untere Crioceras-Schichten, Stufe des Belemnites absolutiformis und Bel. pugio.

Tone mit Crioceras fissicostatum und Ancyloceras crassum,
Tone mit Bel. absolutiformis und pugio,
Tone mit Crioceras rarocinctum,
Tone mit Crioc. Strombecki u. Emerici, Ancyloceras Matheronianum (Fig. 503), Bel. Jasikowi.

2. Mittelneokom (Hauterivien).

c) Obere Simbirskiten-Schichten mit Olcostephanus (Simbirskites) Phillipsi, O. speetonensis, O. progrediens, O. altecostatus.

b) Untere Simbirskiten-Schichten mit Belem. jaculum, Crioceras capricornu, Cr. torulosum, Cr. hildesiense, Cr. Wermbteri und zahlreichen Simbirskiten.

a) Acanthodiscus- und Neocomites-Schichten, Stufe des Bel. subquadratus, mit Acanth. radiatus, Hopl. noricus, Hopl. longinodus, Hopl. hystrix, Bel. jaculum und subquadratus, Meyeria ornata.

1. Unterneokom (Valanginien).

e) Astierien-Schichten mit Olcosteph. Astieri, Olc. psilostomus.

d) Craspediten-Schichten mit Hopl. Arnoldi, Saynoceras verrucosum.

c) Dichotomiten-Schichten oben mit Dichot. bidichotomus, unten mit Dichot. biscissus.

b) Polyptychiten-Schichten oben mit Polypt. ascendens, unten mit Polypt. diplotomus.

a) Oxynoticeren-Schichten mit Oxyn. Gevrili, O. heteropleurum, O. Marcoui und Meyeria rapax.

Zu unterst **Wealden**, nach oben allmählich in die marinen Oxynoticeren-Tone übergehend.

Außer den für die einzelnen Horizonte leitenden Ammoniten und Belemniten enthalten Neokom und Gault Nordwestdeutschlands noch zahlreiche andere Fossilien, von denen A. Wollemann nicht weniger als 94 Gastropoden und 200 Zweischaler beschrieben hat*). Viele derselben gehen durch das ganze Neokom hindurch, wie Exogyra Couloni, Pecten cinctus, Pecten Germanicus, Avicula Cornueliana, Inoceramus neocomiensis, Thracia Phillipsi und Corbula angulata; eine Anzahl findet sich nur im Mittelneokom, wie Ostrea macroptera, Aucella Keyserlingi und Perna Mulleti.

Besonders reich an Spongien, meist Pharetronen, Seeigeln und Brachiopoden ist das untere Mittelneokom in der Fazies des sogenannten Hilskonglomerates. Auch Reste von Meeressauriern (Ichthyosaurus, Plesiosaurus) fehlen weder im Neokom, noch im Gault Norddeutschlands und sind von H. v. Meyer, E. Koken und F. Broili beschrieben worden.

Die südliche Fazies der unteren Kreide. Der südlichen Klimazone der kretazeïschen Periode gehören die unteren Kreidebildungen der Pyrenäen, Alpen, der Karpathen, der Balkanländer, Südfrankreichs, Nordspaniens, Italiens und Nordafrikas an. Im alpinen Teil Südfrankreichs und in den westlichen Kalkalpen trägt die früher als unterste Stufe des Neokom gerechnete Berrias-Stufe (Zonen der Terebratula diphyoides, des Amm. occitanus und Malbosi) noch vollständig den Charakter einer Übergangsbildung zum oberen Jura, in welche noch eine Zahl von jurassischen Ammoniten unverändert emporsteigt. Auf sie folgt als Äquivalent des norddeutschen Unterneokom das Valanginien, und dann das Mittelneokom oder Hauterivien (der Spatangenkalk) mit Toxaster complanatus (= retusus), Amm. asterianus, Crioceras Duvali und Belemnites pistilliformis, während das Oberneokom durch das Barrémien (in den Karpathen durch die Wernsdorfer Schichten) mit Crioceras Emerici und Macroscaphites Yvani repräsentiert wird. An Stelle oder innerhalb der letzteren Stufe, namentlich aber des obersten Neokom (Aptien) sind im Schweizer Jura, in den Alpen, sowie durch ganz Südeuropa und Nordafrika Caprotinen- oder Schrattenkalke zur Entwicklung gelangt, mächtige, weiße Felsenkalke, z. T. reich an Requienia (Caprotina) ammonia

*) A. Wollemann, Abh. d. k. Pr. geol. La. Neue Folge. Heft 31. Berlin 1900. — Ders., Jahrb. d. k. Pr. geol. La. Bd. 24, 1903, — Bd. 27. Heft 2, 1906. — Bd. 29. T. II. Heft 1. 1908.

Goldf. (Fig. 508) und an Sphaerulites, z. B. Blumenbachi und erraticus. Gleichzeitig und zwar namentlich in den hangenden Horizonten der Requienienkalke stellen sich an Orbitulinen reiche Kalke und Mergel (Orbitulinenzonen) ein. Diese gesamte südliche Fazies des Barrémien und Aptien wird als Urgonien bezeichnet. Den allgemeinen Abschluß der unteren mediterranen Kreide bildet das ähnlich wie im Norden entwickelte Albien mit Ammonites Milletianus, Amm. interruptus und inflatus.

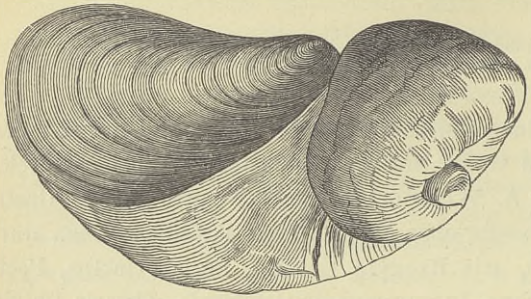


Fig. 508. Requienia ammonia Goldf.

Als Beispiel einer derartigen Entwicklung der südlichen Unterkreide kann diejenige der Gegend von Grenoble*) gelten:

5. **Albien.**
   Tone mit Phosphoritknollen, mit Amm. (Acanthoceras) mammillaris, Amm. tardefurcatus, Inoceramus concentricus.

4. **Aptien.**
   Obere Orbitulinen-Mergel mit Amm. (Acanthoceras) Martini, Amm. (Hoplites) Deshayesi.
   Oberer Requienia-Kalk mit Requienia und Toucasia (= oberes Urgonien).

3. **Barrémien.**
   Unterer Orbitulinen-Kalk,
   Unterer Requienia-Kalk mit Req. ammonia (= unteres Urgonien).
   Kalke und Mergel mit Toxoceras complanatum (= retusum).
   Crioceras Sablieri, Cr. Emerici, Macroscaphites Yvani.

2. **Hauterivien.**
   Kalke mit Crioceras Duvali.
   Grünsande mit Amm. (Holcodiscus) intermedius, Amm. (Holcostephanus) Astieri, Amm. (Hoplites) radiatus, Belemnites dilatatus, viel Brachiopoden.

1. **Valanginien.**
   Kalke und Mergel mit Amm. (Hoplites) neocomiensis, Thurmanni und Desori, Belemnites latus.
   Kalke mit Amm. (Hoplites) Boissieri, Malbosi und occitanicus (Berriasien).
Darunter das obere Tithon (oberer Portland) mit Amm. (Hoplites) Callisto.

II. Die obere Kreide.

1. Cenoman.

Diese Stufe der Kreideformation besteht in England, Nordfrankreich und Westfalen aus glaukonitischen Sandsteinen, Tonen und Mergeln

*) W. Kilian et P. Lory, Notices géol. sur divers points des Alpes Françaises. Grenoble 1900.

(dem upper greensand, der chloritischen Kreide von Rouen, der Tourtia, dem Grünsand von Essen), in Hannover aus tonigen Kalken und Kalkmergeln, in Sachsen und Böhmen aus zum Teil glaukonitischem Quadersandstein, darüber oder statt dessen aus dem unteren Plänerkalk (Carinatenquader und Carinatenpläner, Korycaner Schichten). Für die unteren Schichten



Fig. 509. Discoidea cylindrica Ag.



Fig. 510. Alectryonia (Ostrea) carinata Lam.

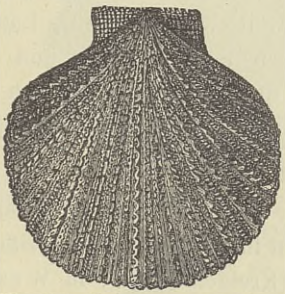


Fig. 511. Pecten asper Lam.

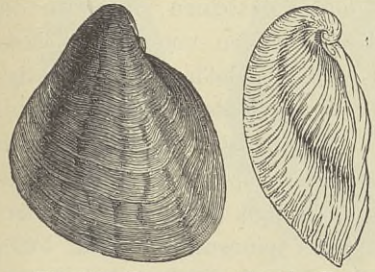


Fig. 512. Exogyra columba Desh.

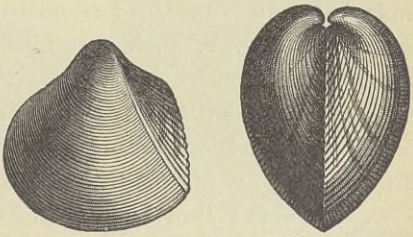


Fig. 513. Protocardium Hillanum Beyr.

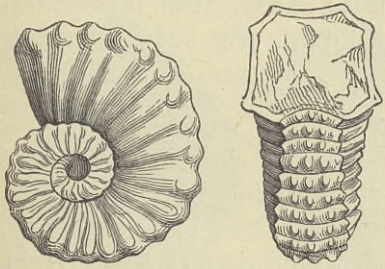


Fig. 514. Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn.



Fig. 515. Scaphites aequalis Sow.

Aus dem Cenoman.

dieser Stufe sind charakteristisch: Catopygus carinatus Ag., Alectryonia (Ostrea) carinata Lam. (Fig. 510), A. (Ostrea) diluviana Goldf., Pecten asper Lam. (Fig. 511), Protocardium Hillanum Beyr. (Fig. 513), Exogyra columba Desh. (Fig. 512), Inoceramus orbicularis Münst., Belemnites ultimus, Ammonites (Acanthoceras) Mantelli Sow. (der jedoch durch das ganze Cenoman hinaufsteigt). Die nächst höheren Schichten zeichnen sich durch die Führung von Ammonites (Schloenbachia) varians Sow. und Scaphites aequalis Sow. (Fig. 515) aus. Das oberste Cenoman enthält Discoidea cylindrica Ag. (Fig. 509), Holaster subglobosus Lesk., Inoceramus virgatus Schlüt., Ammonites (Acanthoceras) Rhotomagensis Brongn. (Fig. 514), Turrilites costatus Lam.

Höchst wichtig ist das Vorkommen von Abdrücken und verkohlten Resten von Laubhölzern, namentlich von Credneria (Fig. 484), Ficus, Populus, Salix, Acer, Alnus, Laurus u. a. in den dem cenomanen Quader angehörigen Schiefertonen und Sandsteinen z. B. von Niederschöna bei Freiberg und Perutz in Böhmen. Es sind die ältesten Angiospermen, von denen wir Kunde in Zentraleuropa haben.

2. Turon.

Diese Unterabteilung der Kreideformation wird im nördlichen Frankreich und in England von weißen oder hellgrauen, feinerdigen und weichen Mergeln (Kreidemergeln), in Westfalen z. T. von eben solchen, z. T. von Mergelkalk, dem oberen Pläner, in Hannover und Braunschweig von fleischroten und weißen, kalkigen Mergeln und Kalksteinen, in Sachsen und Böhmen von Quadersandstein mit Einlagerungen von Plänerkalken und Mergeln, z. T. auch ausschließlich aus solchen gebildet. Die wichtigsten Erkennungsmerkmale dieser Abteilung liefern folgende organische Reste: Echinoconus (Galerites) albogalerus Lam. (Fig. 516), Micraster cortestudinarium Goldf. (Fig. 517), Micraster breviporus d'Orb., Holaster planus Mant., Inoceramus Brongniarti Sow. (Fig. 518), Inoceramus labiatus Brongn. (Fig. 519), I. Cuvieri Sow., Trigonia scabra Lam. (Fig. 521), Spondylus spinosus Defr. (Fig. 520), Terebratula semiglobosa Sow., Rhynchonella Cuvieri d'Orb., Ammonites (Acanthoceras) Woolgari Mant. und nodosoides Schloth., Amm. (Pachydiscus) peramplus Mant. (Fig. 522), Scaphites Geinitzi d'Orb. (Fig. 523), Heteroceras Reussianum d'Orb. und zu unterst Belemnites (Actinocamax) plenus Blainv.

3. Senon.

Zu unterst die Emscher-Mergel (= Emscher) eine bis gegen 500 m mächtige Folge von z. T. glaukonitischen Mergeln, gekennzeichnet namentlich durch die Führung von Inoceramus involutus d'Orb., In. digitatus Sow., Actinocamax westfalicus Schl., Ammonites (Gauthiericeras) Margae Schl., Amm. tricarinatus d'Orb. und Amm. texanus Schl., sowie Amm. (Tissotia) Ewaldi v. Buch, verbreitet in Westfalen, Norddeutschland, Schlesien, Frank-

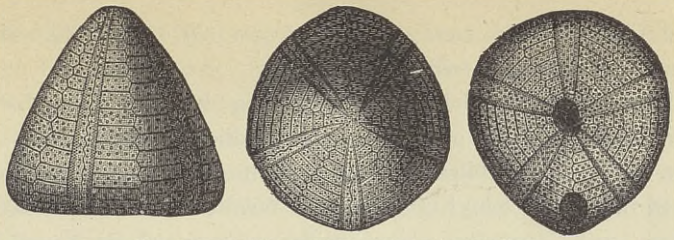


Fig. 516. Echinoconus albogalerus Lam.

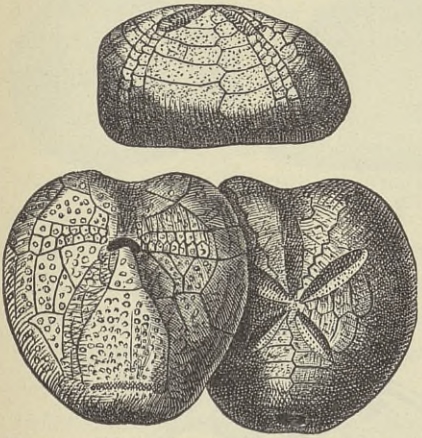


Fig. 517. Micraster cortestudinarium Goldf.

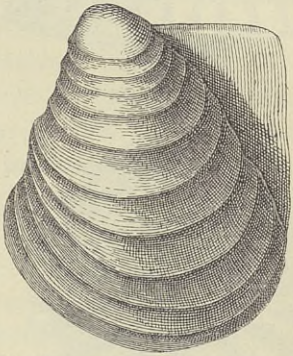


Fig. 518. Inoceramus Brongniarti Sow.



Fig. 519. Inoceramus labiatus Brongn.

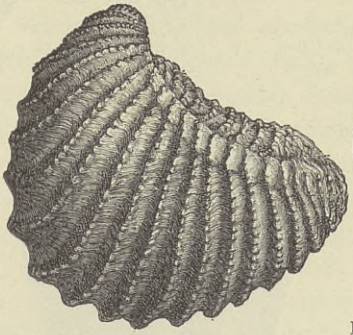


Fig. 521. Trigonia scabra Lam.

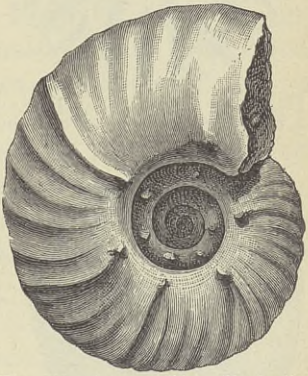


Fig. 522. Ammonites (Pachydiscus) peramplus Mant.

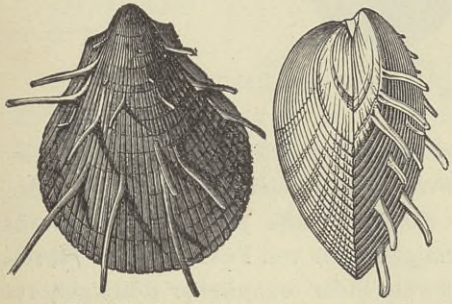


Fig. 520. Spondylus spinosus Defr.

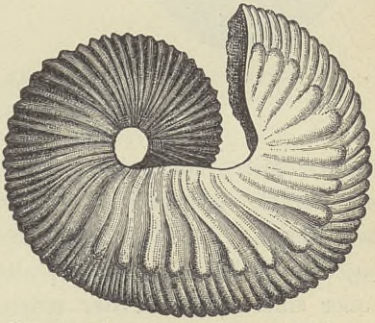


Fig. 523. Scaphites Geinitzi d'Orb.

Aus dem Turon.

reich und England und von vielen Geologen als selbständige Hauptstufe der oberen Kreide angesprochen.

Zu den Gesteinen, welche die auf den Emscher folgende Schichtenreihe zusammensetzen, gehören in England, im nördlichen Frankreich, auf Rügen und Moen weiße Schreibkreide, bei Aachen und Mastricht lose Sande, Mergel und bryozoenreiche Kreidetuffe, in Westfalen zu unterst Kalkmergel,

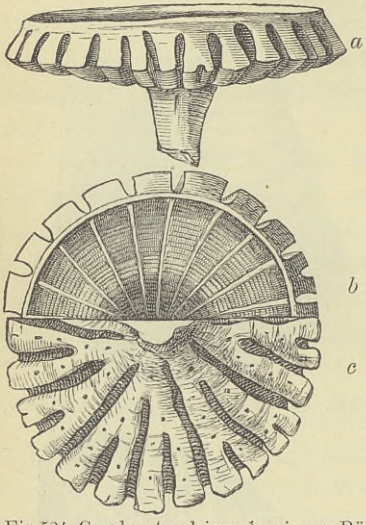


Fig. 524. Coeloptychium incisum Röm. *a* von der Seite, *b* von oben, *c* von unten.

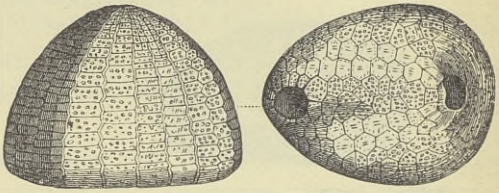


Fig. 526. Ananchytes ovata Lam.

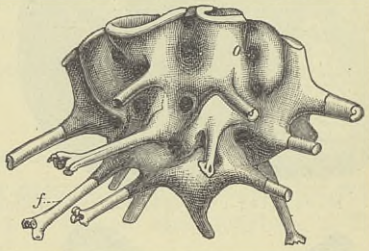
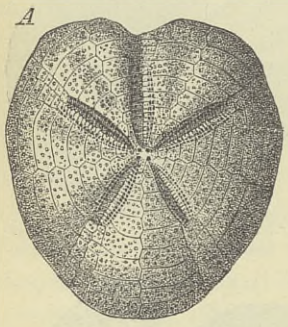


Fig. 525. Becksia Soekelandi Schlüt.



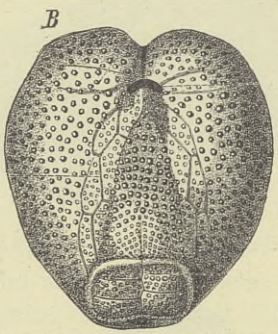


Fig. 527. Micraster coranguinum Kl. *A* von oben, *B* von unten.



Fig. 528. Crania Ignabergensis Retz. *A* beide Klappen, *B* obere Klappe von oben.

Aus dem Senon.

darüber Mergelsandsteine, in Hannover und Braunschweig tonige Kalksteine und Mergel, am nördlichen Harzrande vorwaltend Sandsteine (Senon-Quader) und Mergel. Die Schreibkreide und die Kreidetuffe pflegen schnurenartig angeordnete Knollen, sowie plattenförmige Lagen von Feuerstein zu führen. Außer einer Anzahl weiter unten zu erwähnender organischer Reste gehören Actinocamax granulatus und quadratus Blv. (Fig. 534) und Belemnitella

mucronata Schloth. (Fig. 533) zu den wichtigsten Leitfossilien des Senon und zwar ist Actinocamax granulatus für die zunächst auf den Emscher folgenden, quadratus für die mittleren, Belemnitella mucronata für die oberen Niveaus des Senon bezeichnend. Zu ihnen gesellen sich außerordentlich zahlreiche Foraminiferen (Flabellina, Textularia, Nodosaria, Rotalia, Dentalina und viele andere), deren Schalen nicht nur einen großen Teil des Materiales der weißen Schreibkreide geliefert haben, sondern auch in den senonen Mergeln sehr häufig sind, — ferner jene schirmähnlichen Schwämme: Coeloptychium agaricoides Goldf., Coel. lobatum Goldf., Coel. incisum Röm. (Fig. 524), sowie Becksia Soekelandi Schlüt. (Fig. 525) und Coscinopora infundibuliformis Goldf., zahlreiche Seeigel, z. B. Ananchytes ovata Lam. (Fig. 526), Micraster coranguinum Kl. (Fig. 527), und Micraster glyphus Schlüt.; Marsupites ornatus Mant., Bourgueticrinus ellipticus Mill., ferner Crania Ignabergensis Retz. (Fig. 528), Magas pumilus Sow., Rhynchonella octoplicata Sow., Terebratula carnea Sow., Trigonosema pulchellum Nilss., Gryphaea (Ostrea) vesicularis Lam. (Fig. 531), Exogyra laciniata Goldf., Vola quadricostata Bronn (Fig. 530), Inoceramus Zitteli Petr., In. regularis d'Orb. (Fig. 529), In. lobatus Münst., In. cardissoides Goldf., In. involutus Sow., Pinna diluviana Schloth., Nautilus danicus Schloth. (Fig. 532), Heteroceras polyplocum Röm., Baculites anceps Lam. (Fig. 535), Scaphites gibbus Schlüt., Amm. Stobaei Nilss., Amm. bidorsatus Röm., Amm. syrtalis Mort. Im Senon Schonens und des nördlichen Harzrandes stellen sich zahlreiche kleine Rudisten (Radiolites) ein*).

Eine eigenartige Fazies des obersten Senon ist der Kreidetuff (die Tuffkreide) von Mastricht; 30 m mächtig, überlagert er die echte weiße, an Feuersteinen reiche Schreibkreide und besteht aus lockeren, zerreiblichen Kalkmergeln, welche von Bryozoen (namentlich von Eschara) und von Foraminiferen angefüllt sind. Neben Gastropoden, wie Voluta, Fasciolaria u. a., wie sie im Tertiär bekannt sind, kommen Terebratula carnea, Gryphaea vesicularis, Vola quadricostata, Baculites anceps, Bac. Faujasi, Bel. mucronata, Mosasaurus und andere echt kretazeïsche Formen, so auch kleine Rudisten vor.

4. Danien.

Als die obersten Horizonte der Kreide, welche z. T. bereits eine bedeutende Annäherung ihres paläontologischen Charakters an den des Tertiärs verraten und keine Belemniten, echten Ammoniten und Inoceramen mehr führen, sind die Saltholms- und Faxe-Kalke, sowie die Pisolithenkalke des Pariser Beckens zu betrachten. Man hat dieselben als Danien zusammengefaßt.

*) G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1889. S. 137.

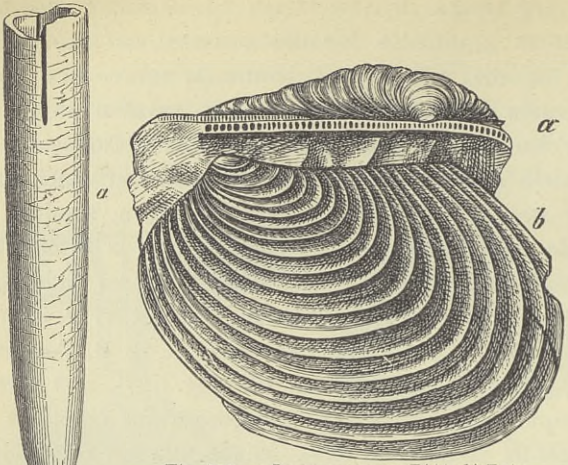


Fig. 529. *a* Inoceramus Zitteli Petr. *a* Schloßrand mit zahlreichen Ligamentgruben, — *b*. I. regularis d'Orb. Außenseite der linken Klappe.

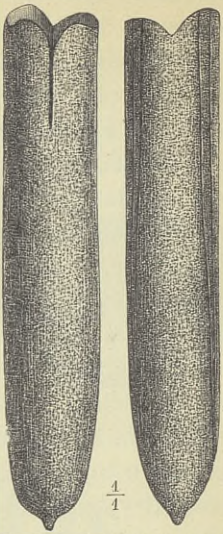


Fig. 534. Actinocamax quadratus Blv. sp.



Fig. 533. Belemnitella mucronata Schloth. *a* vollständige Scheide; *b* Querschnitt durch den oberen Teil der Scheide, die Alveolarhöhle, die Alveolarspalte und die Alveolarrinne zeigend.

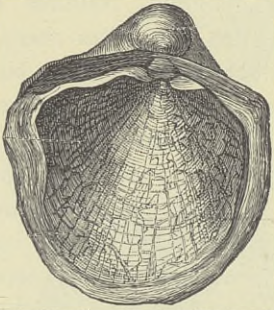


Fig. 531. Gryphaea (Ostrea) vesicularis Lam.

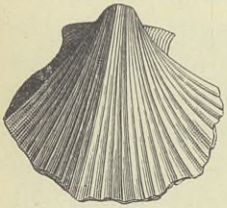


Fig. 530. Vola quadricostata Bronn.

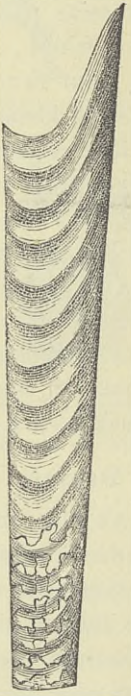


Fig. 535. Baculites anceps Lam.

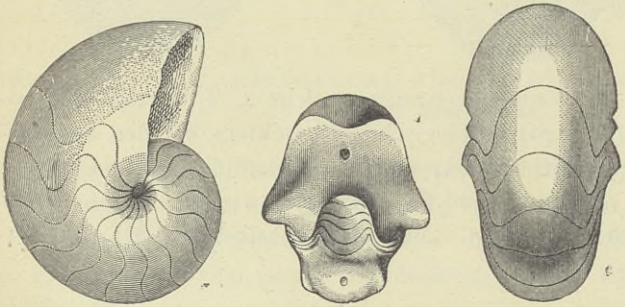


Fig. 532. Nautilus danicus Schloth. Danien.

Aus dem Senon.

Die Faxe- und Saltholms-Kalke treten in Dänemark besonders auf der Insel Seeland und auf dem Festlande Schwedens bei Malmö als jüngste Bildung der senonen, also überhaupt der gesamten Kreide auf. Erstere bestehen aus fast nichts als aus Bryozoen- und Korallenschutt und umschließen zwischen diesem zahlreiche Molluskenreste, so Nautilus danicus, Baculites Faujasi, aber auch Steinkerne von Cypraea, Oliva, Mitra, Patella, Emarginula, also von Gastropoden, welche sonst kaum aus der Kreide bekannt sind. Dazu kommen noch z. T. ganz vollständige Panzer einiger Krabben (Dromiopsis), die in der Bryozoen- und Korallenfelsmasse verteilt sind.

Der Pisolithenkalk der Umgegend von Paris ist ein gelblicher, eisenhaltiger, grob oolithischer, oder aus abgerollten Muschelfragmenten bestehender Kalkstein mit dem kretazeïschen Pecten quadricostatus, Nautilus danicus, neben ihnen aber mit zahlreichen Exemplaren von Cerithium, Lima, Crassatella, Cardium und Corbis von augenscheinlich tertiärem Habitus.

Spezielle Gliederung der oberen Kreide Norddeutschlands und Westfalens, sowie Nordfrankreichs.

Die obere Kreide **Westfalens** nach Cl. Schlüter*), Th. Wegner**) u. a.

IV. Obersenon (Coeloptychien-Kreide).

15. Zone des Heteroceras polyplocum, Ammonites Wittekindi, Scaphites pulcherrimus und der Belemnitella mucronata Schloth. (= Obere Mucronatenkreide).

14. Zone des Ammonites Coesfeldensis und des Micraster glyphus (= Untere Mucronatenschichten). Kalkige Mergel, Kalke und Mergelsandsteine mit Coeloptychien, Cribrospongien, Cupulospongien, Micraster glyphus Schlüt., Terebr. obesa Sow., Gryph. vesicularis Lam., Inoc. Cripsi Mant., Ammonites Coesfeldensis Schlüt., Amm. Stobaei Nilss., Belemnitella mucronata Schloth.

III. Untersenon.

13. Zone der Becksia Soekelandi (= Quadratenkreide). Mergel mit Coeloptychien, Camerospongien, Becksia Soekelandi Schlüt., Cribrospongia Decheni Goldf., Salenia Héberti Cott., Gryphaea vesicularis Lam., Janira quinquecostata Lam., Inoceramus Cripsi Mant, Actin. quadratus Blainv.

12. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen und Haltern mit Scaphites binodosus Röm. und Actinocamax granulatus Bl., sowie Exogyra laciniata Nilss., Janira quadricostata Sow., Pecten muricatus, Inoc. Cripsi Mant. Inoc. lobatus, Inoc. lingua Goldf., Trig. limbata d'Orb., und riesigen Pachydiscus-Arten (bis 2,5 m im Durchmesser).

11. Sandmergel von Recklinghausen mit Marsupites ornatus Mill. und Act. granulatus Bl., ferner mit Inoc. Cripsi Mant., Inoc. lobatus Münst.

10. Kalkmergel mit Uintacrinus westfalicus Schl. und Inoc. Brancoi Weg.

*) Z. d. D. geol. Ges. 1876. S. 457. — **) Ebend. 1905. S. 112.

9. Stufe des Ammonites Texanus, Amm. Margae und Inoceramus digitatus (Emscher Mergel). Graue lockere Tonmergel, z. T. glaukonitisch (bis ca. 500 m mächtig), mit Inoc. digitatus Sow. (0,5 m groß), Inoc. subcardissoides Goldf., Inoc. involutus d'Orb., Amm. Texanus, Amm. Margae Schlüt., Amm. tricarinatus d'Orb., Actinocamax Westfalicus Schlüt.
Zu unterst Zone des Inoceramus Koeneni Müll.

II. Turon = oberer Pläner.

8. Zone des Inoceramus Cuvieri und Epiaster brevis Schlüt. (Cuvieri-Pläner).
7. Zone des Heteroceras Reussianum und Spondylus spinosus (= Scaphitenpläner). Kalke und Kalkmergel mit Micraster cortestudinarium Goldf. und breviporus Ag., Rhynch. plicatilis Sow., Spond. spinosus Sow., Amm. peramplus Mant., Scaphites Geinitzi d'Orb. und auritus Schlüt., Heteroceras Reussianum d'Orb. u. a.
6. Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammonites Woolgari (= Brongniarti-Pläner und Galeriten-Pläner); Mergel, Mergelkalke, feste splitterige Kalke. In zwei Fazies, nämlich als Brongniarti-Schichten und als Galeriten-Schichten ausgebildet, mit Echinoconus albogalerus d'Orb., Holaster planus Mant., Micraster breviporus Ag., Inoc. Brongniarti Mant., Ammonites Woolgari Mant. u. a.
5. Zone des Inoceramus labiatus und Ammonites nodosoides (= Labiatus-Pläner); Plänermergel, Mergelkalke, oft rötlich, mit Inoc. labiatus Schloth., Amm. nodosoides Schloth., Ter. semiglobosa Sow., Rhynch. Cuvieri d'Orb.
4. Zone des Actinocamax plenus; glaukonitischer Mergel, arm an organischen Resten, nur mit Actin. plenus Blainv. und Serpula amphisbaena Goldf.

I. Cenoman = unterer Pläner.

3. Zone des Ammonites Rhotomagensis und Holaster subglobosus. Kalke und Mergel, mit: Discoidea cylindrica Ag., Holaster subglobosus Leske, Inocer. striatus Mant., Lima elongata Sow., Amm. Rhotomagensis Brongn. (häufigst), Amm. Mantelli Sow., Amm. varians Sow., Turrilites costatus Lam.
2. Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli. Im südwestlichen Westfalen Glaukonitmergel, weiter nach Osten Plänerkalke und Kalkmergel. Organische Reste: Hemiaster Griepenkerli Stromb., Rhynchonella Martini Mant., Terebr. biplicata Sow., Inoceramus striatus Mant., Ammonites varians Sow., Amm. Mantelli Sow., Scaphites aequalis Sow., Turrilites tuberculatus Bosc., Turr. costatus Lam. u. a.
1. Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus (Carinaten-Stufe). Bei Essen als Grünsand; im Teutoburger Walde Pläner-Mergel. Organische Reste: Scyphia infundibuliformis Goldf., Micrabacia coronula Goldf., Cid. vesiculosa Goldf., Catopygus carinatus Agass., Ostrea diluviana Goldf., Ost. carinata Lam., Janira quinquecostata Sow., Pect. asper Lam., Ammonites Mantelli Sow.

In neuerer Zeit hat das **Senon Norddeutschlands** durch G. Müller*) und E. Stolley**) eine übersichtliche Gliederung erfahren. Wenn nun

*) G. Müller, Z. f. prakt. Geol. 1900. S. 397 und Z. d. D. geol. Ges. 1900. S. 38.

**) E. Stolley, Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. 1897. Bd. II. S. 271 u. 272.

auch ersterer bei Abtrennung seiner Unterabteilungen des Senon das Hauptgewicht auf die ihnen eigenen Inoceramen, letzterer hingegen auf die Belemniten legt, so lassen sich doch beide Gliederungen wie folgt verschmelzen:

Obersenon.

3. **Belemniten-freie Kreide (Danien),** erst in Dänemark vertreten.

2. **Belemnitellen-(Mucronaten-)Kreide.** Stufe der Belemnitella mucronata.

Zone des Scaphites constrictus und Trigonosema pulchellum. Lüneburg.
Zone des Heteroceras polyplocum, Scaphites Roemeri, Baculites anceps und Amm. Stobaei. Lüneburg, Boimstorf, Ahlten.
Zone des Epiaster gibbus und Micraster glyphus. Hemmoor, Lüneburg, Ahlten.

Untersenon.

1. **Actinocamax-Kreide.**

c) Stufe des Actin. quadratus und der Becksia Soekelandi. Bei Lüneburg und Lägerdorf zu oberst mit Act. mamillatus.
b) Stufe des Actin. granulatus.
Zone des Inoceramus lobatus, In. Cripsi, In. lingua, Amm. bidorsatus, Scaph. binodosus. Lüneburg, Braunschweig, Blankenburg. (Crednerien).
Zone des Marsupites ornatus.
Zone des Inoceramus cardissoides und Amm. syrtalis. Ilsede, Querum, Gehrden, Sudmerberg, Salzberg bei Quedlinburg.
a) Stufe des Actin. westfalicus. (Emscher Mergel.)
Zone des Inoceramus Haenleini. Ilsede, Sudmerberg, Querum, Lüneburg.
Zone des Inoceramus digitatus, In. subcardissoides, Amm. Texanus, Amm. Margae. Zilly, Goslar, Lüneburg.
Zone des Inoceramus involutus. Gläserner Mönch bei Halberstadt, Zilly, Lüneburg.
Zone des Inoceramus Koeneni und Amm. subtricarinatus. Spiegelsberge bei Halberstadt, Steinholz bei Quedlinburg.

Die obere Kreide des **Pariser Beckens.**

IV. Danien.

Pisolithenkalk von Paris mit Nautilus danicus, Pecten quadricostatus, Cidaris Forchhammeri.

III. Senonien.

3. **Maëstrichtien.**

Baculitenkalk von Cotentin mit Bac. anceps. 3 u. IV nur lokal, und dann diskordant und meist in kleinen Vertiefungen der weißen Kreide des Campaniens aufgelagert.

2. **Campanien.**

b) Kreide mit Belemnitella mucronata, Scaph. spiniger, Tereb. carnea, Magas pumilus, Gryph. vesicularis, Micraster Brongniarti (Meudon).
a) Kreide mit Actinocamax quadratus.

1. **Santonien (= Micrasterkreide).**

c) Kreide mit Micraster coranguinum, sowie mit Marsupites ornatus, Lima Hoperi, Epiaster gibbus.

b) Kreide mit Micraster cortestudinarium sowie mit Epiaster brevis.
a) Kreide mit Inoceramus involutus, Ammonites Texanus, Amm. Margae (= Emscher = Coniacien).

II. Turonien.

2. Angoumien. Stufe des Ammonites peramplus und des Micraster breviporus.

c) Kreide mit Scaphites Geinitzi, Holaster planus.
b) Kreide mit Inoceramus Brongniarti und Spondylus spinosus.
a) Kreide mit Terebratulina gracilis.

1. Ligérien.

Mergelkreide mit Inoceramus labiatus, Ammonites nodosoides, Rhynch. Cuvieri.

I. Cenomanien.

2. Carentonien.

b) Kreidemergel mit Belemnites plenus, Exogyra columba, Radiolites, Caprotina.
a) Kreidemergel mit Ammonites Rhotomagensis, Holaster subglobosus, Trigonia sulcataria.

1. Rhotomagien.

b) Kreidemergel oder Sande mit Ammonites varians, A. Mantelli, Turrilites costatus.
a) Glaukonitmergel oder Grünsandstein mit Pecten asper, Holaster subglobosus (= Tourtia).

Die südliche Fazies der oberen Kreide. Die obere Kreide Südeuropas, Nordafrikas, Kleinasiens, Persiens, ferner von Alabama, Texas und Mexiko kennzeichnet sich im Gegensatze zu derjenigen der nördlicheren Länder in erster Linie durch die üppige Entwicklung der Rudisten und ihrer Verwandten und zwar der Gattungen Radiolites (Sphaerulites), Hippurites und Caprina. Als häufigste Vertreter derselben sind zu nennen: Hippurites gosaviensis Douv. (Fig. 540), Hippurites Toucasianus d'Orb. (Fig. 539), Biradiolites cornu-pastoris d'Orb. (Fig. 541), Caprina adversa d'Orb. (Fig. 542). Zu ihnen gesellen sich die ceratitesähnlichen Ammonitengeschlechter Buchiceras und Tissotia (Fig. 544), ferner eine Anzahl Gastropoden (Nerinea, Actaeonella, Fig. 543) und Korallen (Cyclolites Fig. 537, Trochosmilia, riffbauende Maeandrinen, Leptoria (Fig. 538) und Astraeiden), ferner Orbitulina (Fig. 536) als Vertreter der gesteinsbildenden Foraminiferen.

In den westlichen Alpen folgen auf die untere Kreide (s. S. 627) zunächst dichte, hellfarbige, zuweilen Hornsteinknollen führende Kalke, die Seewenkalke und darüber die fleckigen Seewenmergel, beide mit charakteristischen Cenoman- und Turonversteinerungen, zu oberst Grünsandbänke, diese mit senonen Resten. Nach Osten zu, etwa vom Lechtale aus, werden diese Seewenbildungen ersetzt von Orbitulinenmergeln (Cenoman) und über diesen von einem mächtigen Schichtenkomplex von Sandsteinen, Kalken und Mergeln, den Gosauschichten (Oberturon, Senon,

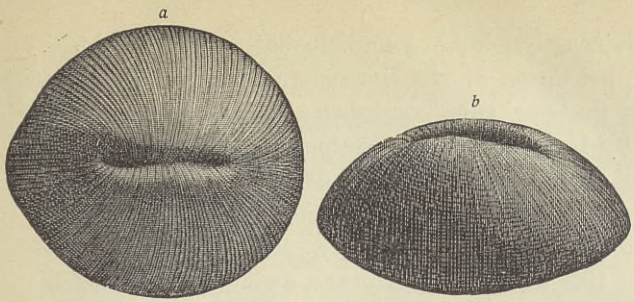


Fig. 537. Cyclolites ellipticus Lam.
a von oben; *b* von der Seite.

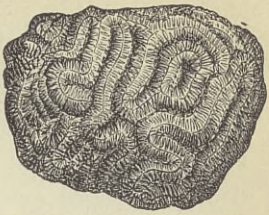


Fig. 538. Leptoria Konincki Rss.

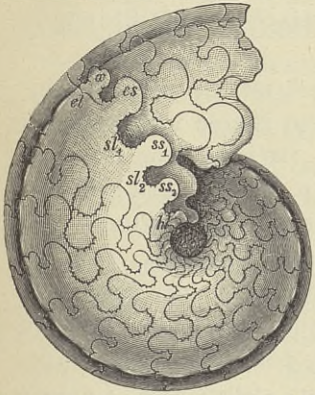


Fig. 544. Tissotia Ewaldi v. B.



Fig. 541. Biradiolites cornupastoris d'Orb.

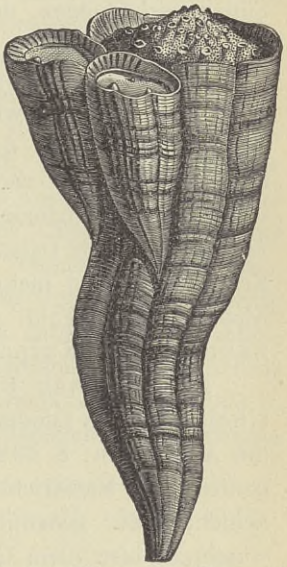


Fig. 539. Hippurites Toucasianus d'Orb.

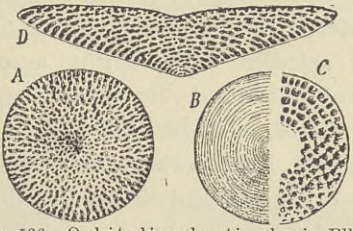


Fig. 536. Orbitulina lenticularis Blb. sp.
A Schale von oben; *B* dieselbe von unten; *C* letztere nach Entfernung der Deckhaut; *D* Querschnitt, die Kammerung zeigend.
Nach *Steinmann*.

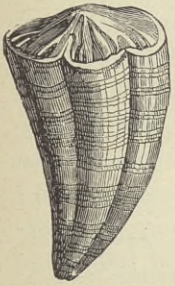


Fig. 540. Hippurites gosaviensis Douv.



Fig. 543. Actaeonella gigantea Sow.



Fig. 542. Caprina adversa d'Orb.

Aus der oberen alpinen Kreide.

jedoch mit Actaeonella, Nerinea, Cyclolites). Innerhalb dieser Gosauschichten*) stellen sich in mehreren, bei Gosau in vier Horizonten Riffe von Hippuriten ein, welche die übrigen Gesteine ganz verdrängen können und dann die gewaltigen Massen von Rudistenkalk der Ostalpen, Istriens und Dalmatiens bilden und sich als solche nach Griechenland (hier z. T. in Marmor metamorphosiert), Süditalien, der Landenge von Suez, Kleinasien, Persien, Turkestan und dem Himalaya zu erstrecken. In den lombardisch-venezianischen Alpen gesellen sich zu ihnen oberturone dünnbankige Kalksteine mit Inoc. Cuvieri und Stenonia tuberculata (Scaglia). In Istrien, Krain und Dalmatien werden die Rudistenkalke von kohlenführenden Brack- und Süßwasserbildungen, den Cosina-Schichten (Liburnische Stufe Stache's) überlagert.

Eine durchaus abweichende Fazies der Kreideformation und zwar sowohl deren unterer, wie oberer Abteilung nebst dem älteren Tertiär repräsentiert der Flysch der östlichen Nordalpen. Derselbe, eine mächtige Schichtenreihe von versteinerungsarmen Sandsteinen, Mergeln und Schiefertonen nebst Konglomeraten ist in den Westalpen nur der Vertreter des Alttertiärs, nach Osten zu aber nimmt auch dessen Liegendes, also die Kreide mehr und mehr den Habitus des Flysches an, bis in den östlichsten Alpen (Wiener Wald) und den Karpathen die ganze Kreide als Wiener Sandstein und Karpathensandstein im Gewande des Flysches erscheint.

Im südlichen Frankreich (Rhonebecken) stellen sich Caprotinenkalke im Cenoman, Hippuriten- und Radiolitenkalke im Turon (im Angoumien; S. 638), sowie im unteren und im oberen Senon (im Campanien und Maëstrichtien) ein, meist getrennt durch normal ausgebildete Schichten der genannten Stufen, sowie überlagert von Brack- und Süßwasserabsätzen (dem Garumnien), der lakustren Fazies des Danien.

Über die spezielle Gliederung der beschriebenen vier Abteilungen der oberen Kreide in zahlreiche Stufen, die Parallelisierung derselben und ihre verschiedenartige Fazies gibt die tabellarische Zusammenstellung auf S. 642—643 einen Überblick.

Einiges über die geographische Verbreitung der Kreide und die Transgression der oberkretazeïschen Schichtenkomplexe. Ähnlich wie innerhalb der Juraperiode (S. 600) hat auch in der Mitte des kretazeïschen Zeitalters eine großartige, durch geringfügigere Oszillationen vorbereitete, Transgression des damaligen Meeres über das Verbreitungsgebiet der älteren Kreideformation hinaus stattgefunden. Infolgedessen ist es eine sich auf allen Kontinenten wiederholende Erscheinung, daß die Schichten der oberen Kreideformation auf weite Erstreckung in übergreifender Lagerung diskordant auf viel älteren Gesteinen lagern, so

*) Joh. Felix, Die Kreideschichten bei Gosau. Palaeontogr. Bd. LIV. 1908. S. 251.

z. B. in Sachsen und Böhmen direkt auf Granit, Gneisen und paläozoischen Schiefern, in Westfalen und Belgien auf dem Karbon, in Schottland und im westlichen Teile des Pariser Beckens auf dem Jura, in Schonen auf dem Silur. Ähnliche transgredierende Lagerungsverhältnisse lassen sich in Nordamerika, im europäischen Rußland, in Indien, Persien und Vorderasien sowie in Nordafrika und Australien beobachten.

In Europa hat die Kreide in England, Frankreich, Deutschland und Rußland ihre größte Verbreitung und vollständigste Entwicklung erlangt. Bei Besprechung des Jura ist gezeigt worden, daß derselbe in England eine breite Zone bildet, welche in fast genau nördlicher Richtung vom Kanal bis zur Ostküste der Insel verläuft. Der Untergrund des ganzen, östlich von dieser Jurazone liegenden Territoriums besteht aus Kreide, wird freilich zum Teil von Tertiärablagerungen verborgen. Die Schichten der kretazeïschen Formation lagern hier gleichförmig auf denen des obersten weißen Jura auf und fallen wie diese nach Osten ein, nur in den zwischen der Themse und dem Kanal gelegenen Landstrichen von Kent, Sussex und Essex findet eine Störung der sonst so regelmäßigen Lagerung durch eine flach kuppelförmige Erhebung der Purbeck- und Wealdenformation statt, an welche sich die Schichten der jüngeren Kreide anschmiegen und allseitig von dem Zentrum abfallen, so daß sich ein normal antiklinaler Schichtenbau einstellt. Auf dem Scheitel dieser Schichtenwölbung wurde behufs Erforschung des dortigen geologischen Baues ein Bohrloch von etwa 2000 F. Tiefe geschlagen, welches kombiniert mit den oberflächlichen Aufschlüssen das Profil Fig. 545 ergab.

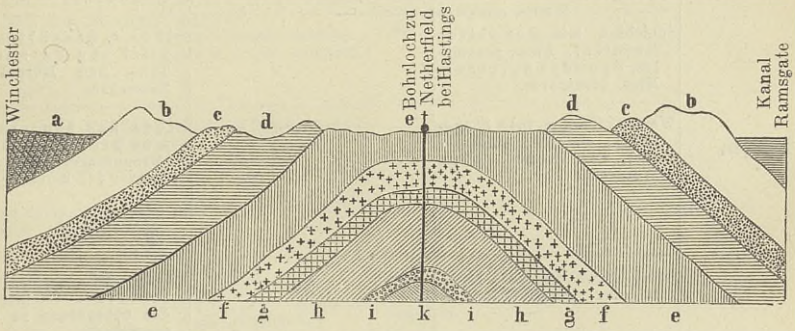


Fig. 545. Profil durch den Wealden des südöstlichen Englands.
a Tertiär, *b* obere Kreide, *c* Gault und Neokom, *d* Wealdclay, *e* Hastingsbeds, *f* Purbeck, *g* Portland, *h* Kimmeridge, *i* Korallenoolith, *k* Oxfordton.

Die Kreide beginnt im Süden Englands mit den Sandsteinen und Tonen des Wealden, im Norden mit dem marinen Unterneokom, auf welche dem oberen marinen Neokom angehörige Glaukonitmergel (lower greensand) und die Schiefertone und plastischen Tone des Gault folgen. Das Cenoman ist durch eine zweite Ablagerung von Glaukonitmergeln (upper greensand), das

Die Gliederung

	im nordwestlichen Deutschland (S. 635)	im Aachen-Limburgischen Gebiet (S. 645)	in Sachsen (S. 649)
Danien.	Belemniten-freie Kreide: Saltholmskalke, Faxekalke } Dänemarks und Schwedens.		
Senon.	Belemnitellenkreide: Schichten mit Belemnitella mucronata. Zone d. Scaph. constrictus. Zone d. Heteroc. polyplocum. Zone d. Epiast. gibbus.	Kreidetuff von Mastricht. Kreidemergel mit Bel. mucronata.	
	Actinocamaxkreide: Schichten mit Actinocamax quadratus und Becksia Soekelandi.	Glaukonitische Sande mit A. quadratus und Bac. incurvatus.	
	Schichten mit Actinocamax granulatus. Zone des Inoc. lingua, Amm. bidorsatus und Scaph. binodosus. Zone des Marsup. ornatus. Zone des Uintacr. westfalic. Zone des Inoc. cardissoides und Amm. syrtalis.	Aachener Sande mit Inoc. lobatus und zahlreichen Pflanzenresten.	
	Emscher Mergel m. Actinocamax westfalicus. Zonen des Inoc. Haenleini, des Amm. Margae, Inoc. digitatus u. subcardissoides, des involutus u. d. Koeneni.		
Turon.	Schichten mit Inoceramus Cuvieri.		Überquader (Cuvieri-Quader).
	Schichten mit Scaphites Geinitzi, Amm. peramplus, Spondyl. spinosus, Micr. breviporus.		Stufe d. Scaphites Geinitzi und Sc. auritus: Tone und Mergel von Zatzschke.
	Weißer Pläner m. Inoc. Brongniarti, Galerites albogalerus, Ter. Becksii, Amm. Woolgari.		Stufe des Inoceramus Brongniarti: c) Brongniarti-Quader; b) Pläner von Krietzschwitz; a) Glaukonitsandsteine mit Rhynch. bohemica. — Strehlener Pläner.
	Roter Pläner mit Inoc. labiatus, Ter. semiglobosa.		Stufe des Inoceramus labiatus: Labiatus-Quader übergehend in Labiatus-Pläner.
Cenoman.	Schichten des Act. plenus. Schichten mit Amm. Rhotomagensis, Holaster subglobosus.		Stufe der Ostrea (Alectryonia) carinata: b) Zone des Act. plenus, Plänersandstein, übergehend in Pläner; a) Carinaten-Quader und Grünsandstein.
	Schichten mit Amm. varians, Inoc. striatus, Holaster carinatus.		
	Schichten mit Amm. varians, Bel. ultimus, Pecten asper, Ostrea carinata, Tourtia oder Essener Grünsand.		Stufe der Crednerien: Pflanzenführende Schichten von Niederschöna u. a. O.

der oberen Kreide.

in England	in Nordfrankreich (S. 637)	Südfrankreich	Gosauschichten
	Pisolithenkalk von Meudon.		
Upper Chalk with Flints: Stufe der Bel. mucronata.	Maëstrichtien. Ter. carnea, Gryph. vesicularis, Bel. mucronata. Campanien: Craie à Bel. mucronata, Ananch. ovata.	Kalke mit Hemipneustes. Obere Hippuritenkalke.	Kalke mit Hemipneustes. Inoceramusmergel.
Stufe des Act. quadratus.	Craie à Act. quadratus.	Mergel mit Act. quadratus.	Mergel mit Korallen und Hippuriten 4.
Stufe des Marsup. ornatus. Stufe des Uintacrinus. Stufe des Micraster coranguinum.	Santonien: Craie à Marsupites ornatus. Craie à Micraster coranguinum.	Hippuritenkalke.	Hippuritenkalke 3 mit Hipp. tirolicus. Korallen- und Hippuritenschicht 2 mit Actinacis.
Stufe des Micraster cortestudinarium.	Coniacien: Craie à Micr. cortestudinarium. Craie à Amm. Margae, A. Ewaldi, A. Texanus und In. involutus (Emscher).	Mergel mit Micr. brevis, Hippuritenkalke mit Hipp. Zürcheri und giganteus. Kalke mit Tissotia.	Mergel mit Puzosia Draschei. Hippuritenkalke 1 mit Hipp. Oppeli.
Lower Chalk without Flints: Schichten des Holaster planus.	Angoumien: Craie à Micr. breviporus. Craie à Scaph. Geinitzi. Craie à Spond. spinosus.	Kalke mit Biradiol. cornupastoris. Kalke mit Hipp., Requienia.	Mergel mit Nucula Stachei.
Schichten der Terebratulina gracilis und des Inoc. Brongniarti.	Craie à In. Brongniarti. Craie à Ter. gracilis.		
Schichten des Inoceramus labiatus.	Ligérien: Craie à Inoc. labiatus; Amm. Woolgari.	Kalke mit Mammites Rochbrunei, Ter. carentonensis.	
Schichten des Bel. plenus, des Holaster subglobosus. Schichten d. Amm. varians. Schichten d. Pecten asper.	Carentonien: Marne glauconifère et blanche à Bel. plenus. Calcaire à Amm. rhotomagensis. Rhotomagien: Marne glauconieuse à Amm. varians. Sables verts à Pect. asper (Tourtia).	Kalke mit Caprina adversa. Orbitulinenkalke.	

Turon durch Kreidemergel repräsentiert, während das Senon durch die in ihrem obersten Horizonte feuersteinreiche weiße Schreibkreide gebildet wird, aus welcher die grotesken Felsufer bei Dover und Brighton bestehen. Die Versteinerungsführung und spezielle Gliederung dieser Schichten ergibt sich aus der S. 643 gegebenen tabellarischen Übersicht.

In Frankreich bildet die Kreideformation drei große Becken. Das nördlichste derselben (das Pariser Becken), welches hauptsächlich durch die Seine und Loire entwässert wird, repräsentiert eine flach tellerförmige Schale, deren äußere Ränder sich an jurassische Schichten anlagern, deren innere Vertiefung von Tertiärgebilden ausgefüllt wird und in deren Zentrum Paris liegt. Die Kreide Englands ist nichts als der nordwestliche Flügel dieses großen nordfranzösischen Beckens. Seine einzelnen Formationsglieder haben mit lokalen Modifikationen den normalen Charakter aller nördlichen Kreidebildungen (s. Tabelle S. 643). Der zweiten, aber bedeutend kleineren Mulde der französischen Kreide gehört das Flußgebiet der Garonne an. Sie lehnt sich mit ihrem nördlichen Flügel an das granitische Zentralplateau Frankreichs, mit ihrem südlichen Flügel an die Zentralkette der Pyrenäen an. Ihr ganzer petrographischer und paläontologischer Charakter ist bereits der der südlichen Kreidefazies. Dieser offenbart sich einerseits in dem Auftreten harter, dichter oder kristallinischer Kalksteine, anderseits in dem Reichtum an Hippuriten, welche vier verschiedene Horizonte der dortigen kretazëischen Schichtenreihe anfüllen und in jedem derselben durch andere Formen vertreten werden. So beteiligen sich in der Urgonfazies des Barrémien und Aptien namentlich Requienia, — im Cenoman Caprina adversa, — im Turon Hippurites organisans, H. cornuvaccinum, Radiolites lumbricalis, — im Senon Hippurites bioculatus, canaliculatus und dilatatus an der Bildung mächtiger, z. T. riffartiger Kalkablagerungen. Einer dritten Bucht des kretazeïschen Ozeanes entsprechen die Kreideschichten am unteren Laufe der Rhône im südöstlichen Frankreich, die sich ebenfalls an die Granite des Zentralplateaus anlagern und dann in nordöstlicher Richtung über Genf bis Neuchatel im Schweizer Jura und am Nordabhange des Alpenzuges durch Bayern und Tirol bis Salzburg und Österreich in Form einer schmalen Zone fortsetzen. In letzterer sind sämtliche Glieder der Kreideformation und zwar in typisch südlicher Fazies mit reichlicher Entwicklung der Requienien-, Caprinen- und Hippuritenkalke, ferner der Orbitulinenkalke vertreten (s. S. 627 und 638). In den östlichen Südalpen, Istrien und Dalmatien wird die untere Kreide fast ausschließlich von Caprotinenkalk, Majolica und Biancone (dichten Plattenkalken), die obere von Radioliten- und darüber von Hippuritenkalk oder an deren Stelle von Scaglia (dünnbankigen Kalksteinen mit Inoc. Cuvieri und Ananchytes ovata) aufgebaut. Eine eigentümliche Fazies der gesamten Kreide repräsentiert der Wiener Sandstein (Karpathen-

sandstein, Flysch, Macigno), ein eisenschüssiger, kalkiger Sandstein mit Fucoiden und Inoceramen, der im ganzen ostalpinen Kreidegebiete eine große Verbreitung besitzt.

Kehren wir zur nördlichen Kreidezone zurück. Von England und Frankreich aus läßt sich dieselbe durch Belgien, Westfalen und das nordwestliche Deutschland verfolgen, hebt sich am Nordabfalle des Riesengebirges in isolierten Partien aus dem Diluvium und bildet erst wieder in Oberschlesien und Polen, sowie an dem nördlichen Fuße der Karpathen größere Areale. Zwar ist sie unter der ganzen norddeutschen Tiefebene verbreitet, hier aber von mächtigen Tertiär- und Diluvialablagerungen bedeckt, aus welchen sie nur an wenigen Punkten, so z. B. bei Lüneburg, auf Rügen und auf Wollin, in kleinen, inselförmigen Flecken hervorragt. Südlich von dem Riesengebirge und den Sudeten breitet sie sich als böhmisches Kreidebecken aus und erstreckt sich von hier als Quadersandstein- und Plänerformation des Elbtalgebirges nach NW. bis jenseits Dresden. Trotz des wahrscheinlichen, wenn auch verborgenen Zusammenhanges aller dieser deutschen Kreidegebiete besitzt doch jedes dieser letzteren eine ganz eigentümliche Fazies, eine Erscheinung, welche darauf beruht, daß einerseits in verschiedenen Gegenden infolge der S. 640 erwähnten Transgression nur die oberen Glieder der gesamten Schichtenreihe zur Ablagerung gelangt sind, anderseits der petrographische Charakter selbst der entsprechenden Gesteinskomplexe ein verschiedenartiger ist, und endlich der organische Habitus nicht überall ganz derselbe bleibt, sondern lokalen Modifikationen unterworfen ist. Es lassen sich folgende Gebiete und zugleich Fazies der Kreide Norddeutschlands und der angrenzenden Landstriche benachbarter Länder unterscheiden, über welche in der Tabelle auf S. 642 eine vergleichende Übersicht gegeben ist:

1. Das Kreidegebiet von Mastricht und Aachen*). Hier ist ausschließlich das Senon zur Ablagerung gelangt, welches zu unterst aus dem Aachener Sand, losen Sanden mit zahlreichen Tonlagen besteht, reich an Landpflanzen**), Inoceramus lobatus, In. Cripsi, Card. pectiniforme, Actaeonella gigantea. Darüber folgen die glaukonitischen Sande des Lousberges und Aachener Waldes mit Actin. quadratus, darauf weiße Kreidemergel mit Bel. mucronata, unten ohne, oben mit Feuerstein, und zu oberst der Mastrichter Kreidetuff. Letzterer, ebenfalls mit Bel. mucronata, ist angefüllt von Bryozoen, z. B. Eschara, und außerdem reich an obersenonen Tierresten (S. 635).

*) J. Böhm, Der Grünsand von Aachen. Bonn 1885 (mit ausführlicher Literatur). — E. Holzapfel, Z. d. D. geol. Ges. 1884. S. 454, und 1885. S. 595. — Ders., Palaeontogr. XXXIV. 1887, und XXXVI. 1889.

**) Debey und Ettingshausen, Denkschr. Akad. Wien. XVI. 1859; XVII. 1860. — Th. Lang, Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 658.

2. Das Kreidegebiet Westfalens und des Teutoburger Waldes. In ihm sind sämtliche Stufen der Kreideformation vertreten. Der Teutoburger Wald besteht z. T. aus Sandsteinen des Neokom*) sowie aus dem vollständig entwickelten unteren und oberen Gault, und aus cenomanem und turonem Pläner in steiler oder überkippter Stellung, infolge deren sie den zu einem engen Sattel zusammengeschobenen Muschelkalk und Keuper unterteufen (Fig. 546). Auch in der westlichen Fortsetzung des Teutoburger

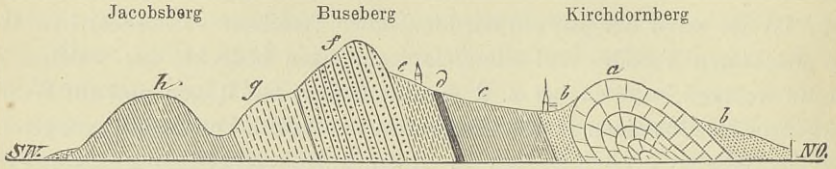


Fig. 546. Profil des Teutoburger Waldes bei Kirchdornberg. Nach *F. Römer*. *a* Muschelkalk, *b* Keuper, *c* Lias, *d* Serpulit, *e* Wealdenton, *f* Neokomsandstein, *g* Gault, *h* Pläner. In überkippter Stellung.

Waldes bei Rheine**) und in den Bentheimer Bergen tritt die untere Kreide in ähnlicher Ausbildung wie dort aus dem Schwemmlande hervor. Südlich vom Teutoburger Walde, in Westfalen, erlangt die kretazeïsche Schichtenreihe eine außerordentlich große Verbreitung, beginnt aber hier infolge der Transgression der oberen Kreide direkt mit dem cenomanen Essener Grünsande, einer Äquivalentbildung der belgischen Tourtia. Die Gliederung der darauf folgenden Schichtenreihe ist aus S. 635 f. ersichtlich.

3. Das Kreidegebiet des nordwestlichen Deutschlands (das niedersächsische Kreidegebiet). In nicht gleichförmiger Auflagerung auf den obersten Schichten des weißen Jura tritt die Kreideformation in ihren sämtlichen Gliedern vom Neokom und Wealden bis zum Senon entwickelt im nordwestlichen Deutschland auf (s. S. 624, 635). Sie erstreckt sich den Fuß der Weserkette und den Deister entlang nördlich und nordöstlich vom Harz bis in die Gegend von Aschersleben und füllt außerdem einzelne isolierte Mulden aus, so die Hilsmulde und die Kreidemulde von Alfeld. Während am Nordrande des Wesergebirges bis westlich von Hannover nur die untersten Glieder der Kreide bekannt sind und nur lokal, so bei Lemförde, von Senonschichten überlagert werden, erscheint die Kreideformation bei Hannover und in ihrer weiteren Verbreitung gegen Osten hin in einzelnen isolierten, oder nur durch die untersten Schichten der Gesamtformation verbundenen Mulden, in welchen die sämtlichen Glieder der Formation entwickelt sind, so bei Ahlten, Peine, Braunschweig, ebenso auch in der lang ausgedehnten Mulde am nördlichen Harzrande zwischen Hornburg und Aschersleben, wo

*) O. Weerth, Pal. Abh. Bd. II. Heft 1. Berlin 1884. — F. Römer, l. c. — Joh. Elbert, Verh. d. naturh. Ver. d. preuß. Rheinld. Osnabrück 1901. S. 77.

**) G. Müller, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 60.

jedoch der petrographische Charakter der Formation durch das Auftreten von Quadersandsteinen an Stelle der im übrigen nordwestlichen Deutschland vorherrschend tonigen und mergeligen Gebilde (s. S. 630) in ganz eigentümlicher Weise beeinflußt wird. Auch die Klippenregion an der Küste von Helgoland besteht außer aus triadischen Schichten (s. S. 539) sowohl aus Tonen des Neokom und Gault, wie aus Plänerkalk und Schreibkreide des Cenoman, Turon und Senon*). Auch bei Pankow unweit Berlin ist unter dem Turon und Cenoman noch der Gault erbohrt worden (Gagel). In der aus dem Diluvium aufragenden Trias-Kreide-Insel von Lüneburg ist die Schichtenfolge der Kreide vom oberen Gault bis zur Mucronatenkreide, und zwar in vollständigem Zusammenhange entwickelt**). In Holstein ist die obere Kreide vorwiegend als senone Schreibkreide, besonders fossilreich bei Lagerdorf vertreten, doch ist durch Tiefbohrungen in Dittmarschen auch der Ultimus-Ton des unteren Cenoman, sowie der Labiatus- und der Brongniarti-Pläner nachgewiesen worden.

Interessant sind die kleinen Kreideschollen des Ohmgebirges nördlich von Stadt Worbis (v. Seebach). Sie lagern direkt auf der Trias auf, bestehen aus 10 m mächtigen Grünsanden der Tourtia und 15—18 m mächtigem Pläner mit Ammonites varians, sind also cenoman, haben früher mit den niedersächsischen Kreideablagerungen in Zusammenhang gestanden und sind der allgemeinen Abtragung entgangen.

4. Das Gebiet der baltischen Kreide. Dasselbe umfaßt die zahlreichen isolierten Aufschlußpunkte dieser Formation in Ost- und Westpreußen***), in Pommern, auf Wollin, Rügen†), in Mecklenburg, Oldenburg, Schleswig-Holstein††), auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden, wo fast ausschließlich die oberen Stufen der Kreide und zwar zum Teil in Gestalt steile Abstürze bildender, feuersteinführender, weißer Schreibkreide zu Tage treten. Die Schreibkreide von Rügen gehört dem Senon und zwar der Mucronatenkreide, der Glaukonitmergel von Revahl dem Untersenon, die eisenkies- und feuersteinreiche Kreide von Wollin mit Holaster planus und Inoceramus Brongniarti dem Turon (Scaphitenpläner) an. In Greifs-

*) W. Dames, Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin. 7. Dez. 1893. — v. Koenen, Abh. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen III, Nr. 2. 1904.

**) A. v. Strombeck, Z. d. D. geol. Ges. 1863. S. 97. — E. Stolley, Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. I. H. 2. 1896. S. 139. — 14. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. Braunschweig 1905. S. 87. — Centralbl. f. Min. 1909. S. 619. — C. Gagel, Jahrb. d. k. pr. geol. La. B. XXX. T. 1. S. 224.

***) A. Jentzsch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. XVII. 1896. S. 125. — Ders., ebend. XX. 1899. S. 4. — Ders., ebend. XXVI. 1905. S. 371. — P. G. Krause, ebend. XXIX. 1908. S. 206.

†) W. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907. S. 60—121.

††) E. Stolley, Die Kreide Schleswig-Holsteins. Kiel 1891, und l. c. S. 153. — Ders., Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon. Kiel 1897.

wald sind nach Dames im Liegenden des dortigen Senons Schichten des Turons, Cenomans und Gaults, diese mit Belemnites minimus erbohrt worden, welche letzteren auch auf der Greifswalder Oie anstehen. In Mecklenburg treten an zahlreichen isolierten Punkten cenomane und turone Pläner sowie oberturone und senone Feuerstein-Kreidekalke, Mergel und Tone zu Tage, in deren Liegendem bei Rostock der Gault durch Bohrungen erreicht worden ist*). Auf Seeland wird die Mucronatenkreide von den S. 635 erwähnten »Korallenkalken« von Faxe, dem feuersteinführenden Saltholmskalk und dem Craniakalk von Kopenhagen bedeckt. Nach Schlüter, Lundgren**) und Stolley gliedert sich die Kreideformation Schwedens wie folgt:

Danien:
Craniakalk mit Cr. tuberculata;
Saltholmskalk mit Ananchytes sulcata;
Faxekalk (Bryozoenkalk) mit Dromien und Naut. danicus.

Obersenon:
Köpinger Grünsandstein und Tullstroper Schreibkreide mit Bel. mucronata.

Untersenon:
Trümmerkreide (Gruskalk) von Ignaberga, Balsberg und Tosterup mit Actinocamax mamillatus, zu unterst mit Act. quadratus;
Schichten von Kullemölla und Lyckås mit Actinoc. granulatus, Marsupites ornatus und Scaph. binodosus;
Emscher Mergel von Rödmölla mit Actinoc. westfalicus.

Auf Bornholm***) ist nur das Untersenon vertreten und zwar zu unterst durch Grünsand mit Act. westfalicus (Emscher), darüber grauer kieseliger Kalk mit Actin. mamillatus und Inoc. lingua, sowie Mergel mit Scaphites binodosus.

5. Das Gebiet des mitteldeutschen und böhmischen Quaders. Ihm gehören die kretazeïschen Formationen Sachsens, Böhmens†) der Grafschaft Glatz und der Umgebung von Löwenberg in Niederschlesien††), sowie der Gegend von Regensburg und Passau an. Dieselben repräsentieren, ähnlich wie in Westfalen, nur die auch hier weit transgredierenden drei oberen Stufen der Kreide, sind jedoch, namentlich was ihren Gesteinscharakter betrifft, von jenen vollkommen verschieden ausgebildet. Es beruht dies vorzüglich auf der enormen Entwicklung des Quadersandsteines in jeder der drei oberkretazeïschen Stufen, welcher u. a. die bekannten

*) E. Geinitz, Flözformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 38; IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887. S. 46; XVI. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1897. S. 275.

**) Schlüter, N. Jahrb. 1870. S. 930. — Lundgren, Lunds Univ. Arsskr. XXIV. 1888.

***) W. Deecke, l. c. S. 85. — E. Stolley, l. c.

†) A. Fritsch, Archiv d. naturw. Landesdurchforsch. Prag. Bd. IV. Nr. 1; Bd. V. Nr. 2; Bd. VII. Nr. 2, Bd. IX. Nr. 1.

††) H. Scupin, Beil. Bd. XXIV. 1907.

Felspartien der sächsisch-böhmischen Schweiz, des lausitzer Gebirges, von Adersbach und Weckelsdorf, der Heuscheuer zusammensetzt.

Die obere Kreide des sächsischen Anteiles der böhmischen Quaderprovinz gliedert sich nach den neuesten, sich auf die grundlegenden Arbeiten von H. B. Geinitz stützenden Spezialuntersuchungen jenes Gebietes*) von oben nach unten wie folgt (vgl. Profil Fig. 547).

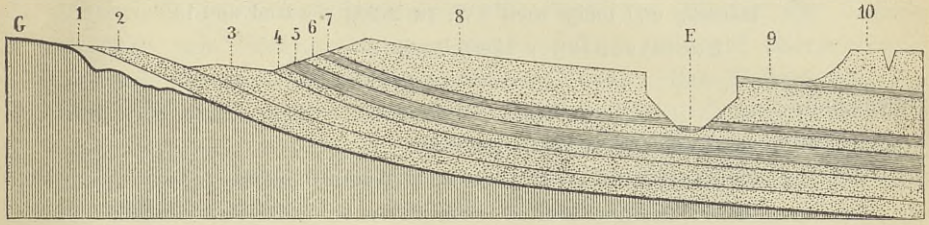


Fig. 547. Profil durch die oberkretazeïsche Quaderformation des Elbtalgebirges. *E* Elbe oberhalb Pirna; *G* Grundgebirge, *1—10* Stufen der Quaderformation. Die Zahlen sind die nämlichen wie in der beistehenden textlichen Gliederung.

Senon.

g. Stufe des Inoceramus Kleini und percostatus, Emscher Mergel und Sandstein des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges (nach H. Andert).

Turon.

f. Stufe des Inoceramus Cuvieri.

10b. Tonmergel mit Inoceramus Cuvieri Sow. Nur südöstlich des erzgebirgischen Abbruches entwickelt. Wahrscheinlich ist ihm äquivalent

10. der Überquader mit Amm. Orbignianus, Pinna cretacea, Vola quadricostata, Lima canalifera, Catopygus albensis, der in der Sächsischen Schweiz zwischen Pirna und Wehlen dem Scaphiten-Horizonte in steilen Einzelbergen aufgesetzt ist.

e. Stufe des Scaphites Geinitzi.

9. Mergel und Tone der Copitzer Ebenheit, von Zatzschke, Oberposta und Bodenbach mit Sc. Geinitzi, Sc. auritus, Inoceramus latus und Baculiten.

d. Stufe des Inoceramus Brongniarti.

8. Brongniartiquader mit In. Brongniarti, Lima canalifera, Vola quadricostata, Exogyra columba, Rhynchonella plicatilis. In ihn ist das Elbtal eingeschnitten, ebenso bildet er die Gipfelschichten des Hohen Schneebergs.

Seine untere Abteilung kann vertreten sein durch die Zonen 7—4:

7. Mergel des oberen Talrandes der Gottleuba; versteinerungsleer.

---

*) Geol. Spezialkarte von Sachsen. Sekt. Freiberg und Tharandt von A. Sauer, — Sekt. Glashütte und Rosenthal von F. Schalch, Sekt. Berggießhübel, Pirna, Großer Winterberg und Königstein von R. Beck. — W. Petrascheck, Faziesbildungen im Gebiete der sächs. Kreideformation. Isis. Dresden 1899. H. 2.

6. und 4. Glaukonitsandstein mit Rhynchonella bohemica Schloenb. (Pirna, Cottaer Berg, Rosenthal, Hoher Schneeberg). Zwischen denselben schiebt sich

5. Brongniartipläner mit In. Brongniarti, Spondylus spinosus und Amm. Woolgari (Hoher Schneeberg, Krietzschwitz, Cottaer Berg, Copitz) ein.

c. Stufe des Inoceramus labiatus.

3. Labiatusquader mit Inoc. labiatus, Pinna decussata. Zu unterst oft mergelig und tonig, nach NW. zu kalkig werdend und in

Labiatuspläner übergehend.

Cenoman.

b. Stufe der Ostrea (Alectryonia) carinata.

2. Zu oberst Plänersandstein mit Actinoc. plenus, Cidaris Sorigneti, Ostrea carinata, Pecten membranaceus, Vola notabilis, Inoceramus striatus. In seiner Klippenfazies in Form von groben Konglomeraten, Muschelbreccien und Mergelkalken als Ausfüllung von Vertiefungen, Kesseln und Spalten des Untergrundes, mit Actinoc. plenus, Cidaris Sorigneti und zahlreichen Spongien, sowie vielen Ostreen, Alectryonien und Exogyren (Plauen, Hoher Stein, Gamighübel, Kahlebusch). Nach NW. und N. zu geht der Plänersandstein in den Carinatenpläner über, dieser ebenfalls mit Actinoc. plenus, Ostrea carinata, Inoc. striatus und Amm. Mantelli.

Darunter Carinatenquader, außer mit Ostrea carinata u. a. mit Vola aequicostata, V. phaseola, Pecten asper, Protocardia Hillana, Inoceramus striatus, Nautilus elegans, Ammonites Mantelli.

a. Stufe der Crednerien.

1. Dunkle, dünnplattige Sandsteine und Schiefertone mit Laubholzblättern und Kohlenschmitzen. Nur lokal. (Pflanzenführende Schichten von Niederschöna, Paulshain). Verknüpft mit Grundkonglomeraten und Kiesen.

Schon in der Nähe von Pirna beginnen die Plänersandsteine der Stufe des Actinoc. plenus sowie sämtliche sandige Gesteine des Turon, also Labiatusquader (3) und Brongniartiquader (8) in zuerst sandige, dann reinere Mergel und Plänerkalke überzugehen. Weiter nach Westen verschwinden sie ganz (Dresden, Strehlen, Weinböhla), um ausschließlich kalkigen und mergeligen Gebilden Platz zu machen. Diese überlagern hier als Labiatusmergel (mittlerer Pläner, Plänermergel) und darüber als Brongniartipläner (oberer Pläner, Strehlener Pläner) mit Micraster cortestudinarium, Tereb. semiglobosa, Terebratulina gracilis, Rhynch. plicatilis, Inocer. Brongniarti, Spondylus spinosus, Ammonites peramplus, den Glaukonitsandstein des Carinatenquaders (z. B. bei Dresden und Oberau).

Die obere Kreide der Grafschaft Glatz baut sich ebenfalls wesentlich aus Quadersandstein nebst Plänerkalken und Tonen auf, dort ist auch das unterste Senon, der »Emscher« (Zone des Inoc. involutus, s. S. 636

und 637) als Quader (Kieslingswalder Sandstein) zur Entwicklung gelangt*).

6. Das Kreidegebiet Oberschlesiens, der Nordkarpathen und Polens**). In dem äußersten Osten Deutschlands und den angrenzenden Teilen Polens, Mährens und Galiziens hat die Kreideformation eine sehr bedeutende Verbreitung und umfaßt in Übereinstimmung mit der des nordwestlichen Deutschlands und im Gegensatze zu den dazwischen liegenden sächsisch-böhmischen Ablagerungen die sämtlichen Glieder der Gesamtformation vom Neokom bis zum Senon, jedoch mit weit übergreifender Lagerung der einzelnen oberkretazeïschen Stufen. Das Neokom und der Gault sind ausschließlich innerhalb der Nordkarpathen, Cenoman und Turon in der Umgegend von Oppeln und Leobschütz in Oberschlesien, die senonen Gebilde vorzugsweise in Polen, weniger deutlich bei Oppeln zur Entwicklung gelangt. Das Karpathen-Neokom wird durch ein mächtiges Schichtensystem von Mergeln, Schiefern und Kalksteinen repräsentiert, welches das Hügelland der Umgebung von Teschen zusammensetzt. Sein oberstes Niveau repräsentieren die Pterophyllum, Zamites, Sequoia führenden, sowie an Crioceras und Ancyloceras reichen Wernsdorfer Schichten, — den Gault die Belemnites minimus führenden Sandsteine des Godula-Berges, welche die Zone südlich von dem Teschener Neokom bilden. Das Cenoman ist durch Sandsteine mit Protocardia Hillana und Exogyra columba bei Leobschütz und durch sandige Kalke mit Amm. Rhotomagensis bei Oppeln und Leobschütz, das Turon durch die Kreidemergel von Oppeln vertreten, während das Senon, abgesehen von versteinerungsarmen Sandsteinen nahe der letztgenannten Stadt, auf der Ostseite des polnischen Jurazuges eine große Verbreitung findet.

Kurz mag schließlich noch die Bemerkung Platz finden, daß im europäischen Rußland das sich an die tithonische Wolgastufe (S. 606) innig anschließende untere Neokom (Valanginien) mit Bel. subquadratus, Ammonites Gevrili, Aucella volgensis und Keyserlingi; das obere Neokom (Hauterivien und Barrémien) mit Ammonites versicolor und Decheni; das Aptien mit Amm. Deshayesi und das Albien mit Amm. interruptus enorme Flächen im Gouv. Simbirsk, im Gebiete des Kaukasus, sowie in der Gegend von Moskau und der Petschora bedeckt, während die obere Kreide und zwar in normaler Gliederung nur im zentralen Rußland zur Ablagerung gelangte.

*) K. Michael, Z. d. D. geol. Ges. 1893. S. 195. — F. Sturm, Der Sandstein von Kieslingswalde. Jahrb. d. k. pr. geol. La. Berlin 1900. S. 39. — H. Scupin, N. Jahrb. Beil. Bd. XXIV. 1907.

**) F. Römer, l. c. — Vgl. auch G. Gürich, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890. S. 130. — R. Leonhard, Fauna d. Kreideformation in Oberschlesien. Palaeontogr. Bd. XLIV. 1897. S. 11.

Auch auf dem Nordamerikanischen Kontinente bildet die Kreideformation außerordentlich große Areale*). Eine Zone derselben zieht sich in einer Breite von 2 bis 6 deutschen Meilen, freilich an vielen Stellen durch Überlagerungen von jüngeren Gebilden unterbrochen, durch die flachen Küstenstriche von New-Jersey, Delaware, Virginia und die beiden Carolinas, wendet sich dann an dem südlichen Ende des Alleghanysystemes durch Georgia und Alabama und breitet sich hier zu einer weiten flachen Bucht aus, welche von Mexiko aus in nördlicher Richtung bis an den Zusammenfluß des Ohio und Mississippi reicht und einen großen Teil der Staaten Texas, Louisiana, Tennessee und Kentucky umfaßt, um sich von hier aus die Rocky Mountains entlang bis in die arktischen Regionen zu erstrecken. Wie die atlantische Küste, so wird auch die pazifische von einem Streifen der Kreideformation begleitet. Hier überall ist diese durch Glieder der unteren, sowie der oberen Kreide vertreten.

Die untere Kreide, die Comanche Gruppe (Potomac Series der atlantischen Zone, Kootenay Series von Wyoming, Colorado und den Black Hills) besteht als terrestre und limnische Fazies aus Tonen, Sanden, Sandsteinen und Konglomeraten und führt eine reiche Flora, in der sich zu aus dem Liegenden emporsteigenden Cycadeen und Koniferen noch Laubhölzer gesellen, welche an Formenreichtum und an Zahl von jetzt noch lebenden Geschlechtern rasch zunehmen (Sassafras, Ficus, Myrica, Aralia, Magnolia, Laurus, Cinnamomum). Weiter im Süden, in Texas und in Mexiko, herrschen Kalksteine mit marinen Resten der südlichen Fazies, unter diesen Sphaerulithen, Hippuriten, Orbitulinen und Buchiceras, — an der pazifischen Küste (Shasta und Knoxville Series) solche mit borealen Ammoneen und Aucellen.

Die obere Kreide, die eine Maximalmächtigkeit von etwa 8000 m erreicht, baut sich in der Atlantischen Küstenzone (New-Jersey, Delaware, Maryland, Virginia) auf aus marinen glaukonitischen Mergeln, Sanden und Tonen, mit einer typischen Senonfauna von nördlichem Habitus (Belemnitella, Baculites, Scaphites, Helicoceras, Gryphaea, Exogyra, Inoceramus). Im Innern des Kontinents spielen Kalksteine und feuersteinführende Schreibkreide eine größere Rolle. Die obere Kreide wird hier in folgende Stufen gegliedert:

4. Laramie-Stufe, marine, brackische Süßwasser-, Sumpflandgebilde: Sandsteine mit Letten und Braunkohlen (Danien),

3. Montana-Stufe, marin: Sandsteine, lokal: Braunkohlen (Senon),

2. Colorado-Stufe, marin: Kalksteine und feuersteinführende Schreibkreide (Turon),

1. Dakota-Stufe, terrester-limnisch: Sandsteine, Konglomerate, Tone, Braunkohlen (Cenoman).

*) Nach Chamberlin und Salisbury, Geology. London 1906. Vol. III.

Unter den nichtmarinen Ablagerungen dieser oberen Kreide zeichnet sich vorzüglich die Laramie-Stufe aus durch ihre Führung von z. T. gewaltigen Dinosauriern (Hadrosaurus, Triceratops, Claosaurus), Pterosauriern (Pteranodon, Nyctosaurus), Krokodilen, Gavialen und Vögeln (Hesperornis, Ichthyornis), während die gleichzeitigen Meere von Mosasauriden (Platecarpus), Plesiosauriern und Krokodilen belebt waren. In der pazifischen Zone wird das Senon durch die marine Chico-Stufe Kaliforniens repräsentiert, welche sich auch in Mexiko wiederholt.

In letztgenanntem Staate ist die obere wie die untere Kreide in einer der europäischen nahestehenden Ausbildung zu lückenloser Entwicklung gelangt*).

Auch auf dem Südamerikanischen Kontinent, vor allem im Gebiete der Cordilleren sind sämtliche Hauptglieder der Kreideformation vom unteren Neokom bis zum Obersenon vertreten**). Unter diesen weisen die unteren eine nahe faunistische Verwandtschaft zu den gleichalterigen Bildungen des südlichen Europa und von Nordafrika auf.

Unter den kretazeïschen Ablagerungen Afrikas verdienen diejenigen der oberen Kreide in Deutsch-Ostafrika***) und auf Madagaskar wegen ihrer reichen Führung von Resten riesiger Dinosaurier (S. 615) besondere Erwähnung†).

Aus der oberkretazeïschen Schichtenreihe der Halbinsel Noursoak in Nordgrönland ist von Heer eine Flora beschrieben worden, an welcher Laubhölzer einen nicht unbeträchtlichen Anteil nehmen, bereits sehr verschiedene Typen repräsentieren und z. B. den Geschlechtern Populus, Ficus, Sassafras, Credneria und Magnolia angehören, denen Nathorst noch den Brotfruchtbaum (Artocarpus) zufügt, welcher jetzt z. B. auf den Sunda-Inseln heimisch ist.

V. Die känozoische Formationsgruppe.

Die känozoische Schichtenreihe zerfällt in die **Tertiärformation** und die **Quartärformation,** letztere bestehend aus Diluvium und Alluvium.

Das Tertiär.

Charakter der Tertiärperiode. Im Verlaufe der Tertiärperiode erlangte die Erdoberfläche allmählich und im wesentlichen ihre heutige

*) E. Böse, Centralbl. f. Min. 1910. Nr. 19 u. 20.

**) G. Steinmann, W. Deecke und W. Möricke, N. J. Beil.-Bd. X. 1895. S. 1. — K. Gerhardt, ebend. XI. 1897. S. 65. — W. Paulcke, ebend. XVII. 1903. S. 252. — O. Wilckens, ebend. XVIII. 1904. S. 181.

***) E. Krenkel, Geolog. Rundsch. II. 1911. S. 330.

†) E. Fraas, Palaeontogr. LV. S. 105. Stuttgart 1908.

Erscheinungsweise und die Fauna und Flora einen Gesamtcharakter, der sich auf das innigste an den der Jetztwelt anschließt. Diese Umgestaltung der gesamten irdischen Verhältnisse findet in folgenden Erscheinungen ihren Ausdruck:

1. **in fortwährenden Verschiebungen der Grenzen zwischen Festland und Meer** infolge säkularer Hebungen und Senkungen der Kontinente. Im Beginn der Tertiärzeit besaßen die heutigen Kontinente bei weitem nicht die Ausdehnung wie jetzt, vielmehr waren bedeutende Striche derselben noch vom Meere bedeckt, und tiefe Buchten und schmale Meeresarme erstreckten sich weit in ihr Inneres und zerteilten dieselben in Inseln und Halbinseln. Im Verlauf der tertiären Zeiträume fanden langsame Hebungen statt, infolge deren flache Küstenstriche über den Meeresspiegel gehoben, seichte Buchten und Kanäle trocken gelegt, tiefere zu Binnenmeeren umgewandelt, frühere Inseln durch Tiefebenen verbunden wurden und andere an Umfang wuchsen, während zugleich neue Inseln aus dem Meere auftauchten und früher zusammenhängende Ozeane durch Dämme von Festland getrennt wurden. In den Depressionen des jungen Festlandes sammelten sich die atmosphärischen Wasser an und bildeten Süßwasserseen. Auch die umgekehrte Bewegung, Senkung, fand in größerem Maßstabe z. B. im Bereiche der gesamten nordeuropäischen Tiefebene statt, um dann wiederum Hebungen Platz zu machen. Aus diesen Oszillationen der Kontinente gingen allmählich die jetzigen horizontalen Konturen derselben hervor, zugleich aber bedingten sie den innerhalb der tertiären Schichtenreihe so häufigen Fazieswechsel, also die für sie so charakteristische horizontale und vertikale Abwechslung von marinen, brackischen und Süßwassergebilden, sowie (ganz abgesehen von den gleichzeitigen, tief eingreifenden klimatischen Veränderungen) fortwährende Wanderungen der Floren und Faunen nach Wohnstätten, in welchen sie die Möglichkeit einer Existenz vorfanden.

2. **in der Entstehung der heutigen Hochgebirge.** Der Hauptfaltungsakt der Mehrzahl der höchsten Gebirge, so der Pyrenäen, Alpen, Karpathen, des Kaukasus, des Himalaya und der Cordilleren fällt in die jüngere Tertiärperiode. Schichten, welche der ersten Hälfte dieses Zeitalters ihre Ablagerung verdanken, sehen wir heute z. B. in den Diablerets in Wallis und im Mont Perdu in den Pyrenäen über 3000, ja jungtertiäre Komplexe in manchen Gipfeln des Himalaya 4000—5000 m hoch emporgedrängt. Die Entstehung solch gewaltiger Gesteinswälle spiegelte sich, ganz abgesehen von der allgemeinen Veränderung der vertikalen Konturen der Kontinente, in der Herausbildung neuer Flußsysteme, in der Beeinflussung der klimatischen und meteorologischen Verhältnisse und dadurch der Faunen und Floren wieder.

3. **in vulkanischen Massenausbrüchen,** aus welchen trachytische, phonolithische, andesitische und basaltische Vulkangebirge und Deckensysteme

hervorgingen (siehe S. 46 und hinten unter »vulkanische Erscheinungen während der Tertiärzeit«). Die mit diesen auf dem ganzen Erdenrund sich geltend machenden vulkanischen Ereignissen verbundene Abgabe tellurischer Wärme hatte eine besonders intensive Kontraktion der Erdrinde zur Folge, welche Veranlassung zu den sub 2 erwähnten Stauungserscheinungen, also Gebirgsfaltungen gab.

4. **in der Herausbildung der jetzigen Klimazonen.** Der Beginn dieses Vorganges fällt schon in ältere Perioden. So lassen sich bereits in der Kreidezeit Andeutungen klimatischer, von der Entfernung vom Äquator bedingter Verschiedenheiten in dem Hervortreten einer südlichen und nördlichen Fazies der Faunen beobachten (siehe S. 616). In der Tertiärperiode prägt sich diese zonenweise Sonderung der Klimata um die beiden heutigen Kältepole der Erde weiter und bestimmter aus, um allmählich zu dem jetzigen Standpunkte der klimatischen Verhältnisse zu gelangen. Diese Vorgänge finden ihren unzweideutigen Ausdruck in der Veränderung der Tier- und Pflanzenwelt. Die während der ganzen Tertiärperiode stattfindende fortwährende und allmähliche Bewegung der Isothermen nach dem Äquator zu hatte nämlich zur Folge, daß sich auch die Floren allmählich nach ihren jetzigen Verbreitungsgebieten zurückzogen, daß also ein nach dem Äquator gerichtetes Zurückweichen der bis dahin auch in nördlichen Breiten gedeihenden Formen stattfand. Das Resultat dieser Erscheinung ist, daß z. B. in Zentraleuropa auf die tropische und subtropische, indisch-australische Flora des Beginnes der Tertiärzeit (des Eozäns) die subtropische, mittelamerikanische Flora des Oligozäns und Miozäns und auf diese die gemäßigte mediterraneïsche Flora des jüngsten Tertiärs, des Pliozäns, folgte, daß also die Floren ein und desselben Tertiärgebietes allmählich ihren anfänglich tropischen Charakter verlieren und den eines gemäßigten Klimas annehmen.

Bei den an den Boden gefesselten Pflanzen geben sich die Wirkungen klimatischer Veränderungen durchgreifender und augenfälliger zu erkennen, als bei der Tierwelt, jedoch finden sie auch in dieser und zwar namentlich in der Aufeinanderfolge der Meeresfaunen ihren unzweideutigen Ausdruck. So enthalten, um nur ein einziges Beispiel anzuführen, die untersten Ablagerungen des englischen Tertiärbeckens, die Londontone, die Fauna tropischer und subtropischer Meere, seine obersten Schichten der Mehrzahl nach die Mollusken der England bespülenden See, anfänglich noch mit denen südlicher Breiten gemischt, später dieselben ganz verdrängend, — eine Erscheinung, die sich überall in unseren Breiten, wo die tertiäre Schichtenreihe vollständig entwickelt ist, wiederholt.

5. **in dem vollständigen Aussterben vieler Tier- und Pflanzenformen und dem Zurücktreten anderer,** welche bis dahin als wesentliche Glieder der früheren organischen Welt charakteristisch für verflossene Perioden waren. Mit dem Beginn der Tertiärzeit verschwinden von der Weltbühne

die Inoceramen und Exogyren (so massenhaft in Jura und Kreide verbreitet), die Rudisten (felsbildend in der Kreide), die Nerineen (ganze Bänke der Jura- und Kreideformation anfüllend), die Ammoniten (die verbreitetsten Tierformen der Trias, des Jura und der Kreide), die Turriliten, Scaphiten, Baculiten und die übrigen Nebenformen der Ammoniten (so charakteristisch für die Kreide), die Belemnitiden, welche die Jura- und Kreidemeere so reich bevölkert haben und endlich die mesozoischen Dinosaurier, Meeressaurier, Flugsaurier und Mosasaurier. Andere Tier- und Pflanzentypen treten mit Beginn der Tertiärperiode mehr und mehr in den Hintergrund, bis sie allmählich auf die verhältnismäßige Seltenheit in der Jetztwelt herabsinken. Hierher gehören namentlich die Cycadeen, die tropischen Koniferen, die Crinoideen, viele Molluskengeschlechter (z. B. Trigonia) und die Ganoidfische.

6. **in dem allmählichen Erscheinen einer immer größeren Anzahl den heutigen nahe stehender und endlich mit ihnen identischer Molluskenarten,** demzufolge die Zahl der im Tertiär vertretenen, jetzt noch lebenden Spezies in den jüngeren Tertiärablagerungen mehr und mehr wächst. So nimmt man von der Molluskenfauna der Miozänformation (das Tertiär zerfällt in Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän) an, daß sie 10—40 Prozent, von dem älteren Pliozän, daß es 40—60, von dem jüngsten Pliozän, daß es schon 60—90 Prozent noch lebende Molluskenarten enthalte.

7. **in der großartigen Entfaltung von Tier- und Pflanzentypen, deren erstes Auftreten in mesozoische Perioden fällt,** so der Palmen und Laubhölzer, von denen wir die ersten Spuren in der Kreide fanden, namentlich aber der Vögel und Säugetiere. In ihrer und der Laubhölzer üppigen Entwicklung liegt einer der wesentlichsten Charaktere der Tertiärperiode. Die ältesten uns bekannten Reste der Säugetiere stammen aus der obersten Trias und gehören Beuteltieren an; im Dogger, weißen Jura und in der Kreide wiederholen sich ähnliche vereinzelte Vorkommnisse dieser niedrigsten, ihre Jungen in unreifem Zustande gebärenden Säugetiere, aber erst im unteren Tertiär erscheinen die ersten Vertreter der höher stehenden, vollkommen entwickelte Junge zur Welt bringenden Säugetiere (Placentalia) und entwickeln sich in beispiellos raschem Emporblühen zu größter Reichhaltigkeit*).

In der alttertiären Zeit sind es Huftiere und zwar sowohl Unpaarhufer, als Paarhufer, welche die verbreitetsten Formen liefern. Freilich sind diese z. T. noch wenig spezialisiert, vielmehr oft noch als Kollektivtypen, als Bindeglieder heute scharf ausgeprägter Säugetierabteilungen ausgebildet. Zu den Unpaarhufern gehört vor allem das Palaeotherium

*) K. v. Zittel, Die geol. Entwicklung, Herkunft und Verbreitung der Säugetiere. Sitzber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. München 1893. XXIII. H. 2. S. 137. — H. F. Osborn, Rise of the Mammalia in North America. Americ. Association. Aug. 1893.

(Fig. 548 und 582; tapirähnlich, mit rhinozerosartigem Zahnbau und mit drei gleichstarken Zehen, ein Ahne unseres Pferdes), zu den Paarhufern hingegen Anoplotherium (Fig. 583; langschwänzig, wiederkäuerähnlich, mit zwei Zehen und unbedeutenden Resten von Seitenzehen), ferner Anthracotherium (dem Wildschwein sowie dem Hippopotamus ähnlich). Zu

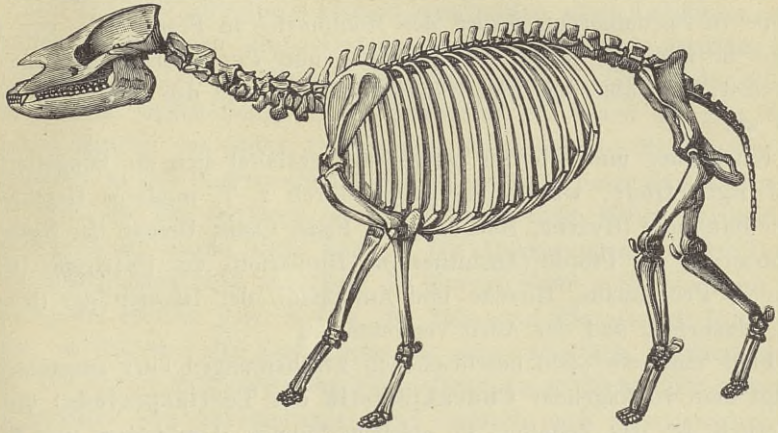


Fig. 548. Palaeotherium magnum Cuv.

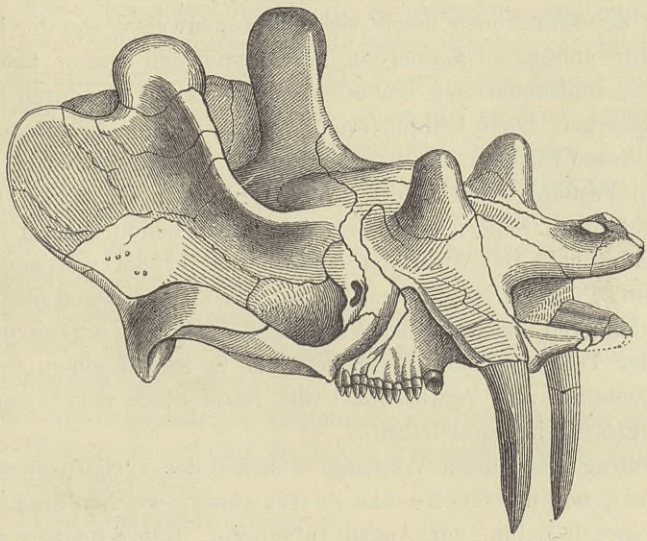


Fig. 549. Schädel von Uintatherium (Dinoceras) mirabile Marsh.

den auffallendsten Gestalten der Huftiere jedoch zählen Coryphodon (bärenartig, aber mit dem Fußbau des Elephanten) sowie die Dinoceraten Uintatherium (Dinoceras) und Loxolophodon, aus dem nordamerikanischen Alttertiär. Letztere waren gewaltige, plumpe, elephantenähnliche Huftiere mit riesigen Hauern im Oberkiefer (Fig. 549), auf der Oberseite des

Schädels mit 3 Paar Knochenvorsprüngen, welche wohl als Träger großer Hörner dienten. Mit allen diesen Huftieren waren primitive Formen der Raubtiere (Creodontia), der Halbaffen (Lemuriden), Nager und Insektivoren nebst Nachkommen der kretazëischen Beuteltiere vergesellschaftet.

Dem Alttertiär gehören die weiter hinten zu besprechenden Säugetierfaunen von Cernays in Frankreich, der Puerco-, Wahsatch- und Bridger-Gruppe in Nordamerika, ferner des Montmartre in Frankreich, von Bembridge in England, sowie der Bohnerz- und Phosphoritablagerungen im schweizer, schwäbischen und fränkischen Jura und des Quercy in Frankreich an.

Reichlicher und schärfer ausgeprägt gestaltet sich die Säugetierfauna des Jungtertiärs, welche vorzüglich durch z. T. moderne Geschlechter echter Raubtiere (Hyaena, Machaerodus, Felis, Canis, Ursus), der Nashörner (Rhinoceros), der Pferde (Anchitherium, Hipparion), der Paarhufer (Hippopotamus, Procamelus, Hirsche und Antilopen), der Rüsselträger (Dinotherium, Mastodon) und der Affen vertreten ist.

Faßt man die oben beschriebenen Erscheinungen kurz zusammen, so gelangt man zu folgender **Charakteristik der Tertiärperiode:** die Tertiärperiode ist das Zeitalter, in welchem Palmen, Laubhölzer und Säugetiere zu einer formenreichen Entfaltung gelangen; infolge einer schärferen Ausbildung der Klimazonen macht sich eine zonenweise, von der Entfernung vom Äquator abhängige Sonderung der Organismen immer bemerklicher; unter den verschiedenartigen klimatischen Einflüssen, die durch Entstehung von Hochgebirgen noch komplizierter werden, bilden sich innerhalb der Meere und deren Buchten die mannigfaltigsten Lokalfaunen aus. Ähnliches ist auf dem Festlande und in den süßen Gewässern der Fall. Die klimatischen Verhältnisse nähern sich mehr und mehr denen unserer Zeit, Hand in Hand damit geht das Auftreten einer immer größer werdenden Anzahl von Tier- und Pflanzenformen, welche mit denen der Jetztzeit identisch sind. Die Mannigfaltigkeit der irdischen Verhältnisse und des organischen Lebens während der Tertiärperiode ist größer, als in irgend einem der vorhergehenden Zeitalter und repräsentiert die letzte Stufe der Erdentwicklung vor ihrem Eintritt in die Jetztzeit.

Der Vollzug aller dieser Vorgänge während der Tertiärperiode ist recht dazu geeignet, uns die Größe des Zeitraumes, welchen die Erdentwicklung in Anspruch nahm, vor Augen zu führen. Ganze Faunen und Floren sind innerhalb dieser einen Periode von anderen verdrängt worden, der vielverzweigte Stamm der Säugetiere hat sich während derselben entwickelt, Hochgebirge sind entstanden, aus Inselgruppen sind Kontinente geworden. Und doch füllt diese Tertiärperiode nur das letzte Blatt der Erdgeschichte, soweit sich diese vor dem Erscheinen des Menschen abgespielt hat.

Die Schichtenreihe des Tertiärs in allgemein gültiger Weise zu gliedern, die einzelnen Unterabteilungen entfernter Tertiärareale mit einander zu parallelisieren und für sie charakteristische Merkmale aufzustellen, hat ungemeine Schwierigkeiten. Man denke sich einen Teil der jetzigen Meere durch Hebungen trocken gelegt, ihren Zusammenhang durch jüngere Ablagerungen verdeckt oder durch Erosion zerschnitten, einen Teil dieses jungen Festlandes zu Gebirgen emporgestaut, anderes in seiner ursprünglichen Lagerung erhalten, — welche Anhaltspunkte würde ein Geolog der Zukunft haben, um die Gleichalterigkeit der Sedimente des Roten und des Mittelländischen Meeres, des Stillen Ozeans und des Golfes von Mexiko beweisen zu können? In der Übereinstimmung der Bewohner dieser Gewässer würde er sie, trotzdem die letzteren oft nur durch wenige Meilen Festland von einander getrennt waren, nicht finden. Die Ablagerungen aus der Tertiärperiode umschließen aber außerdem die Beweise einer mehrmaligen Umgestaltung der Faunen jedes Meeres, der Tier- und Pflanzenwelt jeden Kontinentes, so daß sich die Verhältnisse zu außerordentlich schwierigen gestalten. Die einzige Möglichkeit der Feststellung des größeren oder geringeren Alters tertiärer Meeresablagerungen und dadurch auch ihrer gegenseitigen Äquivalenz beruht auf der Vergleichung ihrer Faunen mit denen der benachbarten Meere, als deren Relikte sie zu betrachten sind und mit denen sie um so mehr Arten gemeinschaftlich führen werden, je jünger sie sind, während umgekehrt größere Unähnlichkeit und (beim Tertiär unserer Breiten) sich mehrende tropische Charakterzüge für größeres Alter sprechen. Man hat früher geglaubt, in der Molluskenfauna des Eozäns 3, des Miozäns 19, des Pliozäns 52 Prozent noch lebender Arten zu erkennen, Verhältniszahlen, welche infolge jedes neuen Fundes schwanken und wegen der Schwierigkeit der Identifizierung der Spezies und der Unbestimmtheit des Speziesbegriffes unsicher bleiben mußten. Nach neueren Vergleichen haben sich jene Werte dahin umgeändert, daß im Eozän noch keine, im Oligozän und Miozän etwa 10—40, im Pliozän gegen 40—90 Prozent jetzt noch lebender Molluskenarten auftreten.

Von derartigen Grundlagen ausgehend, also je nach dem obwaltenden Grade der Ähnlichkeit mit der heutigen organischen Welt, hat man das Tertiär wie folgt gegliedert:

II. Jungtertiär (Neogen):
2. Pliozän,
1. Miozän.

I. Alttertiär (Paläogen):
2. Oligozän,
1. Eozän (zu unterst mit dem Paleozän).

Wir werden jede dieser Stufen für sich betrachten und, da eine Generalisierung nicht wohl möglich ist, von den zahlreichen lokalen, jedesmal nur

auf gewisse Gebiete beschränkten Ausbildungsweisen einige typische Beispiele kurz beschreiben.

Das Alttertiär.

Das Eozän.

	Das Eozän Südenglands	Das Eozän des Seinebeckens	Das Eozän Belgiens
Obereozän	Barton clay and sand	Bartonien: Calcaire de St. Ouen. Sables moyens de Beauchamp.	Système Wemmelien
Mitteleozän	Bagshot- and Bracklesham-sand	Lutétien: Calcaire grossier (Pariser Grobkalk)	Syst. Laékenien Syst. Bruxellien
	London clay and Bognor beds	Yprésien: Sables nummulitiques de Cuise	Syst. Paniselien Syst. Yprésien
Untereozän = Paleozän	Woolwich and Reading beds = Plastic clay	Sparnacien: Argile plastique et lignite du Soissonnais	Syst. Landenien
	Thanet sands	Thanétien: Sables de Bracheux, Faune de Cernays Montien: Marnes de Meudon	Syst. Heersien

Das Eozän im südlichen England. Die tertiäre Schichtenreihe Englands beginnt mit:

Untereozän (Paleozän).

1. Thanetsanden, kiesigen Sanden und untergeordneten Sandsteinen, welche den Boden der Kreidemulde, in der sich das Tertiär ablagerte, lokal bedecken. Mit mariner Fauna (Fusus, Scalaria, Nucula, Ostrea). Auf sie oder, wo sie fehlen, direkt auf die weiße Kreide folgt
2. die Woolwich and Reading Series, ein etwa 30 m mächtiger Komplex von meist dunkelen, zum Teil bunten plastischen Tonen, wechsellagernd mit weißen Sanden und Feuersteinkies, welche sich durch das Auftreten von untergeordneten Braunkohlen und das Vorkommen von Cyrenen, Cerithien, Melanien, Melanopsis und Paludina als eine wenigstens teilweise fluviatile und brackische Bildung zu erkennen gibt. Die beiden häufigsten Konchylien sind: Cyrena cuneiformis Sow. und Melania inquinata Desh. (Fig. 550 und 551).

Diese beiden Komplexe nebst ihren Äquivalenten sind von Schimper, v. Koenen und englischen Geologen als selbständige Stufe (Paleozän) vom Eozän abgetrennt worden.

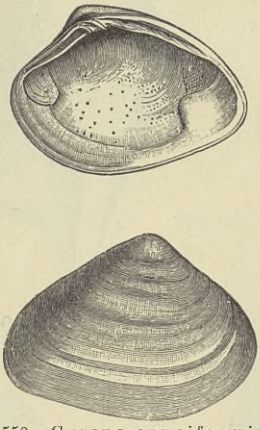


Fig. 550. Cyrena cuneiformis Sow.



Fig. 551. Melania inquinata Desh.

Mitteleozän.

1. Der London-Ton, gegen 200 m mächtig, einförmig zähe, graue oder braune Tone mit Septarien, welche sehr reich an organischen Resten sind. An seiner Basis die Oldhaven-Beds (Feuerstein-Kiese). Die Blätter und Früchte einer Anzahl tropischer Pflanzen, die Reste von Krokodilen, Schildkröten, Vögeln (diese bei Odontopteryx mit knöchernen Zähnen) und Säugetieren (Coryphodon, Didelphys) weisen darauf hin, daß sich die London-Tone in der Nähe von Festland abgelagert haben müssen, welchem die genannten organischen Reste durch Flüsse entführt worden sind. Neben ihnen finden sich zahlreiche Arten von Conus, Voluta, Cypraea, Nucula, Aturia, welche ebenso wie jene für ein damals herrschendes tropisches Klima sprechen. Einige charakteristische Formen sind: Nucula amygdaloides Sow., Voluta nodosa Sow., Rostellaria macroptera Brand, Aturia ziczac Sow. (Fig. 552—555).
2. Bagshot- und Bracklesham-Sand. Auf die London-Tone folgen in der Nähe der englischen Hauptstadt bis gegen 200 m mächtige gelbe, unfruchtbare Quarzsande (Bagshotsande), auf welche ein glaukonitischer sandiger Schieferletten aufgelagert ist. Während die ersteren fast vollkommen versteinerungsleer sind, führen die Grünsande neben den Resten von Gavialen und Schildkröten sowie Fischzähnen (Fig. 558a und b) zahlreiche Individuen von Venericardia planicosta (Fig. 556), Ostrea flabellula und Corbula striata. Weiter südlich sind diese mittleren Bagshotsande, die dort Bracklesham-beds genannt werden, sehr reich an organischen Resten, welche deren Äquivalenz mit dem Pariser Grobkalke beweisen und bei Besprechung dieses letzteren zum Teil abgebildet werden sollen, so Cerithium giganteum Lam., Murex asper, Conus deperditus, Cypraea inflata, Voluta crenulata, Turritella imbricata, Turritella terebellata, Venericardia planicosta (Fig. 556), Pectunculus pulvinatus, Turbinolia sulcata, Nummulites laevigatus (Fig. 557) u. a.



Fig. 552. Nucula amygdaloides Sow.

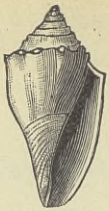


Fig. 553. Voluta nodosa Sow.

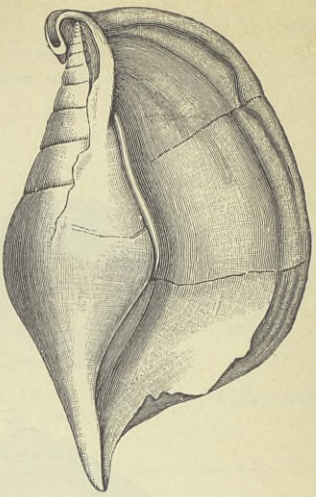
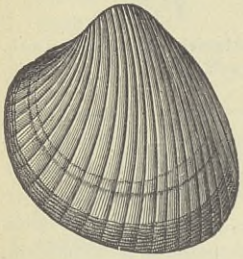


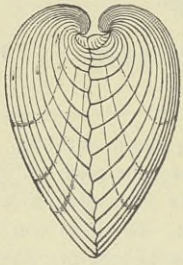
Fig. 555. Rostellaria macroptera Brand.



Fig. 554. Aturia ziczac Sow.

Aus dem London-Ton.





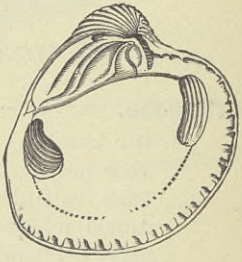


Fig. 556. Venericardia planicosta Lam.



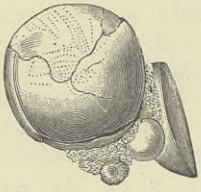


Fig. 557. Nummulites laevigatus Lam. (Links im Längsbruche.)

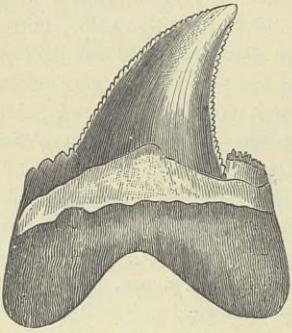


Fig. 558a. Carcharodon angustidens Ag.

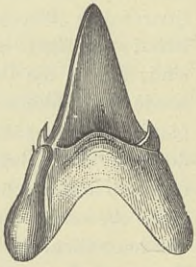


Fig. 558b. Otodus obliquus. Ag.

Aus dem Bagshot-Sand.

Obereozän.

Barton-Ton und -Sand; bis 120 m mächtige, dunkele, sandige Tone mit Sphärosideritnieren, sowie mit Nummulites variolarius Lam., Numm. planulatus, Chama squamosa Eichw., Cardita sulcata Brug., Crassatella sulcata Sow., Typhis pungens Brand, Voluta athleta Sol., Terebellum fusiforme Lam. (Fig. 559—564).



Fig. 559. Chama squamosa Eichw.



Fig. 560. Cardita sulcata Brug.

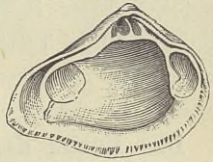


Fig. 561. Crassatella sulcata Sow.



Fig. 562. Typhis pungens Brand.

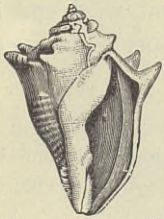


Fig. 563. Voluta athleta Sol.



Fig. 564. Terebellum fusiforme Lam.

Das Eozän Norddeutschlands*). Von England und Belgien aus erstreckt sich in die Nachbargebiete der Ostsee als Liegendes des dortigen Tertiärs eine Zone von Eozänablagerungen hinein, welche im Westen an der Elbmündung (Hemmoor) beginnend sich einerseits in nördlicher Richtung nach der Insel Fehmarn durch Holstein und als »Moler« bis zum Mariager und Limfjord in Jütland ziehen und sich anderseits nach Osten durch Lauenburg (Schwarzenbek), Mecklenburg, Pommern und Rügen bis zum Stettiner Haff ausdehnen. Dieselben bestehen aus einem bunten Wechsel von dunkelbraunen bis schwärzlichen, blaugrauen oder grünlichen sowie grellroten, oft buntgeflammten und gefleckten, oft auch diatomeenreichen, sehr fetten seifigen Tonen, diese bankweise kalkhaltig, meist mit viel Geoden von grauem tonigem Sphaerosiderit (mit Holzfragmenten und Insektenresten) und mit kleinen braunen Phosphoritknollen. Die Fauna dieser sehr fossilarmen Tone beschränkt sich auf einzelne Formen des mitteleozänen Londontones, nämlich auf Brachyuren (Hemmoor), Nautilus centralis, Naut. ziczac, Fusus trilineatus, Pentacrinus subbasaltiformis und Lamna elegans.

*) C. Gagel, Z. d. D. geol. Ges. Monatsber. 1906. Nr. 11. — Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1906. XXVII. S. 399. — Ebend. 1907. XXVIII. S. 150. — Centralbl. f. Min. 1907. S. 680.

Mit diesen Tonen wechsellagern in der ganzen Zone zwischen Jütland und Pommern zahlreiche Streifen und Bänke von hartem, dunklem bis schwarzem oder violettem Basalttuff (mit mikroskopischen Glassplittern, Plagioklasen und Augiten, oft durch Kalk verkittet), welcher von Atlantischen oder Schonischen Eruptionsgebieten herrührt.

Unter diesem Mitteleozän sind in Dänemark (Kopenhagen), Holstein (Heide), in der Provinz Hannover (Lüneburg), in der Mark (Gr. Lichterfelde) mächtige Tonmergel sowie Grünsande mit Fossilien des Untereozän (Paleozän) nachgewiesen, deren isolierte Aufschlüsse für eine weitere Verbreitung des letzteren sprechen*).

Das Eozän des Pariser Beckens. Die hierher gehörigen Tertiärablagerungen bestehen aus einem Komplex von abwechselnden marinen, brackischen und Süßwassersedimenten und füllen, überlagert von den jüngeren Tertiärgebilden, ein flaches, tellerförmiges Becken aus, welches von der obersten Kreide geformt wird und in dessen Zentrum Paris liegt. Die Hauptglieder dieser nordfranzösischen eozänen Schichtenreihe sind:

Untereozän (Paleozän).

1. Montien. Diese Gruppe beginnt mit den Strontian führenden Mergeln von Meudon, dann folgen weiße Sande und Mergel, welche Süßwasserkonchylien sowie die Reste von Arctocyon primaevus, dem ältesten fleischfressenden Säugetier, führen. Auf sie folgt
2. das Thanétien, bestehend aus den Sanden von Bracheux, marinen, grauen, mitunter glaukonitischen Sanden mit Ostrea bellovacina, Crassatella sulcata, Voluta depressa usw., als Repräsentanten des englischen Thanetsandes.

   Diesem Paleozän gehören auch die in der Gegend von Reims auftretenden Süßwasserschichten mit den Resten der ältesten tertiären Säugetiergesellschaft von Europa an, welche eine überraschende Ähnlichkeit mit der Fauna der nordamerikanischen Puerco-Gruppe (s. S. 669) hat. In dieser Fauna von Cernays sind außer einigen Beutelratten (Neoplagiaulax), Creodonten (Fleischfresser von höchst primitivem Gepräge, z. B. Arctocyon), Huftiere und Halbaffen vertreten.
3. Sparnacien. Plastische Tone und Braunkohlen; Sande von Soisson mit Melania inquinata, Cyrena cuneiformis, Ostrea bellovacina, Lophiodon (= Woolwich and Reading beds).

Mitteleozän.

4. Yprésien. Sables nummulitiques de Cuise. Die plastischen Tone werden z. B. bei Cuise Lamotte bei Compiègne von glimmerreichen oder glaukonitischen Sanden überlagert, welche stellenweise reich an organischen Resten sind, unter diesen Nummulites planulatus Lam., Alveolina oblonga, Turritella edita, Nerita conoidea Lam. und zu oberst Venericardia planicosta.
5. Lutétien. Der Grobkalk von Paris (Calcaire grossier), eine 20—30 m mächtige Schichtenreihe von sandigen, glaukonitischen oder mergeligen Kalksteinen, welche zu unterst sehr reich sind an Nummulites laevigatus, Numm.

*) Vgl. A. v. Koenen, Abh. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen Bd. 32. 1885. — G. Gagel, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1906. S. 48.

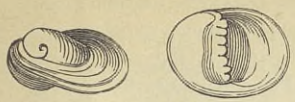


Fig. 565. Nerita conoidea Lam.



Fig. 566. Conus deperditus Lam.

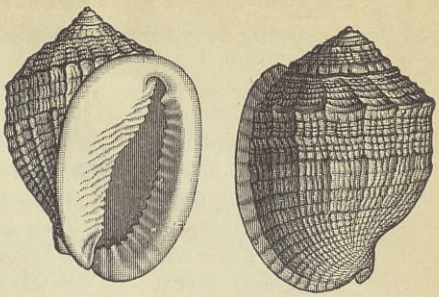


Fig. 567. Cassis cancellata Lam.

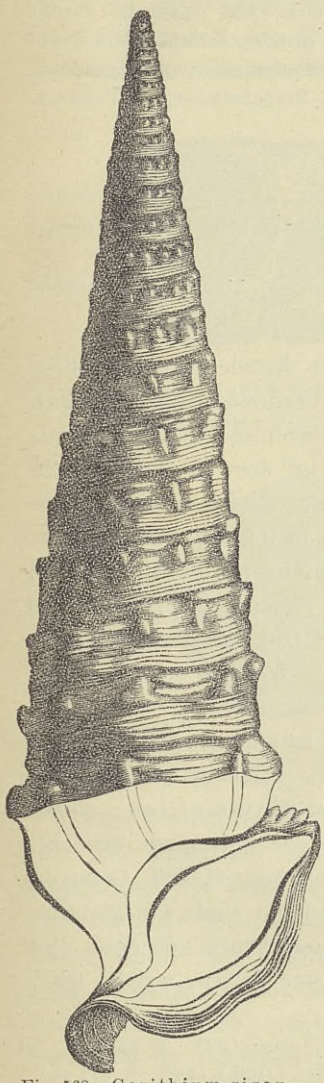


Fig. 568. Cerithium giganteum Lam.



Fig. 569. Cerithium hexagonum Brug.

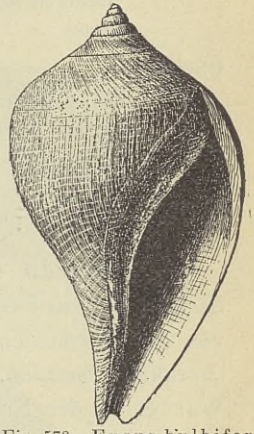


Fig. 570. Fusus bulbiformis Lam.

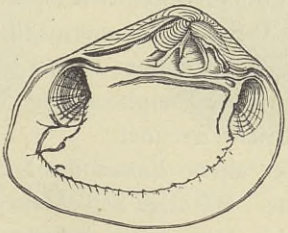




Fig. 571. Crassatella ponderosa Nyst.





Fig. 572. Cardium porulosum Lam.

Aus dem Pariser Grobkalk.

scaber, Ostrea flabellula und O. multicostata, in den mittleren Regionen vorzüglich häufig folgende Konchylien führen: das bis 0,7 m lange Cerithium giganteum (Fig. 568), Turritella imbricataria, Conus deperditus (Fig. 566), Cassis cancellata (Fig. 567), Cerithium hexagonum (Fig. 569), Fusus bulbiformis (Fig. 570), Crassatella ponderosa (Fig. 571), Corbis lamellosa, Cardium porulosum (Fig. 572), Venericardia planicosta (Fig. 556). Der obere Grobkalk namentlich mit: Cerithium angulosum, interruptum und lapidum, sowie Cardium obliquum. Lokal mit Gipslagern. Gewisse Schichten, vorzüglich des mittleren Grobkalkes, die Miliolidenkalke, bestehen fast lediglich aus Foraminiferenschalen von etwa Sandkorngröße und liefern einen trefflichen Anhaltspunkt zur Orientierung in dem Tertiär des Seinebeckens. Auch Cerithien, von denen im Pariser Becken über 150 Spezies bekannt sind, können einzelne Schichten des Grobkalkes vollkommen ausfüllen. Zugleich mit Skeletteilen einer vorwiegend aus Huftieren bestehenden Säugetierfauna (Lophiodon, Propalaeotherium, Palaeotapirus).

Obereozän.

5. Bartonien. Sables moyens, grès de Beauchamp. Lichte Quarzsande, in denen außer zahlreichen marinen Mollusken namentlich ein kleiner Nummulit (N. variolarius) häufig ist.

Süßwasserkalk von St. Ouen mit Planorbis, Limnaeus longiscatus, Hydrobia pusilla, Bithynia, Cyclostoma usw.

Das Eozän des Südens*). Bereits in der Kreideformation offenbarte sich die Erscheinung, daß deren südliche Verbreitungsgebiete einen von den nördlichen vollkommen verschiedenen palaeontologischen Gesamtcharakter besaßen. Ähnliches wiederholt sich in der Eozänformation. War es in der Kreide die merkwürdige Gruppe der Rudisten und Caprotinen, welche jene alpine Fazies bedingte, so ist es in dem Eozän das nicht weniger eigentümliche Foraminiferen-Geschlecht der Nummuliten (Fig. 575), auf deren plötzlichem Auftreten in unermeßlichen Scharen der Habitus des südlichen Eozäns beruht. In diesem bilden sie oft fast das ausschließliche Material mächtiger Schichtenkomplexe (Fig. 573 u. 574), welche man als Nummulitenschichten bezeichnet.

Diese südliche oder alpine Fazies des Eozäns ist eins der großartigsten geologischen Phänomene. Mächtige Schichtensysteme bestehen zum Teil fast lediglich aus linsen- bis talergroßen Schalen von Nummuliten, einem Foraminiferen-Geschlechte, welches eine Häufigkeit der Individuen erreicht, für die wir seit derjenigen der Fusulinen in der Karbonzeit kein Analogon besitzen, um nach kurzem wieder zu verschwinden. Und wie gewaltig war ihr Verbreitungsgebiet! In einer nur wenig unterbrochenen Zone und in größter Gleichförmigkeit ziehen sich die Gebirge und Felsen, welche lokal

*) Studer, Geologie der Schweiz. Bd. II. Bern und Zürich 1853. S. 87 u. f. — Gümbel, Geogn. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861. S. 579 u. f. — F. v. Hauer, Geologie. 2. Aufl. 1877. Eozänformation in den Alpenländern und in den Karpathenländern. — O. Heer, Urwelt der Schweiz. 1879. S. 244.

fast ausschließlich von ihren Schalen aufgebaut sind, von Spanien und Marokko aus, die beiden Seiten des mittelländischen Meeres entlang, durch die ganzen Alpen und Karpathen, durch die Apenninen, Griechenland, die Türkei, die Krim und den Kaukasus, durch Nordafrika, Ägypten und Kleinasien, durch Persien und Ostindien bis nach China, Java, Sumatra und den Philippinen, aber auch durch Deutsch-Ostafrika und Madagaskar, kurz von einem bis zum anderen äußersten Ende der alten Welt. An dem Baue der gewaltigsten Gebirge, welche diese trägt, haben sie teilgenommen, sind bei deren Entstehung in ihrer Lagerung so gestört und von gewaltsamen Dislokationen betroffen worden, daß sie sich jetzt unter höchst verworrenen Lagerungsverhältnissen in bis 3000, ja 5000 Meter Höhe finden.



Fig. 573. Nummulitenkalkstein aus den Pyrenäen mit Längsdurchschnitten von Nummulites distans Pusch.



Fig. 574. Nummulitenkalkstein aus Ungarn mit Querdurchschnitten von Nummulites Lucasanus Defr.

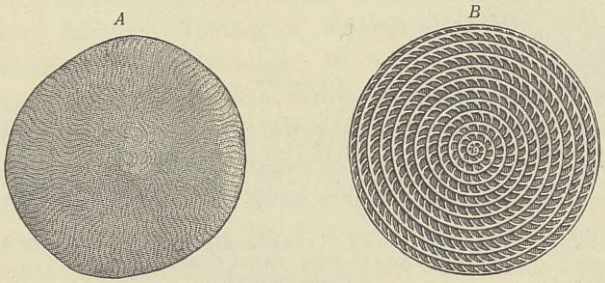


Fig. 575. Nummulites nummularius.
A äußere Ansicht, *B* Horizontaldurchschnitt der Schale.

Die Nummulitenschichten sind größtenteils dichte, zähe, graue, gelbe oder rote Kalksteine, die sich stets durch ihren Reichtum an Nummuliten auszeichnen, ja lediglich zu Aggregaten von millionenweise dicht übereinander liegenden Nummuliten werden. Nicht selten wird die Kalksteinmasse, welche die einzelnen Nummuliten zusammenhält und verkittet, durch Sand vertreten, so daß Nummulitensandsteine entstehen. In ganz ähnlicher Weise stellen sich oolithische Eisenerze ein, so am Kressenberg und bei Sonthofen im südlichen Bayern.

Außer diesen Foraminiferen kommen, zum Teil mit ihnen vergesellschaftet, zum Teil auf Schichten, welche mit Nummulitenbänken wechsel-

lagern, beschränkt, eine große Anzahl anderer fossiler Reste vor, unter denen sich als für die südliche Fazies des Eozäns charakteristisch Riffkorallen und eine Fülle von Seeigeln besonders hervorheben, während andere mit solchen aus den eozänen Ablagerungen von England und des Seinebeckens identisch sind. Als bekannte derartige Fundstellen sind zu nennen: der Kressenberg in den bayerischen Alpen, Biarritz am Fuße der Pyrenäen, Ronca und Monte Postale in Oberitalien, Mokattam bei Kairo. Durch seinen Reichtum an wohlerhaltenen Fischen sowie an Feigen, Myrten und Palmen ist der Kalkschiefer des Monte Bolca in Oberitalien berühmt.

Außer durch die eben kurz geschilderten Nummulitenschichten spricht sich die südliche Fazies des Alttertiärs in noch einer zweiten, eigentümlichen Gesteinsbildung aus, dem Flysch, von welchem S. 640 und 645 gezeigt wurde, daß seine Bildung bereits in der Kreidezeit begann, der also ein Faziesgebilde teils der Kreideformation, teils des unteren Tertiärs (des Eozäns und Unteroligozäns) vorstellt, dann mit den Nummulitenkalken der Alpen, des Apennin, der Karpathen, des Kaukasus und anderer Gebiete eng verknüpft ist und z. B. die versteinerungsreichen Kressenberger Schichten der bayerischen Alpen konkordant überlagert (Fig. 576). Der Flysch (Ma-

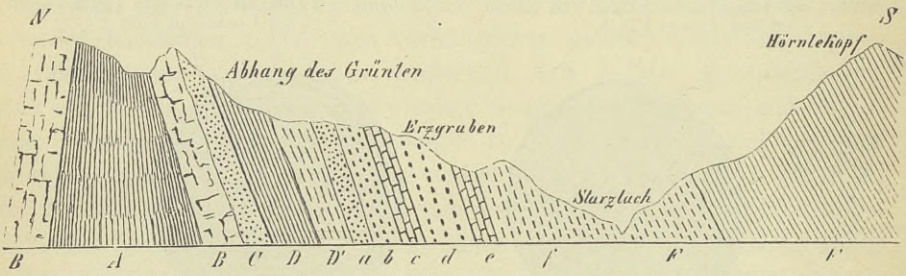


Fig. 576. Profil der Nummuliten- und Flyschformation am Grünten bei Sonthofen in Südbayern. Nach *Gümbel*.

A unteres Neokom
B Schrattenkalk
C Gaultsandstein
D Seewenkalkstein
D' Seewenmergel
} alpine Kreide.

a Grünsandstein
b Mergelschiefer
c Nummulitenkalkstein
d Mergel mit Eisenerzen
e quarziger Nummulitenkalk
f flyschähnliche Nummulitenschichten
F Flysch
} alpines Eozän.

cigno der Seealpen und Apenninen) ist eine mächtige Schichtengruppe von einförmigen grauen Schiefern und Sandsteinen, tonigem Kalkstein und Mergelschiefer, deren Schichtenflächen häufig von Fucoiden (Chondrites) bedeckt sind*). Nicht selten sind dem feintonigen Flysch größere Gerölle und Blöcke z. B. von Gneis und Glimmerschiefer eingestreut, die z. T. den benachbarten Bergketten fremd sind (exotische Blöcke). Der alttertiären

*) A. Rothpletz, Über die Flysch-Fucoiden. Z. d. D. geol. Ges. 1896. S. 854.

Flyschformation gehören auch die schwarzen Dachschiefer von Glarus an, welche durch ihren Reichtum an Knochenfischen (Palaeorhynchus, Meletta) berühmt geworden sind. Jedenfalls ist ein mächtiges Schichtensystem, welches, abgesehen von den Fischen in den glarner Schiefern und den Kriechspuren von Würmern, keinerlei animalische Reste zeigt, unmittelbar zwischen von Tiergehäusen angefüllten Nummulitengesteinen eine höchst auffallende Erscheinung, welche das Eigentümliche des alpinen Alttertiärs noch erhöht.

Das Alttertiär der Rocky Mountains. In dem Raume zwischen den Rocky Mountains und dem Wahsatchgebirge breiten sich in der enormen Mächtigkeit von über 3000 m Süßwasserablagerungen als Ausfüllungsmassen eines wesentlich der Eozänperiode angehörigen großen Binnensees aus. Ihre Oberfläche bildet jetzt ein weites, dürres, wüstenartiges Tafelland, welches durch Erosion und Denudation terrassenförmig zerschnitten und z. T. in eine phantastische Felsenlandschaft umgestaltet worden ist (Bad Lands). Diese alttertiäre Binnenformation zeichnet sich durch ihren Reichtum an Skeletten von Wirbeltieren und zwar namentlich von Säugetieren aus und gliedert sich in 5 Unterabteilungen, deren jede durch eine selbständige Fauna charakterisiert wird. Der unterste, etwa 1000 m mächtige Schichtenkomplex, die Puerco-Gruppe, umschließt die Reste einer an diejenige von Cernays erinnernden reichen Säugetierfauna, in der Creodontia (Urfleischfresser) vorwiegen. Zu diesen gesellen sich Amblypoda (primitive Huftiere), Tillodontia (teils an Raubtiere, teils an Nager erinnernd), Halbaffen und Beutelratten. In der nächsten, etwa 800 m mächtigen Wahsatch-Gruppe walten neben Creodonten von ausgesprochenem Raubtiergepräge Huftiere vor (so Coryphodon, Phenacodus, Lophiodon, Eohippus, Tapire). Die darauf folgende Green-River-Gruppe hingegen liefert ausschließlich Fische vom Habitus der Monte-Bolca-Fauna. Die nächst höhere, 800—900 m mächtige Bridger-Gruppe ist die Lagerstätte riesiger Dinoceraten (Uintatherium, Fig. 549, und Tinoceras), ferner von Coryphodon, Phenacodus und Tillotherium, sowie zahlreicher Nager, Insektivoren und Creodonten (Proviverra). Die letzten Absatzprodukte des ursprünglichen Wahsatch-Sees bildet die unter- und mittel-oligozäne Uinta-Gruppe mit einer Säugetierfauna, der außer Creodonten u. a. die Gattungen Titanotherium, Diplacodon, Amynodon und Epihippus angehören. Dem Alter nach schließen sich an die Uinta-Gruppe die in Oregon, Nevada und benachbarten Teilen der Rocky Mountains verbreiteten und als White-River-Gruppe bezeichneten Binnensee-Ablagerungen an, welche sich namentlich durch die Führung von Titanotherium (riesige Rhinozerosse mit zwei nebeneinander stehenden Hörnern) und von Oreodon (»wiederkäuende Schweine«) auszeichnen.

Das Oligozän.

Das Oligozän in Südengland. An die S. 660 u. f. beschriebene eozäne Schichtenreihe Englands und zwar speziell an die Bartontone schließt sich eine fluvio-marine Bildung an, während deren Ablagerung stets Schwankungen des Meeres stattfanden, so daß bald marine, bald brackische, bald Süßwassergebilde zum Absatz gelangten. Sie zerfällt in drei Abteilungen (siehe unten):

Das Oligozän

	von England	des Seinebeckens	von Norddeutschland	der Schweiz und Südbayerns	des Mainzer Beckens
Oberes	Lignite and clay of Bovey.	Aquitanien: Calcaire à hélices; Calcaire de Beauce; Meulières de Montmorency; Marnes d'Étampes.	Mergel von Osnabrück, Wiepke und Bünde; Muschelsande von Kassel; Sternberger Gestein; Glimmersande der Mark, Sachsens, von Krefeld, Düsseldorf; obere Braunkohlen.	Untere Süßwassermolasse (aquitanische Stufe); Cyrenenschichten Südbayerns mit Pechkohlenflözen (Miesbach), Rote mergelige Molasse des Rigi.	Cerithienschichten nebst Landschneckenkalk und Blättersandstein.
Mittleres	Süßwassergebilde der Hempstead beds.	Tongrien: Grès de Fontainebleau; Molasse d'Étrechy; Marnes à Ostrea; Travertin de la Brie; Marnes à Cyrènes.	Septarien- (Rupel-) ton; Stettiner und Söllinger Sand; (Rupélien).	Untere Meeresmolasse (Tongrische Stufe).	Cyrenenmergel. Septarienton; Meeressande von Weinheim-Alzey. Im Unter-Elsaß Asphaltkalk.
Unteres	Bembridge Series; Osborne Series; Headon Series.	Ludien: Gipse du Montmartre; Marnes et sables à Lucina, à Cérithes et à Pholadomya.	Untere Braunkohlen Sachsens; Tone von Egeln; Bernstein führende Schichten des Samlandes; Unterste norddeutsche Braunkohlenbildung von Egeln.	Schichten von Häring; Blättersandstein von Reit i. Winkel. Jüngste Nummuliten- und Flyschbildung.	Im Elsaß Petrolsandmergel und Cyrenenkalke.
	Anschließend an das Eozän; siehe Tabelle auf S. 660.				

1. Das **Unteroligozän** von Headon, Osborne und Bembridge besteht vorzugsweise aus abwechselnden Süßwasser- und Brackwasserschichten, also Sanden, Mergeln und Tonen mit Arten von Cyrena, Unio, Paludina (Fig. 578), Planorbis (Fig. 577), Potamides, Cerithium, Melania, Limnaea, Helix und Bulimus. Zu diesen Mollusken gesellen sich die Reste zahlreicher Wirbeltiere, und zwar

vorzüglich von Säugetieren, welche innerhalb der unteroligozänen Schichtenreihe Englands auf zwei Horizonte verteilt sind, deren unterer der Headon-, deren oberer der Bembridge-Series zuzurechnen ist. Sie gehören, abgesehen von verschiedenen Schildkröten, Schlangen und Krokodilen, namentlich den Gattungen Anoplotherium und Palaeotherium und der übrigen Säugetierfauna an,



Fig. 577. Planorbis euomphalus Sow.



Fig. 578. Paludina orbicularis Sow.

welche sich in dem Gipse des Montmartre findet. Zwischen dieser Schichtenreihe mit Süßwasser- und Landbewohnern treten jedoch gewisse Schichten marinen Ursprungs eingeschaltet auf, deren Fauna mit der des deutschen Unteroligozäns über 20 charakteristische Arten gemein hat, so daß die Äquivalenz der Headon-Bembridge-Series, des Gipses vom Montmartre und des deutschen Unteroligozäns gesichert ist.

2. Das **Mitteloligozän,** die Hempstead-Series, brackische, etwa 60 m mächtige Tone, Sande und Mergel mit Cyrena semistriata Desh. (Fig. 579),



Fig. 579. Cyrena semistriata Desh.



Fig. 580. Cerithium plicatum Brug.

Cerithium plicatum Brug. (Fig. 580), welche sich ebenfalls in den gleichalterigen Meeressanden von Frankreich (Sables d'Étampes) finden.

3. Dem **Oberoligozän** scheint jene kleine Braunkohlenformation anzugehören, welche eine muldenförmige Vertiefung in der Granitregion von Bovey-Tracey in Devonshire ausfüllt. Sie besteht aus einer 100 m mächtigen Schichtenreihe von wechselnden Sanden, Tonen und Braunkohlen und ist außerordentlich reich an wohlerhaltenen Pflanzenresten. Diese gehören vorzugsweise Koniferen, und zwar namentlich dem Genus Sequoia (S. Couttsiae Heer), ferner Palmaciten an; andere Schichten sind voll großer Farnwurzeln, noch andere reich an Dikotyledonen-Blättern (Cinnamomum, Laurus, Quercus, Salix, Ficus u. a.).

Das Oligozän im Pariser Becken. Im Seinebecken schließt sich an das Eozän S. 664) folgende oligozäne Schichtenreihe an:

Unteroligozän (Ludien).

1. Das Hauptglied der französischen Unteroligozänformation ist der Gips des Montmartre, welcher in Form dreier Einlagerungen eingeschaltet ist zwischen Mergeln mit Mytilus, Nucula, Cyrena, Lucina und Cerithium, und unterlagert wird von einem Mergel mit Pholadomya ludensis, Cardium granulosum,

Voluta Fabri u. a. In den Gipsen kommen sehr zahlreiche Knochen von Säugetieren, Vögeln und Reptilien vor. Fast kein Block wird aus dem Gips des Montmartre gebrochen, der nicht dergleichen enthielte, meist aber isoliert und zerstreut, nur selten in vollständigen Skeletten. Die Vertreter dieser Säugetierfauna sind hauptsächlich Huftiere, so Lophiodon, Ancodus (Hyopotamus) und Xiphodon, vor allen aber das artenreiche und weitverbreitete Palaeotherium (Fig. 548 u. 582) und Anoplotherium (Fig. 583), ferner Zwerghirsche, Schweine (Elotherium), echte, zum Teil aber auch noch den Creodonten nahe stehende Raubtiere (Cynodon, Proviverra, Hyaenodon, Pterodon) und Halbaffen (Adapis, Fig. 581), denen sich eine Anzahl Beuteltiere (Didelphys), Fleischfresser, Nager und Handflügler zugesellen. Im Vergleiche mit den Säugetieren, welche durch etwa 50 Spezies im Pariser Gipse repräsentiert sind, treten die Vögel (10 Arten) stark zurück. Auf den Schichtungsflächen des dortigen Gipses sind auch die Fußtapfen der meisten dieser Tiere, welche sie

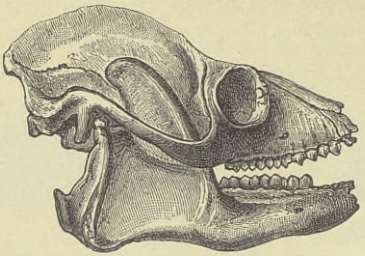


Fig. 581. Schädel von Adapis parisiensis Cuv.

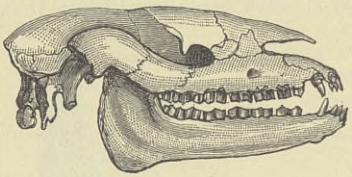


Fig. 582. Schädel von Palaeotherium crassum Cuv.



Fig. 583. Schädel von Anoplotherium commune Cuv.

im Schlamme der Seeufer hinterließen, enthalten, so die von Anoplotherium, Palaeotherium, von Land-, Fluß- und Sumpfschildkröten, großen Batrachiern, Krokodilen, Leguanen und Riesenvögeln. Die gleiche Säugetierfauna findet sich in den mit Bohnerzen und Phosphoriten ausgefüllten Jurakalkspalten des Quercy bei Villefranche.

2. Cyrenen-Mergel (marnes à cyrènes), neben Cyrenen mit viel Cerithien;
3. Süßwasserkalk von Brie (Travertin moyen) mit Planorbis, Bithynia, Limnaeus.

Mitteloligozän (Tongrien).

1. Ostreen-Mergel (Stampien) mit Ostrea cyathula, zu unterst mit Ostr. longirostris;
2. Molasse von Étrechy mit Cerithium plicatum und Cytherea incrassata sowie Halitherium;
3. Der Sandstein von Fontainebleau, pittoreske Felsen bildend, und Sande von Étampes; an der Basis Mergel mit Cerithien, Cytherea, Gasterochaena, Purpura, — dann Sande mit Lucina, Cardita, Cytherea.

Oberoligozän (Aquitanien).

Obere Süßwasserbildung (Meulières de Montmorency, Calcaire de Beauce), welche besteht aus Süßwasserkalken und Quarzen mit Limnaeus, Paludina, Planorbis, und in ihrem obersten Horizonte mit zahlreichen Arten von Helix.

Das Oligozän in der Schweiz (untere Molassenformation)*). Auf die S. 666 geschilderte eozäne und unteroligozäne, aus Nummuliten- und Flyschgebilden bestehende Schichtenreihe des nördlichen Alpensaumes folgt eine gewaltige Ablagerung von Sandsteinen und Konglomeraten, die man mit dem Namen Molasse bezeichnet. Sie gehört der Mittel- und Oberoligozän-, der Miozän- und der Pliozänformation an. An dieser Stelle betrachten wir nur die erstere in kurzen Zügen. Die oligozäne Molasse der Schweiz besteht aus zwei Unterabteilungen:

1. Die untere Meeresmolasse, ein Sandstein, welcher aus Körnern von Quarz, Kieselschiefer und Feldspat und einem feinsandigen, mit Säuren brausenden Mergelzemente, sowie weißen Glimmerschuppen und dunkelgrünen Glaukonitkörnern zusammengesetzt und bankartig geschichtet ist. Er führt, wie die oberen Meeressande von Frankreich, wie die Hempstead-Tone und die norddeutschen mitteloligozänen Bildungen Cyrena semistriata (Fig. 579), Pectunculus obovatus, Ostrea longirostris, Ost. cyathula, Ost. callifera, Cerithium plicatum (Fig. 580), Cerith. elegans, ist demnach ebenfalls mitteloligozän (tongerische Stufe). Darüber:
2. die untere Süßwassermolasse (aquitanische Stufe). Sie beginnt mit der roten Molasse, nämlich bunten, roten Mergeln, welche stellenweise über 300 m mächtig werden und z. B. am Rigi und Hochfurren eine großartige Entwicklung besitzen. Auf sie folgen Sandsteine, Mergel und Nagelfluh, d. h. grobe Konglomerate von eigroßen, vollkommen abgerundeten Geröllen mit Eindrücken, welche sie sich gegenseitig beigebracht haben. Diese als Cyrenen-Schichten ausgebildete Molasse führt bei Monod und Rivaz im Kanton Waadt, am hohen Rohnen, bei Miesbach, Pensberg und am Peißenberg in Südbayern Flöze von Braunkohlen und zwar Pechkohlen und ist, wie das Vorkommen von Corbula-, Paludina- und Melanopsis-Arten, namentlich aber von Cyrenen, endlich das von eingeschwemmten Säugetierresten beweist, eine Brackwasserbildung**). Den wesentlichsten Bestandteil der dortigen Oligozänflora bildeten Cinnamomum, Dryandroides, immergrüne Eichen, Ficus, Alnus, Betula, Juglans, Sequoia, Pinus, Libocedrus, sowie Fächer- und Fiederpalmen***). Der Gesamtcharakter dieser Flora ist ein ausgesprochen subtropisch-amerikanischer, der, wenn auch modifiziert durch japanische und australische Formen, an die jetzige Pflanzenwelt Floridas und Louisianas erinnert.

Das Alttertiär des Elsaß ist auf das Rheintal und hier wesentlich auf das Oligozän nebst etwas Eozän beschränkt und gehört nach A. Andreae von oben nach unten folgenden Stufen an†).

---

*) O. Heer, Urwelt der Schweiz. 1879. S. 293 u. f.

**) C. W. Gümbel, Abriß der geognost. Verh. d. Tertiär-Schichten bei Miesbach. München 1875.

***) O. Heer, Flora tertiaria Helvetiae. Zürich 1854—1859.

†) A. Andreae, Beitr. z. Kenntnis d. elsäß. Tert. Abh. z. geol. Spezialk. v. Elsaß-Loth. Bd. II. 1883, und Mitt. d. geol. La. v. Els.-Lothr. III. 1890. S. 105.

Oligozän.

Oberes (schwach brackisch).

Schichten von Rufach mit Cyrena convexa, Mytilus Faujasi und Lebias.

Cyrenenmergel, Egisheim, sowie Meroux, Moval, Fèche l'Église usw. bei Belfort; Kolbsheim, Truchtersheim bei Straßburg.

Plattiger Steinmergel von Mülhausen (Förster) mit Fischresten, Asseln, Krebsen und Insekten.

Mittleres (marin).

Septarienton, Mergel mit Leda Deshayesiana bei Lobsann, Tone mit Ostrea callifera bei Hartmannsweiler usw. Im Ober-Elsaß gleichalterige Fischschiefer mit Meletta und Amphisyle.

Asphaltkalk von Lobsann mit Anthracotherium alsaticum Cuv.

Meeressand mit Panopaea Héberti, Cytherea splendida, Ost. callifera, Pectunculus obovatus usw. Stetten, Rötteln in Ober-Baden, Rädersdorf, Dammeskirch, Ober-Elsaß. Rädersdorfer Kalk mit Halitherium. Zum großen Teil damit gleichalterig die Küstenkonglomerate längs der Vogesen und des Schwarzwaldes.

Unteres (brackisch).

Petrolsandkomplex*). Graue Mergel, grünliche Tone mit eingelagerten Petrolsanden (siehe S. 182 und 218), Blättersandsteinen, zum Teil mit Anodonta Daubreana Schimp.; Pechelbronn, Schwabweiler, Unter-Elsaß, Hirzbach, Ober-Elsaß.

Mergel mit Einlagerungen von Steinsalz und Gips von Zimmersheim (Bamlach, Wasenweiler, Ober-Baden usw.) sowie Steinmergel mit Cyrenen (Effringen, Istein in Ober-Baden, Zillisheim im Ober-Elsaß usw.).

Eozän.

Oberes (limnisch).

Melanienkalk mit Melania Laurae Math., Megalomastoma mumia Lmk. und Palaeotherium medium Cuv., Brunnstadt, Ober-Elsaß, Klein-Kembs, Ober-Baden u. a.; Blättersandstein von Spechbach, Ober-Elsaß.

Mittleres (limnisch).

Buchsweiler-Kalk mit Resten einer Säugetierfauna (z. B. Lophiodon und Propalaeotherium) sowie mit Planorbis pseudammonius Schloth.; Buchsweiler, Dauendorf, Ubstatt, Ober-Baden, Bischenberg usw. am Unterrhein; Hobel unw. Basel.

Außerdem ist das Eozän durch isolierte Vorkommnisse von Bohnerzen vertreten.

Das Mitteloligozän des Oberelsaß enthält namentlich nördlich von Mülhausen in mehreren Horizonten bis über 10 m mächtige Flöze von Steinsalz, mit denen 2 bis 4 m mächtige Lager von Edelsalzen (Sylvin und Carnallit verknüpft sind**).

Das Oligozän des eigentlichen Mainzer Beckens findet bei Besprechung der jüngeren Tertiärgebilde im nächsten Abschnitte Berücksichtigung.

---

*) L. v. Werveke, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 97. — A. Andreae, Ber. der Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt 1886/87. S. 23.

**) W. Wagner, Mitt. d. Philom. Ges. Straßburg. IV. 1911. S. 471.

Die **Bohnerzformation** des südwestlichen Deutschlands und der angrenzenden Partien der Schweiz und Frankreichs. Die tertiären Bohnerze sind Absätze von Mineralquellen, treten fast ausschließlich im Gebiete des weißen Jura auf und bestehen aus konzentrisch-schaligen Kügelchen von unreinem Brauneisenerz, welche in mit Sandschichten wechsellagernden Tonen oft dicht aneinander oder einzeln eingestreut liegen. Diese bohnerzführenden Schichten bedecken zum Teil in bis über 30 m mächtigen ausgedehnten Ablagerungen den Boden der Täler, zum Teil füllen sie kessel- oder schachtartige Vertiefungen, sowie Spalten, Höhlen und Schlünde der den Untergrund bildenden jurassischen Kalksteine aus, deren Wände dann zernagt, von Kieselsäure imprägniert oder von Eisenerz überzogen erscheinen. Die Bohnerze umschließen außer eingeschwemmten Fossilien älterer Formationen, aber z. T. auch Resten miozäner Säugetiere, besonders die Skeletteile von Anoplotherium, Palaeotherium, Lophiodon, Hyopotamus u. a., welche mit solchen aus dem Gipse des Montmartre übereinstimmen, also dem Unteroligozän angehören. Einige der Hauptfundpunkte dieser Bohnerze sind Kandern im Breisgau, Tuttlingen und Frohnstätten in Württemberg, Egerkingen und Mauremont in der Schweiz und der Quercy in Frankreich.

Die Oligozänformation in Norddeutschland*). Die norddeutsche Niederung ist in ihrer ganzen Ausdehnung als ein oberflächlich zum größten Teil von diluvialen Lehmen, Sanden und Kiesen bedecktes Tertiärterritorium zu betrachten, welches nur durch einige kleinere Inseln älterer Gesteine, wie z. B. die des Muschelkalkes von Rüdersdorf, des Gipses von Sperenberg, der mesozoischen Schichten von Lüneburg, des nördlichen Mecklenburg und der Odermündungen unterbrochen wird. Anderseits drängen sich vom Südrande dieser ausgedehnten und zusammenhängenden Tertiärbildungen aus eine Anzahl Ausbuchtungen zwischen die südlicheren Gebirge und Höhenzüge. Es sind dies:

1. Die niederrheinische Bucht, welche bis südlich von Bonn in das rheinische Gebirge eingreift, nach Nord und West mit den holländischen und belgischen Tertiärbildungen zusammenhängt und wesentlich aus Braunkohlen führenden Schichten besteht, die jedoch bei Krefeld, Grafenberg u. a. O. von marinem Oligozän unterlagert werden.

---

*) E. Beyrich, Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1856. — Ders., Über die Abgrenzung der oligozänen Tertiärzeit. Monatsber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1858. — A. v. Koenen, Über die Parallelisierung des norddeutschen, englischen und französischen Oligozäns. Z. d. D. geol. Ges. 1867. S. 23. — Ders., Das mar. Mitteloligozän Norddeutschlands. Palaeont. 1868 u. 1869. — Ders., Das norddeutsche Unteroligozän. Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. Bd. X. 1889—94.

2. Die thüringisch-sächsische Bucht, welche zwischen Halle und Wurzen bis weit nach Thüringen in das Gebiet älterer Formationen eindringt, namentlich Braunkohlen führende, aber bis südlich von Leipzig auch marine Schichten umschließt und in welche die damaligen Flußläufe der Elster und Mulde einmündeten.

3. Die niederschlesische Bucht, welche die mit Braunkohlenablagerungen erfüllte Niederung des Odergebietes von Liegnitz und Breslau bis Neiße und Oppeln begreift.

Die allgemeine Südgrenze des einheitlich zusammenhängenden norddeutschen Tertiärlandes wird zwischen dem Ausgange der niederrheinischen und der thüringisch-sächsischen Bucht durch das weit nach Norden vorspringende westfälische und hannöversche Gebiet älterer Formationen bogenförmig nach Norden hinaufgedrängt, innerhalb dessen jedoch isolierte Lappen von z. T. marinem Oligozän (Habichtswald, Kassel) auf eine ursprünglich viel weiter nach Süden reichende Ausdehnung dieser Ablagerungen hinweisen. Von der Gegend von Leipzig aus aber verläuft ihre Südgrenze in fast vollkommen östlicher Richtung bis zu dem Eingange zur niederschlesischen Bucht. Die Nordgrenze der deutschen Tertiärterritorien wird von der Ostsee, der Nordsee und diluvialen und alluvialen Gebilden verborgen, nach Westen stehen sie mit dem belgisch-holländischen, nach Osten mit dem polnisch-russischen Tertiär in unmittelbarem Zusammenhange.

Die Tertiärablagerungen Norddeutschlands sind zum bei Weitem größten Teile oligozän und miozän, während eozäne Komplexe nur auf dessen nördlichstes Gebiet beschränkt sind und auch hier oberflächlich ganz zurücktreten, — pliozäne Meeresablagerungen hingegen vollständig zu fehlen scheinen. Die hierher gehörigen Schichten sind teils marinen Ursprungs, teils terrestre Gebilde. Letztere werden unter dem Namen der norddeutschen Braunkohlenformation zusammengefaßt, gehören aber mehreren, durch marine Schichten getrennten geologischen Horizonten an, — Wechsellagerungen, welche auf eben so viele Oszillationen hinweisen, die das norddeutsche Tertiärgebiet während seiner Ablagerungszeit erlitten hat (vgl. die Tabelle auf S. 685).

a) Die norddeutsche Braunkohlenformation*).

Die Gesteine, welche die auf einem Areale von mehreren Tausend Quadratmeilen zur Ablagerung gelangten norddeutschen Braunkohlengebilde zusammensetzen, sind namentlich lose Aufschüttungen von glatten, glänzen-

*) C. F. Zincken, Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867, und Suppl. 1871. — H. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. 2. Ausg. von W. Bruhns, Berlin 1906. S. 295—355. — K. v. Fritsch, Die Tertiärformation Mitteldeutschlands. Festschr. IV. Deutsch. Bergmannstag. Halle a. S. 1889. — G. Klein, Handb. f. d. Deut. Braunkohlenbergbau. 2. Aufl. Halle a. S. 1912.

den Quarzgeröllen, welche aber auch bisweilen durch kieseliges Bindemittel zu sehr festen Konglomeraten verkittet sind, — Sande von meist farblosen oder weißen Quarzkörnern, Quarzsandsteine und Braunkohlenquarzite, diese zum Teil in regelmäßigen Bänken, zum Teil in oft lachtergroßen, kugelig, zylindrisch oder unregelmäßig lappig gestalteten Klumpen (Knollensteine)*), welche isoliert im losen Braunkohlensande liegen, durch ihr kieseliges Zement eine außerordentliche Festigkeit erlangen, und sehr häufig aus kristallinischen Quarzkörnern bestehen; Tone von grauer, oft auch weißer Farbe, oft sehr rein und vollkommen plastisch, lokal reich an Pflanzenabdrücken, und endlich Braunkohle. Letztere, deren Ablagerungen eine so außerordentliche Bedeutung auf Norddeutschlands Industrie und Wohlstand geäußert haben, erscheint in mancherlei Varietäten, so als holzige und erdige Braunkohle, Moorkohle, Lignit, Papierkohle und endlich als Wachskohle (Schwelkohle). Diese, namentlich aus der Gegend von Weißenfels bekannte, als Pyropissit bezeichnete, zur Fabrikation von Paraffin verwendete, wesentlich aus Pflanzenwachs bestehende Varietät ist sehr leicht, schmutziggelb, feinerdig und schmilzt bei Erhitzung rasch zu einer pechartigen Masse.

Das Tiefland Norddeutschlands und die mit ihm zusammenhängenden drei südlichen Buchten müssen während jener Tertiärperiode zeitweilig von ausgedehnten Sümpfen und Mooren, sowie von Wasserlachen bedeckt gewesen sein, auf welchen und um welche herum eine üppige subtropische Flora wucherte. Durch allmählich fortschreitende Ausfüllung dieser Lachen von seiten der abgestorbenen Reste der an Ort und Stelle wachsenden Sumpf- und Moorvegetation, sowie ausgedehnter Waldungen und Dickichte, also auf autochthonem Wege, wurde das Material der meisten Braunkohlenflöze Norddeutschlands geliefert, während dasjenige anderer durch fließende Gewässer zusammengeschwemmt und aufgehäuft wurde, also allochthonen Ursprungs ist. Von Sand- und Tonschichten bedeckt, wurden die aufgestapelten Pflanzenmassen vor dem Wegfaulen bewahrt und durch den bei Abschluß der Luft eintretenden Vermoderungsprozeß (S. 178) allmählich in Braunkohle verwandelt. An der Zusammensetzung dieser Braunkohlenflöze nehmen sehr oft noch wohlerhaltene, aber brettartig zusammengedrückte Stämme und Äste von Nadelhölzern, seltener von Laubhölzern und Palmen einen wesentlichen Anteil. Weniger häufig ist das auf die Autochthonie**) solcher Flöze hinweisende stellenweise Auftreten noch aufrecht stehender, im Liegenden der Flöze wurzelnder 1—3 m hoher Baumstümpfe.

Die Braunkohlen bilden Flöze von oft beträchtlicher Ausdehnung, welche eine Mächtigkeit von 2 bis 6 m zu besitzen pflegen, lokal aber eine

*) W. Schubel, Z. f. Naturw. 1911. S. 161.

**) Siehe S. 469 und H. Potonié, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 1.

solche von 20 bis 30, ja von über 50 m und (so in der Niederrheinischen Bucht) selbst von über 100 m erreichen können. Sehr gewöhnlich kommen mehrere Flöze übereinander vor, so bei Riestedt 5, bei Muskau 6, in der Mark 7 usw. Häufig sind Lager von Alaunton, welcher zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol benutzt wird, mit den Braunkohlenflözen vergesellschaftet (Schwemsal, Bornstedt, Muskau, Freienwalde, Zittau).

Von den Braunkohlenablagerungen Norddeutschlands beschäftigen uns an dieser Stelle zunächst diejenigen des **Oligozäns.** Die Reihenfolge der an dem Aufbau derselben teilnehmenden Sand-, Kies- und Tonschichten und Braunkohlenflöze ist keine gesetzmäßige, nur für kleinere Areale zeigt sich eine einigermaßen konstante Gliederung. So baut sich z. B. die Braunkohlenformation der Gegend von Halle a. S. nach Laspeyres*) von oben nach unten aus folgenden Gliedern auf (siehe Profil Fig. 584).

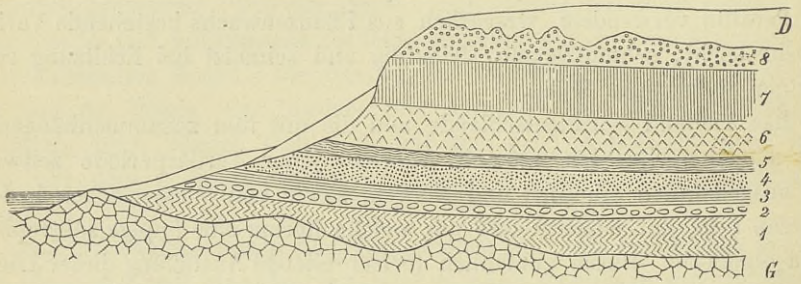


Fig. 584. Profil der Oligozänformation in der Gegend von Halle a. d. S. Nach *Laspeyres*.

D Diluvium,
8 Form- oder Glimmersand,
7 Septarienton, *6* Stettiner Sand } marines Mitteloligozän
5 Oberflöz
4 Stuben- oder Quarzsand
3 Unterflöz
2 untere Knollensteinzone
1 Kapselton } unteroligozäne Braunkohlenformation.
G älteres Gebirge (hier Porphyr).

5. Oberes Braunkohlenflöz, bis 5 m mächtig.
4. Stubensand, ein reiner Quarzsand, zum größten Teil bestehend aus lauter Quarzkriställchen, zuweilen zu Sandsteinen und Knollensteinen verkittet. Diese bei Teuchern mit Limulus Decheni Zinck. Bis über 30 m mächtig.
3. Unteres Braunkohlenflöz, bis 6 m mächtig. Durch zwischengelagerte sandige Mittel kann sich dieses Flöz in eine untere Flözgruppe spalten.
2. Untere Zone der Knollensteine oder des Braunkohlensandsteines. In einer bis 2 m mächtigen, tonig-sandigen Schicht liegen bis über zentnerschwere, oft sehr bizarr geformte Knollensteine von dichtem oder fein kristallinischem Quarzit.
1. Kapselton, ein weißer oder lichtgrauer plastischer Ton von 10—20 m Mächtigkeit, stellenweise, z. B. unweit Salzmünde, sehr reich an Gipskristallen.

*) Z. d. D. geol. Ges. 1872. S. 285.

Auch im nordwestlichen Teile des Königreichs Sachsen (vgl. Fig. 588, S. 683) beginnt die Braunkohlenformation mit:

Quarzkiesen und Sanden (lokal mit Alunitkugeln), sowie lichten Tonen, erstere reich an Knollensteinen. Darüber folgt

das untere oder Hauptbraunkohlenflöz streckenweise durch Tone und Sande getrennt in zwei Flöze, deren unteres mehr als 15 m Mächtigkeit erreichen kann*).

Auf diese Glieder der Halleschen und Leipziger Braunkohlenformation folgt das marine Mittel- und Oberoligozän, welches weiter unten beschrieben werden soll (vgl. S. 682ff.).

Noch älter als die beschriebenen Braunkohlenablagerungen sind diejenigen, welche bei Helmstedt, Latdorf, Egeln und Warsleben vom marinen Unteroligozän überlagert werden und somit dem untersten Niveau dieser Stufe, vielleicht sogar dem Eozän angehören (S. 680 u. 685).

Das Material der oligozänen Braunkohlen ist namentlich von den Hölzern von Koniferen, und zwar vorzüglich von Sequoien und Taxodien, geliefert worden. So besteht die Hauptmasse fast aller in der Umgebung des Harzes vorkommenden Braunkohlenflöze aus Stämmen von Taxodium, derer Schlesiens aus Cupressites und Taxodium, derer des Leipziger Kreises aus Cupressites Protolarix, Sequoia Couttsiae, neben diesen aber auch aus Palmacites Daemonorhops und einer Betula. Während demnach manche Braunkohlenflöze vorwiegend aus Koniferenhölzern bestehen, sind andere lagenweise von Wasserpflanzen (Salvinia, Trapa) oder von Laubhölzern (Quercus, Dryophyllum, Laurus, Cinnamomum, Ficus, Juglans) zusammengesetzt. Auch die Tone, Sandsteine und Schiefertone, welche jene zu begleiten pflegen, beherbergen lokal zahlreiche Reste, und zwar vorzugsweise Blätter von Laubhölzern. Als für diese unteroligozäne Flora bezeichnende Pflanzen sind u. a. zu nennen; Sequoia Couttsiae Heer, Sabal major Ung., Sterculia labrusca Ung., Apocynophyllum neriifolium Heer, Dryophyllum Dewalquei Sap., Trapa Credneri Schenk. Für die Gesamtheit der Flora ist charakteristisch das Zusammenvorkommen von Koniferen, immergrünen Laubbäumen, Fächer- und Kokospalmen; sie besaß ungefähr den Habitus der Vegetation Floridas und Louisianas, jedoch sind Anklänge an den indisch-australischen Charakter der Floren früherer Zeitalter nicht zu verkennen.

b) Die marinen Gebilde.

Zwischen die terrestre Fazies des Oligozäns, also zwischen die einzelnen Braunkohlenkomplexe, schieben sich infolge säkularer Oszillationen z. T. auf weite Erstreckungen marine Ablagerungen ein. Dieselben gehören dem Unter-, Mittel- und Oberoligozän an.

*) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 615. — F. Etzold in Klein, l. c. S. 143.

1. Das marine Unteroligozän.

Es sind dies die meist glaukonitischen Sande und Tone, welche bei Latdorf, Egeln, Magdeburg, Aschersleben und Helmstedt aufgeschlossen sind, dort den somit ältesten, also vielleicht schon eozänen Komplex der terrestren Braunkohlenformation überlagern (S. 679), Phosphoritknollen führen und als unteroligozäne Ablagerungen von Egeln bezeichnet werden. Sie sind zum Teil ganz außerordentlich reich an Resten von Meeresbewohnern; einige der bezeichnendsten derselben sind: Ostrea ventilabrum Goldf., Chama monstrosa Phil., Spondylus Buchi Phil., Pecten bellicostatus Wood, Leda perovalis Kön., Astarte Bosqueti Nyst., Arca appendiculata Sow., Pleurotoma Bosqueti Nyst., Buccinum bullatum Phil., Voluta decora Beyr. Zu ihnen gesellen sich zahlreiche, den Geschlechtern Cyathina, Turbinolia, Balanophyllia, Caryophyllia angehörige Einzelkorallen.

In dem Bohrloche der Zitadelle Spandau wurden unter dem Mitteloligozän (Stettiner Sand und Septarienton) in 314 bis 389 m Tiefe unteroligozäne glaukonitische Sande und Tone mit Ostrea ventilabrum Goldf. und dann direkt das Grundgebirge erbohrt (Fig. 583). In der Mark Brandenburg fehlen somit die in der Provinz und im Königreiche Sachsen auftretenden unteroligozänen Braunkohlenkomplexe gänzlich, vielmehr ist hier das Unteroligozän, ebenso wie das Mittel- und Oberoligozän, in mariner Fazies entwickelt. Erst dann folgt die der Leipziger oberen Braunkohlenformation entsprechende untermiozäne märkische Braunkohlenbildung (o. B. in Fig. 585).

Von ebenfalls unteroligozänem Alter ist die bernsteinführende Schichtenreihe des Samlandes bei Königsberg*). Der Bernstein kommt an der Küste Ostpreußens in einer Lage glaukonitischen Sandes unregelmäßig, lokal in außerordentlicher Menge verteilt vor. Diese bernsteinreiche Schicht (Blaue Erde, Fig. 586, *b*) ist 1,5 bis 4 m mächtig, liegt meist noch unter dem Spiegel des Meeres und wird von bis 23 m mächtigen, bernsteinarmen, reinen Quarzsanden (Triebsand) und Glaukonitsanden (der grünen Mauer) überlagert. Die unteren Glaukonitsande enthalten neben Ton- und Phosphoritknollen und dem Bernstein, letzterer mit zahlreichen feinst erhaltenen Insekten, Arachnoiden und Myriopoden, sowie mit

*) Zaddach, Das Tertiärgebirge des Samlandes. Schrift. d. phys.-ök. Ges. Königsberg 1868. — Jentzsch, Beitr. z. Kenntnis d. Bernsteinformation. Schrift. d. phys.-ök. Ges. Königsberg 1876. S. 101. — F. Nötling, Fauna d. samländ. Tertiärs. Abh. z. geol. Spez.-Karte von Preußen. Bd. VI. H. 3 u. 4. 1885, 1888. — A. v. Koenen, Abh. d. k. pr. geol. La. X. 1894. S. 1366. — Göppert u. Berendt, Der Bernstein und die in ihm befindlichen organischen Reste. Berlin. Bd. I. 1845. Bd. II. 1856. — Göppert u. Menge, Flora d. Bernst. Bd. I. 1883; Bd. II. 1886, von H. Conwentz. — Ders., Monographie d. baltischen Bernsteinbäume. Danzig 1890. — A. Tornquist, Geologie v. Ostpreußen. Berlin 1910. S. 83—121. Mit vollst. Lit.

Resten einer ausgesprochen tropischen Flora von immergrünen Eichen, Magnolien, Lorbeer, Palmen und Cypressen, eine nicht unbedeutende Menge unteroligozäner mariner Crustaceen, Mollusken und Echiniden. Die über diesem Komplex lagernde kleine Braunkohlenformation (*d*, *e*, *f*) mit Sequoia, Taxodium, Glyptostrobus, Gardenia, Populus, Ficus, Alnus, Cinnamomum u. a. gehört bereits dem Miozän an und ist der märkischen Braunkohlenformation äquivalent.

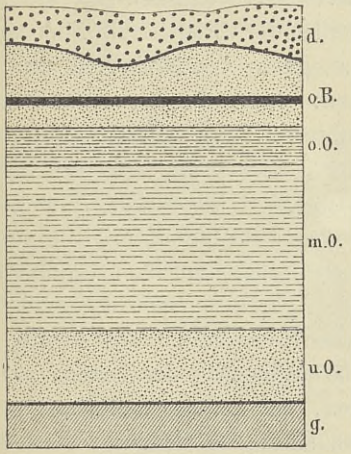


Fig. 585. Profil durch das Tertiär der Gegend von Berlin. Nach *G. Berendt*. *d* nordisches Diluvium, *o.B.* obere (miozäne) Braunkohlenformation (60 m), *o.O.* marines Oberoligozän (30 m), *m.O.* marines Mitteloligozän (Septarienton und Stettiner Sand, 170 m), *u.O.* marines Unteroligozän (75 m), *g* Grundgebirge (z. T. mittlerer Lias).

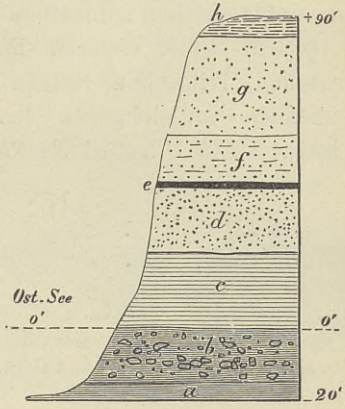


Fig. 586. Profil durch die samländische Bernsteinformation bei Gr. Hubniken. Nach *Runge*.

h Humus,
g Diluvium,
f gestreifter Sand } miozäne
e Braunkohle } samländische Braunkohlenformation.
d weißer Sand }
c Triebsand u. grüne Mauer } unteroligozäne
b blaue Bernsteinerde } Bernstein führende
a wilde Erde } Glaukonitformation.
o' Ostseespiegel.

Der Bernstein des Samlandes dürfte nach Conwentz von 4 Kiefern-Arten (nach Göppert von Pinus succinifer) und einer Fichte (Picea Engleri Conw.) abstammen, welche einen großen Teil des nördlichen Europas, namentlich Skandinaviens, bedeckt haben müssen, und ist von dort im Anfange der Oligozänperiode durch das Meer an die damalige samländische Küste angetrieben worden, wo er sich demnach auf sekundärer Lagerstätte befindet.

Lokalisierte Anhäufungen von Bernstein im Diluvium Pommerns*), der Mark, Sachsens und Mecklenburgs deuten auf eine westliche Fortsetzung der Bernsteinlager hin.

*) W. Deecke, Geol. v. Pommern. Berlin 1907. S. 132.

2. Das marine Mitteloligozän*).

Das über große Areale von Norddeutschland verbreitete marine Mitteloligozän besteht zum Teil aus Sand und Sandstein, zum Teil aus Ton und wird im ersteren Falle nach typischen Aufschlußpunkten Stettiner oder Magdeburger Sand, in letzterem Septarienton genannt, weil er rundliche oder flach ellipsoidische Septarien eines dichten, von Kalkspatadern durchsetzten Kalksteines umschließt. Diese mitteloligozänen Schichten und besonders die Septarien- (oder Rupel-)tone sind sehr reich an organischen Resten, unter welchen namentlich Foraminiferen und Mollusken eine wichtige Rolle spielen. Unter ersteren sind die Geschlechter Cristellaria, Nodosaria, Truncatulina, Triloculina, Rotalia die vorwaltenden; von Mollusken sind als ausschließlich mitteloligozän hervorzuheben: Leda Deshayesiana Duch. (Fig. 587), Nucula Chasteli Nyst., Axinus obtusus Beyr., Pecten permistus Beyr., Fusus multisulcatus Nyst., Pleurotoma Duchasteli Nyst. und Pl. regularis de Kon. Zu ihnen gesellen sich Cyprina rotundata Br. und Aporrhais speciosa Schl. in großer Häufigkeit. Einige der Hauptaufschlußpunkte der hierher gehörigen, bei Leipzig und Halle etwa 24, bei Spandau 170 m mächtigen Schichten sind: das Odertal bei Stettin, Freienwalde, Biere, Buckow, Latdorf, Mallis, Itzehoe, Aarhus, Hermsdorf, Neustadt-Magdeburg, Gommern, Görzig bei Köthen, Söllingen, Walle bei Celle, Leipzig.

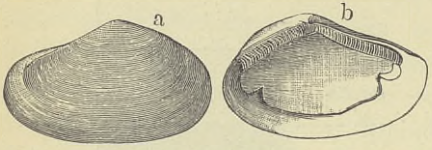


Fig. 587. Leda Deshayesiana Duch. *a* von außen, *b* von innen.

Auf die oben (S. 678) kurz beschriebenen Glieder der Halle'schen Braunkohlenformation folgen dort als Vertreter des Mitteloligozäns:

1., also 6 in obigem Profile (Fig. 584, S. 678): der Stettiner Sand, eine 3 bis 13 m mächtige Ablagerung von feinem Sande, mit viel Glimmerblättchen, imprägniert von Eisenkiesteilchen, nach unten zu oft schwarzbraun (Braunkohlensand). Oft reich an Knollen oder Schnüren von Aluminit und daher als Aluminitsand bezeichnet. Er geht über in

2., also 7 in Fig. 584: Septarienton, eine tonig-sandige Ablagerung mit linsenförmigen Kalksteinkonkretionen (Septarien) mit Gipskristallen und Brauneisensteinknollen. Darüber folgt

oberoligozäner Sand (Formsand, Glimmersand), feinkörnige, glimmerreiche, zum Teil eisenschüssige, ungeschichtete Quarzsande, bis 15 m mächtig und wahrscheinlich marinen Ursprunges (8 in Fig. 584).

---

*) A. v. Koenen, Das marine Mitteloligozän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Kassel 1868 und 1869.

Ganz ähnlich setzt sich nach H. Crd.*) das marine Mitteloligozän von Leipzig zusammen (Fig. 588). Auf das Braunkohlenflöz des Unteroligozäns (S. 679 und *u.b.* Fig. 588) folgt direkt

1 (*st.* in Fig. 588). grauer, zum Teil glaukonitischer Sand mit Phosphoritknollen, reich an Pectunc. Philippii, Aporrhais speciosa, Cypr. rotundata;
2 (*s.* in Fig. 588). plastischer Septarienton mit Leda Deshayesiana, Nucula Chasteli, Fusus multisulcatus; darüber
3 (*o.O.* in Fig. 588). glimmerreiche, lokal glaukonitische und Konkretionen von Brauneisenerz führende, versteinerungsleere, bereits oberoligozäne Quarzsande (Glimmersande), und zu oberst
(*o.B.* in Fig. 588). eine obere, untermiozäne Braunkohlenformation (S. 698).

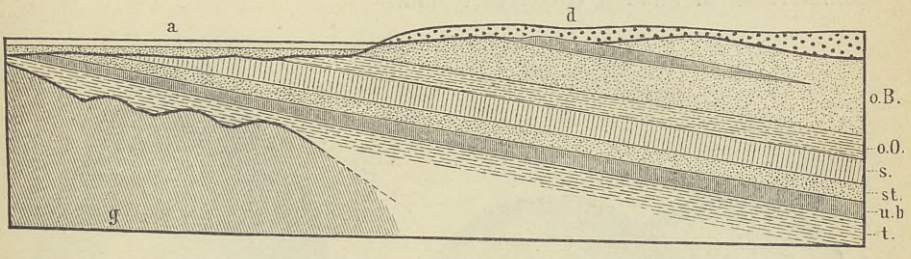


Fig. 588. Profil durch das Tertiär von Leipzig. *H. Crd.*

a Alluvialaue der Elster und Pleiße,
d Diluvium,
o.B. obere Braunkohlenformation mit schwachen, sich auskeilenden Flözen, 35 m } Untermiozän.
o.O. Glimmersand, 10 m. Oberoligozän.
s. Septarienton, 10 m } marines Mitteloligozän.
st. Stettiner Sand, 10 m }
u.b. unteres Braunkohlenflöz, bis 18 m } unteroligozäne Braunkohlenformation.
t. lichte Tone }
g. Grundgebirge (Grauwacken diskordant überlagert vom obersten Karbon).

3. Die marinen Gebilde des Oberoligozäns

besitzen in Norddeutschland auf der Strecke Kottbus, Hannover, Detmold, Osnabrück eine weite Verbreitung, treten aber nur sehr sporadisch zutage, so in dem Landstriche zwischen Hildesheim und Osnabrück, wo weiche Mergel vereinzelte unansehnliche Hügel im Gebiete mesozoischer Formationen zusammensetzen. Die bedeutendste der hierher gehörigen Ablagerungen bildet den Doberg bei Bünde, wo sie auf Septarienton und unteroligozänen Schichten ruht**) und namentlich führt: Echinolampas Kleini Goldf. (Fig. 589), Spatangus Hoffmanni Goldf., Terebratula grandis Blumenb. (Fig. 590), Pecten Janus Goldf., Pecten subdecussatus Münst.

*) H. Credner, Das Oligozän des Leipziger Kreises. Z. d. D. geol. Ges. 1878. S. 615, und 1886. S. 493. — Ders., Die Phosphoritknollen usw. Abh. d. k. Sächs. Ges. d. Wiss. XXII. Nr. I. Leipzig 1895.

**) A. v. Koenen, Z. d. D. geol. Ges. 1866. S. 287. — E. Lienenklaus, Oberoligozän-Fauna des Doberges. Osnabrück 1891.

Auch in Kurhessen erscheinen z. B. auf Wilhelmshöhe, bei Ober- und Niederkaufungen über den Septarientonen oberoligozäne, lose Quarzsande, Sandsteine und sandige Tone mit Pecten subdecussatus Münst., Arca Speyeri, Semp., Ancillaria Karsteni Beyr., Nassa pygmaea Schloth., Pleurotoma subdenticulata Münst. Oberoligozänen Alters sind endlich die unter dem Namen Sternberger Kuchen bekannten Sandsteingerölle, welche sich im mittleren Mecklenburg-Schwerin im Diluvialkiese vorfinden*) und zum Teil dermaßen von Molluskenresten angefüllt sind, daß das ganze Gestein nur aus ihnen zu bestehen scheint. Fast alle oben von Kassel angeführten Arten kommen auch in ihnen vor. Diese »Kuchen« stammen von Sandsteinbänken ab, welche den dortigen, an oberoligozänen Mollusken reichen, glaukonitischen, glimmerreichen Sanden eingelagert sind.

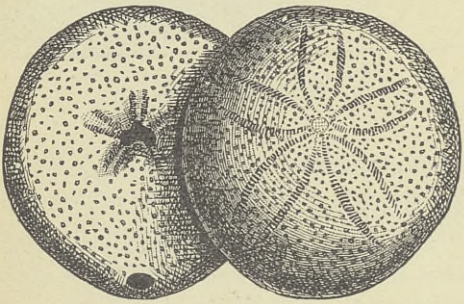


Fig. 589. Echinolampas Kleini Goldf.

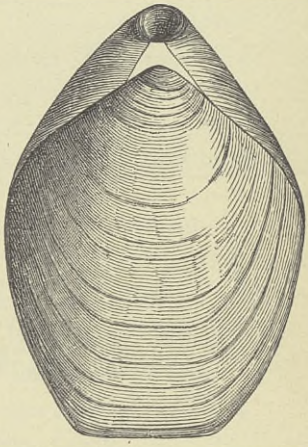


Fig. 590. Terebratula grandis Blum.

Marines Oberoligozän ist außerdem in der Niederrheinischen Bucht bei Krefeld, Düsseldorf und Grafenberg unter der miozänen Niederrheinischen Braunkohlenformation vorhanden. Im norddeutschen Tieflande ist dasselbe u. a. bei Bleckede und Schmardau an der Elbe, bei Wiepke, ferner bei Priorflies, Rackow und Gr. Ströbitz unweit Kottbus mit marinen Resten, ohne solche an zahlreichen Punkten (z. B. Berlin und Spandau) erbohrt worden**). Auch die Form- und Glimmersande Sachsens (siehe oben) dürften hierher gehören***). Hier (vgl. Fig. 588), wie in der Mark (vgl.

*) E. Geinitz, Flözformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883. S. 133, IX. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1887. S. 1.

**) G. Berendt, Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter. Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1883. S. 643. — Ders., Sitzber. d. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin. 1885. XXXVIII. Juni. — Ders., Abh. z. geol. Spezialk. v. Pr. VII. Heft 2. Berlin 1886.

***) H. Credner, Z. d. D. geol. Ges. 1886. S. 493.

Fig. 585) und in Hessen, wird dieses Oberoligozän von der oberen (untermiozänen) Braunkohlenformation überlagert*), auf welche z. B. in Mecklenburg marines Miozän folgt (siehe unter Jungtertiär). Es gehören demnach die Braunkohlen Norddeutschlands, wie nachstehende tabellarische Zusammenstellung zeigt, mindestens drei geologischen Horizonten an.

Die Braunkohlenformationen Norddeutschlands und ihre geologische Stellung.

Miozän	Marine, mittelmiozäne Sande, Sandsteine und Tone von Lübtheen und Bokup.
	Braunkohlenformation Ost- und Westpreußens, Posens, der Mark, Pommerns, Mecklenburgs, der pr. Lausitz, des Habichtswaldes, des Sollings, der Niederrhein. Bucht; obere Braunkohlenformation von Leipzig und der sächs. Lausitz.
	Ergüsse von Basalt und Phonolith in der Lausitz, in der Gegend von Kassel, im Habichtswald, Rhön, Westerwald.
Oberoligozän	Marine Glimmersande von Kottbus, der Mark, des Sollings, der Kasseler Gegend, von Leipzig; Sternberger Sande und Sandsteine; Eisensande von Krefeld und Grafenberg.
Mitteloligozän	Mariner Stettiner Sand und Septarienton des norddeutschen Tieflandes, Nordwest-Sachsens, Hessens und des Niederrheins.
Unteroligozän	**Braunkohlenformation** des Harzrandes, der Gegend von Halle und Leipzig, von Kaufungen in Hessen.
	Marine Glaukonitsande von Egeln, des Spandauer Bohrloches, von Mallis i. Meckl.; Bernstein führende Glaukonitsande des Samlandes.
	Braunkohlenformation von Egeln und Aschersleben (? Eozän).

Das Jungtertiär (Neogen).

Die Miozän- und Pliozänformation.

Wie die klimatischen Verhältnisse und von diesen abhängig die Faunen und Floren, so sind auch die Konturen der Kontinente im Verlaufe der Tertiärzeit in einer steten Veränderung begriffen. Dafür spricht die Verbreitung der jüngeren (der neogenen) Tertiärgebilde, verglichen mit der des Eozäns und Oligozäns. In dem Tertiärbecken der Seine schließen oligozäne Gebilde die tertiäre Schichtenreihe ab, — in dem Loirebecken hingegen beginnt sie mit dem Miozän, ist also auf das Neogen beschränkt, — auf dem Tertiärgebiete Englands finden sich nur sehr unbedeutende Ablage-

*) G. Berendt, l. c. — Th. Ebert, Z. d. D. geol. Ges. 1881. S. 654. — J. Graul, N. Jahrb. 1885. I. S. 187. — E. Stremme, Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 310.

rungen von jüngerem als oligozänem Alter, der Crag, — in dem ganzen weiten Osten des norddeutschen Tertiärlandes sind miozäne oder pliozäne marine Gebilde unbekannt, — in der ungarischen Ebene, in Siebenbürgen, in Kroatien, Slavonien und Bosnien hingegen breiten sie sich zu einem gewaltigen, dem pannonischen Becken aus, welches durch einen schmalen, dem Nordrande der Alpen folgenden Meeresarm in Verbindung mit dem damaligen Mittelmeer stand, dessen Absätze weit auf das jetzige Festland von Spanien, Südfrankreich, Italien, Algerien, Kleinasien und Armenien übergreifen, — alles Erscheinungen, welche auf beträchtliche Verschiebungen der Meeresgrenzen im Verlaufe der Tertiärzeit hinweisen.

Da die Meere während dieser Periode in vielen Buchten und Armen in die Kontinente hineingriffen, so sind Brackwasser- und Sumpfbildungen häufige Erscheinungen, welche der jungtertiären Schichtenreihe eine große Mannigfaltigkeit und Abwechslung verleihen. An einem Punkte treffen wir Kalktuffe mit Landschnecken oder Sande mit Knochen- und Zahnresten von Landtieren, an einem anderen Braunkohlenflöze mit den wohlerhaltenen Stämmen und Zweigen von Sumpfcypressen (Taxodium), Tannen, Eichen, Magnolien, Platanen und Ulmen, welche weite Sumpf- oder Waldflächen bedeckt haben müssen. An einer dritten Stelle begegnen wir feinen Schiefern, von Bitumen durchdrungen, mit Blättern, Blüten und Früchten von Landpflanzen, dazwischen Käfer, Ameisen und Libellen, aber auch Reste von Schildkröten und Krokodilen, kurz Ablagerungen, wie sie sich in dicht umwaldeten Landseen und Deltalagunen bilden müssen. Endlich bieten sich uns in Sanden mit Austern und Cerithien Ufergebilde, in Kalken, Tonen und Mergeln mit zahlreichen Bewohnern des offenen Meeres eigentliche pelagische Ablagerungen.

Die europäische Flora der Neogenzeit war eine viel üppigere und mannigfaltigere als die des heutigen Europas, und vereinigte noch zahlreiche Pflanzentypen, welche heute über alle Weltteile zerstreut sind*), darunter namentlich viele subtropische, japanische und nordamerikanische Arten. Zu Bambusen, Lorbeer-, Kampfer- und Zimmetbäumen, zu Magnolien, Myrten, Seifenbäumen, Mimosen und Akazien gesellen sich Platanen, Feigen, Pappeln, Ahorn, Kastanien, Ulmen, Nußbäume, Haselnüsse, Weiden, Birken, Erlen und immergrüne Eichen, sowie Sequoien, Taxodien und Pinusarten. Jedenfalls weist die große Zahl immergrüner Gewächse, die Vergesellschaftung derselben mit Palmen, Cycadeen, Feigenbäumen, Lorbeer, Myrte und anderen tropischen und subtropischen Pflanzen, wie sie das mitteleuropäische Miozän beherbergt, auf ein weit milderes Klima hin, als es heute hier herrscht. Zugleich macht sich die Tatsache bemerklich,

*) O. Heer, Über das Klima und die Vegetationsverhältnisse des Tertiärlandes. Winterthur 1860.

daß die Neogenflora unserer Breiten von fast tropischer Entwicklung ausgehend mit der Zeit an Typen heißer Länder immer ärmer wird und gegen Ende des Pliozäns den Charakter der Flora gemäßigter Zonen annimmt.

Eine ganz besonders interessevolle Bedeutung haben die Tertiärfloren **arktischer Gegenden***). Grönland, heute zum größten Teil von Inlandeis bedeckt, besaß noch während der Tertiärperiode bis mindestens hinauf zum 70° nördlicher Breite einen so üppigen Pflanzenwuchs, daß sich dessen Reste bis zu 3 m mächtigen Braunkohlenflözen anhäufen konnten. Die Hauptvertreter dieser Flora bilden Sequoia-, Taxodium-, Magnolia-, Platanus-, Sassafras-, Populus- und Juglans-Arten, sowie großblätterige Eichen. Noch höheren Breiten gehört die Tertiärflora von Spitzbergen an (78° n. Br.). In ihr dominieren die Nadelhölzer (Sumpfcypresse, Fichte, Sequoia, Libocedrus); unter den Laubbäumen treten uns Pappeln, Eschen, Erlen, Birken, großblätterige Eichen, Platanen, Walnuß, Magnolien, Linden und Ahorn entgegen. Die nördlichsten aller bekannten Tertiärpflanzen stammen aus Grinnell-Land (81° 45′ n. Br.) und bestehen aus 30 Arten von Sumpfcypressen, Fichten, Kiefern, Eiben, Ulmen, Birken, Linden und Pappeln, — eine Flora, welche eine mittlere Jahrestemperatur von mindestens 8° C. verlangt, während diese dort gegenwärtig 20° unter Null liegt. Einen ähnlichen Habitus besitzen die Tertiärfloren von Island und vom Bärensee-Fluß in Nordkanada.

Die Tatsache, daß während der Tertiärperiode eine üppige Vegetation bis in die Nähe des Nordpoles gereicht hat, wo jetzt der Boden unter einer mächtigen Eisbedeckung starrt, wo gegenwärtig während eines größeren Teiles des Jahres ununterbrochene Nacht herrscht, läßt sich durch bloße Inanspruchnahme einer damals noch herrschenden größeren Eigenwärme der Erde nicht erklären, hat vielmehr zur Theorie einer stattgehabten Änderung in der geographischen Lage der Erdachse und einer damit verbundenen Verschiebung der Pole im Verlaufe der Tertiärzeit geführt**). Die Beobachtung, daß die im Verhältnisse zu den oben beschriebenen Vorkommnissen in entgegengesetzter, also östlicher Richtung vom Pol gelegenen Tertiärfloren von Alaska, Kamtschatka, Amurland und Japan ein entschieden nördlicheres Gepräge tragen als diejenigen von Grinnell-Land, Grönland, Spitzbergen und Island, — ja z. T. sogar auf ein kühleres Klima hinweisen, als es heute dort herrscht (Japan), scheint darauf hinzudeuten, daß der Nordpol zu jener Zeit seine Lage im nordöstlichen Asien gehabt haben mag.

---

*) O. Heer, Flora fossilis arctica; die fossile Flora der Polarländer. 7 Bde. Zürich 1868—1883.

**) A. G. Nathorst, Fossile Flora Japans. Pal. Abh. IV. 3. Berlin 1888. S. 53.

In der neogenen Fauna Europas fallen zunächst riesige Rüsseltiere, nämlich jetzt vollkommen ausgestorbene Elefanten, die Mastodonten, auf. Dieselben besaßen vier Stoßzähne, zwei große schwach gebogene im Oberkiefer und zwei kleine gerade im Unterkiefer (Fig. 591); ihre Backzähne

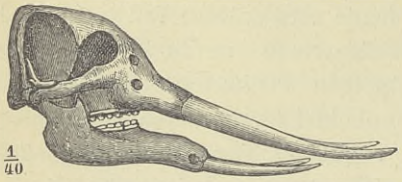


Fig. 591. Mastodon angustidens Cuv.

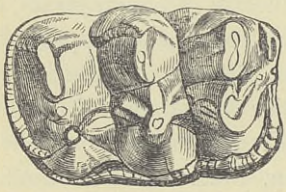


Fig. 592. Backzahn von Mastodon, die mit zitzenförmigen Erhöhungen versehenen Querhügel zeigend.

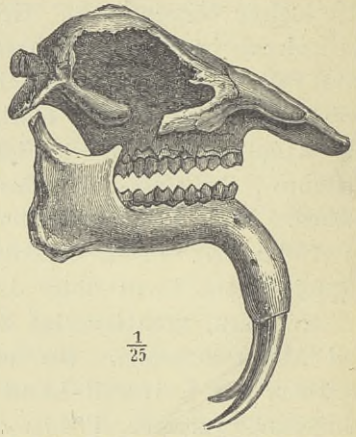


Fig. 593. Dinotherium giganteum Kaup.

haben keinen blätterigen Bau, wie die des späteren Elefanten, sondern sind mit zitzenförmig geteilten Querjöchern versehen (siehe Fig. 592). Vergesellschaftet mit den Resten der Mastodonten finden sich die des Dinotherium, ebenfalls eines gewaltigen Rüsseltieres, mit nach unten gewandten Stoßzähnen im Unterkiefer (siehe Fig. 593). Auch echte Elefanten (E. meridionalis, E. antiquus) erscheinen gegen Ende des Tertiärs. Aus der übrigen neogenen Säugetierfauna sind noch hervorzuheben: von Unpaarhufern das Rhinozeros und der Tapir; von Paarhufern Hippopotamus und Schweine, ferner Hirsche, zuerst noch mit perennierendem und wenig gegabeltem Geweih, sowie Antilopen; von Raubtieren zunächst Mischtypen, später echte Katzen, unter diesen Machairodus (mit riesigen, säbelartigen Eckzähnen), Hyänen, Bären und Hunde, endlich sowohl langschwänzige, wie gibbonähnliche Affen (Semnopithecus und Dryopithecus). Besonderes Interesse beanspruchen das miozäne Anchitherium und das pliozäne Hipparion als jungtertiäre Stammformen des Pferdes. Den Ausgangspunkt des Pferdestammes bildet in Europa das oligozäne Palaeotherium (S. 656, Fig. 548), ein dreizehiges Huftier, bei welchem die mittlere Zehe zwar schon stark hervortritt, aber die beiden anderen doch noch kräftig sind und den Boden berühren. Ihm folgt im Miozän Anchitherium mit noch mehr verkürzten Seitenzehen (Fig. 594), dann im Pliozän Hipparion, bei welchem die letzteren zu schwachen Rudimenten reduziert sind

Gliederung des Jungtertiärs.

	Mainzer Becken	Norddeutschland	Süddeutschland und Schweiz	Wiener Becken	Italien		Frankreich		England
Pliozän					Sansino mit Säugetierresten im Arnotal	Marines Pliozän des Monte Mario, von Tarent, Palermo usw.	Süßwasserkalke der Auvergne z. T.		Chillesfordbeds. Norwig Crag Red Crag von Suffolk
				Levantinische Stufe: Paludinenschichten. Kohlen von Bribir usw. mit Säugetierresten		Subapennin-Schichten von Asti, Siena, Castel Arquato. Vaticanische Mergel, Zancléen von Kalabrien und Sizilien	Sande von Montpellier; Süßwasserkalke der Auvergne z. T.; Congerienschichten des Rhonetals		White or Coralline Crag.
	Dinotheriensand von Eppelsheim. Hierher die Kieseloolithschotter der Niederrhein. Bucht	Flußschotter und Schieferkohle mit Mastodon arvernensis (Rippersroda u. Fulda) und mit Mast. Borsoni (an der oberen Werra)	Dinotheriensand und Bohnerze	Pontische Stufe: Belvedere-Schotter Congerienschichten (Tegel von Inzersdorf)	Congerienschichten von Cast. maritima. Gips. Braunkohle von Casino		Säugetierfauna vom Mt. Lubéron (Provence)		Lenham beds
Miozän	Hydrobien-(Litorinellen-) Schichten. Corbicula-schichten. Hierher die Braunkohlen der Wetterau und des Vogelsberges, sowie diejenigen der Niederrhein. Bucht.	Posener Ton. Glimmerton von Schleswig-Holstein und Lüneburg. Bokuper Sandstein, Lübtheener Sand. Holsteiner Gestein v. Bersenbrück, Ibbenbühren, Eibergen. Braunkohlenformation Preußens, d. Mark, Pommerns, Mecklenburgs, Schlesiens, Sachsens, des Habichtswaldes	Obere Süßwasser-Molasse z. T. mit Braunkohlen (Tortonien) und Öninger Schichten. Süßwasserkalk von Steinheim	Sarmatische Stufe: (Cerithiensandstein, brackische Tegel). II. Mediterran-Stufe: (Badener Tegel, Leithakalk, Schichten von Grund)	Braunkohlen vom Monte Bamboli. Schichten von Tortona. Leithakalk		Faluns von Salles und der Touraine	Wirbeltierschichten von Sansan	
			Obere Meeres-Molasse (Helvétien): Muschelsandstein; Graue Molasse; Blättersandstein von Kempten; (Mayencien)	I. Mediterran-Stufe: Braunkohlen v. Eibiswald, Stotzka usw. Schlier von Ottnang, Hornerschichten)	I. Mediterranstufe: Serpentinsande der Superga bei Turin; Scutellenschichten von Schio		Faluns von Saucats und Léognan		

(Fig. 595), bis endlich bei dem quartären Pferd die Seitenzehen ganz zum Wegfall gekommen sind (Fig. 596). Gleichzeitig mit dieser Reduktion der Seitenzehen entwickeln sich aus den kurzen gewurzelten Backzähnen des Palaeotherium lange, säulenförmige Zähne mit immer verwickelteren Schmelzfalten (Fig. 594 bis 596). In Nordamerika ist die genealogische Reihe der Equiden noch reicher als in Europa und beginnt bereits im Untereozän (in der Wasatch-Gruppe) mit Eohippus.

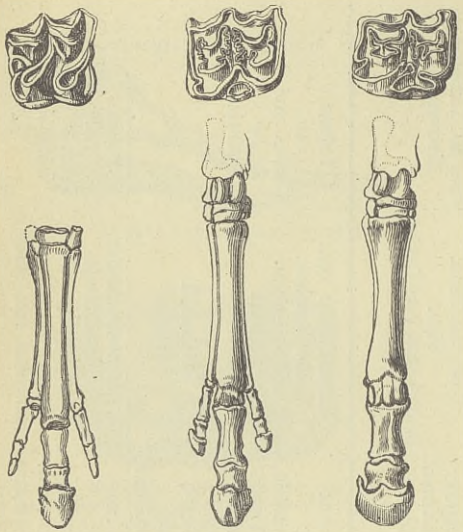


Fig. 594. Fig. 595. Fig. 596.
Fig. 594—596. Oberer Backzahn und Hinterfuß: 594 vom Anchitherium, 595 vom Hipparion, 596 vom Pferd.

Die Beispiele, an denen die Gliederung der miozänen und pliozänen Schichtenreihe erläutert werden soll, müssen wegen der oben angedeuteten Verschiebung der Grenzen zwischen Festland und Meer anderen Tertiärgebieten entnommen werden als die früheren. Wir wählen das Becken von Mainz und das von Wien, verfolgen dann zunächst das begonnene norddeutsche, sowie das schweizerisch-bayrische Profil, und verweisen hierbei und im übrigen auf vorstehende Tabelle (S. 689).

Das Becken von Mainz*).

Die tertiären Gebilde des sogenannten Mainzer Beckens dehnen sich südlich vom Taunus, also von Bingen, Wiesbaden, Nauheim auf beiden Seiten des Rheines durch das Elsaß bis nach Basel aus und erstrecken sich den Main entlang bis nach Aschaffenburg, und in nördlicher Richtung zwischen Vogelsberg und Taunus bis nach Gießen. Abgesehen von randlichen Kies-, Sand- und Tonablagerungen sowie von Braunkohlenbildungen fluviatilen oder limnischen Ursprunges sind es Ablagerungen eines Meeresbeckens, welches allmählich ausgesüßt und dadurch erst in Brackwasser, dann in Süßwasser und schließlich in trockenes Land umgewandelt wurde, auf dem sich am Ende der Tertiärzeit Stromläufe herausbildeten. Die tertiäre Schichtenreihe des Mainzer Beckens lagert auf dem Devon, der Dyas und

*) Fr. Sandberger, Die Konchylien des Mainzer Tertiär-Beckens. Wiesbaden 1863. — R. Lepsius, Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883. — Ders., Geologie von Deutschland. I. Stuttgart 1887—1892. S. 590—646 (beide mit vollständiger Literatur).

Trias ungleichförmig auf und beginnt im Norden mit mitteloligozänen Meeresbildungen (siehe Tabelle auf S. 670), im Elsaß hingegen mit eozänen Kalken und unteroligozänen Petrolsanden terrestren und brackischen Ursprungs, auf welche dann erst das marine Mitteloligozän folgt (s. S. 673).

Die ältesten Ablagerungen des Mainzer Mitteloligozäns sind:

Die 30—40 m mächtigen Meeressande von Weinheim, Alzey, Waldböckelheim, oft zu Sandsteinen zusammengebacken, mit den Skeletteilen einer Sirene (Fig. 597), Halitherium Schinzi Kaup*), und reich an Konchylien und Korallen, von denen viele, so Ostrea cyathula, Ostrea callifera,

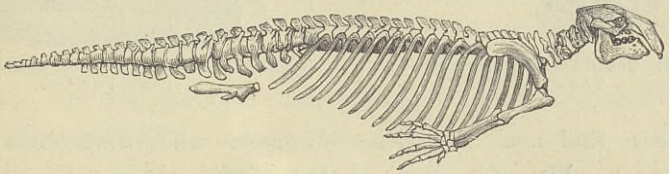


Fig. 597. Halitherium Schinzi Kaup aus dem mitteloligozänen Meeressand von Alzey.

Pectunculus obovatus, Cytherea incrassata, Corbula subpisum, Dentalium Kickxii, im Mitteloligozän anderer Länder vorkommen. Noch bestimmter tritt das oligozäne Alter dieser Schichtenkomplexe in den nächst höheren, oder ihnen äquivalenten Stufen hervor, einem echten Septarientone mit Leda Deshayesiana, Fusus multisulcatus und zahlreichen Foraminiferen (Spandel), sowie den darüber liegenden Cyrenenmergeln von Rheinhessen, im unteren Maintal, in der Wetterau, im Rheingau mit Ostrea callifera, Cyrena semistriata, Cerithium plicatum, Cerithium margaritaceum.

Die nun folgenden, von Sandberger u. a. bereits zum Miozän gerechneten Ablagerungen**) besitzen einen lokal sehr wechselnden Charakter: bald sind es Sandsteine mit Blattabdrücken von Cinnamomum, Sabal, Quercus, Ulmus (Blättersandsteine von Münzenberg), bald Sande und namentlich Kalksteine, angefüllt von Cerithien (Cerithiensand und Cerithienkalk), von denen Cerithium plicatum Brug., Cer. submargaritaceum und Cer. Rahti Braun die häufigsten sind, und zu denen sich außer Perna Sandbergeri, Cytherea incrassata und Mytilus socialis noch zahlreiche eingeschwemmte Landschnecken (Helix, Pupa) und Süßwassermollusken (Planorbis, Dreissensia) gesellen (Landschneckenkalk von Hochheim und Flörsheim).

A. Miozän.

Corbiculakalk und Litorinellenkalk (Hydrobienkalk), lichte, feste Kalksteine, ersterer voll von Corbicula Faujasi, letzterer oft fast nur aus

*) R. Lepsius, Halitherium Schinzi. Darmstadt 1881. 10. Taf.

**) Vgl. hierzu A. Steuer, Notizbl. d. geol. La. Darmstadt. IV. Folge 1909. S. 41. — C. Mordziol, Fortsch. d. Geol. 1911. S. 107.

Gehäusen der kleinen Litorinella (Hydrobia) acuta Drap. = ventrosa Montf. (Fig. 599) und L. inflata Br., an anderen Stellen beinahe ausschließlich aus Dreissensia Brardi Fauj. (Fig. 598) oder Mytilus Faujasi Brongn. bestehend.



Fig. 598. Dreissensia Brardi Fauj.



Fig. 599. Hydrobia (Litorinella) acuta Drap. = ventrosa Montf.

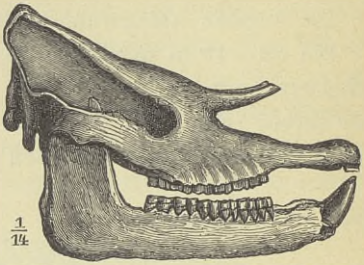


Fig. 600. Rhinoceros (Aceratherium) incisivus Cuv.

Neben diesen sind noch zahlreiche Süßwasser- und Landmollusken (Paludina, Limnaeus, Planorbis, Pupa, Helix) häufig. In der Umgebung von Wiesbaden, Mainz, Frankfurt gehen diese Schichten nach oben in Litorinellenton (mit L. ventrosa) über. Sie besitzen durch das Vorkommen zahlreicher Wirbeltierreste (Cainotherium, Rhinoceros incisivus [Fig. 600], Hippotherium, Cervus u. a.) besonderes Interesse. Ausgezeichnete Aufschlüsse in die Cerithien-, Corbicula- und Litorinellenkalke gewähren u. a. die Steinbrüche bei Weisenau, Oppenheim und Nierstein.

Eine Sumpf- oder Süßwasserfazies dieser Stufe ist die mit Basaltergüssen wechsellagernde Braunkohlenformation der Wetterau und des Vogelsberges*), deren südlicher Ausläufer sich als ein an Blattabdrücken reicher Letten bis nach Rheinhessen verfolgen läßt. Unter den Pflanzen, welche sich in der Braunkohle selbst, sowie in den sie begleitenden plastischen Tonen finden, sind besonders Cinnamomum, immergrüne Eichen, Magnolien, Akazien, Storaxbäume, Feigen, die Weinrebe, sowie Cypressen und Palmen vertreten. Die Hauptmasse der Flöze rührt von angeschwemmten Nadelhölzern, namentlich Zypressen- und Pinusarten her.

B. Pliozän.

Außer einigen Braunkohlen mit Pflanzenresten, welche einen nordamerikanischen, der Jetztwelt sehr nahe stehenden Charakter besitzen, wird die Pliozänformation im Mainzer Becken durch eine 7—10 m mächtige fluviatile Ablagerung von Sanden und Geröllen repräsentiert, welche namentlich bei Worms direkt auf die Litorinellenkalke folgen. Innerhalb dieser füllen sie kleine Mulden sowie Flußarme aus, werden nach ihrem Hauptaufschlußpunkte Sande von Eppelsheim genannt und zeichnen sich durch ihre Führung von Resten einer reichen Fauna von Landsäugetieren aus. Besonders charakteristisch sind die Skeletteile von Dinotherium gigan-

*) A. Steuer in Klein, Handb. f. d. D. Braunkohlenbergb. Halle. 2. Aufl.

teum (daher auch Dinotheriensand), Rhinoceros incisivus, Mastodon longirostris, Anthracotherium magnum, Hipparion gracile (daher auch Hipparionsande) und mehreren Sus-, Cervus- und Felis-Arten.

Die Stufe der Niederrheinischen Kieseloolithschotter*).

Den Eppelsheimer Dinotheriensanden sind als Absätze eines altpliozänen Stromsystems jene Kieseloolithschotter gleichzustellen, welche sich im Bereiche der Niederrheinischen Bucht und in den Geländen zwischen dieser, der Mosel und dem Mittellauf der Maas in das Niveau zwischen der miozänen Braunkohlenformation und der diluvialen Hauptterrasse einschalten. Dieselben bestehen aus weißen Quarzsanden und -schottern, welche Gerölle von lyditartigen Gesteinen und von glänzend schwarzen Kieseloolithen, sowie verkieselte Dogger- und Malmfossilien führen und Flöze von erdiger Braunkohle und Einlagerungen von Tonen mit einer ausgesprochen mediterranen Flora enthalten.

Das Wiener Becken**).

An die Tertiärzone, welche den West- und Nordabhang der Alpen begleitet, schließen sich die Tertiärgebilde von Niederösterreich, des sogenannten Wiener Beckens, und an diese nördlich und östlich die böhmische und ungarische Tertiärformation an. Unter dem Namen »Wiener Becken«

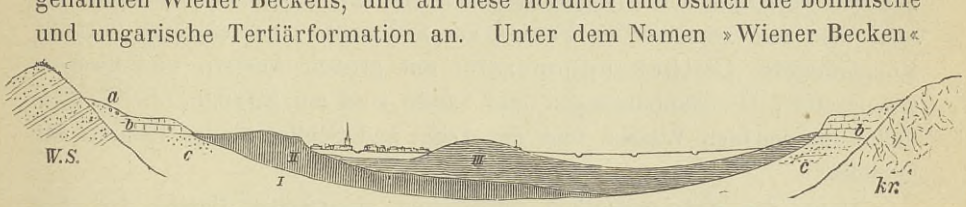


Fig. 601. Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien mit Weglassung der späteren tektonischen Störungen. Nach *v. Hochstetter.*
W.S. Wiener Sandstein und Flysch des Wiener Waldes, *kr.* kristallinische Gesteine des Leitha-Gebirges. *I* Mediterrane Stufen (marin) und zwar *a* Leithakonglomerat, *b* Leithakalk, *c* Tegel. *II* Sarmatische Stufe (beginnende Aussüßung). *III* Pontische Stufe (brackisch und fluviatil).

versteht man jenes tertiäre Tiefland, welches im O. von den Karpathen, dem Leithagebirge und dem Rosaliengebirge, im S. von den östlichen Ausläufern der Alpen und im W. von dem böhmisch-mährischen Massiv begrenzt wird. Die Schichtenreihe dieses Wiener Beckens (Fig. 601) ver-

*) E. Kaiser, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1907. S. 57. — G. Fliegel, ebend. S. 92. — G. Fliegel und J. Stoller, ebend. 1910. S. 227.

**) E. Süß, Der Boden von Wien. Wien 1862. — Th. Fuchs, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung Wiens. Wien 1873. — Ders., Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildung des Wiener Beckens. Z. d. D. geol. Ges. 1877. S. 653. — M. Hörnes und P. Partsch, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Wien 1851—1870. — F. Karrer, Geologie d. k. k. Franz-Josephs-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1877 (mit bis dahin vollständigem Literaturverzeichnis über das Wiener Becken). — R. Hoernes, Ebenen Österreichs. Wien 1903. S. 927—1016. — F. X. Schaffer, Geologie von Wien I—III. Wien 1904—1906.

körpert die Ablagerungen in einer später zu einem Binnenmeer abgeschnürten, allmählich ausgesüßten und dann ausgefüllten Meeresbucht und wird in folgender Weise gegliedert:

A. **Miozän.**

1. Ältere Mediterranstufe: Horner Schichten. Rein marin. Sande, Tone, Mergel von Horn, Loibersdorf und Eggenburg mit Ostr. lamellosa, und crassissima, Pecten solarium, P. palmatus, Venus umbonaria, Pyrula condita, Murex aquitanicus, Cerithium margaritaceum (Fig. 608). Bei Eggenburg an den Uferklippen Balanen- und Bryozoenkalke. Schlier von Ottnang, ein in Ober- und Niederösterreich, sowie in Galizien weitverbreiteter, oft steinsalzreicher sandig-toniger Mergel mit Pect. denudatus, Aturia aturi.

2. Jüngere Mediterranstufe: Badener Tegel und Leithakalk, ebenfalls noch rein marin. Als Tegel werden mächtige graue, plastische Tone bezeichnet, welche feine Glimmerschüppchen etwas Quarzsand und ein wenig kohlensauren Kalk enthalten, — unter Leithakalk, Lithothamnien- oder Nulliporenkalk versteht man lichte, zum Teil poröse, fast lediglich aus Korallen-, Foraminiferen-, Kalkalgen- und Konchylienschutt bestehende Kalksteine. Diese petrographisch so abweichenden Gesteine gehören verschiedenen Ablagerungszonen ein und desselben Seebeckens an, sind also nur verschiedene Fazies der Sedimente einer einzigen Periode. Konglomerate (Leithakonglomerate) mit großen Austern und Seeigeln (Clypeaster), Geröllanhäufungen und Sande sind am Strande, die Leithakalke im seichten Wasser und der Tegel und Schlier in der tieferen See gebildet.

Unter den außerordentlich zahlreichen organischen Resten der eben beschriebenen Schichtengruppe spielen Foraminiferen, Zweischaler und Gastropoden die Hauptrolle. Erstere und zwar namentlich Vertreter der Gattungen Amphistegina, Triloculina, Textularia und Globigerina nebst Kalkalgen (Lithothamnien) bilden die Hauptmasse der mächtigen Kalksteinablagerungen, der Leithakalke. Eine der gewöhnlichsten Formen ist Amphistegina Haueri d'Orb. (Fig. 602).

Die Mollusken, von denen über 1000 Arten beschrieben wurden, sind hauptsächlich durch folgende Genera vertreten: Conus (Fig. 609), Oliva, Cypraea, Ancillaria (Fig. 607), Voluta, Mitra, Cassis, Strombus, Triton, Ranella, Murex, Pyrula, Fusus (Fig. 611), Nassa, Terebra, Cancellaria, Pleurotoma (Fig. 610), Cerithium, Turritella, Trochus, Turbo, Rissoa, Ostrea, Pecten, Spondylus, Pinna, Avicula, Arca, Pectunculus (Fig. 604), Nucula, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus (Fig. 603), Tellina (Fig. 606), Mactra, Lutraria, Pholadomya, Panopaea (Fig. 605), Solen, Pholas, Teredo. Viele dieser Tierarten leben noch heute im Mittelländischen Meere, sowie an der Westküste Afrikas, so daß der Charakter der Fauna dieser Stufe des Wiener Tertiärs

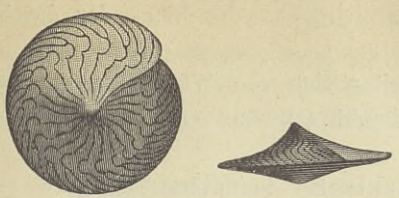


Fig. 602. Amphistegina Haueri d'Orb.



Fig. 603. Venus multilamellata Lam.

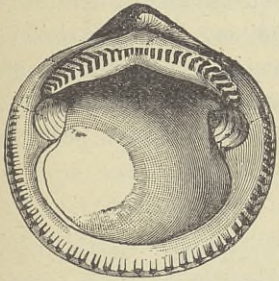


Fig. 604. Pectunculus pilosus Lin.

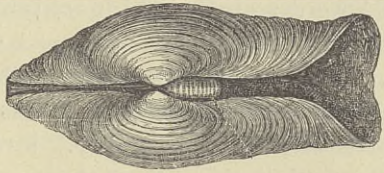


Fig. 605. Panopaea Menardi Desh.



Fig. 608. Cerithium margaritaceum Sow.



Fig. 606. Tellina crassa Penn.



Fig. 607. Ancillaria glandiformis Lam.

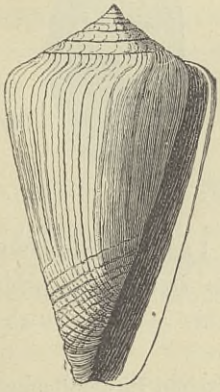


Fig. 609. Conus ponderosus Brocc.



Fig. 610. Pleurotoma cataphracta Brocc.



Fig. 611. Fusus longirostris Brocc.

Aus der Wiener Mediterran-Stufe.

im allgemeinen als ein mediterraner bezeichnet werden kann, der durch tropische Formen bereichert wird.

Schichten der Mediterranstufe verbreiten sich vom Wiener Becken aus über Steiermark, Mähren, Ungarn, Siebenbürgen und Galizien bis zum Kaspischen Meere.

3. Sarmatische Stufe. Halbbrackisch. Zu unterst Tegel (Hernalser Tegel), dann kalkige Sandsteine und darüber neuere Tegelbildungen. Erstere sind z. T. angefüllt von Cerithien, und zwar namentlich Cerithium pictum Bast., und werden als Cerithienschichten bezeichnet; der obere sarmatische Tegel führt massenhaft Tapes und Cardium, ferner Skeletteile von Seehunden, Delphinen und Seekühen. Derartige Ablagerungen erstrecken sich die Donauniederung entlang in das südliche Rußland bis jenseits des Schwarzen Meeres zum Aralsee. Ihre ärmliche Fauna hat eine große Ähnlichkeit mit derjenigen des Schwarzen Meeres.

B. Pliozän. Pontische Stufe.

1. Congerienschichten. Brackwasserschichten. Infolge fortgesetzter Aussüßung nahm das Wiener Becken den Charakter eines Brackwasser- und dann eines Süßwassersees an. In diesem wurde zu unterst der Tegel abgelagert, welcher z. B. den Untergrund der Stadt Wien bildet (Inzersdorfer Tegel) und sich durch seinen Reichtum an Cardien, an Congeria subglobosa Partsch (Fig. 612) und Melanopsis Martiniana Fér. (Fig. 613) auszeichnet, aber auch Überreste von Dinotherium, Rhinoceros,

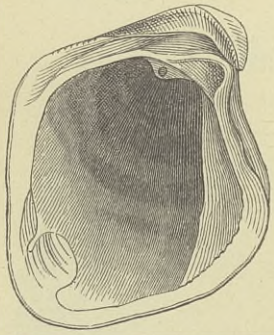


Fig. 612. Congeria subglobosa Partsch.



Fig. 613. Melanopsis Martiniana Fér.

Mastodon, Antilopen, Süßwasserschildkröten und Landpflanzen führt. In dieser oberen Gruppe des Wiener Tertiärgebirges stellen sich schließlich neben Süßwasserkalken mit Helix und Planorbis auch Braunkohlen mit deutlich erhaltenen Pflanzenresten ein.

Auch im östlicheren Teile des großen sarmatischen Binnenbeckens der Miozänzeit, in der ungarischen Ebene, in Siebenbürgen, dem Banat und in der Umgebung des Schwarzen Meeres sind jetzt Einzelseen entstanden,

welche durch Flüsse ausgesüßt werden und in denen sich Congerienschichten niederschlugen, aber bis gegen das Ende der Pliozänzeit zu immer kleiner werdenden Wasserflächen zusammen schrumpften, in welchen die jüngstpliozänen (levantinischen) Paludinenschichten zur Ablagerung gelangten.

2. Flußschotter und -sande, Belvedereschotter. In ihm finden sich Knochen von Mastodon longirostris, Anthracotherium, Dinotherium, Hipparion, Rhinoceros. Mit dieser fluviatilen Bildung schließt die tertiäre Schichtenreihe des Wiener Beckens ab und wird von Löß überlagert.

Dem Schlier des Miozän gehören die zahlreichen Steinsalzlager Ungarns, Siebenbürgens und Galiziens, und unter diesen namentlich diejenigen von Wieliczka an*). Das Steinsalz kommt daselbst teils in mächtigen stockförmigen Massen, teils in Bänken zwischen Salzton, Anhydrit und Gips vor. Unter Löß und diluvialem Sande liegt zu oberst grauer Ton, unter ihm Salzton, in dessen liegender Zone stockförmige Lager von meist grünem, grobkristallinischem Steinsalz (Grünsalz) nebst Streifen und Nestern von Gips eingebettet sind. Durch Tonlagen und geschichteten Anhydrit wird das Grünsalz von dem darunterliegenden Spisasalz getrennt, welches aus mehreren, zusammen gegen 20 m mächtigen Flözen von oft stengeligem, zum Teil Kohlenwasserstoff haltendem Steinsalz (Knistersalz) besteht. Unter ihm treten zuerst Salzton und Anhydrit, dann die zusammen ebenfalls über 30 m mächtigen Lager des Schybiker Salzes, eines reinen, weißen, kleinkörnigen Steinsalzes auf. Darunter folgen Ton, Sande und Sandsteine. Im Steinsalze und in den dasselbe begleitenden Tonen kommen zahlreiche marine Reste vor, von denen über 70 Prozent mit denen des Wiener Beckens und namentlich des mittleren Tegels identisch sind. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse der Steinsalzformation von Wieliczka werden von Paul und Tietze auf zwei schräge, nach N. überliegende und spitz ausgezogene Sättel zurückgeführt. Das nämliche Salzlager wurde in Oberschlesien bei Sohrau erbohrt. — Bei Kalusz in Ostgalizien treten im Hangenden des Salzgebirges linsenförmige Einlagerungen von Kainit und Sylvin auf**).

Das Jungtertiär Norddeutschlands.

In Norddeutschland ist, wie bereits oben erwähnt, marines Pliozän nicht zur Ablagerung gelangt, nur die Schieferkohlen und Mastodon arvernensis führenden Schotter bei Rippersroda in Thüringen und bei Fulda,

*) Niedzwiedzki, Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka und Bochnia. I. Lemberg 1883. II. 1884. III. 1884. IV. 1889. V. 1891. — E. Tietze, Geogn. Verhält. d. Geg. v. Krakau. Wien 1888. S. 190. — Ders., Verh. d. k. k. geol. Ra. Wien 1890. Nr. 8. S. 1. — R. Hoernes, l. c. S. 639.

**) J. Niedzwiedzki, Das Salzgebirge von Kalusz. Lemberg 1891.

sowie die Sande mit Mastodon Borsoni bei Jüchsen im oberen Werragebiete, ferner wahrscheinlich manche andere präglaziale Kies- und Tonablagerungen Thüringens und Sachsens repräsentieren fluviatile Gebilde der Pliozänzeit*).

Dahingegen bildet das marine Miozän**) ein weites Becken, welches, wenn auch der allgemeinen Diluvialbedeckung wegen nur an isolierten Punkten aufgeschlossen, Schleswig und Holstein, Lauenburg, Mecklenburg und das nördliche Hannover bis in die Gegend von Celle umfaßt und sich in südwestlicher Richtung durch Oldenburg und Westfalen bis nach Hasselt und Antwerpen ausdehnt, so daß ihm auch die belgischen Miozänablagerungen, das Système diestien und boldérien, angehören. Die beiden früher im norddeutschen Miozän unterschiedenen Horizonte, der Holsteiner Sandstein und der Glimmerton, sind, nach v. Koenen, gleichalterige Bildungen von verschiedenartiger Ausbildungsweise, so daß ihre Verschiedenheiten nur Faziesunterschiede sind. Um einige der wichtigsten Mollusken des norddeutschen Miozäns zu nennen, mögen hier angeführt werden: Arca diluvii Lam., Leda pygmaea Münst., Astarte anus Phil., Pectunculus pilosus Lin., Isocardia cor Lin., Murex aquitanicus Grat., Tiphys horridus Brocc., Conus antediluvianus Brug., Cancellaria evulsa Sol., Fusus tricinctus Beyr., Pleurotoma turricula Brocc. Ergiebige Fundstellen dieser miozänen Molluskenfauna sind: Sylt, Glückstadt, Reinbeck und Lüneburg, Bokup und Dömitz in Mecklenburg, Dingden in Westfalen und Rothenburg bei Düsseldorf.

Braunkohlenkomplexe miozänen Alters sind in Ost- und Westpreußen, Posen, in Pommern, in Holstein, in Mecklenburg, in der Mark Brandenburg, in der Lausitz, im Königreich Sachsen, auf dem Habichtswald, dem Vogelsberg, in der Rhön und der Niederrheinischen Bucht (hier mit einem bis über 100 m mächtigen Flöz) zur Ausbildung gelangt (vgl. die Zusammenstellung und Literaturangaben auf S. 683 u. 685, ferner die Tabelle auf S. 685) und geben hier zu ausgedehntem Bergbau Veranlassung. Dieselben folgen meist direkt auf das marine Oberoligozän und werden in Holstein und in Mecklenburg von dem marinen miozänen Bokuper Sand-

*) K. v. Fritsch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1884. S. 389. — J. Walther, ebend. 1900. S. 212.

**) A. v. Koenen, Sitzber. d. Gesellsch. zur Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. Nr. 8. 1871, und Schriften d. Ges. Bd. X. Abt. 3. Kassel 1872; — ferner N. Jahrb. Beil. II. 1883. S. 223, sowie 1886. I. S. 81. — Ders., 2. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1909. S. 80. — C. Gottsche, Über das Miozän von Reinbeck. Verh. d. Ver. f. naturh. Unterh. in Hamburg (1876). Bd. III. März bis April 1878. — Ders., Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteines. Festschr. d. naturw. Ver. zu Hamburg. 1887. — R. Struck, Tert. i. Schlesw.-Holst.-Lauenb. Mitt. d. geogr. Ges. zu Lübeck. 2 R. H. 22. 1907. — E. Geinitz, Flözformationen Mecklenburgs. 1883. S. 96. — XIII. Beitr. z. Geol. Mecklenburgs. 1892. S. 59.

stein*), dahingegen im Meißner und Habichtswalde von Basalt überlagert, auf welchen lokal noch eine zweite jungmiozäne Braunkohlenbildung folgt, welche von Basalttuffen und Polierschiefer begleitet und wiederum von Basaltergüssen bedeckt wird (v. Koenen).

Die sich von Holstein, Pommern und Mecklenburg aus durch die Mark bis zur Lausitz und in die Leipziger Gegend ausdehnende miozäne Braunkohlenstufe (o. B. Fig. 585 u. 588) setzt sich ganz ähnlich wie der untere Komplex der norddeutschen Braunkohlenformation aus lichten Sanden und Kiesen mit Knollensteinen, hellen Tonen (Flaschentonen), ferner aus Flözen von Braunkohle und von Alaunton zusammen, und führt z. B. Taxodium distichum miocenum Heer, Liquidambar europaeum Br., Populus latior Br. und Reste anderer Bäume und Sträucher mit jährlich fallendem Laub.

Posener Ton. Das jüngste Glied des norddeutschen Neogens ist eine in Ostpreußen, Posen und Schlesien weitverbreitete, bis 80 m mächtige, lokal an Pflanzenresten reiche Süßwasserbildung, der Posener Ton**).

Die neogenen Tertiärformationen der Schweiz und des südlichen Bayerns.

Auf S. 666f. sind die eozänen, auf S. 673 die oligozänen Tertiärgebilde der südlichen Teile Deutschlands, sowie der Schweiz geschildert. An letztere, nämlich die untere Süßwassermolasse (untere Braunkohlenbildung, aquitanische Stufe), schließen sich die Schichten des Miozäns und zwar:

1. Die graue Molasse (Mainzer Stufe), eine Sandsteinbildung, welche sehr häufig Pflanzenreste von ausgesprochenem nordamerikanischen Charakter (Cinnamomum, Ulmus, Liriodendron, Rhamnus, Juglans, Acer) umschließt und dann als Blättersandstein oder Blättermolasse bezeichnet worden ist. Mit dieser Süßwasserbildung ist jedoch eine marine Ablagerung verknüpft, welche Venus clathrata, Cerithium lignitarum, Murex plicatus führt.

2. Die obere Meeresmolasse (Helvetische Stufe), ein entschiedener Meeressandstein, zum Teil voll Konchylien und oft konglomeratähnlich mit kalkigem Bindemittel (Muschelsandstein). Von der außerordentlich artenreichen Molluskenfauna dieser Schichten leben 35 Prozent noch jetzt und zwar zum Teil im Mittelmeere, zum Teil unter tropischen Breiten. Viele Formen, z. B. Pectunculus pilosus, Panopaea Menardi, Conus ventricosus, Chenopus pespelicani, Turritella turris, stimmen mit miozänen Fossilien des Wiener Beckens überein. Fischzähne, so solche von Lamna, Oxyrhina, Carcharodon, sind außerordentlich häufig.

3. Die obere Süßwassermolasse (Sarmatische Stufe), aus Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen bestehend, einige Braunkohlenflöze um-

*) E. Geinitz, l. c. — O. Oehmcke, Der Bokuper Sandstein. Güstrow 1886.

**) A. Jentzsch, Jahrb. d. k. pr. geol. La. XXXI. 1910. S. 192.

schließend und Limnaeen, Planorben, Unionen, sowie Helix-Arten führend. In dieses Niveau gehören die Öninger Schichten, meist dünnplattige Kalksteine, welche sich durch ihren Reichtum an außerordentlich gut erhaltenen Pflanzen- und Tierresten auszeichnen. Die Flora besteht der Mehrzahl nach aus amerikanischen und in zweiter Reihe aus europäischen Typen, während asiatische, afrikanische und australische Formen sehr in den Hintergrund treten. Die Öninger Fauna ist durch eine außerordentlich große Anzahl von Insekten, vorzüglich Käfern, von subtropischen und zwar namentlich südeuropäischen Typen repräsentiert*). Unter den Wirbeltierresten haben neben denen sehr zahlreicher Leuciscus-Arten die eines Riesensalamanders, Andrias Scheuchzeri, besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen, welche Scheuchzer für versteinerte Skeletteile von Menschen (homo diluvii testis) hielt.

Überraschend ist die Mächtigkeit der tertiären Sedimente in der direkten Nachbarschaft der Alpen im Vergleiche mit derjenigen damit zusammenhängender Schichtenkomplexe an weiter entfernten Aufschlußpunkten. Es beruht dies darauf, daß die stromreiche zerrissene Küste der alpinen Insel Strandbildungen außerordentlich begünstigte und die steilen Abhänge des Inselgebirges der tertiären Meeresküste gewaltige Mengen von Gesteinsmaterial zur weiteren Zerkleinerung zuführten.

Während mit diesen obermiozänen Ablagerungen die Tertiärbildungen der Schweiz und der nächst angrenzenden Landstriche abschließen, machen in der Hochebene der Donau pliozäne Sande mit Knochen von Dinotherium, Mastodon, Rhinoceros und anderen Säugetieren den Schluß der Tertiärformation.

Der Crag Englands.

Das jüngste Tertiär Englands besteht vorwaltend aus Sanden und Mergeln, welche reich an Schalen von Mollusken sind und als Crag bezeichnet werden. Man unterscheidet von unten nach oben steigend:

1. White or Coralline Crag, 60 m mächtig, bestehend aus kalkigen Mergeln von Molluskenschalen und Bryozoënstöcken. Von ersteren sind 316 Spezies beschrieben, von denen über 60 Prozent noch leben. Der Habitus dieser Fauna ist ein mediterraner.

2. Red Crag von Suffolk, etwa 8—12 m mächtige, eisenschüssige Quarzsande mit 256 Molluskenspezies, von welchen etwa 90 Prozent noch leben. Nordsee-Charakter.

3. Norwich or Fluviomarine or Mammaliferous Crag, etwa 25 m mächtige Sande, Lehme und Kiese mit einer gemischten Meeres-,

*) Osw. Heer, Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Öningen und Radoboj. Leipzig 1847. 49. 53.

Land- und Süßwassermolluskenfauna, sowie mit Knochen von Fischen und Säugetieren (Mastodon, Elephas, Hippopotamus), also augenscheinlich abgelagert in der See nahe der Mündung eines Stromes. Alle Landschnecken gehören Arten an, die heute noch leben; von den 139 Spezies mariner Mollusken sind etwa 7 Prozent ausgestorben, der Rest enthält ziemlich viele heute in den arktischen Meeren lebende Formen, z. B. Rhynchonella psittacea, Scalaria groenlandica, Astarte borealis, Panopaea norwegica, Cyprina islandica u. a.

4. Chillesford beds und Weybourn Crag, etwa 10 m mächtige Sande und Tone mit einer Molluskenfauna, von welcher zwei Drittel jetzt Bewohner höherer Breiten, also kälterer Meere sind. Unmittelbar darauf folgen die noch präglazialen Forest-beds von Cromer, zu unterst Tone, Sande und Kiese mit schwachen Lagen von Torf und Moor, diese mit rezenten Pflanzen und mit Knochen von Ursus, Equus, Rhinoceros, Trochontherium, Hippopotamus, Elephas meridionalis, ferner mit Mya truncata, Tellina baltica, Cardium edule u. a., darüber Sande und Tone mit Leda myalis und endlich das echte Glazialdiluvium.

Verfolgt man die Veränderung der Faunen der einzelnen Schichtenkomplexe des englischen Crag, so tritt eine doppelte Erscheinung hervor, einerseits die stetige Zunahme der Zahl der noch heute fortlebenden Molluskenarten, anderseits aus der Zunahme arktischer Formen ein allmähliches Heruntersinken des im Beginne der Cragablagerung südlichen Klimas zu dem der Eiszeit. Höchst interessant ist der Nachweis, daß viele Mollusken, die während der Cragperiode die englischen Meere bewohnten, beim Herannahen der Eiszeit sich südwärts zurückzogen und deshalb fossil in dem oberen Pliozän von Südspanien, Sizilien, Süditalien und Griechenland gefunden werden, während sie am Ende der Eiszeit wieder nach Norden wanderten und heute wiederum die britischen Meere bewohnen.

Das Pliozän Italiens.

In Italien lehnen sich mittelpliozäne Schichten, welche unter der Bezeichnung Subapenninformation zusammengefaßt worden sind und lokal auf der Congerien-Stufe auflagern, an beide Seiten der Apenninen an. Sie führen zwar meist mediterraneische, jedoch auch zahlreiche tropische Molluskenformen, welche den Geschlechtern Conus, Cypraea, Strombus, Pyrula, Mitra, Fasciolaria, Sigaretus, Delphinula, Ancillaria, Oliva, Terebellum, Terebra, Perna, Plicatula und Corbis angehören. Die gleichzeitige Flora hat aus jetzt auf Madeira und am Golf von Mexiko heimischen Pflanzen bestanden. Zu den jüngsten überhaupt bekannten marinen Tertiärschichten gehören die oberpliozänen Ablagerungen Siziliens. Sie sind reich an Korallen und Konchylien, welche ihrer bei weitem überwiegenden Mehrzahl

nach noch heute das Mittelländische Meer bewohnen. So leben z. B. von den 500 Arten des Pliozäns der Umgegend von Palermo nur 97 heute nicht mehr im benachbarten Meere und von diesen sind 66 ausgestorben, während 31 im atlantischen Ozean vorkommen und (wie Cyprina islandica, Lucina borealis, Buccinum grönlandicum) z. T. sogar nordischen Charakter haben. Auf den Gebirgen Siziliens breiten sich Bänke von Ostrea edulis, sowie solche der gewöhnlichen Mittelmeerkoralle, Caryophyllia caespitosa, aus, während andere Kalksteine von Pecten Jacobaeus ganz angefüllt sind. Diese pliozänen Schichten erreichen auf Sizilien über 600 m Mächtigkeit, sind trotz ihres geringen Alters 700 bis 1000 m hoch gehoben worden, bilden ganze Gebirgszüge, wechsellagern mit Tuffbildungen, werden von Lavagängen durchsetzt, kurz bieten Erscheinungen dar, deren Studium ganz ähnliche Verhältnisse paläozoischer Formationen ins klarste Licht setzt. Trotz der fast vollkommenen Identität des organischen Gesamtcharakters dieser Schichten und des jetzigen mittelländischen Meeres hat sich doch seit ihrer Ablagerung der ganze über 3300 m hohe Ätna auf ihnen langsam aufgebaut, ein Vorgang, der sicherlich viele Tausend Jahre in Anspruch genommen hat.

Als Fundstätte der Reste einer reichen pliozänen Säugetier-Fauna ist das Talgebiet des Arno berühmt. Hier tritt eine etwa 160 m mächtige oberpliozäne fluviatile Schichtenreihe von vorwaltenden Sanden nebst Schottern auf mit Elephas meridionalis, Rhinoceros leptorhinus, Hippopotamus major, Equus Stenonis, Machairodus, Mastodon usw.

Pliozäner Knochenlehm von Pikermi in Griechenland. Die Ebene von Pikermi (letzteres zwischen Athen und Marathon gelegen) besteht aus abwechselnden Lagen von rotem Lehm und festen Konglomeraten, den Absätzen eines altpliozänen Flusses. Eine dieser Lehmbänke ist dicht angefüllt von aus dem Zusammenhange gerissenen, z. T. durch Raubtiere bearbeiteten Skelettstücken von Säugetieren und unter diesen namentlich von Machairodus cultridens, Dinotherium giganteum, Rhinoceros Schleiermacheri, Hipparion gracile, Sus major und Giraffen (Helladotherium Dufrenoyi), sowie von Antilopen (Tragoceras) und Affen (Mesopithecus), — also meist Vertretern der Eppelsheimer und Belvedere-Fauna (= pontische Stufe).

Das Jungtertiär Nordamerikas. In Oregon, Nevada, Montana und angrenzenden Gebieten folgen auf die oligozäne White River-Gruppe (S. 669) die miozäne John Day-Gruppe, neben Oreodontiden mit Rhinoceros, Anchitherium, Aceratherium, Mastodon und Kamelen. Das obere Neogen ist dort durch die Loup-Fork-Beds mit Mastodon angustidens, Rhinoceros, Equus, Hipparion, Pliohippus, Canis u. a. vertreten, während sich der Übergang der Tertiär- in die Diluvialperiode in den Equus- und den Megalonyx-Beds vollzieht, in denen sich von Südamerika eingewanderte Eden-

taten (Megalonyx, Mylodon, Glyptodon) mit echt nordamerikanischen Typen mischen.

Die Siwalikformation Ostindiens. Die Tertiärgebilde der Siwalik-Hills, einer dem Südfuße des Himalaya vorgelagerten Hügelkette, bestehen aus Sandsteinen, Konglomeraten und Tonen, welche eine Mächtigkeit von 2000 m erreichen, von den Bergströmen des Himalaya aufgeschüttet worden sind und außer Süßwasserkonchylien (Unio, Paludina, Melania) die Reste einer Anzahl überaus formenreicher miozäner und pliozäner Säugetierfaunen enthalten. Die Vertreter derselben sind z. T. europäischen Formen nahe verwandt, von welchen Dinotherium, Mastodon, Elephas, Stegodon, Rhinoceros, Hipparion, Hippopotamus, Antilopen, Hirsche, zahlreiche Raubtiere (darunter Amphicyon) und Affen (Palaeopithecus) dort ebenfalls vorkommen. Unter den der Siwalikformation eigentümlichen Typen fallen namentlich einige gewaltige Wiederkäuer, das Sivatherium und Brahmatherium, ferner eine riesige Landschildkröte von über 4 m Länge (Colossochelys) auf.

Vulkanische Eruptionen während der Tertiärperiode. Im Verlauf der triadischen, jurassischen und kretazeïschen Zeitalter fanden Durchbrüche glutflüssiger Gesteinsmassen nur ausnahmsweise statt und waren dann auf verhältnismäßig kleine Territorien beschränkt. Anders in der Tertiärperiode. In ihrem Verlaufe ist die Erde fast überall der Schauplatz großartiger vulkanischer Eruptionen gewesen, deren Produkte durch ihre petrographischen Analogien, ihre Lagerungsform und ihren Verband mit den sedimentären Schichtenreihen, sowie durch ihre allgemeine Verbreitung an die ganz ähnlichen Erscheinungen während des permischen Zeitalters erinnern (vgl. S. 220, 281 u. 485). Die Ergußgesteine dieser Periode waren Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre, — die des Tertiärs sind die Quarztrachyte, Sanidintrachyte, Phonolithe, Andesite und Basalte. Mit ihnen beginnt die große Reihe jener Eruptionen, welche sich durch die ganze tertiäre Periode hindurch betätigt haben und sich, wenn auch in stark abgeschwächtem Maße, noch heutigen Tages abspielen.

Die petrographischen Verhältnisse dieser jungvulkanischen Gesteine sind in einem früheren Abschnitte, in der petrographischen Geologie, ihre Lagerungsformen in den Kapiteln über tektonische Geologie (S. 333—341), ihre Eruptionserscheinungen in dem Abschnitte über dynamische Geologie (S. 42 und 280), ihre Beeinflussung des benachbarten Nebengesteines in dem Paragraphen über Kontaktmetamorphismus (S. 286) abgehandelt worden, es bleibt somit nur übrig, die Verbreitung dieser vulkanischen Gebilde in ganz kurzen Umrissen anzudeuten.

Als uns zunächst liegend zieht die zentraleuropäische Vulkanzone unser Hauptinteresse auf sich, welche folgende sich von West nach Ost aneinander reihende vulkanische Einzelgebiete begreift, deren Entstehung

zwar wesentlich in das Tertiär fällt, aber sich z. T. bis in die Diluvialzeit fortsetzt:

1. Die vulkanische Eifel mit ihren Basalt-, und vereinzelten Trachyt-, Andesit- und Phonolithkuppen, sowie mit Tuff- und Schlackenanhäufungen und ringförmigen oder seitlich geöffneten Stratovulkanen, diese z. T. mit Lavaströmen (Mosenberg, Gerolstein, Bertrich), deren gesamtes Material die Schichten des Devons und des stellenweise horizontal darüber gelagerten Buntsandsteines durchbrochen hat, ferner mit einer Anzahl z. T. noch ringsgeschlossener, mit Wasser erfüllter Maare (so dem Pulvermaar, dem Gemünder und Weinfelder Maar; s. S. 23) und endlich mit zahlreichen Mineralquellen und Säuerlingen.

2. Das Vulkangebiet des Laacher Sees besitzt einen ungefähren Durchmesser von $2^1/_2$ Meilen und wird durch die große Zahl wohlerhaltener, vorwiegend leuzitbasaltischer Stratovulkane und Schlackenberge charakterisiert. Diese umgeben den Laacher See von allen Seiten und sind auf die bereits lange Zeit vor ihrer Eruption steil aufgerichteten Schichten des Devons aufgesetzt. Sie bestehen, wie dies z. B. der Bausenberg, Hochsimmer und die Kunksköpfe in höchst instruktiver Weise erkennen lassen, aus abwechselnden rohen Lagen von gröberen oder feineren Auswürflingen, von der gewaltigsten Bombe herab bis zum feinsten Schutt, sowie aus vulkanischen Schlacken und Laven, besitzen zum Teil scharfrandige, seitlich geöffnete, steile Kraterkessel, aus deren manchen Lavamassen geflossen sind und sich entweder stromartig bewegt oder deckenartig ausgebreitet haben (siehe Fig. 614). Andere der dortigen Vulkane sind kraterlose kegel- oder

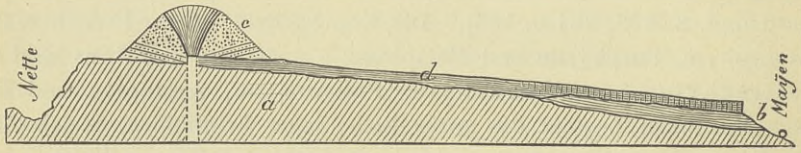


Fig. 614. Profil des Hochsimmer-Vulkanes und seines Lavastromes. Nach *v. Oeynhausen*.
a devonische Tonschiefer, *b* Braunkohle, *c* Hochsimmer-Vulkan, *d* Lavastrom.

rückenförmige Schlackenberge (so der Herchenberg und Langenberg), welche jedoch ebenfalls (wie der Kamillenberg) mit Lavaströmen in Verbindung stehen können, und endlich noch andere sind solide Kuppen von Leuzitphonolith (Olbrück, Schillkopf, Perlerkopf). Als Maare betrachtet man den Laacher See und das Kesseltal von Wehr, deren ersteres geschlossen und daher mit Wasser gefüllt ist, während letzteres einen natürlichen Abfluß und deshalb nur einen sumpfigen Boden besitzt. Eine große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen die Tuffbildungen in der Laacher Gegend. Es sind dies Basalt-, Trachyt- und Bimssteintuffe. Erstere bestehen aus meist losen, basaltischen Lapillen mit zahlreichen Augitkristallen, Glimmertafeln,

seltener mit Olivin oder Hornblende, umschließen verglaste Bruchstücke von devonischen Schiefern und Sandsteinen, sowie Granit und Gneis und wechseln mit Lagen erdigen, dunklen Tuffes. Späterer Entstehung als diese Basalttuffe sind die helleren Trachyttuffe mit Sanidinbomben, sowie die trachytischen Bimssteintuffe. Letztere (Traß genannt) bilden vorzüglich innerhalb des Nettetales, des Brohltales und seiner Nebentäler Ablagerungen von bedeutender Mächtigkeit. Da jedoch das Bachbett in sie eingeschnitten ist, treten sie nur in Form hoher Terrassen an den beiderseitigen Abhängen auf (siehe Fig. 615). Exhalationen von Kohlensäure sind im Laacher Vulkangebiete häufige Erscheinungen (siehe S. 29). An freier Kohlensäure reiche Mineralwasser, z. T. Thermen, z. T. mit sprudelartigem Ausbruch sind z. B. bei Burgbrohl, Obermendig und Hönningen a. Rh. erbohrt worden.

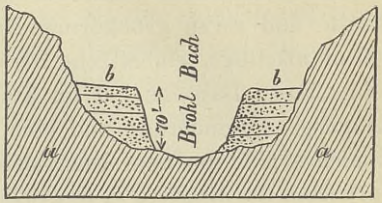


Fig. 615. Profil durch das Brohltal. (*H. Crd.*)
a devonische Tonschiefer, *b* Traß-(Duckstein) Terrassen.

Über die Zeiten, in welche die vulkanischen Ereignisse der Laacher Gegend fallen, können keine Zweifel obwalten, da die das dortige Devon lokal überlagernde miozäne Braunkohle von den vulkanischen Produkten durchsetzt und bedeckt wird, da ferner die unteren Schlackentuffe von Löß überlagert werden und endlich die Bimssteintuffe auf Löß mit Steinwerkzeugen aufliegen und mit ihm wechsellagern. Die Laacher Eruptionen fallen demnach in die Diluvialzeit, so daß bereits der Mensch Zeuge der Ausbrüche gewesen ist.

3. Das Siebengebirge, eine zusammenhängende Gruppe von Trachyt-, Andesit- und Basaltkuppen, welche auf dem Unterdevon und miozänen Braunkohlenkomplexen aufsitzen und von Trachyttuffen und -konglomeraten begleitet werden, während sich auf der gegenüberliegenden Seite des Rheines, hinter den Basaltfelsen von Rolandseck, ein jüngerer (diluvialer), ausgezeichnet ringförmiger, aber sehr flacher Krater, der Rodderberg, auf dem von devonischen Schichten und Rheinkiesen gebildeten Untergrunde erhebt.

4. Die Trachyt-, Phonolith- und Andesit-, namentlich aber die zahlreichen Basaltberge des Westerwaldes, welche mit Basalt- und Trachyttuffen sowie mit Bimssteinsanden vergesellschaftet sind.

5. Der Vogelsberg, ein über 40 Quadratmeilen großes vulkanisches Hochplateau, aus terrassenförmig übereinander gelagerten Decken und Strömen von sehr mannigfaltigen Basalten, Anamesiten und Doleriten nebst Phonolithen und Trachyten aufgebaut, welchen Tuffe und lokal auch Tertiärtone zwischengelagert oder vergesellschaftet sind und die zumeist auf dem Zechstein und der Trias, zum Teil auf miozäner Braunkohle auflagern. Am Westrande des Vogelsberges sind in der Nähe von Gießen einige kleine

Schichtvulkane erhalten geblieben. Zahlreiche Kohlensäure- und Mineralquellen (Selters, Orb, Nauheim) sind auch an dieses Vulkangebiet geknüpft.

6. Weiter nördlich setzen Hunderte von basaltischen Kuppen über die Werra, den Meißner und den Habichtswald bis zur oberen Weser fort. Besonders instruktiv sind die Verhältnisse am Meißner (Fig. 20, S. 44). Basalte und deren grobkörnige Modifikation, Dolerite, bilden dort eine über 100 m mächtige, einheitliche Decke über einem bis 33 m mächtigen Braunkohlenflöze. Dasselbe hat im Kontakte mit den basaltischen Gesteinen eine stengelige Absonderung und eine Umwandlung in Anthrazit erlitten. Ganz ähnliches gilt von dem benachbarten Hirschberge. Als die nördlichsten Vorposten des Basaltes in Deutschland sind die Kuppen zu erwähnen, welche derselbe am Söllinger Walde, nordwestlich von Göttingen bildet.

7. Die Rhön. Östlich vom Vogelsberge verläuft die von S. nach N. gerichtete, dem triadischen Untergrunde aufgesetzte Kette der Rhön. Sie besteht zu unterst aus älteren und jüngeren Phonolithen, die durch mächtige Decken und Ströme von basaltischen Gesteinen von einander getrennt sind, ferner aus Tufflagern und -anhäufungen, sowie einigen kleinen Stratovulkanen (Dachberg). Auf die jüngeren Phonolithe folgen dann von neuem Basalte und Dolerite, deren geologische Fortsetzung sich bis in die Nähe von Eisenach (Stoffelskuppe, Pflasterkaute) erstreckt und somit an den südlichen Fuß des Thüringer Waldes anschließt. Diesen entlang ziehen sich isolierte Basaltkegel (Dolmar, Gleichberge) und Phonolithkuppen (Heldburg) hin, setzen über das Fichtelgebirge und Erzgebirge (Oberwiesenthaler Eruptivstock, Pöhlberg) und durch die sächsisch-böhmische Schweiz (Gr. Winterberg, Rosenberg) fort und stellen die Verknüpfung mit dem großen vulkanischen Gebiete des nördlichen Böhmens her.

8. Das nördliche Böhmen. In der Gegend von Eger mit dem stratovulkanischen Schlackenberge des Kammerbühl beginnend, nehmen Ergüsse von Basalten und Phonolithen namentlich in der Gegend östlich von Karlsbad einen ansehnlichen Flächenraum ein. Viel mannigfaltiger noch sind die vulkanischen Erscheinungen, die sich im böhmischen Mittelgebirge und zwar während des Oberoligozäns abgespielt haben. Es sind vor allen Feldspat-, Nephelin- und Leuzitbasalte, Tephrite (Essexit) und Basanite, ferner Phonolithe, lokal auch Dolerite und Trachyte, begleitet von mannigfaltigen Tuffen, welche am Aufbau dieses Vulkangebirges teilnehmen, die obere Kreide und untere Braunkohlenformation des böhmischen Beckens durchbrochen, stock- oder gangförmig durchsetzt, dadurch (z. B. am Rongstock, s. S. 294) zu interessanten Kontakterscheinungen Veranlassung gegeben und sich zu imposanten glockenförmigen Domen (Milleschauer, Kletschenberg, Wostray, Bösige) aufgetürmt oder decken- und stromartig auf Tuffen und den mitteloligozänen Schichten ausgebreitet haben. Die letzten Äußerungen vulkanischer Tätigkeit machen sich als Thermen (Teplitz, Karls-

bad), Mineralquellen und Säuerlinge (Bilin, Krondorf, Gieshübel, Franzensbad) geltend.

9. Durch die Lausitz setzen Basalte und Phonolithe (Hochwald, Lausche, Kottmar, Löbauer Berg), von da ab aus der Gegend von Niesky und Görlitz (Landeskrone) Basalte über das Riesengebirge (Basaltgänge in den Schneegruben) bis nach Schlesien hinein, wo sie die ziemlich zahlreichen Kuppen von Liegnitz, Friedland, Goldberg, Nimptsch und Oppeln und weiter diejenigen von Freudenthal in Öster. Schlesien bilden.

Außerhalb der mitteldeutschen Vulkanzone liegen im südlichen Deutschland zerstreut: die Nephelindolerite und -basalte des Katzenbuckels im Odenwald, zahlreiche Basalte zwischen diesem und dem Vogelsberg (im Süden Nephelin-, nördlich Feldspatbasalte), die Sanidin-Oligoklas-Trachyte, Basalte und Phonolithe des Breisgaues, welche beide letztere verbunden mit Tuffen und Bombenagglomeraten im Kaiserstuhl als isoliertes Vulkangebirge mitten aus der Niederung zwischen Schwarzwald und Vogesen hervortreten, die Melilithbasalte und Phonolithe (Hohentwiel, Staufen und Hohenkrähen) im Tertiär des Hegaus, begleitet von Konglomeraten und Tuffen, letztere mit miozänen Pflanzenresten.

Der schwäbischen Alb gehört das Ries bei Nördlingen an, eine kesselförmige Einsenkung im Tafeljura von höchst komplizierter Tektonik, an vielen Stellen mit liparitischen Schlacken und Aschen (vgl. Branca und Fraas, Das vulkanische Ries. Berlin 1901), — ferner das vulkanische Gebiet von Urach (s. S. 24), in dem sich mehr als 120 Maare oder deren vorwiegend von Tuffbreccien ausgefüllte Explosionskanäle konzentrieren, welche letztere am Rande und im Vorlande der Alb bis zu 800 m Tiefe durch Denudation bloßgelegt sind. Der größte der einigermaßen erhaltenen Maarkessel, derjenige von Randeck, besitzt gegen 1000 m Durchmesser.

10. Als vulkanische Gebiete Ungarns und Siebenbürgens sind namentlich die Gebirgsstöcke und -züge von Schemnitz-Kremnitz, von Eperies-Tokay, der Matra und des siebenbürgischen Erzgebirges zu nennen. Sie zeichnen sich durch die große Mannigfaltigkeit ihrer trachytischen und andesitischen Gesteine aus, von denen »Propylite«, Trachyte, Andesite und Quarztrachyte auftreten. An die Abfälle und Flanken der von denselben gebildeten Berge lehnen sich Hügel von Lipariten an, welche wiederum von Perlit- und Obsidianströmen und -decken begleitet werden. Trachyt- und Bimssteintuffe und -konglomerate umlagern dieselben und breiten sich in der Ebene aus, wo sie Abdrücke von oligozänen Pflanzen, ferner Holzopal, sowie Braunkohlenflöze umschließen. In den Trachyten Siebenbürgens setzen gold- und tellurführende Gänge auf, so bei Nagyag und Offenbanya. Die Angehörigen dieser trachytischen Gesteinsgruppe haben in Ungarn und Siebenbürgen die horizontal liegenden Schichten des Oligozäns durchbrochen

und werden selbst wieder von Basalten durchsetzt, welche zwar sehr zahlreiche, aber räumlich beschränkte Durchbrüche bilden.

An dieser Stelle kann nur angedeutet werden, daß die vulkanischen Gebiete von Zentralfrankreich (Auvergne, Velay, Vivarais), die erloschenen Vulkane Cataloniens ebenfalls jungtertiären Alters sind und daß der Beginn der vulkanischen Erscheinungen der apenninischen Halbinsel, Siziliens und Griechenlands in die tertiäre Zeit fällt. Derselben Periode gehören die Eruptionen an, aus welchen die nordische Vulkanzone hervorging, die sich von Grönland aus über Island, die Faer-Öer und Shetlands-Inseln bis nach Schottland, den Hebriden und Irland erstreckt. Körnige Basalte, also Anamesite und Dolerite, walten hier vor, sind von Andesiten und Lipariten, von Tuffen und Konglomeraten begleitet, bilden gewaltige, jetzt freilich bereits wieder stark denudierte und zerschnittene Vulkane, sowie mächtige Systeme von übereinander liegenden Decken, zeichnen sich fast überall durch ihre prachtvolle säulenförmige Absonderung aus und überlagern an vielen Stellen horizontal gelagerte, miozäne Braunkohlen und überhaupt Neogenschichten.

Die in ihrer Ausdehnung ohne ihres Gleichen dastehende Zone von zum großen Teile jetzt noch tätigen Vulkanen, welche sich gürtelförmig rings um den Stillen Ozean zieht, besteht neben den neuesten Produkten vulkanischer Tätigkeit aus den mannigfaltigsten trachytischen, andesitischen und basaltischen Gebilden, deren Eruption in die Tertiärzeit hineinreicht.

Das Quartär.

a) Diluvium (Pleistozän); b) Alluvium.

Das Diluvium.

Während der älteren Zeitabschnitte der Diluvialperiode war der größte Teil Europas und Nordamerikas sowie der gebirgige Weststreifen Südamerikas von Inlandeis und Gletschern bedeckt*). Auf dem erstgenannten Kontinente lassen sich vier größere Vergletscherungszentren feststellen, von denen gewaltige Eisdecken und Gletscherströme allseitig ausgingen und große Ländergebiete überzogen, und zwar (vgl. das Kärtchen Fig. 616):

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiete;

2. die Hochlande und Gebirge Britanniens mit dem westeuropäischen oder britischen Glazialgebiet;

*) Jam. Geikie, The great Ice-Age. 3. ed. London 1894. — Ders., Prehistoric Europe. London 1881. — Ders., Glacial Succession in Europe. Transact. R. Soc. Edinburgh. XXXVII. Nr. 9. 1892. S. 127. — Ders., Classification of European Glacial-deposits. Journ. of Geol. III. S. 241. Chicago 1895. — G. Steinmann, Diluvium in Südamerika. Z. d. D. geol. Ges. 1906. Prot. S. 215.

3. die Alpen mit dem südeuropäischen oder alpinen Glazialgebiete;

4. der nördliche Ural und das Timangebirge mit dem uralo-timanischen Glazialgebiete.

Um diese Hauptglazialgebiete scharen sich zahlreiche kleinere Gletscherherde.

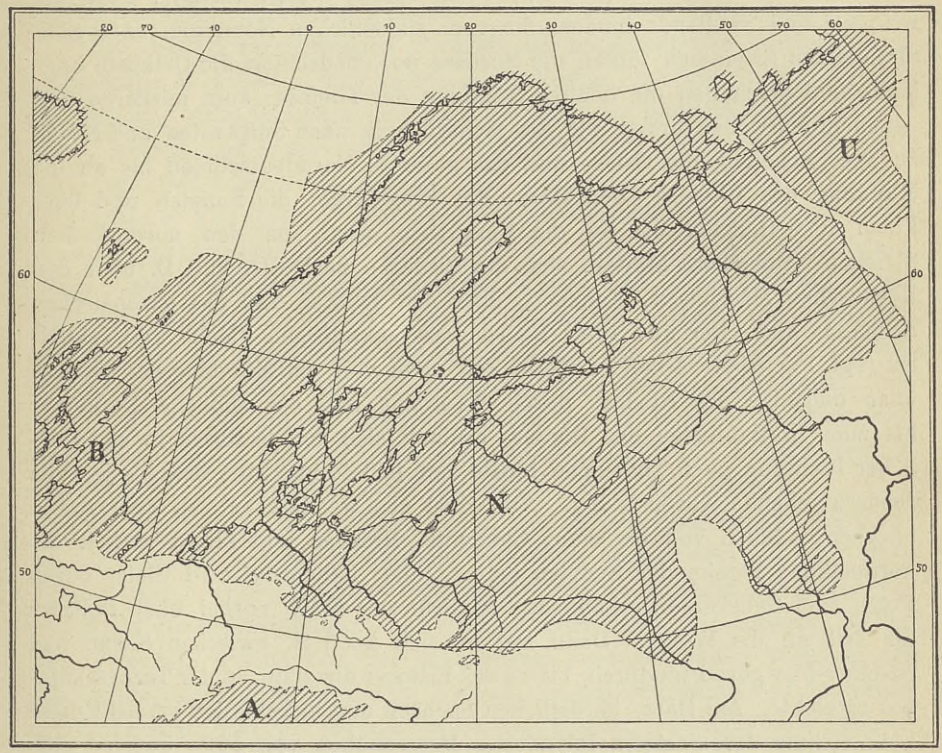


Fig. 616. Europa während der Haupteiszeit.
N nordeuropäisches, *B* britisches, *A* alpines, *U* uralo-timanisches Glazialgebiet.

1. Skandinavien mit dem nordeuropäischen Glazialgebiete*).

In der Periode intensivster Vergletscherung breitete sich von den zentralen Partien Schwedens und Norwegens aus eine zusammenhängende, in

*) O. Torell, Undersökningar öfver Istiden. Öfversigt af K. Vetensk. Akad. Förhandl. Stockholm 1872. Nr. 10; 1873. Nr. 1. Außerdem zahlreiche Abhandlungen von Andersson, Blytt, A. und E. Erdmann, de Geer, Gumälius, Helland, Holmström, Högbom, Holst, Lindström, Munthe, Nathorst, Stolpe, Törnebohm u. a.

W. Dames, Die Glazialbildungen der norddeutschen Tiefebene. Samml. gemeinverst. wiss. Vortr. Berlin 1886. — F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. — E. Werth, Das Eiszeitalter. Leipzig 1909. — F. Wahnschaffe, Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin 1910. — G. Steinmann, Die Eiszeit u. d. vorgeschichtl. Mensch. Leipzig 1910. — Außerdem zahl-

allseitig radiärer Bewegung befindliche Decke von Inlandeis über fast die ganze nördliche Hälfte von Europa aus und nahm während dieser ihrer größten Ausdehnung einen Flächenraum von mehr als 6 Millionen qkm ein. Über Finnmarken und die Halbinsel Kola floß das Eis nach N. und NO. in die arktische See, vom westlichen Norwegen aus in westlicher und nordwestlicher Richtung in den atlantischen Ozean, weiter im SW. über die Orkneys und Shetlands hinaus; die vom südöstlichen Norwegen nach SW. strömenden Eismassen füllten die Nordsee aus, bedeckten die Ostküste Englands und erreichten die heutige Mündung der Themse; vom mittleren und östlichen Schweden drang das Eis fächerförmig nach Südwesten und Süden zu über Schonen, die Ostsee und das gesamte Norddeutschland bis an die Mündung des Rheines, den Harz, das Erzgebirge, die Sudeten und über Polen und Galizien bis an die Karpathen vor; von den nordöstlichen Strichen Schwedens breitete sich die Eisdecke nach SO. und O. über den Bottnischen Meerbusen, Finnland, über den größten Teil des europäischen Rußlands aus. Der südliche Rand dieser gewaltigen Fläche von Inlandeis (vgl. Fig. 616) verlief zu dieser Zeit etwa von der Mündung der Themse über diejenige des Rheines durch Westfalen und das südliche Hannover bis zum Nordabhange des Harzes, schlang sich um letzteren in südwestlicher Richtung nach Thüringen hinein und bildete hier eine tiefe bis jenseits Jenas reichende Ausbuchtung. Von dort aus wendete er sich quer durch Sachsen, südlich von Zwickau, Chemnitz, Dresden und Zittau vorbei, die nordöstliche Flanke der Sudeten entlang über Landeshut und Glatz, durch Polen und Galizien über Lemberg, südlich von Kiew vorbei über Poltawa bis fast an die Wolga. Dann zog er sich nach N. zwischen Kasan und Nischny-Nowgorod hindurch, bis er das Eismeer ungefähr an der Tschesskaja-Bai erreichte. Am Harz, im östlichen Sachsen und in Schlesien erreicht diese Schmelzlinie des einstigen Inlandeises Meereshöhen von 400—500 m. Alle diejenigen Teile Europas, welche nördlich dieses Bogens liegen, waren während der Haupteiszeit von Inlandeis bedeckt, das seinen Ausgangspunkt in Skandinavien hatte, und tragen noch heute die Hinterlassenschaften dieser Eisbedeckung. Die Mächtigkeit dieser letzteren muß eine sehr beträchtliche gewesen sein und in den zentralen Partien Norwegens und Schwedens mehrere, sowie in dem vom Eis eingeebneten Ostseebecken über tausend Meter betragen, nach der oben verfolgten Schmelzlinie zu aber ganz allmählich abgenommen haben.

---

reiche Publikationen von Berendt, Calker, Credner, Dames, Deecke, Eck, Elbert, v. Fritsch, Gagel, E. Geinitz, Gottsche, Helland, Jaekel, Jentzsch, Keilhack, Klockmann, Koert, P. G. Krause, J. Martin, Maas, Müller, Nehring, Penck, Petersen, Remelé, F. Roemer, Sauer, H. Schröder, L. Siegert, Stolley, R. Struck, Tornquist, Wahnschaffe, Weber, Weißermel, Werth, Wüst, Zeise, — namentlich in der Z. d. D. Geol. Ges. und dem Jahrb. d. k. pr. geol. La.

Im Gegensatze zu der oben skizzierten fächerförmig nach SW. und SO. divergierenden Strömung des nordeuropäischen Inlandeises während der Zeit seiner größten Mächtigkeit und bedeutendsten südlichen Ausdehnung machte sich beim anfänglichen Vorschreiten des Eises, so lange es die sich ihm entgegenstellenden westlichen und nördlichen Böschungen der bottnisch-baltischen Senke noch nicht zu überwinden vermochte, eine dieser letzteren folgende baltische Strömung geltend.

Aus der an verschiedenen Punkten des norddeutschen Glazialgebietes beobachteten Wechsellagerung mehrerer nordischer Grundmoränen mit Kiesen und Sanden, Süßwasserkalk und Torf, sämtlich mit Skeletteilen von Säugetieren, Meeres- und Süßwasserkonchylien, sowie mit Pflanzenresten, läßt sich auf sehr beträchtliche Oszillationen des Inlandeises, und zwar auf eine dreimalige Vereisung des nördlicheren Europas und auf zwei sie trennende Interglazialzeiten schließen*). Von diesen drei Vereisungen haben sich jedoch wesentlich nur die zweite und dritte bis auf norddeutschen Boden erstreckt und auch von diesen erreicht die letzte bei weitem nicht die Ausdehnung der zweiten, auf dem Kärtchen Fig. 616 zur Darstellung gebrachten Eisüberflutung, während Moränen der ersten nur bis in die Gegend von Hamburg, Lüneburg und Rüdersdorf nachzuweisen sind. Die südliche Randzone des norddeutschen Diluviums besteht deshalb ausschließlich aus den Produkten der zweiten oder Haupteiszeit.

Die Spuren und Ablagerungen, welche das skandinavische Inlandeis auf dem zur Glazialzeit von ihm bedeckten Areale, also auf dem alten Gletscherboden zurückgelassen hat (vgl. S. 154 u. f.), sind die folgenden:

Friktionserscheinungen. In Skandinavien hält es schwer, Stellen nachzuweisen, welche von der scheuernden und glättenden Wirkung des Eises unberührt geblieben wären, vielmehr ist die Oberfläche von Norwegen und Schweden, dort wo sie aus festem Fels besteht, an unzähligen Punkten z. T. spiegelglatt geschliffen, rundhöckerig umgestaltet und von Schrammen und Furchen, sowie von feinen Ritzlinien bedeckt, wie sie nur durch die Bewegung von Gletschermassen und mit diesen der Grundmoräne hervorgebracht werden können (s. Fig. 77 u. 78, S. 158). Da diese ganz allgemein über Skandinavien verbreiteten Gletscherschrammen und -ritzen nicht nur gesetzmäßige Richtungen innehalten, sondern sich auch nur über die eine (Stoß-)Seite der Hügel und Felskuppen hinwegziehen, während sie auf dem

*) Unter den deutschen Geologen nehmen wesentlich nur E. Geinitz (N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XVI. 1902, — Arch. Freunde d. Naturw. Mecklenb. 1905, — Samml. naturw. Monogr. Heft 16, Braunschweig 1906, — Leth. geognost. Quartär), Frech und Lepsius (Abh. d. großh. Hess. geol. La. V. 1. Darmstadt 1910) eine von dieser allgemeinen abweichende Stellung ein, indem sie statt der dreimaligen nur eine einheitliche, von Interglazialzeiten nicht unterbrochene Eiszeit beanspruchen. Gleiches gilt von dem schwedischen Forscher Holst (Sver. Geol. Undersök. Nr. 151. Stockholm 1895).

entgegengesetzten, rauh gebliebenen Abhange (Leeseite) fehlen, so ließ sich hier mit Sicherheit konstatieren, daß die sie verursachenden Eisströme von mehreren, im Innern Skandinaviens gelegenen Hauptzentren radial ausgingen und in ihrer Gesamtheit eine einheitliche Eisdecke bildeten, welche sich, wenn auch lokal in ihrer Richtung beeinflußt durch tiefe Taleinsenkungen oder beträchtliche Bodenerhebungen, doch im allgemeinen allseitig nach außen bewegte. Im südlichen Schonen, auf Bornholm und Seeland wurden jedoch auch Systeme von Schrammen beobachtet, welche eine nordwestliche Richtung innehalten und von den baltischen Strömungen herrühren dürften, die, wie oben angenommen, am Beginne der Eisinvasion von der baltischen Senke abgelenkt wurden.

In den zwischen dem bottnischen und finnischen Meerbusen gelegenen Teilen Finnlands sowie auf den Alandsinseln, ebenso in Esthland, Livland und Kurland nebst Dagö und Ösel besitzen die vielerorts die Felsoberfläche überziehenden Schrammen einen südsüdöstlichen bis südlichen Verlauf, zeigen also auf das nördliche Schweden als Ausgangspunkt der dortigen Vergletscherung zurück. Außerdem aber machen sich auch schon hier jene oben erwähnten, nach SSW. verlaufenden Schrammen bemerklich, welche auf Gotland zu noch viel deutlicherem Ausdruck gelangen, so daß sich hier allgemein 2 Schrammungsrichtungen beobachten lassen, eine südöstliche, dem Radialsysteme der Hauptvereisungen, und eine südwestliche, den baltischen Strömungen angehörige. Letztere biegen sich dann um das Südende Schwedens und nehmen hier, wie erwähnt, schließlich eine westliche bis nordwestliche Richtung an.

In dem norddeutschen Glazialgebiete treten Felsgesteine, auf welchen sich derartige Friktionserscheinungen betätigt haben und von der Verwitterung verschont geblieben sind, nur sporadisch, als isolierte Durchragungen des Schwemmlandes auf. Rundhöcker, Schliffflächen, Schrammen und Ritzlinien, die von dem nordischen Inlandeis herrühren, sind bisher beobachtet worden: auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Richtung nach SSO., gekreuzt von jüngeren nach W. verlaufenden Ritzen); auf dem karbonischen Sandstein des Piesberges bei Osnabrück (NNO.—SSW.); auf dem Trochitenkalk von Alfeld (NNW.—SSO.); auf dem Bonebedsandstein von Velpke und Danndorf zwischen Magdeburg und Braunschweig (NNO.—SSW.; jüngeres System W.—O.); bei Gommern südöstlich von Magdeburg (N.—S.); auf der Grauwacke von Magdeburg und von Hundisburg unweit Magdeburg; auf den Porphyren des Galgenberges bei Halle und bei Landsberg (N.—S.), sowie des nördlichen Sachsen, so bei Taucha, bei Brandis (NNW.—SSO.), bei Collmen (WNW.—OSO.), bei Wildschütz (WNW. nach OSO., gekreuzt von ONO.—WSW.) und bei Oschatz (NNO.—SSW.), ferner auf dem Granit von Lommatzsch (N.—S.), auf der Grauwacke von Ponikau und dem Granit von Bischofswerda und Löbau (NNO.—SSW.);

auf dem Basalt von Jauer (NW.—SO.), auf dem Granit von Strehlen in Schlesien (N.—S.), auf dem Jurakalk von Bartschin westlich von Hohensalza (Inowrazlaw, NW.—SO.).

Der vielfache regellose Wechsel in der Richtung dieser Schrammen und Ritzlinien beruht auf dem lokalen, ablenkenden Einflusse, den die Unebenheiten des Untergrundes des Eises auf dessen Strömungen ausgeübt haben.

Die Grundmoräne. Da das Inlandeis die skandinavisch-nordeuropäischen Landstriche zur Zeit seiner größten Ausdehnung in Gestalt einer zusammenhängenden Decke überzog, war damals keine Gelegenheit zur Bildung von Oberflächenmoränen geboten. Dahingegen hat die unter dem Eise, zwischen diesem und dem Gletscherboden, durch Zerstückelung, Zermalmung und Zerreibung losgetrennter Teile dieses letzteren gebildete Grundmoräne (siehe S. 157, 159 und 161) eine allgemeine Verbreitung über das ganze Glazialareal erhalten. Diese Grundmoräne des nordischen Inlandeises der Diluvialzeit wird in Schweden als Botten- oder Krosstensgrus und Krosstens- oder Jökellera, in Dänemark als Rollstenslera, in Deutschland als Blocklehm, Geschiebelehm oder Geschiebemergel bezeichnet. Die allgemeine petrographische, namentlich die strukturelle Beschaffenheit dieses Geschiebelehmes ist in seinem ganzen Verbreitungsgebiete von Esthland und Galizien bis Holland und Dänemark, von Schonen bis an den Fuß des Erzgebirges durchweg die nämliche. Überall ist er ein sehr fest zusammengepreßter, sich rauh und kratzig anfühlender Lehm, an der Oberfläche infolge seiner Verwitterung gelbbraun und sandig, in der Tiefe grau bis schwärzlich, tonig und kalkhaltig (bis über 12 Prozent) angefüllt von Mineralkörnern und -splittern, sowie von ordnungslos und wirr verteilten nordischen Geschieben. Er ist das Zermalmungsprodukt der verschiedenartigsten dem jeweiligen Untergrunde entnommenen Gesteine von ausnahmslos nordischer oder nördlicher Herkunft. Die charakteristischsten und verbreitetsten dieser Geschiebe sind in Deutschland: Feuersteine, Schreibkreide, Dogger, versteinerungsreiche silurische und kambrische Gesteine, Dalaquarzite, zahlreiche Varietäten von Gneisen, Hälleflinta, Amphibolite, buntfarbige Granite, Syenite, rote Porphyre, Diabase, Diorite, schonische Basalte u. a. Sie haben ihre Heimat sämtlich in Schweden, den baltischen Provinzen und dem Gebiete der Ostsee. Zu ihnen gesellen sich nach Süden zu Geschiebe, welche deutschem Boden entstammen, in die nordische Grundmoräne des sich über letzteren ziehenden Eises aufgenommen und mit ihr in ungefähr südlicher Richtung weiter transportiert worden sind.

Durch Ausspülung von Seiten reichlicher Schmelzwasser wird der Geschiebelehm zu Geschiebesand, der denselben ganz vertreten kann, aber auch in Form von Schmitzen, Nestern und Lagen innerhalb des ersteren oder als Decke auf demselben sich einstellt.

Die Geschiebe dieser Grundmoräne werden, sobald sie beträchtlichere Dimensionen erreichen, erratische Blöcke, nordische Geschiebe oder Findlinge genannt. Dieselben sind teils noch im Geschiebelehm eingeschlossen, teils liegen sie auf seiner Oberfläche zerstreut, zuweilen dicht angehäuft. Sie besitzen sehr gewöhnlich 1—2 m, nicht selten bis 3 m Durchmesser, doch sind auch Blöcke von 5—10, noch vereinzelter solche von 12 bis über 16 m Länge bekannt.

Sehr gewöhnliche und charakteristische Erscheinungen sind Schliffflächen, Schrammen- und Ritzensysteme auf den Geschieben (vgl. S. 157, Fig. 75), wodurch sich diese als Scheuersteine kundgeben und den Geschiebelehm, der sie birgt, als Grundmoräne kennzeichnen. Erlitten dieselben während des Vollzugs der Eisbewegung Änderungen ihrer Lage, so konnte sich ihre Anschleifung und Schrammung auf mehreren Seiten wiederholen (Fazettengeschiebe). Erreichte die Grundmoräne eine besonders große Mächtigkeit, so gelangte deren basaler Teil zum Stillstand, während sich ihr oberer Horizont über denselben fortbewegte und die aus ihm hervorragenden Geschiebe anschleifen und schrammen konnte (striated pavement).

Während sich, wie gesagt, die Struktur und der allgemeine petrographische Habitus der Grundmoräne überall ziemlich gleich bleibt, ist die Beschaffenheit der in ihr enthaltenen Geschiebe eine verschiedene je nach der geologischen Zusammensetzung derjenigen Gebiete, in welchen die einzelnen von Skandinavien ausstrahlenden Gletscherströmungen ihre Heimat hatten, oder welche sie auf ihrem Wege überschritten haben. So bestehen die nordischen Geschiebe der Hauptvergletscherung an der südöstlichen Küste Englands z. T. aus Zirkonsyenit und Rhombenporphyr der Gegend von Kristiania, — im Königreich Sachsen ausschließlich aus Gesteinen aus dem mittleren Schweden, aus der Nachbarschaft von Schonen, Bornholm und Gotland und aus dem baltischen Kreidegebiet, — im südlichen Rußland bei Kiew aus Rappakiwis und Silurkalken von Finnland und Esthland, haben also nach England einen südwestlichen, nach Sachsen einen südsüdwestlichen, nach Kiew einen südöstlichen Transport erlitten, so daß sich an ihnen ihre fächerförmige Transportrichtung rein und klar zu erkennen gibt.

Als Drumlins bezeichnet man elliptisch umrandete, schildförmig gewölbte, mehr oder weniger lang gezogene Rücken im Gebiete der Grundmoränen, welche entweder aus einer Anhäufung von Geschiebemergel oder aus einem Kerne von Diluvialkiesen und -sanden mit einem Überzuge von Geschiebemergel bestehen, wie diese subglazialen Ursprung haben und der Bewegungsrichtung des Eises zu folgen pflegen. Sie sind auch im norddeutschen Glazialgebiete namentlich in der Provinz Posen und in Hinterpommern in großer Zahl gruppenweise vergesellschaftet.

Die Mächtigkeit des Geschiebemergels erreicht ausnahmsweise gegen 50, diejenige des gesamten Diluviums in Schonen und Norddeutschland lokal 150, ja gegen 200 m und nimmt dann im allgemeinen nach S. zu immer mehr ab.

Lokalfazies des Geschiebelehmes; Stauchung des Untergrundes des letzteren. Auf ihrem Wege ergänzte sich die Grundmoräne stetig durch Aufnahme neuen Gesteinsmateriales aus dem Gletscherboden. Am auffälligsten ist dies z. B. dort, wo das Inlandeis und mit ihm die Grundmoräne das baltische Kreideareal erreichte und überschritt. Von hier aus erscheint der Geschiebelehm gespickt mit bis dahin fehlenden Feuersteinen und Kreidebrocken, beim Überschreiten des Rotliegenden färbt er sich rot, auf dem Porphyrterrain Sachsens füllt er sich mit Porphyrfragmenten, auf dem Muschelkalk und Jura mit versteinerungsführendem triadischen und jurassischen Materiale, ebenso wie er sich Süßwasser- und marine Konchylien dort einverleibt, wo er lockere Sandablagerungen überschreitet. Der Geschiebelehm erhält dadurch an solchen Stellen eine von der Zusammensetzung des Untergrundes bedingte Lokalfazies.

Die Aufnahme neuer Gesteinsfragmente in die Grundmoräne ist besonders auffällig dort, wo das Ausgehende spröder Schichten oder massiger Gesteine durch das darüber ziehende Eis und dessen Grundmoräne zertrümmert, zu einem chaotischen Haufwerke von eckigen Bruchstücken umgewandelt und mit mehr oder weniger reichlichem Geschiebelehm verknetet ist (Krosstensgrus). Von solchen Punkten aus verbreiten sich dann die frisch aufgenommenen Gesteinsfragmente schweifartig in der wesentlich südlichen Richtung der Eisbewegung (Crag and tail der Engländer), nehmen durch gegenseitige Reibung abgerundete oder kantenbestoßene Gestalt an und werden z. T. nebst ihren organischen Einschlüssen angeschliffen und geschrammt.

Auf einem Untergrunde von lockerem oder nachgiebigem Materiale (z. B. Kreide, Braunkohle; Ton, Sand, Kies des Oligozäns und Diluviums) äußerte sich der Eisschub in der Form von Stauchungen, Zusammenschiebungen, Überkippungen und Zerreißungen der oberflächlichen Schichten (s. S. 159), die dann oft zu wallartigen Durchragungszügen schweifartig in den Geschiebelehm hineingezogen werden. Derartige Druckerscheinungen sind überall in der norddeutschen Ebene, ebenso wie in Schonen und Finnland, allgemein verbreitet. An anderen Stellen, wo das Material weniger biegsam ist, können dessen Bänke in große Stücke gebrochen und verschoben und zwischen diese gangförmige Massen des Geschiebelehms eingepreßt werden. So sind z. B. die Kreidefelsen von Möen zusammengeschobene Riesenschollen, die von bis zu 100 m langen Injektionen des Geschiebelehms durchsetzt werden.

Riesentöpfe und Sölle. Nicht selten sind auf alten Gletscherböden, z. B. der Alpen, Riesentöpfe anzutreffen, wo sie durch rasch dahin schießende,

strudelnde Schmelzwasser mit Hilfe härterer Gerölle eingebohrt wurden. Gleiches wiederholt sich auf dem nordeuropäischen Glazialgebiete in Schweden, in Norwegen (vgl. S. 134, Fig. 62), ferner auf dem Muschelkalke von Rüdersdorf und Oberschlesien, auf dem Gipse von Wapno, auf der Kreide von Lägerdorf i. Holst., im diluvialen Süßwasserkalk von Ülzen u. a. O. Eine verwandte Erscheinung sind die z. B. auf Rügen und im Gebiete des baltischen Höhenrückens allgemein verbreiteten Sölle. Es sind dies kreisrunde, trichter-, kessel- oder schüsselförmige, oft mit Wasser oder Torf ausgefüllte Strudellöcher im Geschiebelehm. Auf ähnliche Vorgänge (Ausstrudelung durch Schmelzwasser) wird von E. Geinitz die Entstehung vieler Seebecken im Gebiete des norddeutschen Diluviums zurückgeführt (Evorsionsseen).

Geschichtetes Glazial- und Interglazialdiluvium. Dessen organische Reste. Neben dem Geschiebelehm oder Geschiebemergel und dem Geschiebesand als der eigentlichen Grundmoräne besteht das nordeuropäische Diluvium z. T. vorwiegend auch noch aus geschichteten, mit Hilfe des Wassers und zwar namentlich der Schmelzwasser zustande gekommenen, also dann fluvioglazialen Ablagerungen, den Diluvialkiesen, -sanden und -tonen, in welchen man als den Auswaschungs- und Schlämmprodukten des Geschiebelehms die nach ihrer Schwere und Korngröße separierten und getrennt abgelagerten Bestandteile der Grundmoräne wieder erkennt. Die Diluvialsande bestehen demnach vorzugsweise aus Körnchen von Quarz, Feldspat und Amphibol, nebst Blättchen von Glimmer und Partikeln von Eisenerzen und werden, wenn sie besonders glimmer- oder feldspatreich sind, als Glimmer- oder als Spatsande, bei größter Feinheit des Kornes als Schlepp, bei reichlicher Führung von kretazeïschen Bryozoen auch wohl als »Korallensande« bezeichnet. Diluvialgrand nennt man ein Gemisch von sandigem und grobkiesigem nordischem Materiale. Der meist außerordentlich regelmäßig und zart geschichtete und dann lagenweise verschieden gefärbte Diluvialton, Glindower Ton oder Bänderton, ist aus dem Absatze der allerfeinsten Ausschlämmungsprodukte, also der tonigen, kalkigen und mehligen Teilchen des Geschiebemergels hervorgegangen.

Zu der Gruppe der geschichteten Glazialgebilde gehören auch die schwedischen Åsar. Es sind dies steile, bis zu 50, ja 60 m hohe, wallartige Rücken fluvio-glazialen Ursprunges, welche sich quer zum Verlaufe der Endmoränen, also in der Richtung der Eisströmung, meilenweit (das Upsala-Ås in mehr als 27 geogr. Meilen Länge) vom Meeresspiegel oder von der allgemeinen Geschiebesanddecke Nordschonens aus ununterbrochen bis in das mittlere Schweden bis zu 360 m Meereshöhe verfolgen lassen, ziemlich parallel zueinander das Land durchziehen, sich zuweilen gabeln, in ihrem Verlaufe eine gewisse Ähnlichkeit mit Flußsystemen besitzen und in der Tat subglazialen Schmelzwasserläufen ihren Ursprung verdanken.

Sie bestehen dort der Hauptsache nach aus Schichten von Grand, Sand und wohlgerundeten Geröllen (Rullstensgrus), nicht selten mit einem Kern oder mit Einlagerungen von Geschiebemergel, an welche ersteren sich beiderseits marine Schichten anlagern. Analoge fluvio-glaziale Wälle, Rücken und Hügelzüge sind außer in Finnland und den russischen Ostseeprovinzen, sowie in England und Nordamerika auch innerhalb des norddeutschen Glazialgebietes, so in Posen, Pommern, Mecklenburg und Oldenburg bekannt, entbehren aber hier der marinen Flanken.

Diese geschichteten Ablagerungen, die sich gegenseitig, sowie als fluvioglaziale Gebilde auch die Geschiebelehme stellvertreten und sich außerdem in Vergesellschaftung von Lagern von Süßwasserkalk und Torf nebst Muschelsanden und -tonen als interglaziales Diluvium zwischen den Grundmoränen der Vereisungen einschalten können, nehmen an der Zusammensetzung des nordischen Diluviums von Schonen bis nach der südlichen Randzone des letzteren einen wesentlichen, sogar meist vorwiegenden Anteil; namentlich pflegen sie die unterste Stufe der Glazialformation in z. T. außerordentlicher Mächtigkeit aufzubauen. Charakteristisch ist für viele hierher gehörige Sande und Kiese ihre Linsen- und ihre diskordante Parallelstruktur (S. 313, Fig. 110).

Lokal führen die Kiese, Sande und Tone des Interglazialdiluviums **organische Reste,** und zwar:

1. Marine Mollusken

a) von arktischem Habitus: Yoldia arctica, Cyprina islandica, Tellina calcarea und Astarte borealis in Westpreußen (Elbinger Yoldien- und Cyprinentone); Yoldia arctica, Leda pernula, Tellina calcarea, Cyprina islandica, Axinopsis orbiculata, Natica groenlandica in Schleswig-Holstein und Dänemark.

b) von Nordseehabitus: Ostrea edulis, Tellina solidula, Corbula gibba, Mactra subtruncata, Cardium edule, C. echinatum, Cyprina islandica, Mytilus edulis, Nassa reticulata, Cerithium lima, Scalaria communis. Hierher gehören die Vorkommnisse in Ost- und Westpreußen, bei Schwaan in Mecklenburg, ferner in Holstein und an der Unterelbe, so die Ostrea- und Mytilusbänke von Blankenese, Tarbeck und Stade, die Cyprinentone von Sonderburg auf Alsen, von Hostrupholz, Fahrenkrug, auf Hiddensö und v. a. Orten.

2. Süßwassermollusken

besitzen eine weit ausgedehntere Verbreitung im norddeutschen Interglazialdiluvium, in dem sie von Schonen, Rügen, von der Unterelbe, der Umgegend von Berlin, Potsdam, Rathenow, Sperenberg, Rüdersdorf, Fürstenwalde, Magdeburg, Westeregeln, Latdorf, Halle, vom Fläming, von Hamburg, aus Hinterpommern, Westpreußen u. a. O. bekannt geworden und zuweilen

schichtenweise in ungeheurer Menge angehäuft gefunden worden sind. Dies gilt vorzüglich von Paludina diluviana und Lithoglyphus naticoides zwischen den beiden Geschiebemergeln namentlich der Mark. Außer ihnen sind zu erwähnen: Neritina fluviatilis, Valvata naticina, Bithynia tentaculata, Limnaeus stagnalis, Planorbis spirorbis, Pisidium amnicum, Cyclas cornea, Dreissensia polymorpha, Anodonta cygnea, Unio u. a. Die Brackwasserform Dreissensia polymorpha ist besonders in Ost- und Westpreußen häufig.

3. Säugetiere: Elephas antiquus, E. primigenius, E. trogontherii, Rhinoceros Mercki und antiquitatis, Bos primigenius, Ovibos moschatus, Bison priscus, Rangifer groenlandicus, Megaceros euryceros und Ruffii, Cervus dama, Cerv. alces, Cerv. tarandus, Felis spelaea, Ursus, Equus u. a.

4. Pflanzen: In Glazialtonen Schonens, ebenso in Westpreußen, Holstein, Mecklenburg, Pommern und Sachsen, wies zuerst Nathorst Reste einer arktischen Flora, nämlich Dryas octopetala, Betula nana, Salix polaris nach (Fig. 617 bis 619). Diatomeenlager sind z. B. in Ost- und Westpreußen, in der Lüneburger Heide, bei Wend. Wehningen i. Meckl., bei Dessau, Torflager interglazialen Alters mit der Flora eines gemäßigten Klimas, so mit Fichte, Kiefer, Birke, Ahorn, Pappel, Erle, Weide, Hainbuche, Hasel und Linde, sowie mit Taxus und Stechpalme, ferner z. T. mit Samen und Früchten von Brasenia (Cratopleura) und Stratiotes (Folliculites) sind z. B. von Lauenburg a. E., von Klinge bei Kottbus, von Motzen südlich von Berlin, von Ütersen und Schulau a. E., von Honerdingen in der Lüneburger Heide und vielen anderen Orten bekannt.



Fig. 617. Fig. 618. Fig. 619.

Fig. 617. Salix polaris Wahlbg.,
Fig. 618. Dryas octopetala L.,
Fig. 619. Betula nana L.
Nat. Gr.

Da die oberen Partien der interglazialen Sande und Kiese oft von der sich unter großem Drucke über sie hin bewegenden Grundmoräne aufgearbeitet und aufgenommen worden sind, so gelangten häufig auch die organischen Reste der ersteren und zwar namentlich Konchylien (besonders Paludina diluviana) in den Geschiebelehm, in welchem sie demnach die Rolle von Geschieben spielen, oft zerstückelt und zuweilen geschrammt sind.

Glaziale Rückzugsgebilde. Beim Abschmelzen des Inlandeises gelangten auf der Grundmoräne oder an deren Stelle geschiebeführende, nordische Sande und Grande, Gerölle, Blockanhäufungen und Moränenschutt als letzte Gebilde der jedesmaligen Vergletscherung zum Absatze. Von ihnen besitzt die allgemeinste Verbreitung der Geschiebedecksand (Decksand, Rullstenssand). Es ist dies ein schüttiger Sand und Grand mit größeren und kleineren Geschieben nordischer Herkunft, z. T. von pyramidaler Ge-

stalt (Kantengeschiebe, Fazettengerölle, Dreikanter, siehe S. 168, Fig. 83). Derselbe bildet ausgedehnte Decken auf den Hochflächen von Schonen, Dänemark, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Pommern und den anliegenden Strichen Norddeutschlands sowie des uralisch-baltischen Höhenzuges. Nicht immer als gleichmäßige Decke entwickelt, formt er oft, in raschem Wechsel mit kurzen Wällen und Kuppen von Geschiebelehm und mit Drumlins, sowie mit Rücken von geröllführendem Kies (Kames), langgestreckte Züge von maulwurfshaufenähnlichen Hügeln, welche mit erratischen Blöcken überstreut und zwischen welchen abflußlose Weiher, Sölle, Tümpel und Moorflächen eingesenkt sind, so daß typische Moränenlandschaften entstehen (Ostpreußen, Pommern, Mecklenburg, Sachsen).

Züge echter, einem längeren Stillstande des sich von Süden her zurückziehenden Eisrandes ihren Ursprung verdankender Endmoränen (Rückzugsmoränen) erstrecken sich entlang dem ganzen, an Seen so reichen baltischen Höhenrücken in einem gewaltigen mehr als 1200 km langen, nach N. offenen Bogen von Schleswig aus durch Holstein, Mecklenburg, die Uckermark, Neumark, Hinterpommern bis jenseits der Weichsel (Fig. 620 *M*),



Fig. 620. Die End- und Rückzugsmoränen sowie die Urstromtäler im norddeutschen Flachlande. Nach *Wahnschaffe*.
M Endmoränenrücken und -hügel, *I*—*V* eiszeitliche Urstromtäler: *I* von Breslau-Magdeburg-Bremen, *II* von Kalisch-Baruth-Luckenwalde, *III* von Warschau-Berlin, *IV* von Thorn-Eberswalde, *V* von Danzig-Stettin.

durch die Ostseeprovinzen zur unteren Düna und dem Peipus-See. Sie bestehen aus einem vielfach ein- und ausgebuchteten, streckenweise mehrfachen Gürtel von staffelförmig aneinander gereihten kuppen- oder rückenförmigen Hügeln, die z. T. gänzlich aus Diluvialsand und Geschiebelehm zusammengesetzt sind, z. T. aber einen Kern von älteren (kretazeischen und tertiären), durch den Eisschub aufgepreßten Ablagerungen enthalten und oft für lange Erstreckung in fortlaufende Geschiebewälle, in Durchragungs-

züge, in Steinpackungen und Blockhügel von 10—12 m Höhe übergehen, oder solche tragen oder aber strichweise mit nordischen Geschieben dicht bestreut sind. Auf der konvexen, inneren Seite des von ihnen umschriebenen Bogens pflegt wellig-kuppiger Geschiebemergel (also eine echte Grundmoränenlandschaft) die Oberfläche zu bilden, während sich nach außen weite Sandflächen (Sandr) anlehnen, welche den Schmelzwassern des Eisrandes ihren Ursprung verdanken (Berendt, Keilhack, Wahnschaffe, E. Geinitz). Andere etwas ältere Züge von Rückzugsmoränen verteilen sich in weniger geschlossenem Zusammenhange auf die Hochflächen, welche die weiter südlich folgenden Urstromtäler im N. begrenzen, bis hinab zum Fläming, ja bis in die Gegend von Leipzig.

Weit leichter zu überblicken sind die End- und Seitenmoränen im mittleren Schweden und in Norwegen, wo sich das schmelzende Inlandeis bereits in eine Anzahl Einzelgletscher aufgelöst hatte, welche den größeren Taleinsenkungen folgten und bei ihrem schließlichen Rückzuge an deren Abhängen Seitenmoränen, sowie die Täler durchquerende Endmoränen zurückließen. Namentlich in Norwegen (z. B. am Kristiania-Fjord und den zugehörigen Tälern) und zwischen Wener- und Wettern-See finden sich vollständige Systeme solcher sich mehrfach hintereinander wiederholender Endmoränen, welche nicht selten die Täler absperren und zur Aufstauung von Seen Veranlassung gegeben haben.

Die Stromsysteme Norddeutschlands während der Glazialzeit. Die Schmelzwasser des sich immer weiter nach Norden zurückziehenden Inlandeises flossen teils unter letzterem ab, bei Stillständen desselben aber schnitten sie sich außerhalb und entlang des Eisrandes breite Täler ein, welchen unsere heutigen Hauptströme jetzt nur noch streckenweise folgen. Diese alten Täler (Urstromtäler) hielten eine parallel dem jeweiligen Gletscherrande verlaufende, anfänglich ungefähr ost-westliche Richtung inne und führten die von N. zufließenden Schmelzwasser, vermehrt um die von Süden her kommenden Wasser der Weichsel, Oder und Elbe sämtlich der Nordsee zu. Der südlichste dieser Stromläufe (I, Fig. 620) läßt sich von der Oder oberhalb Breslaus aus in westlicher Richtung quer über die Neiße bei Görlitz, über die Spree und dann die Schwarze Elster entlang bis zur jetzigen Elbe oberhalb Magdeburgs verfolgen. In der westlichen Fortsetzung dieses ältesten Oder-Elbtales liegt das Urstromtal der Aller-Weser, welches von den Abflüssen der jetzigen Lüneburger Heide gespeist, unterhalb Bremens in die Nordsee einmündete. Weiter nördlich zieht sich ein solches altes Stromtal, das Glogau-Baruther Tal (II, Fig. 620), von Kalisch aus in westlicher Richtung nach Glogau, nahm hier die Oder auf und führte durch den Spreewald und das Baruth-Luckenwalder Tal, um sich bei Genthin mit dem Elbtal zu vereinen. Nach fortgesetzter Abschmelzung des Inlandeises verlegte sich das Sammeltal weiter nach N. und verband

nun als Warschau-Berliner Tal (III, Fig. 620) die Weichsel nebst einem von Osten kommenden Schmelzwasserstrom nördlich von Warschau vermittels der jetzt von dem Ner und von der Warthe durchflossenen und vom Obrabruch eingenommenen Talrinne mit der Oder, um sich von hier über Fürstenwalde, Berlin und Spandau durch das Havelluch zur unteren Elbe zu wenden. In der nächsten Etappe des Rückzuges des Eises floß die Weichsel von Bromberg aus durch das Tal der Netze und Warthe, nahm zwischen Frankfurt und Oderberg die Oder auf, lenkte dann bei Freienwalde durch die Talniederung des jetzigen Finnow- und Ruppiner Kanales über Eberswalde nach Westen und vereinigte sich gleichfalls in der Gegend von Havelberg mit der Elbe (das Thorn-Eberswalder Tal; IV, Fig. 620). Das nördlichste dieser Täler ist das von Danzig über Stettin verlaufende, sich aus mehreren alten Staubecken zusammensetzende Pommersche Urstromtal (V, Fig. 620). Nach gänzlichem Abschmelzen des norddeutschen Inlandeises bog die Weichsel bei Fordon, die Oder bei Oderberg nach N. zu ihrem jetzigen in die Ostsee führenden Unterlaufe ab. Die alten Ost-West-Täler nebst den in sie einmündenden Schmelzwasserrinnen wurden eines nach dem anderen z. T. mit Hilfe von sie hier und da verbindenden Quertälern trocken gelegt, bilden jetzt weite horizontale Talebenen, die wesentlich aus Talsanden und -lehmen bestehen und später streckenweise von den gegen ihre Breite verschwindend kleinen Wasserläufen der Jetztzeit als bequemste Wege benutzt wurden.

Glazialseen. Das Gebiet der jüngeren Vereisungen zeichnet sich in Norddeutschland und in Skandinavien durch den Reichtum an Seen glazialen Ursprungs aus. Unter ihnen sind die Grundmoränenseen Wasseransammlungen in unregelmäßig umrandeten Vertiefungen der Moränenlandschaft, — die rundlichen Strudelseen Ausfüllungen von Söllen (S. 716), — noch andere, die meist schmalen Rinnenseen, sind durch subglaziale Schmelzwasser ausgenagt worden, während die Stauseen der Aufstauung von Wasserläufen durch einen Endmoränenwall und die Erosionsseen glazialer Ausfurchung ihren Ursprung verdanken.

Jung- und postglaziale marine Ablagerungen. Gegen das Ende der Glazialperiode, als sich das Inlandeis bereits in die zentralen Partien Schwedens und bis in die entsprechenden südlichen Gegenden Norwegens zurückgezogen hatte, fand eine Senkung statt, infolge deren ein großer Teil des südlichen und mittleren Schwedens, sowie die südlichen Küstenstriche Norwegens zeitweilig von einem bis über 240 m tiefen Meere und von dessen Ablagerungen bedeckt wurden, um später wieder bis zu fast 200 m über den jetzigen Meeresspiegel emporgehoben zu werden. Am genauesten bekannt sind die Zeugnisse dieser Oszillationen in der Gegend

des Kristiania-Fjordes*). Hier durchqueren 3 Züge von Endmoränen (Ra's) der sich zurückziehenden letzten Eisdecke das Gelände, von denen natürlich der südlichste der älteste ist. Schon zur Zeit der Aufschüttung dieser äußersten der Moränen begann die Senkung des Landes. Im Laufe derselben wurden zuerst seewärts dieses Moränenzuges, und zwar direkt auf dem von Glazialschliffen bedeckten Felsboden, arktische Yoldiatone (mit Y. hyperborea, Pecten islandicus u. a.), dann die ältesten, ebenfalls noch arktischen Arcatone (mit A. glacialis u. a.) abgelagert. Bei der fortgesetzten Senkung des Landes und bei gleichzeitig weiterem Rückzuge des Eises überschritt das vordringende Meer nach und nach jene älteste südliche Endmoräne, dann den mittleren Moränenzug bis zum Fuße der innersten Talmoränen, sowie die zwischenliegenden, eisfrei gewordenen Striche und setzte auf ihnen schließlich bis zu einer Höhe von etwa 240 m zunächst ebenfalls noch Arcatone, dann auch Portlandiatone (mit P. lenticula) ab, — eine kontinuierliche Reihe von zuerst hocharktischen, dann infolge der allmählichen Erwärmung des Meeres boreo-arktischen Ablagerungen. Während des höchsten Standes des Meeres bauten sich in ihm (im jetzigen Kristiania-Fjord) und an dessen Felsenküste Riffe von Lophelia prolifera auf. Von nun an begann sich das gesunkene Land wieder zu heben, das Klima sich zu einem gemäßigten zu gestalten und das Eis zu Gebirgsgletschern zu reduzieren. Das emportauchende Land wird in einer Höhe von 130—187 m von Myabänken (mit Mya truncata) und Mytilus-, Cardium- und Cyprinentonen, sämtlich mit wesentlich noch borealer Fauna bedeckt; an sie schließen sich weiter abwärts Austernbänke, Tapes-decussata-Bänke und Isocardia-Tone, deren Fauna ein milderes Klima bekundet, und endlich in nur geringer Höhe über dem jetzigen Meeresspiegel Scrobicula-Tone.

Auch im südlichen Schweden haben infolge der offenen Verbindung des Baltischen Meeres mit dem Weißen Meere arktische Tone mit Yoldia arctica und Phoca groenlandica (= Hvarfviglera) eine weite Verbreitung, werden z. B. bei Uddevalla von Muschelbänken (Saxicava-Bänken) mit borealer Fauna überlagert und schmiegen sich an die Flanken der Åsar an. Auf sie folgen im Ostseegebiete Süßwasserablagerungen mit Ancylus fluviatilis und Limnaea ovata, welche darauf hinweisen, daß die Ostsee in der ältesten Postglazialzeit ein durch stattgehabte Emporhebungen der finnischen und dänischen Landbrücken rings abgeschlossenes Süßwasserbecken bildete. Diese Ancylus-Schichten werden überlagert von Kiesen, Sanden und Tonen mit einer marinen Fauna, nämlich mit Litorina, Rissoa, Mytilus, Cardium, Tapes, Ostrea und Tellina (Litorina-Schichten), die nach wieder

*) W. C. Brögger, Om de senglaciale og postglac. Nivåforandringer i Kristianiafeltet. Kristiania 1900 och 1901.

erfolgter Senkung des Westgestades des bisherigen baltischen Süßwasserbeckens mit dem aus der Nordsee durch das Kattegat eindringenden Salzwasser eingewandert waren. Die erneute Hebung dieses Gebietes hatte die Verminderung des Salzgehaltes der Ostsee zur Folge, für deren gegenwärtige Fauna Mya arenaria charakteristisch ist.

Beispiele der Gliederung des norddeutschen Glazialdiluviums.

In der **Mark Brandenburg** und **Pommern** (nach Berendt, Keilhack und Wahnschaffe).

6. Decksand, Geschiebesand, oberer Diluvialsand, mit Grand- und Gerölllagen, mit Dreikantern; Talsand und Heidesand.
5. Oberer Geschiebemergel, zum Teil vertreten durch den Geschiebesand. Endmoränen des baltischen Höhenrückens und südlicherer Gebiete. Deckton.
4. Diluvialsand und -grand nebst Toneinlagerungen mit Resten von Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Rangifer groenlandicus, Equus, Ursus u. a. (Rixdorf, Tempelhof, Britz, Nieder-Löhme, Phöben u. a. O.); ferner mit Süßwasserkonchylien: Paludina diluviana, Bithynia tentaculata, Valvata piscinalis, Pisidium amnicum.
3. Unterer Geschiebemergel.
2. Glindower Ton, Diluvialton, nebst unterem Diluvialsand und -grand mit Geröll- und Geschiebelagen. Letzterer mit dem Glindower Ton und dem unteren Geschiebemergel in oft mehrfacher Wechsellagerung. Die Tone, Sande und Grande mit Süßwasserkonchylien, namentlich Paludina diluviana, Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Pisidium amnicum (Paludinen-Bänke). Der Geschiebemergel hat diese Konchylien aus seinem aufgearbeiteten Untergrunde aufgenommen; namentlich ist Paludina diluviana in den Bänken des unteren Geschiebemergels häufig.
1. Unterster Geschiebemergel von Rüdersdorf.

In **Schleswig-Holstein und an der Unterelbe** (nach Meyn und Gottsche).

6. Geschiebesand oder Decksand, bestreut mit großen erratischen Blöcken, und Heidesand. Endmoräne.
5. Oberer, gelblicher Geschiebelehm, Geschiebeton oder Blocklehm mit Zwischenlagen von nordischen Granden.
4. Korallensand, Diluvial- und Spatsand mit kretazeïschen Bryozoen; Austernbänke (Blankenese und Stade); Mytilusbänke (Tarbeck), Muschelbänke von Fahrenkrug und Burg sowie auf Alsen mit Nordseemollusken.
3. Unterer, blauer Geschiebelehm, Korallenmergel, Moränenmergel.
2. Diluvialton, Brockenmergel, Yoldia- und Cyprina-Tone von Rensing und Itzehoe; Sande und Tone mit mariner Fauna im Untergrunde Hamburgs.
1. Unterster Geschiebemergel und seine Auswaschungsprodukte im Untergrunde Hamburgs und seiner Umgebung.

In **Ost- und Westpreußen** (nach Jentzsch).

4. Oberer Geschiebemergel nebst Granden, Sanden und Tonmergel. Baltische Endmoräne.
3. Diluvialsand mit Ostrea edulis, Cardium edule, Corbula gibba, Nassa reticulata bei Marienwerder, Mewe, Dirschau, Elbing, Heilsberg; Grande mit Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis; Bithynia tentaculata, Pisidium, Unio bei Neudamm und Graudenz. Diatomeenmergel bei Elbing und Zinten. Diluvialkohle der Gegend von Memel.
2. Unterer Geschiebemergel nebst Granden und Sanden.
1. Untere Diluvialsande und -tone mit Yoldia arctica, Cyprina islandica, Astarte borealis (Elbinger Yoldiaton), oder mit Dreissensia und Valvata — sowie mit Rhinoceros, Elephas, Tarandus zwischen Elbing und Tolkemit.

Im **nordwestlichen Sachsen** (nach H. Crd.).

3. Geschiebedecksand, meist Hügel und Rücken bildend.
2. Geschiebelehm und Geschiebemergel, entsprechend dem unteren Geschiebemergel der Mark, Holsteins, Mecklenburgs; lokal mit Zwischenlagen von Diluvialsand, -grand und Geröllen; Palud. diluviana auf sekundärer Lagerstätte; neben den nordischen Geschieben lokal nordsächsische, geschrammte Geschiebe; stellenweise auf Rundhöckern und Gletscherschliffen aufruhend, oft in Lokalfazies (S. 715).
1. Bänderton (Diluvialton), sowie Fluvioglazialschotter der eiszeitlichen Elbe, Mulde, Pleiße und Elster, diese sowohl mit nordischen wie mit südlichen Geröllen; lokal in Wechsellagerung mit Bänken von Geschiebelehm (2.) und Diluvialton. Stufe 1, 2 und 3 entstammen sämtlich der Hauptvergletscherung Norddeutschlands. Darunter präglaziale, wahrscheinlich pliozäne Schotter der Elster und der Saale.

Die Gesamtheit der Ablagerungen, aus denen sich das **norddeutsche Diluvium** aufbaut, gliedert sich zeitlich und genetisch von oben nach unten wie folgt*):

Postglazialzeit: Tone mit arktischer Flora (Dryas octopetala) und mit Yoldia arctica im Grunde norddeutscher Torfmoore.

Dritte Glazialzeit: oberer Geschiebemergel und Geschiebesand von Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Brandenburg, Pommern, Posen, Ost- und Westpreußen. Als Abschmelzprodukte die Endmoränenzüge des baltischen Höhenrückens. Åsar und Kames. Talsande und -lehme der alten Haupttäler. Jüngerer Löß.

Zweite Interglazialzeit: Sande und Grande mit Säugetierfauna von Rixdorf, Tempelhof, Königsberg usw. Marine und Süßwasserablagerungen von Ost- und Westpreußen. Austernbänke von Stade, Blankenese; Cyprinen- und Mytilustone; Süßwassergebilde von z. B. Rathenow und Potsdam. Torflager von Motzen, Klinge, Fahrenkrug, Schulau; Diatomeenlager von Schwaneberg, Südenburg. Älterer Löß.

---

*) K. Keilhack, Jahrb. d. k. pr. geol. La. 1895. S. 111. — Vgl. hierzu: J. Geikie, Classification of European Glacial-Deposits. Journal of Geology. III. Chicago 1895. S. 241. — F. Wahnschaffe, Oberflächengestaltung d. norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. S. 331.

Zweite Glazialzeit (Saxonian Geikies): unterer Geschiebemergel Norddeutschlands. Fluvioglaziale Kiese, Sande und Tone (Glindower Tone, Bänderton) unter, zwischen und über demselben.

Erste Interglazialzeit: Paludinenreiche Tone und Mergelsande (Paludinenbank). Süßwasserkalk z. B. der Lüneburger Heide. Diatomeenlager von Soltau, Oberohe und Rathenow. Yoldiatone. Cyprinenton Preußens und Holsteins.

Erste Glazialzeit: älteste Grundmoräne auf Sylt, bei Hamburg und Rüdersdorf. Fluvioglaziale Bildungen bis in die südliche Mark.

Präglaziale Flußschotter in Sachsen und Thüringen.

Diluvialer Flußschotter, Löß und Kalktuff, sowie Knochenhöhlen. Die Gesteinsablagerungen der Diluvialzeit auf den eisfrei gebliebenen oder nicht mehr mit Eis bedeckten Landstrichen Zentraleuropas bestehen aus lokalen Lagern von Kalktuff und neben räumlich noch mehr beschränkten Schuttmassen in Höhlen und Spalten, hauptsächlich aus Flußschottern und dem noch allgemeiner verbreiteten Löß.

Diluviale Flußschotter. Den mehrfachen Vergletscherungen der Gebirge entsprechen, wie S. 735 gezeigt wird, ebensoviel fluvioglaziale Schotterstufen. Dieselben setzen in die aus jenen Gletscherherden entspringenden Täler als Absatzprodukte der damals noch sehr wasserreichen Stromsysteme fort, und pflegen die alluvialen Talauen als freilich vielerorts unterbrochene, breitere und schmälere Schotterterrassen zu begleiten, und zwar zu unterst als jüngste oder Niederterrasse und oberhalb dieser als Hochterrasse, während die ältesten Schotter entweder als lappenförmige Schollen die den Tälern benachbarten Höhen als Deckenschotter krönen, oder die Talsysteme in einiger Entfernung umsäumen oder aber unter der Hoch- und Niederterrasse begraben liegen.

Als charakteristisches Beispiel für die Gliederung des Diluviums der großen Stromtäler Zentraleuropas mag an dieser Stelle angeführt werden: **das mittelrheinische Diluvium** nach Lepsius, Chelius und Klemm*).

5. Schotter, Sande und Lehme der Niederterrasse, Äquivalente der letzten Eiszeit.

4. Jüngerer Löß, nur mit Landkonchylien; Lößsand, sandiger Grus oder Kies mit Land- und Süßwasserkonchylien. Älterer Löß, nur mit Landkonchylien. In der Rheinebene Flugsande und Dünen.

---

*) Hauptliteratur über das Rheinische Diluvium: L. du Pasquier, Die fluvio-glazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Bern 1891. — G. Steinmann, Pleistozän und Pliozän in der Umgebung von Freiburg i. B. Mitt. d. großh. Bad. La. 2. 1. Heidelberg 1890. — Ders., Gliederung des Pleistozän im badischen Oberlande. Ebend. Bd. II. XXI. 1893. — Ders., Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1898. Verh. S. 83. — E. Schumacher, Bildung und Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Straßburg 1890. S. 184. — Außerdem zahlreiche Aufsätze von Andreae, Chelius, Förster, Kinkelin, Klemm, Leppla, Lepsius, Sauer, Schumacher, Steinmann, Thürach, van Werveke.

3. Moränen der Haupteiszeit im Taunus, Odenwald, an der Bergstraße, im Schwarzwalde. Als deren fluviatile Äquivalente Hochterrassenschotter mit Elephas primigenius.

2. Mosbacher Sande; bei Darmstadt bis 100 m mächtig; bis 120 m über den Rheinpegel aufsteigend; in der Rheinebene mit den ersten alpinen Geröllen; namentlich bei Mosbach mit Felis spelaea, Ursus spelaeus, Hippopotamus major, Rhinoceros Mercki und etruscus, Elephas antiquus, trogontherii und primigenius, Cervus latifrons, Bos priscus, Arctomys marmotta; reich an Süßwasser- und Landmollusken: Unio, Anodonta, Pisidium, Valvata, Planorbis, Limnaeus, Succinea, Pupa, Clausilia, Helix, Hyalina in vielen Arten. Ältestes Interglazial.

Zu dieser Stufe gehören nach A. Sauer auch die Neckarschotter und -sande von Mauer bei Heidelberg mit Eleph. antiquus und Rhin. etruscus, sowie dem Unterkiefer von Homo heidelbergensis Schoetensack.

1. Ältere Flußschotter und -sande, Taunusschotter, mit scharfkantigen Gesteinsblöcken, bis 400 m über den Rheinpegel ansteigend; Mainische Geröll- und Blocklager; feuerfeste Tone, Kaolinsande und Glassande am Taunus, bei Darmstadt, in der Pfalz. Äquivalent der Deckenschotter, also der ersten Eiszeiten.

Ganz analog gliedert sich nach E. Schumacher **das Diluvium des Rheintales im Elsaß** wie folgt:

5. Jüngerer Löß, zu unterst Sandlöß mit Elephas primigenius und Rhin. tichorhinus.
4. Niederterrasse (jüngerer Diluvialschotter); gleichalterig die Moränen der jüngeren Vogesengletscher.
3. Älterer Löß, zu unterst Sandlöß, zu oberst mit einer Kulturschicht.
2. Hochterrasse (mittlerer Diluvialschotter; gleichalterig die Moränen der ältesten Vogesengletscher.
1. Älteste Rheinschotter (Deckenschotter) des Sundgaues; weiter nördlich Lehme nur mit Blöcken aus den Vogesen.

Die Schotter der aus der südlichen Umrandung des norddeutschen Glazialgebietes in letzteres eintretenden Flüsse schieben sich z. T. direkt unter oder zwischen die nordischen Grundmoränen, mischen sich von hier aus mit dem aufgearbeiteten nordischen Material, wie dies z. B. bei dem Diluvialschotter der Neiße, Elbe, Mulde, Elster und Saale*), oft unter wiederholter Verlegung des alten Stromlaufes der Fall ist und führen hier stellenweise Skeletteile der charakteristischen Diluvialsäugetiere, namentlich von Elephas und Rhinoceros, sowie Süßwasserkonchylien.

*) L. Siegert und W. Weissermel, Abh. d. k. pr. geol. La. H. 60. 1911.

Der **Löß** (s. S. 166) ist innerhalb der weiten Flußwannen, auf den Abdachungen vieler Gebirge und Höhenzüge, sowie auf flachen Plateaus und in seichten Becken innerhalb der Randzonen der Vereisungsgebiete in der Zeit nach jedesmaligem Rückzug der Eisbedeckung durch die Winde zur Ablagerung gelangt. Er besteht aus einem außerordentlich feinkörnigen Akkumulat von vorwaltendem Quarzstaub, nebst minimalen Partikeln von Feldspaten und Glimmer, die eine so geringe Konsistenz besitzen, daß das Gestein mehlartig abfärbt und im Wasser zerfällt. Er hat eine lichtgelblichbraune Farbe, ist von Wurzelröhrchen durchzogen, bildet senkrechte Abstürze, ist vollkommen ungeschichtet, zeichnet sich durch seinen Kalkgehalt aus und führt dann eigentümlich gestaltete Mergelkonkretionen, die Lößkindel, und neben diesen oft Gehäuse von Landschnecken, sowie Knochen von Säugetieren, nämlich von Elephas, Rhinoceros, Equus und Rangifer nebst einer Anzahl typischer Steppenbewohner (s. S. 738). Die Landschnecken sind Spezies der Geschlechter Helix, Pupa, Clausilia, Buliminus, Limax, Vitrina; unter ihnen sind Pupa muscorum (Fig. 621), Succinea oblonga, Helix hispida (Fig. 622) die häufigsten und bezeichnendsten.



Fig. 621. Pupa muscorum Lin.



Fig. 622. Helix hispida Lin.

Eine sehr große Verbreitung innerhalb Deutschlands besitzt der Löß im Rhein- und Donautale sowie in den Tälern des Mains und Neckars, deren Fruchtbarkeit er wesentlich mit bedingt und wo er z. T. in einer Mächtigkeit von 10—15, ja 30 m auf den Kies- und Geröllablagerungen der Talgehänge aufruht, und durch zahllose Hohlwege in fast senkrechten Wänden entblößt ist. Auch an den Talgehängen der Elbe in Sachsen, namentlich aber im nördlichen Böhmen, ferner an der Neiße, Mulde, Saale, Unstrut und Werra, sowie auf den angrenzenden oder zwischengelegenen Plateaus ist Löß zur Ablagerung gelangt. Dasselbe gilt von den Tälern der Oder und Weichsel, an deren Gehängen er bis zu 400 m Meereshöhe emporsteigt. Von Oberschlesien zieht er sich nach Polen hinein, wo er bei Sandomir eine Mächtigkeit von 30 m besitzt. Meist lagert hier der Löß auf Kies-, Sand- und Schotterablagerungen auf, welche von den Flüssen der Diluvialzeit z. T. hoch über ihrem jetzigen Strombette zurückgelassen worden sind, und steigt von hier aus die Gehänge der Talwannen hinauf bis auf die benachbarten Plateaus und Hügelländer. Oft macht sich hier die Erscheinung bemerklich, daß er sich an die Unebenheiten des Untergrundes nur einseitig und zwar an deren der herrschenden Windrichtung abgewandten

Abhängen, also im Windschatten anlegt, während er an der der wegwehenden Wirkung des Windes ausgesetzten Talwandung oder Hügelflanke fehlt oder nur geringe Mächtigkeit besitzt.

Sehr charakteristisch für die aeolische Entstehung des Lösses ist auch die Tatsache, daß die an seiner Basis mehr oder weniger reichlich zerstreut liegenden Gerölle durch die darüber wehenden Staubwinde angeschliffen und zu Kantengeschieben (Windkantern) umgestaltet worden sind (s. S. 168).

Oft ist der normale kalkreiche Löß oberflächlich oder bei geringer Mächtigkeit durch und durch von Seiten der in ihm zirkulierenden Tagewasser seines charakteristischen Kalkgehaltes völlig beraubt und dadurch zum Lößlehm (Laimen) umgewandelt worden. Durch seine oberflächliche Humifizierung wird dieser zur Schwarzerde, dem Tschernosem Rußlands. Aus dem normalen aeolischen Löß kann durch fluviatile Umlagerungen geschichteter, Süßwasser-Konchylien führender Sandlöß, oder durch oberflächliche Abschwemmung ein unreiner geschichteter Gehängelöß hervorgehen.

Im oberen Rheintale unterscheidet man mit Schumacher, Steinmann, Lepsius, Chelius u. a. einen jüngeren und einen älteren Löß, welche durch Diluvialschotter, Geschiebelehm, Sandlöß, humose Schwemmlehme oder durch z. T. mächtigen Verwitterungslehm des älteren Lösses (Laimen) voneinander getrennt werden. Die Bildung des älteren Lösses vollzog sich in der zwischen die zweite und dritte Vergletscherung der Glazialgebiete fallenden Interglazialzeit, — diejenige des jüngeren Löß folgte erst auf die dritte Vergletscherung.

Eine entsprechende Gliederung des Lösses wiederholt sich am Niederrhein und in der südlichen Randzone des norddeutschen Glazialgebietes.

Diluviale Kalktuffe (Travertin) finden sich beispielsweise in Thüringen bei Burgtonna und Mühlhausen, ferner bei Weimar, Taubach und Ehringsdorf, wo sie auf interglazialen Ilmschottern auflagern. Hier werden dieselben durch eine an Lößkindeln reiche Lößbank, den sog. Pariser, in unteren und oberen Travertin geschieden*). Gewisse Schichten derselben sind voll inkrustierter Blattabdrücke von Scolopendrium, sowie von Pappeln, Eichen, Buchen, Linden und Weiden nebst Pinus- und Erlenzapfen, endlich von Rohrstengeln von Phragmites communis. Mit ihnen finden sich Skeletteile diluvialer Säugetiere, so von Elephas antiquus, E. trogontherii, E. primigenius, Rhinoceros Mercki und antiquitatis, Ursus spelaeus, Felis antiqua, ferner Vogelreste, sowie die Schalen einer reichen Konchylienfauna, so z. B. von Helix tonnensis, H. costata, Belgrandia marginata, Pupa muscorum u. a. Dem unteren dieser Travertine entstammen menschliche Reste (Molaren) und Artefakte, sowie Asche und Kohlenstücke.

*) Vgl. hierzu: E. Wüst, Pliozän u. d. älteste Pleistozän Thüringens. Stuttgart 1900. — Ders., Z. d. D. geol. Ges. 1890. S. 171. — Ders., Centralbl. f. Min. 1909. S. 23. — Ders., Z. f. Naturw. Halle 1910. S. 161.

Ähnliche, jedoch etwas jüngere Kalktuffe, reich an El. primigenius, sind bei Cannstadt unweit Stuttgart bekannt.

Knochenhöhlen enthalten oft massenhaft angehäufte Säugetierreste. Fast alle diese Höhlen sind in Gegenden gelegen, deren Untergrund wesentlich von Kalksteinen und Dolomiten zusammengesetzt ist. Sie bestehen

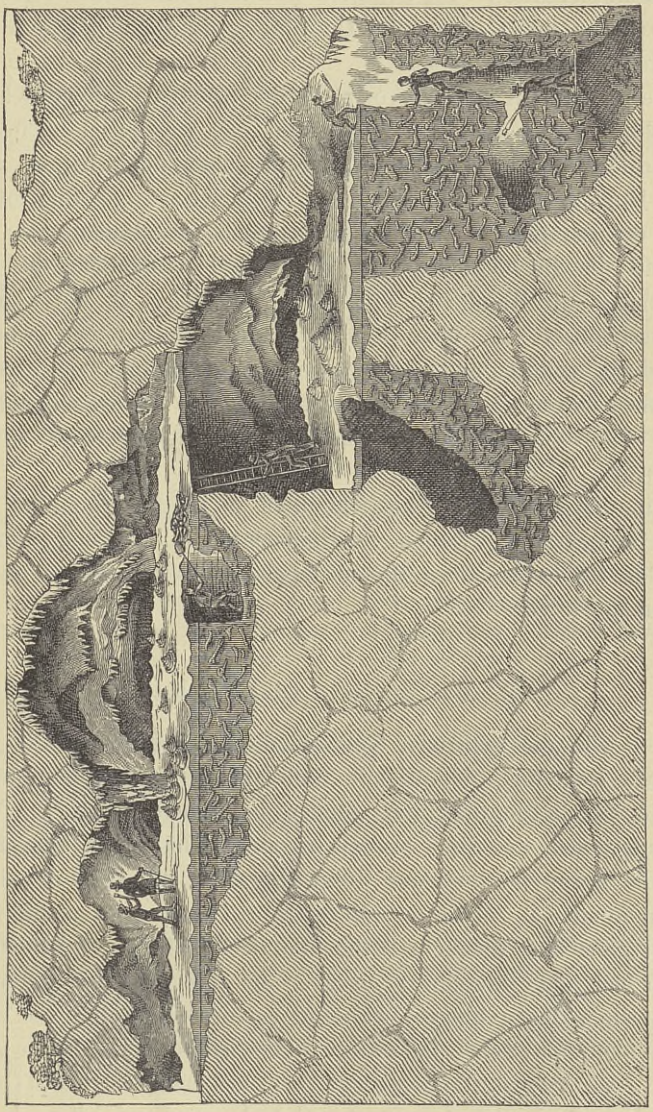


Fig. 623. Senkrechter Durchschnitt der Gailenreuther Höhle in Franken.

der Mehrzahl nach aus verschiedenen, mehr oder minder großen, zusammenhängenden Räumen, welche durch enge, zum Teil fast senkrechte Kanäle miteinander verbunden sind (Fig. 623). Der Boden dieser Höhlen ist nicht

selten (so z. B. in der Einhornhöhle bei Scharzfels) zu unterst von fluviatilen Kiesen und Schottern ausgeebnet, dann von rötlichem, sandigem Lehm oft mit Säugetierknochen (dem Höhlenlehm) bedeckt. Darüber folgt eine schützende, die Erhaltung der Knochen bedingende Decke von Kalksinter, welcher außerdem zuweilen auch noch die Knochenbruchstücke zu einer Breccie zusammenkittet. Die Knochen und Koprolithen der verschiedensten Säugetiere liegen meist in größter Unordnung durcheinander und sind nicht selten dicht aufeinander gepackt.

In Deutschland sind es vor allem der fränkisch-schwäbische Jura mit seinen Dolomiten, ferner das harzer und das westfälisch-rheinische Subkarbon und Mitteldevon, welche derartige Knochenhöhlen bergen, so ersterer z. B. die Muggendorfer, Gailenreuther, Hohlefelser und Charlotten-Höhle, der Harz die Baumanns- und Hermannshöhle, Westfalen z. B. den Hohlenstein und die Dechenhöhle. In ihnen sind namentlich die Reste von Ursus spelaeus zu Hunderten angehäuft, so daß z. B. der Gailenreuther Höhle Überbleibsel von über 800 Individuen entnommen worden sind, während die Charlottenhöhle bei Hürben nur Skeletteile von Ursus priscus birgt. Neben Bären, aber freilich an Menge weit zurückstehend, kommen Skeletteile von Hyaena spelaea, Felis spelaea, Canis spelaeus, sowie solche von Rhinoceros, Cervus, Bos u. a. als Beutetieren vor.

Wie in den englischen Knochenhöhlen so herrscht auch in der Irpfelhöhle bei Giengen in Schwaben, im Hohlenstein in Westfalen, sowie in der Lindenthaler Höhle bei Gera Hyaena spelaea vor den Bären und anderen Säugetieren stark vor.

2. Das britische Glazialgebiet.

Ähnlich wie die zentralen Teile Skandinaviens waren die Hochlande und Gebirge Englands, Schottlands und Irlands Ausgangspunkte für eine wiederholte Vergletscherung der ganzen britischen Inseln*). Von jenen Hauptsammelstellen des Eises breitete es sich radiär nach allen Seiten aus, bedeckte die Berge bis zu einer Höhe von mehr als 1000 m mit Schliffen und Moränenmaterial, füllte den Meeresarm zwischen England, Schottland und Irland ganz aus, überschritt die atlantische Küste der beiden letzteren und schob sich über dieselbe noch über die Hebriden und Orkneys bis in den atlantischen Ozean hinaus, während es im O. mit dem bis dahin vordringenden skandinavischen Inlandeis zu einer einheitlichen Decke verschmolz (Fig. 616). Am intensivsten war die Vergletscherung in Schottland. Die vor und während derselben erzeugten Gebilde gliedern sich nach J. Geikie wie folgt (von unten zu lesen):

*) J. Geikie, The great Ice-Age. 2. ed. London 1894. S. 1—422.

5. Dritte Vergletscherung. Die Hochlande werden von zusammenhängenden Eisdecken überzogen. Nach einigen Oszillationen lösen sich dieselben in getrennte Talgletscher auf; auch diese verschwinden. Als Rückzugsgebilde werden erzeugt: lehmiger Schutt mit großen erratischen Blöcken, isolierte Hügel und Rücken von geschichtetem Kies und Sand (Kames), Endmoränen, schwache Seitenmoränen, sämtlich zuletzt auf die Täler beschränkt.
4. Rückzug der zweiten Eisdecke. Interglaziale Kiese und Sande nebst Torf. Senkung um etwa 30 m. Tone mit arktischen und borealen Mollusken (Yoldia arctica, Pecten islandicus, Leda truncata u. a.) werden abgesetzt (Clyde beds; oberer Yoldienton).
3. Zweite Inlandeisbedeckung, sie hinterläßt den Upper boulder clay oder upper till, einen Geschiebelehm, reich an geschliffenen und geritzten marinen Resten aus den Interglazialtonen.
2. Rückzug des Inlandeises, gefolgt von einer Senkung des Landes um fast 180 m. Es werden interglaziale Kiese und Sande mit Mammut- und Renntierresten abgelagert, darüber nach der Küste zu marine Tone mit Tellina calcarea und Cyprina islandica (Shelly clay), sowie solche mit Mytilus edulis.
1. Allgemeine Bedeckung durch Inlandeis, welches sich radiär nach außen bewegt und bis in die seichteren Partien des Meeres vordringt. Die von ihm zurückgelassene, bis über 80 m mächtige Grundmoräne ist der lower till oder lower boulder clay, ein steiniger, fester Lehm, voll von geschrammten Geschieben, von oft gewaltigen Dimensionen. Infolge von Oszillationen des Eisrandes enthält er lokale Einlagerungen von Tonen, Sanden und Kiesen, diese mit Birke, Haselnuß, Moosen, sowie mit Resten von Mammut, Renntier, Urochs. Der Untergrund ganz allgemein geschliffen und gesetzmäßig geschrammt sowie zu Rundhöckern umgestaltet. In Vertiefungen wird der Till unterlagert von präglazialen Flußschottern und von Kiesen und Sanden, den Absätzen der Gletscherflüsse und -bäche (bis 20 m mächtig).

In ganz entsprechender Weise gliedert sich das Glazialdiluvium Englands und Irlands wie folgt:

6. Grund- und Endmoränen in den Gebirgsgegenden, zuletzt auf die Täler beschränkt.
5. Interglaziale Kiese und Sande, marine Ablagerungen mit arktischer Fauna.
4. Upper boulder clay mit Einlagerungen von Sand, Kies und Ton.
3. Middle sands and gravels, interglazial; marin, bis zu über 400 m Meereshöhe mit Cyprina islandica, Astarte arctica, Tellina baltica u. a.
2. Lower boulder clay, mit stark gestauchten Einlagerungen von Kies und Sand.
1. Glazialtone mit arktischer Flora, z. B. Salix polaris; — dann solche mit Leda myalis, zu unterst das Forest-bed von Cromer (siehe S. 701), und endlich der wohl schon pliozäne Weybourn Crag mit arktischer Fauna.

3. Das alpine Glazialgebiet*).

Auch das Alpengebirge war während der Glazialperiode wiederholt und zeitweilig völlig vergletschert, so daß nur noch seine höchsten, mit Firn und Schnee bedeckten Grate 1000, 1500, stellenweise 2000 m über die Eisströme emporragten. Diese traten vielfach miteinander in Berührung, verschmolzen dann miteinander und zogen häufig über die heutigen Wasserscheiden hinweg, so daß es im Gebiete maximaler Vergletscherung, nämlich in der Mitte der Nordseite der Alpen, zur Entwicklung eines dichten Eisstromnetzes kam, an das sich eine ausgedehnte Vorlandvergletscherung anschloß, während sich weiter im Osten und Südwesten die Gletscher strenger geschieden hielten und schließlich innerhalb der Gebirgstäler endeten. Ähnliches gilt auch von den aus dem allgemein vergletscherten Mittelstücke der Alpen nach Süden abfließenden Eisströmen, welche ihre Zungen nur zum Teil bis in die Po-Ebene vorstreckten, meist aber schon am Gebirgsfuße ihr Ende fanden.

Aus dem Studium der schweizer Glazialerscheinungen, also der dortigen Gletscherschliffe, Moränen, Fluvioglazialschotter und Wanderblöcke geht hervor, daß letztere und somit auch die sie transportierenden Gletscher aus den Tälern der Isère, Arve, Rhône, Aar, Reuß, Linth und des Rheines hervorgetreten sind. Im Alpenvorlande in der freien Entfaltung durch den vorliegenden Schweizer Jura gehindert, stauten sich an diesem namentlich die aus dem Rhône- und Arvetale kommenden Eisströme auf und wurden durch denselben gezwungen, nach Osten und Südwesten auszuweichen, so daß sie eine hammerförmige Ausbreitung erhielten, deren Eis noch einzelne Pässe sowie das niedere Ost- und Westende des vorgelagerten Juragebirges überflutete, während der nach Südwest gewendete Arm der Eisanstauung dem Rhônetal folgend bis nach Lyon und zum Rande des französischen Zentralplateaus abfloß und ihre östliche Ausbreitung die gewaltigen Gletscher der Aar, Reuß und Linth in sich aufnahm. Der Rheingletscher teilte sich an dem Sporne der Appenzeller Gebirge in zwei Ströme, deren kleinerer über den Walensee und vereint mit dem Linthgletscher über Utznach und den Züricher See vordrang, um sich mit dem Ostarme des großen helvetischen Gletschers zu vereinen, während sich der größere in fächerförmiger Ausbreitung über den Thurgau und das ganze Gebiet des Bodensees ergoß und sich über das alpine Vorland weit nach Schwaben hinein, bei Sigmaringen bis zur Donau erstreckte, um ein ausgedehntes Moränen- und Schotterfeld zu hinterlassen, in dem sich die Grenzen der vier alpinen Vergletscherungen klar zu erkennen geben.

*) A. Penck, Ed. Brückner, L. du Pasquier, Le Système glaciaire des Alpes. Neuchâtel 1894. — A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. — A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.

In der Schweiz und ihrem Vorland heben sich somit die oben aufgezählten Hauptgletscher, welche den großen Stammtälern folgten, scharf von einander ab, in den nordtiroler und oberbayerischen Alpen hingegen waren die zahlreichen Längs- und Quertäler, wie sie namentlich die nördlichen Kalkalpen in einzelne Berggruppen auflösen, bis zu einer Höhe von über 1500 m von einem zusammenhängenden Netze von Eisströmen erfüllt, welche auf möglichst direktem Wege das Gebirge zu verlassen strebten, um sich noch weit über die bayerische Hochebene zu erstrecken. Sich bei ihrem Austritte aus den Alpentälern fächerförmig ausbreitend, vereinigten sie sich wieder zu einer einheitlichen Eisdecke. Vor den Hauptaustrittspunkten der Gletscherströme, aus denen letztere hervorgegangen, schob sich dieselbe in gewaltigen, bogenförmigen Zungen weit in das Vorland vor, um nach ihrem Abschmelzen typische, seenreiche Moränenlandschaften und zusammenhängende Züge von Endmoränen sowie weite fluvioglaziale Schotterfelder zurückzulassen, die bis nördlich von Kempten, Kaufbeuren, vom Ammersee, Schäflarn bei München, Wasserburg am Inn und Burghausen an der Salzach reichen. So schloß sich denn nach Osten zu an den Rheingletscher und mit diesem verschmelzend zuerst der Illergletscher und an diesen der Lech-, Ammer-, Isar-, Inn-, Chiem-, Salzach- und der Ennsgletscher an, welcher letztere jedoch das Alpenvorland nicht mehr erreichte, wie denn überhaupt die Gletscher im ganzen östlichen Teile der Alpen eine verhältnismäßig nur schwächliche Entwicklung erlangten. Der bedeutendste derselben war der dem Tale der Drau von W. nach O. folgende Draugletscher.

Auch auf der Südseite der Alpen haben sich während der Eiszeit Gletscher aus dem Hochgebirge bis zum Fuße desselben, bis zur lombardischen Ebene hinabgezogen und hier nach ihrem durch die dort herrschende höhere Jahrestemperatur beschleunigten Abschmelzen gewaltige Anhäufungen von Moränenschutt zurückgelassen*). Deshalb erreichten diese Eisströme Norditaliens bei weitem nicht die räumliche Ausdehnung wie diejenigen der Nordseite der Alpen, vereinigten sich also nicht wie diese zu einem den Südfuß der Alpen umgürtenden Eispanzer, übertreffen sie hingegen ebenso viel durch die Mächtigkeit der Schuttablagerungen, die sich meist in Gestalt gewaltiger amphitheatralischer Moränenwälle von bis zu 650 m Höhe quer vor den größeren Talmündungen des Südrandes der Alpen hinziehen, so bei Ivrea, wo die Dora Baltea in die Ebene tritt, am Südende des Lago Maggiore, sowie des Comer Sees und des von Iseo. Fast überall wiederholen sich hier mehrere bogenförmige Endmoränen konzentrisch hintereinander, getrennt von oft sumpfigen Flächen mit Wasserlachen. Das

*) L. Rütimeyer, Über Pliozän und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel 1876.

Moränen-Amphitheater von Como besteht aus drei solchen ungefähr konzentrischen Wällen. Die Endmoräne von Andrate (Ivrea) erhebt sich 650 m hoch über ihre Umgebung. Es sind dies gewaltige Gletscherbauten, mit denen sich diejenigen auf der Nordseite der Alpen an Großartigkeit nicht messen können. Auch das ganze Hügelgebiet, welches das südliche Ende des Garda-Sees umgibt, besteht aus einer amphitheatralischen Vergesellschaftung von gewaltigen, bis über 300 m hohen Moränengürteln. Diese verdanken ihren Ursprung dem über Arco herabkommenden, über 700 m mächtigen Sarca-Gletscher, mit dem mehrere sich oberhalb Trient abzweigende Arme des Etschgletschers sich vereint haben. Zum Gardagletscher verschmolzen, erstreckten sich diese Eisströme durch das Gardaseetal noch 33 km weit in die Poebene, um hier gemeinsam das größte Moränenamphitheater an der Südflanke der Alpen aufzubauen.

Daß die Vergletscherung der Alpen und ihres Vorlandes von mehrfachen sehr lang dauernden Rückzügen des Eises, und zwar von 3 interglazialen Zwischenzeiten, unterbrochen war, welchen ein erneutes Vordringen des letzteren folgte, wird bewiesen 1) durch die z. T. intensive Verwitterung (im Süden der Alpen Ferrettisierung) und konglomeratische Verkittung, welche die älteren Glazialgebilde vor Eintritt jeder neuen Vergletscherung erlitten haben; 2) durch sehr beträchtliche Erosionen, welche sich zwischen je zwei Moränenbildungen und den ihnen entsprechenden Schotterablagerungen vollzogen haben; 3) durch intermoränale Einschaltung von Kiesen, Sanden, Tonen und Kalktuffen mit Tier- und Pflanzenresten eines gemäßigten Klimas oder selbst von Torf und Schieferkohlen. Solche interglaziale Torfbildungen sind bekannt z. B. bei Utznach und Dürnten am Züricher See, bei Mörschwyl am Bodensee, am Thuner See, in den allgäuer Alpen bei Sonthofen. Die Pflanzen, welche diese Schieferkohlen zusammensetzen, weisen auf ein mildes, dem heutigen ähnliches Klima jener Interglazialzeiten hin. Die ebenfalls interglaziale Höttinger Breccie der Innsbrucker Gegend (ein zwischen zwei Grundmoränen eingeschalteter, durch Kalksinter verfestigter Gehängeschutt) enthält nach Wettstein eine Flora, in der sich zu heutigen nordtiroler Pflanzen eine Anzahl heute in der Gegend des Schwarzen Meeres vorkommender Gewächse (namentlich Rhododendron ponticum) gesellen, welche auf ein milderes Interglazialklima hinweisen. Auch die interglazialen Blättermergel und -tone am Iseo- und Luganer See führen nach Baltzer eine Flora von z. T. pontischem Charakter.

Von den vier Vergletscherungen, welche die Alpen erlitten haben, hat die dritte, die der Riß-Eiszeit, die größte Ausdehnung erlangt. Ihre Moränen bilden deshalb fast regelmäßig einen Gürtel um die Jung-Moränen der vierten (der Würm-) Eiszeit. Über die Rißmoränen reichen nur auf der Nordseite der Ostalpen, also im Gebiete des Inn-, Salzach- und Enns-

gletschers die Moränen der zweiten (der Mindel-) Eiszeit hinaus, während sich diejenigen der ersten (der Günz-) Eiszeit in den Grenzen der Würm-Vergletscherung halten.

Jede dieser vier verschiedenalterigen Gruppen von Moränen wird von einer gleichzeitig durch die Schmelzwasser produzierten Ablagerung von fluvioglazialem Schotter begleitet und teilweise ersetzt. Wo nun während jeder der drei Interglazialzeiten die älteren dieser Schotterflächen von den jedesmaligen Schmelzwassern durchschnitten wurden, dort bilden die den Tälern der letzteren angehörigen jüngeren Schotter innerhalb dieser Erosionstäler oder -weitungen Terrassen, von denen somit die tiefst liegende die jüngste ist. Man unterscheidet demnach 4, den vier Vergletscherungen entsprechende Schotterterrassen: 1. und 2. die beiden ältesten, deshalb am meisten durch Erosion mitgenommenen und in isolierte Lappen zerschnittenen Deckenschotter, 3. den Hochterrassenschotter und 4. den jüngsten Niederterrassenschotter.

Nach Obigem gliedert sich das alpine Diluvium wie folgt:

Stadien des lokal von Vorstößen unterbrochenen Rückzuges der vierten Vergletscherung. Wallmoränen, Schotter, Schieferkohle von Utznach.

Vierte Vergletscherung: Innerer, Jung-Moränengürtel und Niederterrassenschotter der Würm-Eiszeit.

Dritte Interglazialzeit: Löß, Schieferkohlen von Mörschwyl, Dürnten usw. mit Elephas antiquus und Rhinoceros Mercki; Kalktuff von Schaffhausen, Blättermergel am Luganer und Iseo-See, Höttinger Breccie.

Dritte Vergletscherung: Äußerer Alt-Moränengürtel und Hochterrassenschotter der Riß-Eiszeit.

Zweite Interglazialzeit: Schichten mit Elephas meridionalis. Älterer Löß.

Zweite Vergletscherung: jüngerer Deckenschotter (diluviale, löcherige Nagelfluh) der Mindel-Eiszeit.

Erste Interglazialzeit: ausgedehnte Erosion.

Erste Vergletscherung: älterer Deckenschotter der Günz-Eiszeit, ebenso wie der jüngere lokal mit gekritzten Geschieben und mit Grundmoränen.

Außer dem Inlandeise, welches fast ganz Norddeutschland, ferner Britannien, die Alpen und deren Vorlande, also den größten Teil Europas bedeckte, erzeugten auch noch viele **Mittelgebirge** während der Glazialzeit Gletscherströme von z. T. nicht unbeträchtlichen Dimensionen. Hierher gehören in erster Linie die Pyrenäen*) (u. a. mit dem Argelès-Gletscher

*) A. Penck, Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde. Leipzig 1883.

von 52 km und dem Garonne-Gletscher von 70 km Länge und 700 m Maximaldicke), ferner die Sierra Nevada und Sierra Guadarrama in Spanien, Korsika, Teile des nördlichen Apennin, das französische Zentralplateau, der Jura, die Vogesen, der Schwarzwald, letzterer nach Steinmann*) mit seinen vier Vergletscherungen, nach Lepsius, Chelius und Klemm auch der Taunus und Odenwald, ferner das Erzgebirge, das Riesengebirge, die Hohe Tatra**), die Gebirge der Balkanhalbinsel (Cvijic), der Kaukasus, der Timan und der nördliche Teil des Ural (Nikitin). Ebenso bildeten die Fär Öer ein selbständiges Glazialgebiet mit radiärer Gletscherbewegung.

4. Das nordamerikanische Glazialgebiet***).

Auf dem nordamerikanischen Kontinente finden sich Glazialablagerungen in viel größerer Ausdehnung als auf dem europäischen in ganz Canada, von wo aus sie sich über Neu-England, New-York und Long-Island, Michigan, Wisconsin, Minnesota und jenseits des Mississippi bis zum Stillen Ozean ausdehnen, nach Süden zu bis nach New-Jersey, in das südliche Pennsylvanien, Ohio, Indiana, Illinois und Jowa, also ungefähr bis zum 38. Breitengrade reichen (Fig. 624) und sich über die nördlichen Rocky Mountains bis zur Insel Vancouver erstrecken.

Diese nordamerikanische Vereisung hatte drei Nährgebiete, ein östliches, welches von Labrador aus die ganze Osthälfte des Glazialgebietes bis zum Mississippi versorgte, ein westliches, das in den Rocky Mountains von British Columbia wurzelte, — und ein zentrales westlich der Hudson Bay, welche alle drei zu einer einheitlichen Eisdecke verschmolz. Das nordamerikanische Inlandeis dehnte sich somit mehr als 1000 km weiter nach Süden aus, als das entsprechende nordeuropäische, nämlich bis in die Breite von Sizilien. Auch innerhalb dieses gewaltigen Glazialgebietes lassen sich Moränen- und Glazialschutt-Ablagerungen einer ältesten und mindestens zweier jüngeren Invasionen des Eises, vielleicht sogar einer vierten und fünften solchen unterscheiden, von denen die ersteren (ähnlich wie der deutsche untere Geschiebelehm) weiter nach Süden reichen als die letzteren

*) G. Steinmann, Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland. Z. d. D. geol. Ges. 1898. Verh. S. 83. — Ders., Eiszeit im alten Wutachgebiet. Ber. 35. Vers. Oberrh. geol. Verein. 1902.

**) J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. — Ders., Die Vergletscherung des Riesengebirges. Stuttgart 1884. — Ders., Eiszeit i. d. Gebirgen Europas usw. Geogr. Zeitschr. B. 10. 1904. H. 12. S. 657. — Ders., Die hohe Tatra zur Eiszeit. K. S. Ges. d. Wiss. Leipzig 14. Nov. 1907.

***) Chamberlin and Salisbury, Geology. Vol. III. London 1909. S. 326—502. — F. Leverett, Compar. of N. Americ. a. European glacial deposits. Zeitschr. f. Gletscherkunde. 1910.

und welche durch Interglazialsande und -tone mit Pflanzenresten und Süßwassermollusken voneinander getrennt sind. Der südliche Rand der jüngsten dieser Glazialablagerungen wird durch mannigfaltig gegliederte und geformte, großartige Endmoränenzüge markiert, die vielfach ein- und ausgebuchtet sind, vom heutigen Baltimore aus in westlicher Richtung bis zum Mississippi laufen und sich dann durch Dakota in das britische Nordamerika wenden, um jenseits der Rocky Mountains den Stillen Ozean zu erreichen. Innerhalb des äußeren, also älteren Glazialgürtels liegt südlich vom Lake Superior eine etwa 350 km lange und bis 180 km breite, trotz ihrer tiefen Lage

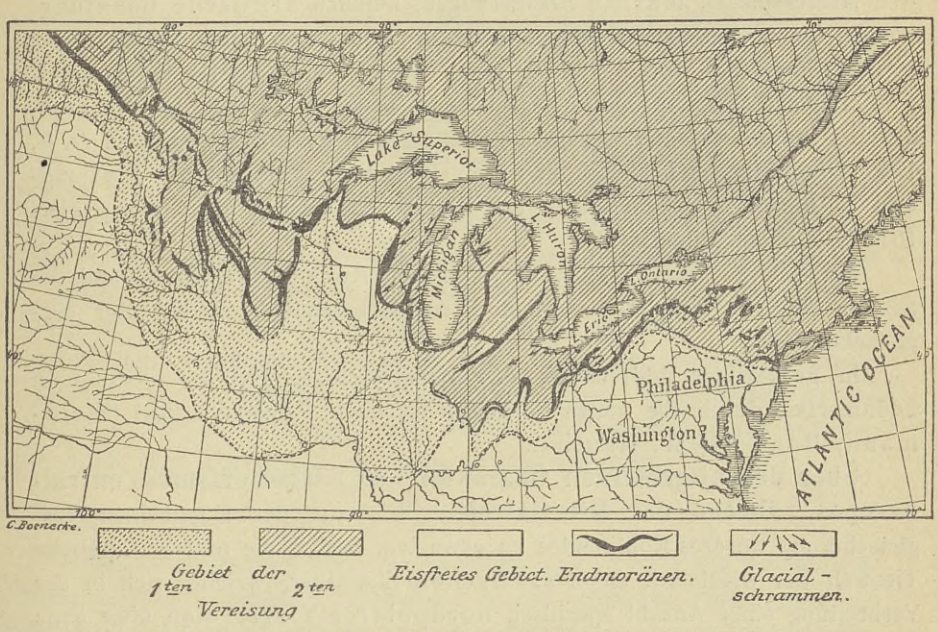


Fig. 624. Das nordamerikanische Glazialgebiet mit seinen Endmoränen. Nach *T. C. Chamberlin.*

eisfrei gebliebene »Driftless Area«. Die von den Eisdecken zurückgelassenen Glazialablagerungen und zwar namentlich der Till oder Boulderclay (die alte Grundmoräne) beschränken sich nicht auf das Flach- und Hügelland, sondern steigen z. B. in Neu-England am Mt. Washington und an den Green Mountains bis über 1300 m hoch. Alte Flußtäler werden von ihnen vollkommen ausgefüllt, so daß die Flüsse nicht selten aus ihrem früheren Lauf vollständig verdrängt wurden, wie dies z. B. beim Niagara geschehen. An zahllosen Stellen machen sich Friktionserscheinungen in großartiger Weise geltend. Ausgedehnte Gesteinsflächen sind spiegelglatt geschliffen, dann fein gestreift und z. T. fußtief gefurcht worden. Die Stoßseite gewisser Quarzitkuppen am Oberen See ist so glatt, daß das Gehen auf dem nackten Fels beschwerlich fällt. Beim Rückzuge der letzten öst-

lichen Eisdecke sammelten sich deren Schmelzwasser zwischen dem Südrande der ersteren und den weiter südlich vorliegenden Höhenrücken zu zahlreichen Stauseen an, welche sich unter vielfachen Schwankungen ihres Spiegels und ihrer Ausdehnung nach und nach z. T. in den Mississippi, z. T. in den Hudson entleerten und lakustre Ablagerungen und alte Uferlinien hinterließen.

Auf die aus Boulder clay, Sanden und Granden mit erratischen Blöcken bestehenden Glazialgebilde Nordamerikas folgen in den östlichen Teilen Canadas und der Vereinigten Staaten, erzeugt durch eine Senkung unter den Meeresspiegel, marine Ablagerungen, nämlich arktische Ledatone, welche bis zu Höhen von 200 m ansteigen und darüber Sande mit Saxicava, — im Innern des Kontinentes hingegen Grande und lockerer Glazialschutt (entsprechend unserem Geschiebedecksande) sowie unabhängig hiervon großartige Terrassensysteme, welche die jetzt stark eingeschrumpften Seen (z. B. Lake Bonneville und L. Lahontan im Great Basin) umgürten. Die jung- und postglazialen Ablagerungen der Diluvialzeit werden als Champlainformation bezeichnet.

Die Gebirge von Alaska, die südlichen Rocky Mountains und die Sierra Nevada bildeten außerdem Herde selbständiger wiederholter Vergletscherungen.

In großartiger Erstreckung aber setzen sich Spuren der letzteren in **Südamerika** durch die ganze Cordillere bis nach Patagonien fort (Steinmann, Hans Meyer, Hauthal.

Über den allgemeinen Charakter der Säugetierfauna Zentraleuropas während der Diluvialzeit. Wie aus der allgemeinen Vergletscherung unseres Kontinentes zu erwarten, besitzt die mitteleuropäische Tierwelt der Glazialzeit einen arktischen Charakter, welcher sich in der Verbreitung einer Anzahl spezifisch nordpolarer Tierformen über ganz Mitteleuropa kundgibt. Zu diesen gehören vor allem: das Renntier (Rangifer groenlandicus und tarandus), der Moschusochse (Ovibos moschatus), der Schneehase (Lepus variabilis), der Lemming (Myodes obensis und M. lemmus), das nordischste aller Landsäugetiere, der Halsbandlemming (Myod. torquatus), der Eisfuchs (Canis lagopus) und der Vielfraß (Gulo borealis) sowie die Schneeeule (Strix nyctea) und das Moorschneehuhn (Lagopus albus).

Auf diese arktische Fauna, die vollkommen mit der Vereisung ihrer Umgebung in Einklang stand, folgte eine charakteristische Steppenfauna, welche namentlich die nach dem Rückzuge des Eises bloßgelegten, der Waldvegetation noch entbehrenden, plateauartigen und flachhügeligen Landstriche bevölkerte und der Tierwelt der jetzigen südwestsibirischen Steppen entsprach. Ihre namentlich im Löß vorkommenden Hauptvertreter sind: Alactaja jaculus (Pferdespringer), Spermophilus altaicus (Steppen-

ziesel), Arctomys bobac (Bobac), Lagomys pusillus (Zwergpfeifhase) Arvicola ratticeps (nordische Wühlratte), Arv. gregalis (sibir. Zwiebelmaus), Canis aureus (Schakal), Saiga tatarica. Zu ihnen gesellen sich die zwar nicht geradezu für die Tundren charakteristischen, aber doch dort zahlreich lebenden Iltis, Hermelin, Wolf, Wildpferd, Trappe u. a.

Neben allen diesen Charaktertieren unserer heutigen Polar- und Steppenländer wurde Mitteleuropa damals noch bewohnt von Elephas primigenius (Mammut) (Fig. 625) und in der älteren Diluvialzeit von Elephas trogontherii und El. antiquus, ferner von Rhinoceros etruscus, Rhin. tichorhinus, (Rhin. antiquitatis) (Fig. 629) (wollhaariges Rhinozeros), Rhin. Mercki, Hippopotamus major, Equus fossilis, Bos primigenius (Urstier, Fig. 628), Bison priscus (Auerochs), Bos Pallasi, Cervus (Megaceros) giganteus, Cerv. alces (Elenn), Ursus spelaeus (Höhlenbär, Fig. 627), Ursus arctos, Hyaena spelaea, Felis spelaea u. a. Das gemeinsame Vorkommen von Rhinozeros und Elephas, welche heute auf die heißen Regionen beschränkt sind, mit echt arktischen Tieren verliert sein Auffallendes, seit man weiß, daß die genannten Dickhäuter ein dichtes wolliges Haarkleid zum Schutze gegen die Kälte trugen, also für den Aufenthalt im kalten Norden besonders eingerichtet waren.

Von den genannten Elephanten und Nashörnern herrschen Eleph. trogontherii und namentlich Eleph. antiquus, sowie Rhin. Mercki in den älteren, — Eleph. primigenius und Rhinoc. antiquitatis in den späteren Abschnitten der Diluvialzeit, um dann zu verschwinden.

Verlassen wir Europa und werfen einen raschen Blick auf die Diluvial-Faunen anderer Kontinente. Auffallend ist das reichliche Vorkommen von Skeletteilen des Elephas primigenius in Nordsibirien, dessen Diluvialboden zuweilen von Mammutknochen ganz durchsäet ist, und wo so viele fossile Stoßzähne gewonnen werden, daß ein sehr bedeutender Teil alles in den Handel gebrachten Elfenbeines von dort stammt, — Beweise dafür, daß jene Gegenden während der Diluvialzeit Haupttummelplätze des Mammuts waren. An der Mündung der Lena wurde im Anfang des vorigen Jahrhunderts der Kadaver eines Mammuts in dem gefrorenen Boden gefunden. Es maß bis zur Schwanzspitze 5,5 m und war 3,1 m hoch. Seine Haut war von dichtem Wollhaar, sowie am Halse und auf dem Rumpfe von bis 50 cm langen Grannenhaaren bedeckt; sein Fleisch war so gut erhalten, daß es Wölfen und Hunden zum Fraß diente, sein Schädel enthielt noch Hirnreste und den vertrockneten Augapfel, zwischen seinen Zähnen fanden sich Reste von nordischen Pflanzen, die ihm zur Nahrung gedient hatten. Später tauchten an der Beresowka, sowie an der Tasbucht die Kadaver noch anderer, mit Haut und Haar erhaltener Mammute

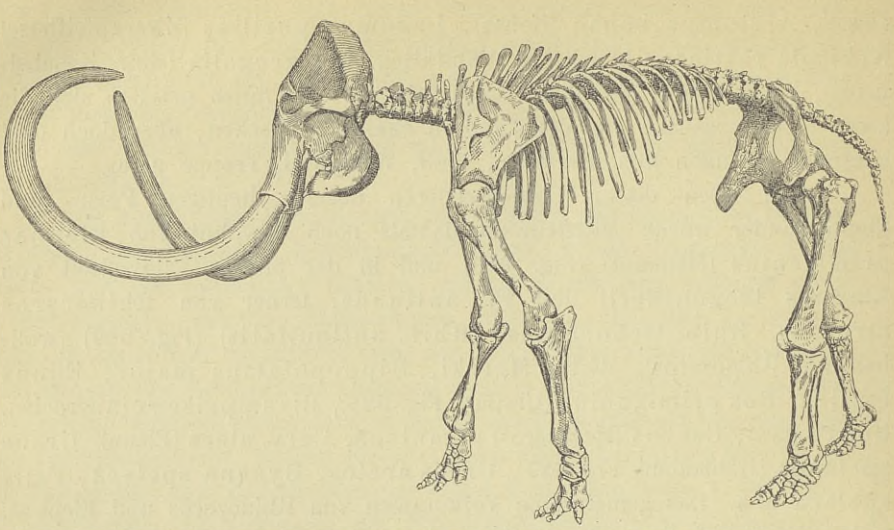


Fig. 625. Das Mammut, Elephas primigenius Blumenb., gefunden bei Borna. (Museum für Völkerkunde zu Leipzig.)



Fig. 626. Backzahn von Elephas primigenius. Kaufläche.

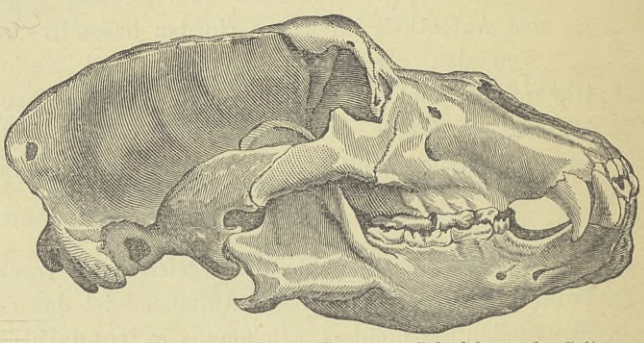


Fig. 627. Ursus spelaeus Rosenm.; Schädel von der Seite.



Fig. 628. Bos primigenius Boj.

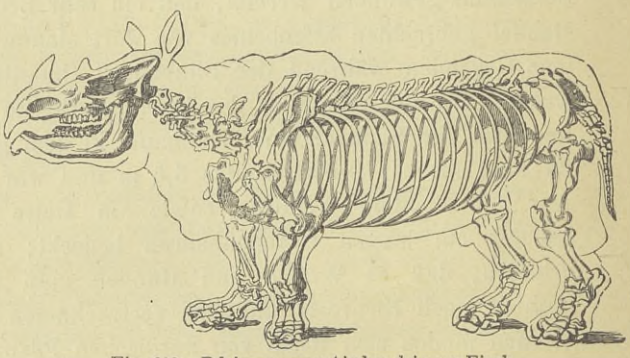


Fig. 629. Rhinoceros tichorhinus Fisch. (Tichorhinus antiquitatis Blum.).

Diluviale Säugetiere.

aus der gefrorenen Erde infolge des Tauens derselben hervor. Auch mit Fleisch, Haut und Haaren versehene Leichen des zweihörnigen Rhinozeros wurden in dem gefrorenen Boden Sibiriens gefunden und zum Teil nach Petersburg gebracht. Auf den Neusibirischen Inseln folgen auf eine bis zu 20 m mächtige Eislage (Steineis) gefrorene lehmig-sandige Schichten, welche neben Betula nana ebenfalls zahlreiche Kadaver des Mammuts umschließen*).

Aus den Diluvialablagerungen des nordamerikanischen Diluvialkontinentes stammen die Reste eines riesigen Mastodons (Mastodon giganteus, Fig. 630), von welchem man den Torfmorasten der Staaten

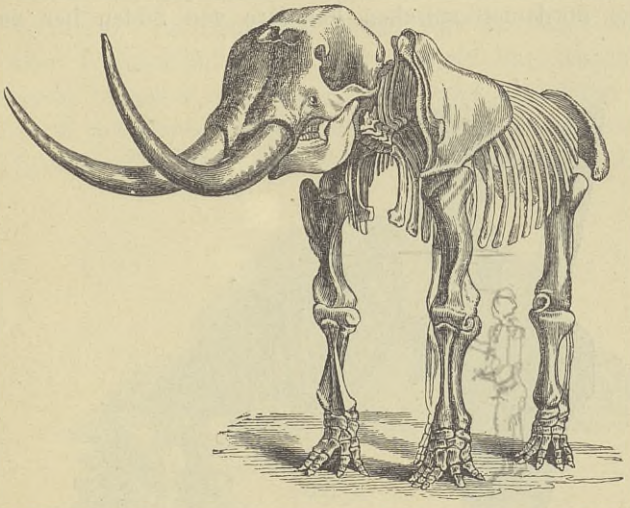


Fig. 630. Mastodon giganteus. Aus dem nordamerikanischen Diluvium.

New-York, New-Jersey und der Ufer des Missouri eine Anzahl vollständig erhaltener Skelette entnommen hat. Ihre Höhe beträgt fast 4 m, die Länge ihres Körpers gegen 6 und die ihrer Stoßzähne 4 m; Reste des Magens mit Überbleibseln von unverdauten Pechtanne- und Kieferzweigen fanden sich in dem Raume zwischen den Rippen eines der Tiere. Die waldarmen Ebenen Nordamerikas waren von Elephas primigenius (columbi) bevölkert. Mit ihnen vergesellschaftet kamen gigantische Hirsche, Renntiere, Elenn, Bisamochsen, Pferde, Biber, Löwen und Bären, endlich im Süden der Vereinigten Staaten Riesenfaultiere (Mylodon, Megalonyx, Megatherium) und Gürteltiere vor, die sämtlich von Südamerika eingewandert waren, während einige der gewöhnlichsten europäischen Diluvialformen, wie Rhinoceros, Hippopotamus, Hyäne und Lemming fehlen. Dafür existieren jedoch einige in Europa seit der Tertiärperiode erloschene Gestalten

*) E. v. Toll, Mém. Acad. Imp. St. Pétersbourg. Sér. VII. T. XLII. No. 13.

noch fort, so außer dem erwähnten Mastodon namentlich das Hipparion (s. S. 690). Auffällig ist die Häufigkeit der Pferde im Diluvium Nordamerikas, wo sie durch sechs Spezies vertreten sind, aber bald ausgestorben sein müssen, da die Ahnen der jetzt in Amerika lebenden Pferde von Europa importiert sind, also eine zweite, mit der ersten in keiner Verbindung stehende Pferdefauna repräsentieren. Übrigens läßt die Zusammensetzung der diluvialen Tierwelt Nordamerikas schließen, daß dieser Kontinent damals in Zusammenhang mit der alten Welt sich befunden habe, woraus sich die gleichwertige Beteiligung des Mammuts, Elenntieres, Renntieres, Bisamochsen und Pferdes an der beiderseitigen Fauna erklärt, während die nordamerikanischen Faultiere von Süden her zu stammen scheinen.

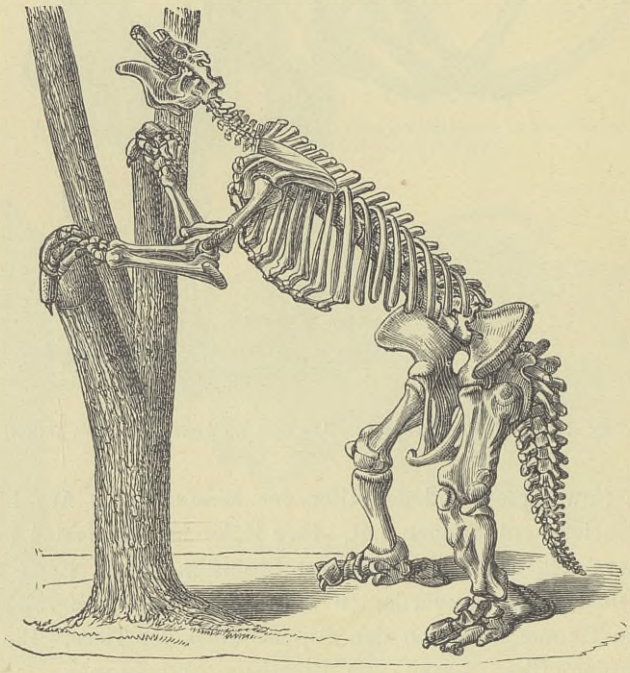


Fig. 631. Megatherium Cuvieri Desm. Aus der Pampasformation von Argentinien.

Lösse mit eingelagerten fluviatilen Sanden, reich an Resten von Säugetieren, bilden die ausgedehnten Ablagerungen der Pampas des Laplata in Südamerika und haben in Columbia, Ecuador, Peru, Bolivia und Chile eine weite Verbreitung*). In der diluvialen Säugetierfauna Südamerikas

*) H. Burmeister, Die fossilen Pferde der Pampasformation (nebst Übersicht der gesamten Säugetierfauna). Buenos Ayres 1875 (auch in Stuttgart). — S. Roth, Entstehung und Alter d. Pampasformation. Z. d. D. geol. Ges. 1888. S. 375. — W. Branca,

ziehen neben Bibern, Pferden, Tapiren, Lamas, Mastodonten, Wölfen, Panthern und breitnasigen Affen namentlich die riesigen Faultiere (Megatherium, Mylodon, Megalonyx) und Gürteltiere unsere Aufmerksamkeit auf sich, während die auffälligsten und gewöhnlichsten Diluvialtiere Europas, z. B. der Elefant, das Rhinozeros und Flußpferd, vollständig fehlen. Das Megatherium (Fig. 631) war bedeutend größer, als das Rhinozeros, und übertraf an Masse jedenfalls mehr als hundertfach irgend einen der lebenden Vertreter der Edentata; seine Füße waren plump und massenhaft, seine Vorderfüße besaßen vier, seine Hinterfüße drei mit gewaltigen Krallen bewaffnete Zehen, der zur Stütze dienende Schwanz hatte eine kolossale Ausbildung erfahren. Im Gegensatz hierzu war der Kopf sehr niedrig und klein. Aller Wahrscheinlichkeit nach richtete das Riesenfaultier seinen Vorderkörper, indem es sich auf Schwanz und Hinterfüße stützte, in die Höhe und riß mit seinen Vorderfüßen Zweige zu seiner Nahrung herunter. Das Glyptodon (Fig. 632) war ein riesiges Gürteltier. Es besaß, von

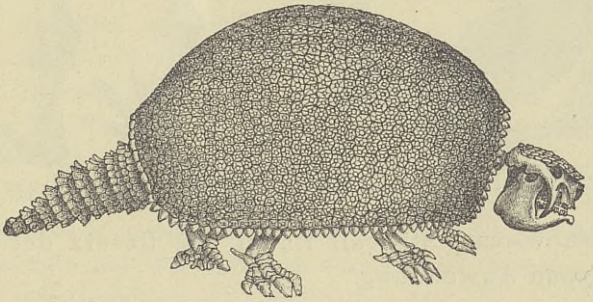


Fig. 632. Glyptodon reticulatus Ow. Pampasformation von Argentinien.

der Schwanzspitze bis zum Kopfe gemessen, 3 m, sein starrer, nicht zusammenrollungsfähiger Panzer aus zahlreichen, dicken polygonalen Knochenplatten gegen 2 m Länge. Es bewohnten also schon zur Diluvialzeit Faultiere und Gürteltiere denselben Kontinent, dessen lebende Säugetierwelt durch Faultiere, Gürteltiere und Ameisenfresser ihren so spezifischen Charakter erhält. Haben wir nun bereits oben gesehen, daß einige Faultiere aus ihrer südlichen Heimat nach Nordamerika auswanderten, um jedoch dort bald auszusterben, so stammen umgekehrt die diluvialen Mastodonten, Pferde und Tapire der Pampas aus dem Norden.

In Australien, dem am frühesten selbständig gewordenen Faunengebiet, waren die dasselbe in der posttertiären Zeit bewohnenden Säugetiere, gerade wie sie es jetzt sind, ausschließlich Beuteltiere, nur sind

---

Über eine fossile Säugetierfauna von Punin in Ecuador. Paläont. Abhandl. Bd. I. Heft 2. Berlin 1883. — R. Lehmann-Nitsche, Nouv. Recher. sur la Formation Pampéenne. Géologie par C. Burckhardt. Buenos-Ayres 1907.

ihre heutigen Vertreter Zwerge im Vergleiche mit ihren Vorfahren. So war das Diprotodon so groß wie ein Hippopotamus, mit seinen gewaltigen meißelartigen Schneidezähnen konnte es selbst große Bäume zu Falle bringen.

In Neu-Seeland endlich hausten 3—4 m hohe straußähnliche Riesenvögel, die Moas (Dinornis, Fig. 634), während Säugetiere ebensowenig wie

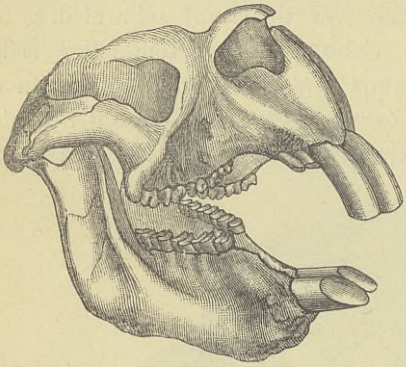


Fig. 633. Diprotodon australis Ow. Australien.

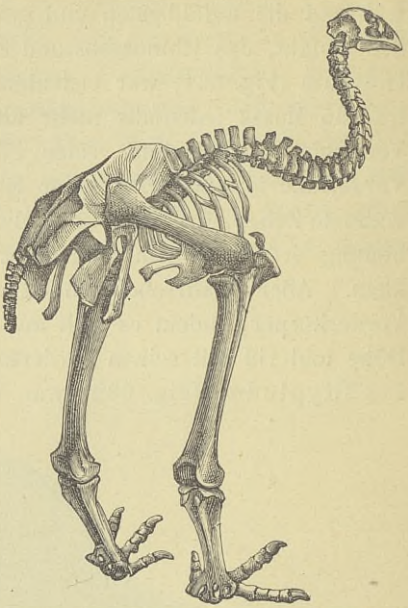


Fig. 634. Dinornis parvus Ow. Neuseeland.

jetzt vertreten waren. Überall findet das Gesetz der Succession gleicher Typen Anwendung.

Der diluviale Mensch.

Die Tatsache, daß Steinwerkzeuge des Menschen und zwar von einem einheitlichen Typus mit Beginn der Quartärzeit bereits über große Flächen der alten und der neuen Welt verstreut sind, macht es wahrscheinlich, daß die Ausprägung der spezifisch menschlichen Merkmale an der tierischen Vorfahrenform sich bereits im Tertiär vollzogen hat. Von diesen ältesten Menschen fehlen jedoch bislang jegliche unzweideutige Spuren. Der früher als Bindeglied zwischen Affen und Menschen in Anspruch genommene und in dieser Beziehung viel umstrittene Pithecanthropus erectus Dub. aus dem Altdiluvium von Java steht zwar der gemeinsamen Wurzel von Mensch und anthropoiden Affen nahe, gehört aber in die Entwicklungsreihe der letzteren, nicht in diejenige des Menschen, scheidet also aus der Reihe der Vorfahren des letzteren aus.

Als Spuren menschlicher Tätigkeit im untersten Diluvium und im Tertiär sind die Eolithen in Anspruch genommen, aber ebenso bestimmt als solche bestritten worden. Diese ältesten Eolithen sollten roh bearbeitete

oder künstliche Eingriffe zeigende Feuersteinscherben sein, die zeitweiliger Benutzung gedient hätten, also menschliche Gebrauchsgegenstände gewesen wären. Diese ihre Artefaktnatur ist vielseitig und mit guten Gründen angezweifelt worden, so daß ihre Funde nicht hinreichen, um für sich allein die vorzeitliche Existenz von Menschen zu beweisen*).

Die erste und älteste Periode, aus welcher sichere Spuren des Menschen vorliegen, wird nach diesen Beweisen, zunächst bestehend aus roh behauenen Steininstrumenten, als palaeolithische Zeit oder als diluviale Steinzeit bezeichnet. Ihr gehört zugleich die folgenschwere Erzeugung und der zweckdienliche Gebrauch des Feuers an. Hiermit macht sich auch die Erfindung der Töpferei und die Einführung künstlerischer Betriebsamkeit mehr und mehr geltend, wie sich auch in der Art der Totenbestattung gewisse religiöse Vorstellungen kundzugeben beginnen. Die Bearbeitungsweise des Materiales der Steingerätschaften, überwiegend Feuerstein, gehört verschiedenen, aufeinander folgenden Zeitabschnitten an, innerhalb deren in der Bearbeitung dieses Materiales eine fortschreitende Vervollkommnung zu bemerken ist, wobei dasselbe durch Heranziehung von anderen harten, scharf splitternden Gesteinen sowie von Horn und Knochen zugleich immer mannigfaltiger wird. Gleichzeitig machen sich gewisse Änderungen der Tier- und Pflanzenwelt, also des Klimas wahrnehmbar. Die Gesamtheit dieser Kriterien ist es, auf Grund deren zuerst die französischen Prähistoriker eine Gliederung der palaeolithischen Diluvialzeit vornahmen, ohne daß es jedoch immer möglich wäre, die von ihnen unterschiedenen Abschnitte mit den einzelnen Glazial- und Interglazialperioden der diluvialen Vereisungsgebiete zu parallelisieren**).

a) **Das ältere Paläolithikum,**

beginnend mit Äquivalenten der letzten Interglazialzeit.

1. Erster Abschnitt. Das Chelléen und das Acheuléen. Ablagerungen nur mit primitiven Feuersteinbeilen, sowie mit Elephas antiquus, E. trongontherii, Rhinoceros Mercki und Hippopotamus major, und einer Pflanzenwelt mit z. B. Lorbeer- und Feigenbaum, welche auf ein warmes Klima hinweist. Der charakteristische rohe Chelléen-Faustkeil ist in Frankreich und Belgien allgemein verbreitet, außerdem in Deutschland, Mähren, England, Italien, Spanien, Nordafrika, Nord- und Südamerika anzutreffen.

*) Vgl. R. Hoernes, Über Eolithen. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark. 1908. S. 372.

**) Boucher de Perthes, Antiquités celtiques et antédiluviennes. 1847. — Lartet et Christy, Reliquiae aquitanicae. London 1865—75. — De Mortillet, Le Préhistorique. Paris 1900. — Girod et Massenat, Les Stations de l'âge du renn. Paris 1900. — Salmon, Age de Pierre. Division pal.-éthnol. en 6 époques. Grenoble 1894. — Hoernes, Der diluviale Mensch in Europa. Braunschweig 1903.

Der altdiluviale Mensch hat demnach schon eine weite Verbreitung über große Strecken der alten und neuen Welt erlangt.

2. Zweiter Abschnitt. Das Moustérien. Die auf ein dauernd warmes Klima hinweisende Pflanzenwelt verschwindet unter dem Einfluß des sich jetzt wieder ausbreitenden Inlandeises der diluvialen Glazialzeit in den nördlicheren Gegenden, mit ihr das Hippopotamus. An Stelle von Rhinoceros Mercki tritt Rhin. tichorhinus; Elephas antiquus und trogontherii werden von Eleph. primigenius verdrängt. Es bildet sich jene typische Säugetiervergesellschaftung, welche durch ein Gemisch südlicher, vom alten Bestande verbliebener Formen mit neu eingewanderten arktischen, später z. T. alpin gewordenen Gestalten charakterisiert wird (siehe S. 738). Die menschlichen Spuren bestehen in Steinmessern, -bohrern und -schabern vom sogenannten Moustier-Typus. Verkohlte und angekohlte Holzreste legen Zeugnis von der Benutzung des Feuers ab. Verbreitet in den eisfrei gebliebenen Gegenden Mitteleuropas, so in Frankreich (z. B. Sommetal, Abbeville, Dordogne), Belgien, England (Höhle von Kent bei Torquay), Deutschland (Lindenthaler Höhle, Thiede bei Braunschweig) und finden sich hauptsächlich in Höhlen und Felsnischen, die der Mensch infolge der Abkühlung des Klimas als Wohnstätten aufgesucht hatte.

Als naheliegendes (vielleicht aber bereits dem Magdalénien zuzurechnendes) Beispiel solcher diluviale Artefakte und sonstige Spuren menschlicher Tätigkeit liefernden Höhlen mag zunächst der von O. Fraas ausgebeutete Hohlefels im schwäbischen Achtal dienen. Dem Lehm auf dem Grunde dieser Höhle entstammen Feuersteinmesser der ältesten, rohesten Form, an der Wurzel durchbohrte Schneidezähne des Renntieres und des Pferdes, zugespitzte Renntiergeweihe nebst Skeletteilen von Bären, Elefanten, Rhinozeros, Renntieren, Antilopen und gewaltigen Katzen. Augenscheinlich war die Jagd der Mittelpunkt des Lebens der alten Höhlenbewohner, das Ziel ihrer Jagd aber der Bär und zwar der echte Ursus spelaeus. Die Skeletteile dieses über 3 m langen Höhlenbären liefern nun den interessanten Beweis, daß derselbe von Menschen erschlagen und zerlegt wurde. Der Schädel ist stets mit Gewalt zerklopft, der Unterkiefer herausgenommen und als axtartiges Werkzeug benutzt, die markhaltigen Röhrenknochen sind geöffnet, die Wirbel entzwei geschlagen und schließlich sind die Rippen mit großer Sorgfalt zu Pfeilspitzen gespalten. Um die Bärenkiefer zu kurzen, faßlichen Instrumenten und Handwaffen umzugestalten, wurde der aufsteigende Ast derselben weggeschlagen und so eine bequeme Handhabe hergestellt, während der spitze Eckzahn, dessen Eindrücke man in vielen anderen damit bearbeiteten Knochen wiedererkennt, als eigentliche Axt diente.

Ein ausgezeichnetes Beispiel palaeolithischer Ablagerungen liefert die benachbarte Höhle des Sirgensteines und die ihr vorgelagerte Terrasse*).

*) Rob. Rud. Schmidt, Der Sirgenstein. Stuttgart, Schweizerbart, 1910.

Hier sind alle Stufen des Palaeolithikums vom Moustérien hinauf bis zum Magdalénien in ungestörter Aufeinanderfolge erhalten, führen neben einer Fülle von Resten diluvialer Säugetiere z. B. von Eleph. primigenius, Rangif. tarandus, Ursus spelaeus (als Jagdbeute) zahlreiche Silex- und Knochenartefakte der genannten Zeitabschnitte und umschließen Feuerstellen, Brandstätten und verstreute Holzkohlen. Zwischen diesen Komplex schieben sich auffallenderweise zwei schwache Lagen mit einer Steppenfauna ein, welche sich durch den Reichtum an Nagern und zwar hauptsächlich von Myodes obensis und My. torquatus (Halsbandlemming) auszeichnet.

Ein ähnliches Bild gewährt die Wildkirchlihöhle auf der Höhe des Säntis, in der Anhäufungen von Tausenden von zerschlagenen Knochen vorzüglich des Ursus spelaeus und Hunderte von Steinwerkzeugen vom Moustérien-Typus aus Hornstein und Eozänquarzit beweisen, daß der palaeolithische Mensch hier seine Jagdbeute verzehrte*).

Zu ähnlichen Resultaten haben nach Zittel und von Dechen die Ausgrabungen in der Räuberhöhle unfern Regensburg und in der Balver Höhle auf der rechten Seite der Hönne geführt. Dort fanden sich in den zum Teil humusreichen, zum Teil mit Kalk- und Sandsteingeröllen gemengten Lehmschichten, welche den Boden der Höhle bedeckten, neben Resten von Equus, Sus, Mustela, Castor, Rangifer, Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Ursus spelaeus, Hyaena spelaea, Felis spelaea bearbeitete oder verkohlte Knochen- oder Geweihstücke, rohe Werkzeuge aus Kieselschiefer und Feuerstein und endlich Holzkohlen.

In Norddeutschland lieferten die der zweiten Interglazialzeit angehörigen Kiese von Rixdorf bei Berlin (S. 723) eine von Menschenhand bearbeitete Pferde-Scapula (Dames) und die von Eberswalde einige bearbeitete Knochen und einen Feuersteinschaber (P. G. Krause). Aus der Gegend von Wolfenbüttel wies Nehring Feuersteininstrumente und Holzkohlenstückchen neben Skeletteilen des Lemming, Pfeifhasen, Rhinozeros, Elephas, Hyaena spelaea u. a. nach. Viele der größeren Röhrenknochen und der Schädel zeigten sich gewaltsam zertrümmert (A. Nehring). Ganz ähnliche Resultate ergab die reiche Ausbeute der Lindenthaler Hyänenhöhle bei Gera und vieler anderer Höhlen Deutschlands. Dieser Periode gehören auch die knochenreichen Kalktuffe von Taubach bei Weimar sowie die Kulturschichten von Krapina und Spy an (siehe S. 751).

b) Das jüngere Paläolithikum.

(Das Aurignacien, das Salutréen und das Magdalénien).

Nordische Einwanderer, vor allen das Renntier, haben das Übergewicht. Rhinozeros und Mammut gehen dem Aussterben entgegen.

*) E. Bächler, Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. St. Gallen 1906.

Die Steppenfauna mit Saiga-Antilope und Spermophylus (s. S. 738) deutet auf erneute Änderung des Klimas hin, welche zum Postglazial überleitet. Gleichzeitig zeigt sich eine wesentliche Vervollkommnung der Technik in Bearbeitung nicht nur des Stein-, sondern auch des Knochenmateriales zu Gerätschaften der Jagd, Fischerei und der Fellbehandlung, ebenso die erste Entfaltung einer primitiven Kunst in Gravierungen und Schnitzereien auf und aus Elfenbein, Knochen und Geweihstücken. Nicht selten sind Feuerstätten und Ansiedelungen der nomadisierenden Menschenhorden anzutreffen.

Zu den Ablagerungen dieser Periode, und zwar des Magdalénien, gehören diejenigen an der Quelle der Schussen, eines bei der Prämonstratenser-Abtei Schussenried südlich von Biberach entspringenden, dem Bodensee zufließenden Baches. Ein durch das dortige Torfmoor gezogener Graben ergab nach Fraas*) folgendes Profil (Fig. 635): zu oberst liegt

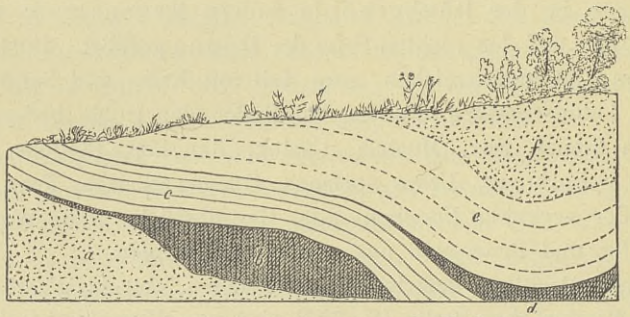


Fig. 635. Profil bei Schussenried. Nach *Fraas*.
a Kies, *b* und *d* Kulturschicht von Schussenried, *c* diluvialer Kalktuff, *e* Torf, *f* Kies.

Torf *e*, zum Teil mit viel Kies *f* gemengt, und wird unterteuft von einem 1—2 m mächtigen Lager von weißlichgelbem Kalktuffe *c* mit Pupa muscorum Nils., Helix pulchella Drap., Helix hispida Lin., Clausilia obtusa Pf. und Pisidium fontinale Pf., wodurch sich der Kalktuff als diluvial herausstellt. Von ihm scharf getrennt, zum Teil, nämlich bei *d* über, zum Teil und zwar links bei *b* unter ihm, liegt eine Schicht dunkelbrauner Moose von so vortrefflicher Erhaltung, daß sie wie frisch erscheinen. Dieselben wurden von Fraas unter den Namen Hypnum sarmentosum und groenlandicum, sowie Hypnum fluitans var. tenuissimum aufgeführt. Diese Moose, welche mit Sand vermischt sind, bilden zusammen mit einem Haufwerke von Knochen abgeschlachteter Tiere und von Produkten menschlicher Kunstfertigkeit die Kulturschicht von Schussenried, welche augenscheinlich eine von Renntierjägern zum Anhäufen der Abfälle der Küche

*) O. Fraas, Württemb. naturw. Jahreshefte. 1867. Heft 1. Siehe auch Archiv f. Anthropologie. 1867. Heft 3. S. 29.

und des täglichen Lebens benutzte Grube in der darunter liegenden kiesigen Moräne der 4. Eiszeit *a* ausfüllt und eine Ausdehnung von etwa 40 Quadratruten und eine Tiefe von 1—2 m besitzt. Unter den tierischen Resten der Kulturschicht übertreffen diejenigen des Renntieres alle übrigen weitaus an Menge. Neben ihnen haben sich bei Schussenried gefunden: Skeletteile des Pferdes, des Vielfraßes (Gulo spelaeus), eines nordischen Bären (Ursus arctos), des Wolfes, des Eisfuchses und Goldfuchses, des Hasen, des Singschwanes und mehrerer Moorenten. Wurden auch noch keine Skeletteile des Menschen gefunden, so zeigen sich doch Spuren seiner Tätigkeit in den aufgeschlagenen Markröhren und Schädeln der Renntiere und Pferde, in den bearbeiteten Geweihen der ersteren, in den Meißeln, Messern und Sticheln von Flint, in den vom Feuer geschwärzten Schiefer- und Sandsteinplatten, welche die Stelle der Schüsseln und Pfannen vertraten, in den hölzernen und beinernen Nadeln, in den Knollen von roter Farbe, wie sie augenscheinlich zum Bemalen des Körpers benutzt wurden.

Überraschende Proben der Kunstfertigkeit der spätdiluvialen Bewohner Europas lieferte das Kessler Loch bei Thayngen im Bereiche der Jungmoräne unweit Schaffhausen, wo man in einer von Kalksinter bedeckten Kulturschicht neben zahlreichen Mammut- und Renntierknochen und sorgfältig bearbeiteten Feuersteinmessern, -sägen und -bohrern, sowie Knochennadeln und -pfriemen, zahlreiche auf Rennhorn eingeritzte Zeichnungen von Renntieren und Wildeseln, sowie Schnitzereien von Elfenbein und Renntiergeweih auffand, welche die Köpfe des Moschusochsen und des Pferdes darstellen (L. Rütimeyer, Nüesch). Auch am Schweizerbild bei Schaffhausen entdeckte J. Nüesch in der unteren Kulturschicht der dortigen prähistorischen Niederlassung neben zerschlagenen und angekohlten Knochen, namentlich des Renntieres, sowie des Höhlenbären und Diluvialpferdes, ferner neben Skeletteilen echter Steppenbewohner, endlich außer mannigfachen Feuerstein-, Knochen- und Hornartefakten auf Knochen- und Kalksteinplatten eingeritzte Zeichnungen des Renntiers, des Mammuts und des Pferdes*).

Ganz ähnliche Kunstproduktionen zeigt eine Elfenbeinplatte, welche im Perigord an der Dordogne gefunden wurde. Auf ihr sind auf das unverkennbarste mehrere Mammute in vollem Laufe dargestellt; die krummen Stoßzähne und kleinen Ohren, wodurch das Mammut vom Elefanten abweicht, sind getreu wiedergegeben, ebenso die auffallend langen Mähnen, welche am Halse und Bauche bis zu den Knien herabhingen.

Geradezu überraschend aber sind die gleichfalls aus dem Magdalénien stammenden »Gallerien« von Abbildungen diluvialer Säugetiere an den

*) J. Nüesch, N. Denkschr. d. allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. Bd. XXXV. — 2. Aufl. 1910.

Wänden mehrerer ausgedehnter Höhlen des Tales der Vezère und seiner Verzweigungen im Südwesten Frankreichs, von denen Moissan, Rivière und Capitan in jüngster Zeit Kunde gegeben haben. In der tieferen Hälfte der Höhle von Combarelles sind deren beiderseitige Wände ganz von bis über meterhohen, naturgetreuen Tierzeichnungen bedeckt, welche in den Kalkstein mit bis 0,5 cm tiefen Linien eingeritzt sind. Die häufigst abgebildeten Tiere sind Pferde in zwei verschiedenen Rassen, Renntiere z. T. im Laufe, Steinböcke, Antilopen, Bisons und das Mammut in 19 Exemplaren, den Rüssel abwärts oder nach hinten gebogen, der Hals und Rumpf mit langen Grannenhaaren (Fig. 636). Die Grotte von Font de Gaume enthält wahre Gemälde der damaligen etwas jüngeren Tiervergesellschaftung,

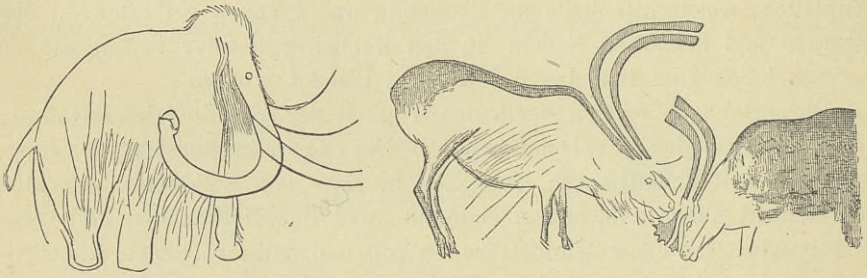


Fig. 636. Wandgemälde eines Mammut aus der Höhle von Cambarelles und zweier Renntiere aus der Höhle von Font de Gaume.

nämlich von 49 Wisents, sowie von Renntieren (Fig. 636), Pferden, Antilopen und einigen Mammuten. Eine Felskante in halber Höhe der Höhlenwand ist als Boden verwertet, auf dem die Tiere weiden. Die Wiedergabe derselben in ihren Bewegungen und den Feinheiten des Kopfes ist überraschend natürlich, zum Teil meisterhaft. Die Umrisse ihrer Gestalt sind halbplastisch aus dem Fels herausgearbeitet und mit Manganschwarz angelegt, während die Tierkörper selbst mit rotem Ocker überzogen sind (H. Klaatsch).

Menschliche Skelette sind im Palaeolithikum nur außerordentlich selten und meist nur fragmentar angetroffen worden. Dieselben erweisen sich nach der Bildung des Schädels als Zugehörige zweier verschieden hochstehender Rassen. Die Schädel des inferioren oder Neandertaltypus kennzeichnen sich durch ihre flache Konfiguration, die fliehende (stark zurückweichende) Stirn, die dicken Knochenwülste über den Augenhöhlen, die robuste Ausbildung der stark hervortretenden Kiefer, das Fehlen des Kinnvorsprunges, die Größe der Zähne, die starke Runzelung ihrer Schmelzoberfläche als Abweichungen vom Typus des rezenten Menschen*). All-

*) H. Klaatsch, Die fossilen Knochenreste des Menschen. Ergebn. d. Anat. u. Entwicklungsgesch. Bd. IX. 1899. S. 415. — Ders., Das Gliedmaßenskelett des Neandertalmenschen. Verh. d. Anat. Ges. Jena 1901. S. 121. — Ders., Knochenreste des altdiluv.

gemeine Folgerungen aber auf den anatomischen Bau der damaligen Bewohner Europas gestatten diese vereinzelten Skeletfunde noch nicht.

Der durch diesen niederen Schädelbau charakterisierten Rasse gehört an zunächst das einer Höhle des Neandertales entnommene Schädeldach (Homo primigenius = neandertalensis), von welchem unsere Kenntnis von diesem Typus überhaupt ausging. Ferner entnahm man der Kulturschicht in einer Felsnische von Krapina bei Agram neben Zähnen und z. T. zerschlagenen Knochen von Rhin. Mercki, Ursus spelaeus, Bos. primigenius, ferner neben Holzkohlen und altpaläolithischen Artefakten die teilweise angekohlten Schädelfragmente, Kieferstücke und Zähne von mindestens 10 Menschen, die augenscheinlich einem Kannibalenmahle zum Opfer gefallen waren.

In der Höhle von Spy in der belgischen Provinz Namur entdeckte man außer Resten von Rhin. tichorhinus, Elephas primigenius, Hyaena spelaea und Renntier, sowie zahlreichen primitiven Steinmessern auch zwei menschliche Skelette von inferiorem Typus des Schädels. Das gleiche Alter, nämlich das des Moustérien, besitzen die zwei menschlichen Backzähne, welche zusammen mit primitiven Steinwerkzeugen und mit bearbeiteten und mit Brandspuren versehenen Knochen gemeinsam mit Elephas antiquus und Rhinoceros Mercki im Kalktuff von Taubach-Weimar aufgefunden wurden. Ebenso gehört der bei La Chapelle-aux-Saints (Corrèze) gefundene Schädel diesem Typus und dem Moustérien an, während die Schädel aus dem Vezèretale bei Le Moustier in der Dordogne dem Acheuléen zugeschrieben werden.

Einen höheren, dem des heutigen Europäers entsprechenden Schädeltypus (den des Cro-Magnon-Menschen) hingegen besitzen eine Anzahl von Funden in Süditalien, an der Riviera (Mentone), im südwestlichen Frankreich (Cro-Magnon-Höhle in der Dordogne, bei Montferrand-Périgord), in der Gegend von Paris (Grenelle), die zwar z. T. dem oberen Palaeolithikum, z. T. aber auch dessen unterster Stufe entnommen, also denen von inferiorem Typus gleichalterig sind. Es haben also schon damals Menschenrassen von verschiedener Intelligenz nebeneinander bestanden, was auf die Vielstämmigkeit des menschlichen Geschlechtes hinweist.

Der älteste bekannte Menschenrest ist der Unterkiefer des Homo Heidelbergensis Schoetensack aus dem altdiluvialen Neckarschotter von Mauer (s. S. 726) von affenartiger Massigkeit und ohne Vorwölbung des Kinnes, aber mit durchaus menschlicher Bezahnung.

Menschen von Krapina. Z. d. D. geol. Ges. 1901. Verh. S. 44. — W. Branca, Der fossile Mensch. Jena 1902. — Ders. Leipzig 1910. — G. Schwalbe, Vorgeschichte des Menschen. Braunschweig 1904. — W. J. Sollas, Palaeolithic Man. Annivers. Adress. Geol. Soc. London 1910.

Gegenüber der verhältnismäßigen Spärlichkeit von Skelettfunden gewährt die reiche Fülle von Artefakten der Diluvialmenschen und von Resten ihrer Jagdbeute, die uns überliefert ist, ein ziemlich klares Bild ihres Kulturzustandes und ihrer Lebensweise. Sie waren Nomaden und Höhlenbewohner auf der denkbar niedrigsten Stufe der Kultur, die jedoch über die Benutzung des Feuers bereits verfügten, denen aber die Verwertung der Metalle noch durchaus, die Töpferei für lange Zeiten noch vollkommen unbekannt war, ihre Werkzeuge und Waffen waren anfänglich nur roh behauene Feuersteine und später grob bearbeitete Knochen, erst gegen Ende der Diluvialzeit begann sich bei ihnen das Erwachen eines gewissen Schönheits- und Kunstsinnes in der Herstellung von sorgfältig verzierten, wenn auch noch nicht geschliffenen Waffen und Gerätschaften, von Schnitzereien und Zeichnungen auf Stein, Elfenbein und Geweih einzustellen. Zur Zubereitung von Speisen bedienten sie sich geeigneter Schiefer- und Sandsteinplatten; Ackerbau und die Zucht von Haustieren war ihnen noch fremd, die Jagd allein verschaffte ihnen ihren Lebensunterhalt, welchen sie sich in z. T. gefährlichem Kampfe mit den gewaltigsten und reißendsten Vertretern der Tierwelt mit Waffen armseliger Art erringen mußten.

Die Dauer dieser paläolithischen Zeit muß eine außerordentlich lange gewesen sein, denn bis zum Beginne der neolithischen Zeit, mit ihren geschliffenen, oft fein verzierten Waffen und Gerätschaften, mit einer der heutigen so nahestehenden Tier- und Pflanzenwelt, haben sich die klimatischen Verhältnisse und gleichzeitig mit ihnen die Bewohner der Kontinente umgestaltet und sind wesentlich die der Jetztzeit geworden.

Die Gesteinsablagerungen, welche sich seit dem Verschwinden der diluvialen Tierwelt gebildet haben, werden als **Alluvium** oder **rezente Bildungen** bezeichnet. Sie sind der Gegenstand früherer Betrachtungen gewesen, so die Produkte der Tätigkeit des Wassers und des Eises auf S. 92, 137, 154, des Vulkanismus auf S. 14 u. f., des Windes auf S. 163, des organischen Lebens auf S. 173 u. f. Zu ihnen gesellen sich die Spuren menschlicher Eingriffe in das Walten der Naturkräfte und mehren sich in demselben Maße wie die geistigen und mechanischen Hilfsmittel ihrer Urheber. Denn war die Mannigfaltigkeit der organischen Natur, der Formenreichtum der Faunen und Floren eine notwendige Folge der Summierung von Resultaten aller früheren Einzelvorgänge, so gilt dasselbe von der Vielseitigkeit der geistigen Funktionen des Menschen. Unter dem Einflusse der sich allmählich häufenden Eindrücke, Erfahrungen, Errungenschaften und Erfindungen ward aus dem Geschlechte der Mammut-, Höhlenbären- und Renntierzeit der Mensch, der sich die Erde untertan macht.

BIBLIOTEKA KRAKÓW Politechniczna

REGISTER.

A.

Aachen, seine Karbon-Mulde 475, seine Zink- und Bleiglanzlagerstätten 477.
Aachen-Limburgisches Gebiet 642, seine Kreide 645.
Aachener Sand 645.
Aarmassiv, seine Faltenzone 72.
Abbiegung von Schichten 324.
Abbrüche, einseitige von Kontinentalschollen 56.
Abflußlose Gebiete 142, deren Ausebnung durch Windwirkungen 167.
Abietites Linki 620.
Abkühlung der Erde 54, als Ursache der endogenen Vorgänge 4, der Gebirgsbildung 69.
Ablagerungen, marine, jung- und postglaziale 721.
Ablation der Gletscher 151.
Ablationsmoränen 157.
Ablenkung der Falten 75.
Abrasion 144.
Abraumsalze im Zechstein 498, im Tertiär 697.
Absätze fließender Gewässer 137, aus Gipsquellen 116—117, aus Mineralquellen 115, unterirdische aus Mineralsolutionen 111, terrigene 144.
Abschmelzung der Gletscher 151.
Absenkung von Schichten 325, von Schollen der Lithosphäre 55, 56.
Absenkungszone 75.
Absonderung der Eruptivgesteine, polyedrische 339, säulenförmige 339, plattenförmige 340, kugelige 341.
Absonderungsformen, bankartige, plattenförmige, prismatische, säulenförmige 45.
Abstammungstheorie 351.
Abtragung von Gesteinsmassen 136.
Abyssische Erdbeben 82, 89.
Abyssische Region der Ozeane 55.
Abyssische Spalten 27.
Acadian-Group 386, 391.
Acanthicus-Schichten 595.
Acanthoceras 614, mammillaris 628, Mantelli 630, Martini 628, Rhotomagense 629, 630, 636, nodosoides 630, Woolgari 630.
Acanthocladia im Zechstein 494, anceps, dubia 498.
Acanthodes im Old Red 424, gracilis 483, 504.
Acanthodiscus radiatus 626, -Schichten 626.
Acanthostoma vorax 485.
Acer in der Kreide 611, 630.
Acerocare micropygum-Stufe 386.
Aceratherium incisivum 692.
Acervularia 394.
Acheuléen 745.
Acidaspis 401, 403, Buchi 408.
Ackererde, deren Entstehung 110.
Ackerkrume, deren Entstehung durch Regenwürmer 170.
Acrochordiceras Damesi 525.
Acrocidaris im Malm 584.
Acrodus im Muschelkalk 525, im Keuper 533, A. minimus 538, nobilis 563.
Acrolepis im Karbon 452, asper (Kupferschiefer) 493.
Actaeonella 617, 640, gigantea 638, 639, 645.
Actinocamax (Kreidebelemnit) 614, 617, granulatus (nordd. Kreide) 632, 634, 635, 637, 642, 648, A. mamillatus 637, 648, A. plenus 630, (Westfalen) 636, (Sachsen) 642, (England, Frankreich) 643, (sächs. Cenoman) 650, A. quadratus (Senonfossil) 632, 634, 635, (Nordwestdeutschland) 637, 642, 645, (England, Frankreich) 643, (balt. Kreide) 648, A. westfalicus (Westfalen, Frankreich, England) 630, 636, 637, 642, 648.
Actinocamaxkreide 642.
Actinocrinus 448, 453.
Actinodon 505.
Adamello, Kontaktmineralien 290, Tonalitstock 555.
Adapis parisiensis 672.
Adern, ihre Bildung, Entstehung 189, von Kalkspat 112.
Adergneis in der Urgneisformation 368.
Adiantites oblongifolius 447, 454.
Adinole 259, als Kontaktprodukte der Diabase 297, des Karbons 461.
Adnether Kalke 572, -Schichten 572.
Adorfer Goniatitenschiefer 434.

Adorfer Kalk 427, 431.
Aeglina 403, 404.
Aegoceras 557, Ae. capricornu 564, 566, 569, 570, Davoei 564, 569, 571.
Äolische Bildungen und Tätigkeit 163, 302, 519.
Äolische Fazies 356.
Aeren, geologische 361, 362.
Ästuarien 146.
Ätna, Aschenregen 36, Aufschüttungskegel 24.
Aëtosaurus 511, A. ferratus 533, 537.
Afrika, seine Kreide 653.
Agathiceras im Perm 507.
Agelacrinus Rhenanus 419.
Agnostus im Kambrium 383, 385, im Silur 403, 404, A. fallax 388, gibbus 388, integer 384, pisiformis 384, 386, tardus 408.
Agnostus laevigatus-Stufe 386.
Agnostus pisiformis-Stufe 386.
Agoniatites 410.
Akkumulate 265, lose 192, deren Entstehung 299.
Akkumulationsterrassen 139.
Akkumulierende Zersetzung 106.
Aktinolithschiefer 211, als Kontaktprodukt 294.
Akzessorische Bestandmassen und -teile 188.
Alabaster 32, 204.
Alactaja jaculus 738.
Alaun, vulkanisches Produkt 31, an Kraterwänden 33.
Alaunschiefer, petr. Beschaffenheit 274, deren Bleichung 104, im Kambrium 386, 387, im Silur 409.
Alaunstein, entstanden durch Solfataren 31, petr. Beschr. 277.
Alaunton 272, im Oligozän 678, Jungtertiär 699.
Albertia elliptica 517.
Albertit (Asphalt) 218, 478.
Albien 363, 624, 626, 628.
Albit 187.
Albitgneis 257.
Albitphyllit 262.
Albitporphyroid 260.
Alectryonia (Ostrea) im Jura 557, crista galli, Marshi 576, rastellaris 598, in der Kreide 613, carinata 629, 630, 642, 650, diluviana 630, macroptera 627.
Alethopteris im Karbon 442, lonchitica 447, lonchitidis 443, im Rotliegenden 481.
Algacites granulatum 569.
Algen, Anthrazit bildend 181, Eisen absetzend 171, Kalk abscheidend 169, Kieselsinter absetzend 54, 169, in Boghead-kohle 216, im Devon 416.
Algenwachs 180.
Algonkium 374, Verbreitung 375.
Algonkische Formation 365.
Alkali-Kalkgranite 223.
Alleghanies 75.
Allgäu-Schichten 572.
Allochthone Braunkohle 677.
Allochthone Kohlenflöze 470.
Allodon 607.
Allorisma im Devon 419, im Karbon 450.
Allothigene, allotriomorphe Bestandteile der Gesteine 190.
Allotriomorphe Struktur 283.
Alluvium 362, 365, 752.
Alnus im Cenoman 630, in der Molassenkohle 673, im Oligozän 681.
Alpen, ihre Entstehung 71, ihr Alter 332, ihre Gletscher 147, 152, 201, 202, Grad ihrer Abtragung 136, diluviale Vergletscherung 732.
Alpen, Perm 505, Trias 544, 547, Buntsandstein 546, Lias 572, Dogger 582, Tithon 592, Kreide 638.
Alpengranit 224.
Alpine Trias 544, 547.
Alpines Glazialgebiet 732.
Alsbachit 226.
Alter, geologisches, seine relative Bestimmung 355, 357.
Altersbestimmung der Schichtenstörungen 330.
Altquartäre Gebilde 362.
Alttertiär 362, 659.
Altvulkanische Gesteine 281, Ergüsse im Praekambrium 375, im Kambrium 383, im Silur 412, im Devon 435, im Karbon 471, im Rotliegenden 485, in der Trias 555.
Aluminitsand 682.
Alunit im Oligozänsand 679.
Alunitfels 277.
Alveolina oblonga 664.
Alveolites suborbicularis 417.
Alzey, Meeressande 691.
Amaltheentone 569, 570.
Amaltheus 557, margaritatus 564, 566, 571, spinatus 564, 570, 571, costatus 564, 569, 571, 596.
Ambonychia 398.
Ammoniakgas als Eruptionsprodukt 47.
Ammoneen im Devon 421.
Ammoniten im Perm 507, im Buntsandstein 517, im Muschelkalk 527, im Keuper 532, in der alpinen Trias 545, 546, 548, 550, 552, im Hallstätter Kalke 553, im Jura 557, im Lias 561, im Dogger 574, im Malm 584, in der Kreide 613, im Neokom und Gault 624, in der südlichen unteren Kreide 627, im Cenoman, Turon und Senon 630, in der südlichen oberen Kreide 638.
Ammonitenkalk der Bayerschen und Nordtiroler Alpen 549, im Lias 559.
Ammonitenkalke, rote 572.
Ammonites Aalensis 567, 570, (Aspidoceras) acanthicus 606, affinis 580, (Cardioceras) alternans 597, 606, amaltheus 564, 569, 570, (Schlotheimia) angulatus 564, 565, 570, 572, (Ceratites) antecedens 525, (Trachiceras) Aon 550, (Protrachiceras) Arche-

laus 549, (Polyptychites) ascendens 627, (Oppelia) aspidoides 578, 581, (Olcostephanus) astierianus 624, 627, (Holcostephanus) Astieri 628, (Peltoceras) athleta 578, 581, (Hoplites) auritus 624, 625, (Polyptychites) bidichotomus 626, (Dinarites) avisianus 551, bidorsatus 633, 637, 642, (Harpoceras) bifrons (= Walcotti) 567, 568, 569, 570, 571, bifurcatus 579, (Peltoceras) bimammatus 588, 596, binotatus 570, biplex 597, (Polyptychites) biscissus 626, bispinosus 596, (Stephanoceras) Blagdeni 577, 579, 580, 581, Bleicheri 606, (Hoplites) Boissieri 628, borealis 570, Braikenridgi 580, brevispina 570, (Beneckeïa) Buchi 527, 528, 529, (Arietites) Bucklandi 564, 565, 570, 571, canaliculatus 597, capellinus 570, (Aegoceras) capricornus 564, 566, 569, 570, Coesfeldensis 635, (Beneckeïa) cognatus 525, 528, complanatus 597, (Coeloceras) communis 567, 569, 570, compressus 597, Conybeari 570, 571, (Cardioceras) cordatus 581, 588, 598, (Amaltheus costatus 564, 569, 571, 596, crassus 569, 571, curvicornis 570, (Acrochordiceras) Damesi 525, 527, (Aegoceras) Davoei 564, 569, 571, Decheni 551, Deshayesi 624, 628, 651, Desori 628, (Polyptychites) diplotomus 627, discoides 567, 569, dispansus 570, (Ptychites) dux 525, 527, 528, elegans 570, (Reineckeïa) Eudoxus 606, (Buchiceras) Ewaldi 643, (Tissotia) Ewaldi 630, fallaciosus 571, ferrugineus 580, (Lytoceras) fimbriatus 564, 566, 569, flexuosus 597, (Pinacoceras) floridus 552, (Hoplites) furcatus 624, Gervilli 580, (Oxynoticeras) Gevrili 624, 651, (Arcestes) gigantogaleatus 553, 554, (Olcostephanus) gigas 590, 598, Gowerianus 580; (Phylloceras) heterophyllus 567, 568, 569, hircinus 567, (Stephanoceras) Humphriesianus 576, 577, 579, 580, 581, 582, (Dumortieria) Jamesoni 564, 569, 570, (Megaphyllites) Jarbas 551, (Cosmoceras) Jason 578, 580, (Phylloceras) ibex 564, 569, illustris 570, (Schloenbachia) inflatus 596, 624, 628, insignis 567, 569, 570, (Holcodiscus) intermedius 628, interruptus 628, 651, Johnstoni 571, 572, (Lytoceras) jurensis 567, 571, (Craspedites) Kaschpuricus 606, (Olcostephanus) Keyserlingi 606, 624, (Polyptychites) Keyserlingi 606, (Cardioceras) Lamberti 578, 580, lingulatus 597, (Harpoceras) lithensis 567, 569, 570, lithographicus 592, (Macrocephalites) macrocephalus 577, 578, 579, 580, 581, (Sphaeroceras) macrocephalus 577, 578, Malbosi 627, 628, (Acanthoceras) mammillaris 624, 628, (Acanthoceras) Mantelli 630, 636, 638, 650, (Gauthiericeras) Margae 630, 636, 637, 638, 642, 643, (Amaltheus) margaritatus 564, 566, 571, (Acanthoceras) Martini 624, 628, (Pinacoceras) Metternichi 554, (Ac.) milletianus 624, 628, Murchisonae 575, 576, 579, 581, 582, navis 570, (Hoplites) neocomiensis 628, Nevadanus 607, Nikitini 606, (Oppelia) nisus 624, (Craspedites) nodiger 606, (Acanthoceras) nodosoides 630, 636, 638, (Ceratites) nodosus 524, 525, 528, 529, 530, (Hoplites) noricus 623, 624, (Arietites) obtusus 564, 569, nudus 597, occitanus 627, 628, (Craspedites) okensis 606, (Harpoceras) opalinus 575, 576, 580, 581, 582, Orbignianus 649, (Cosmoceras) ornatus 577, 578, 580, 581, (Balatonites) Ottonis 525, 527, 528, (Oxynoticeras) oxynotus 564, 569, 571, (Parkinsonia) Parkinsoni 577, 578, 579, 580, 581, 582, (Pachydiscus) peramplus 630, 631, 638, 642, 650, (Aspidoceras) perarmatus 588, 598, planicosta 569, 571, (Psiloceras) planorbis (= psilonotus) 564, 565, 570, 571, 572, (Heteroceras) polyplocus 633, 635, 637, 642, (Perisphinctes) polyplocus 590, 591, 596, polygyratus 597, pseudomutabilis 596, 606, (Phylloceras) ptychoïcus 592, quadratus 642, radians 567, (Hoplites) radiatus 624, 628, radiosus 580, (Ophioceras) raricostatus 564, 569, 571, refractus 578, (Heteroceras) Reussianum 630, 636, (Acanthoceras) Rhotomagensis 629, 630, 636, 638, (Hoplites) rjasanensis 606, rotiformis 571, rotundus 597, (Sphaeroceras) Sauzei 577, 580, 581, Schroederi 570, (Ceratites) semipartitus 529, (Harpoceras) serpentinus 567, 569, 570, serrodens 567, Sowerbyi 579, 580, 581, 582, (Sonninia) Sowerbyi 577, (Amaltheus) spinatus 564, 570, 571, spiratissimus 570, stenomphalus 606, Stobai 633, 635, 637, striatulus 570, 571, (Hungarites) Strombecki 525, 527, 528, 529, subcontractus 581, (Craspedites) subditus 606, subtricarinatus 637, syrtalis 633, 637, 642, tardefurcatus 624, 628, (Oppelia) tenuilobatus 590, 591, 597, (Beneckeïa) tenuis 517, 519, Texanus 630, 636, 637, 638, 643, Thouarsensis 567, Hoplites Thurmanni 628, (Cladiscites) tornatus 554, (Lytoceras) torulosus 575, 580, 581, (Perisphinctes) transitorius 592, (Peltoceras) transversarius 588, 589, 597, tricarinatus 630, 636, Ulmensis 596, (Schloenbachia) varians 630, 636, 638, 642, 643, (Olcostephanus) versicolor 651, (Virgatites) virgatus 606, (Hoplites) Weißi 624, Wittekindi 635, Württembergicus 579, (Acanthoceras) Woolgari 630, 636, 642, 645, 650, ziphus 569, 571.

Ammonitico rosso 595.

Amorphe Struktur 191.

Amphibien, die ersten, im Karbon 453, im Perm 484.

Amphibolglimmerschiefer 261.

Amphibolgranit 224.

Amphibolite, petr. Beschr. 210, 263, in der

Urgneisformation 369, im Präkambrium 375.
Amphibolperidotit 255.
Amphibolschiefer 257, ihre Entstehung durch Dynamometamorphose 81.
Amphicyon 703.
Amphilestes 575.
Amphion 408.
Amphipora ramosa 417, 428.
Amphistegina Haueri 694, 695.
Amphisyle 674.
Amphitherium 575.
Amphoracrinus 448.
Amplexus im Devon 417, im Karbon coralloides 447, hercynicus 430.
Amygdaloidische Struktur 191.
Ampyx 403, 412, A. Portlocki 408.
Amusium contrarius 567.
Amynodon 669.
Analyse, chemische in der Petrographie 194.
Anamesit 221, 251.
Ananchytes 613, A. ovata 632, 633, 643, 644, A. sulcata 648.
Anarcestes im Devon 421, lateseptatus 428, subnautilinus 427.
Anarosaurus 526.
Anastrophen 353.
Anchisaurus 542.
Anchitherium im Jungtertiär 658, 688, 690.
Ancillaria 701, glandiformis 694, 695, Karsteni 684.
Ancistoceras 406.
Ancodus 672.
Ancyloceras 614, Matheronianum 625, 626, scalare 626, Urbani 624, 626.
Ancylus fluviatilis 722.
Ancylus-Schichten 722.
Andalusit 187, als Kontaktmineral 292.
Andalusitglimmerfels 261, als Kontaktprodukt 292, 293.
Andalusitglimmerschiefer 261, 293.
Andalusithornfels 292.
Andauer der Mineralgänge 345.
Andesit 240, seine Entstehung 281, im Tertiär 703.
Andesitkuppen 43.
Andrarum-Kalk 386, 387.
Andreasberg 437.
Andrias Scheuchzeri 700.
Angiospermen 611, 630.
Angoumien 638, 640, 643.
Angulatenschichten 570, 571.
Anhydrit 187, petr. Beschreibung 204, seine Bildung 300, seine Umwandlung in Gips 101, im Karbon 439, im Zechstein 496, 499, im Muschelkalk 521, 527, im Keuper 531.
Anhydritgruppe des Muschelkalkes 528.
Anhydritregion der Salzlager 500.
Animikea-System 377.
Anisische Stufe 547, 548.
Anneliden, Kalk abscheidend 176, im Silur 400.
Annularia im Karbon 442, im Rotliegenden 481, A. stellata 441, 442, 447, 460, 481, 489, 490.
Anodonta cygnea 718, A. postera 536, 537, im Diluvium 726.
Anomopteris Mougeoti 517, 519, 520.
Anomozamites im Wealden 620, A. laevis 536.
Anoplophora donacina, lettica 532.
Anoplophorasandstein, Keuper 536.
Anoplotherium 671, 672, 675, commune 657, 672.
Anorthit 187.
Anorthitdiorit 239.
Anthophyllitschiefer als Kontaktprodukt 294.
Anthracomya 464.
Anthracosaurus 452, 460.
Anthracosia im Karbon 450, 460, im Rotliegenden 483.
Anthracotherium im Tertiär 657, 697, alsaticum 674, magnum 693.
Anthrazit, seine Entstehung und chemische Zusammensetzung 179, petr. Beschr. 216, Entstehung durch Kontaktmetamorphose 288, im Präkambrium Finnlands 379, im Silur 392, im Devon 415, im Karbon 439.
Antiklinalen 319, als Ölzonen 181.
Antiklinallinie 320.
Antiklinaltäler 131.
Antilopen im Jungtertiär 688.
Antimonblüte 104, -glanz 104, -ocker 104.
Aonschiefer 547, 552.
Aphanitische Struktur der Gesteine 190.
Aphyllites im Devon 421, A. fidelis 428, occultus 427, 428.
Apiocrinus 584, Royassianus 588, 589, Milleri 596.
Aplit 224.
Apocynophyllum neriifolium 679.
Apophysen 334, 335.
Aporrhais speciosa 682, 683.
Appalachisches Kohlenfeld 467.
Aptien 363, 624, 626, 628.
Aptychen im Malm 592.
Aptychenkalk 595.
Aptychenschichten 582.
Aptychus latus 591.
Aquitanien 670, 672.
Aquitanische Stufe 670, 673.
Arachniden im Karbon 451, im Bernstein 680.
Arachnophyllummergel 413.
Aralia in der Kreide Amerikas 652.
Araucarien, Steinkohle bildend 180.
Araucarioxylon im Devon 416, im Rotliegenden 482, 490, 491, im Keuper (thuringicum) 535.
Araucarites peregrinus im Lias 560.
Arca im Karbon 450, im Jungtertiär 694, appendiculata 680, diluvii 698, glacilisa 722, Schmidi 525, Speyeri 684, striata 495.
Arcaton 722.

Arcestes 553, gigantogaleatus 554.
Arcestidae, der alpinen Trias 546.
Archäikum 365, 366.
Archäische Gesteinsreihe 367.
Archaeocalamites radiatus 442.
Archaeocidaris 448.
Archaeocyathus im Algonkium 375, im Kambrium 385.
Archaeolepas 614.
Archaeopteris dissecta (Karbon) 443, 447, hibernica (Devon) 416, 427, Roemeriana (Devon) 416.
Archaeopteryx macrura 587.
Archasterias, Devon 419.
Archegosaurus Decheni 483, 485, 488.
Archimedes (Archimedeskalk) 468.
Arctocyon primaevus 664.
Arctomys bobac 739, marmotta 726.
Arcuatenkalk im Lias 559.
Arenicolites im Kambrium 385.
Arenig-Sandstein 413.
Arenig-Stufe 404.
Arethusina (Silur) 403, A. Konincki 401.
Argentinien, Glossopteris Flora 509.
Argentinien, seine Trias 543.
Arietenschichten 570, 571.
Arietites 557, Bucklandi 564, 565, 570, 571, obtusus 564, 569.
Arionellus 389.
Arkose, petr. Beschr. 268.
Arkoseartige Tuffe im Perm 486.
Arkosenzone, Keuper 536.
Arktische Fauna im Diluvium 717, 722, 738.
Arktische Gegenden, ihre Tertiärfloren 687.
Arktische Provinz der pelagischen Trias 556.
Armorikanischer Gebirgszug 472.
Arno, pliozäne Säugetiere 702.
Arsenikblüte 104, -kies 104.
Artastufe 507.
Artefakte 746—752.
Artefakte im Kalktuff 728.
Artesische Brunnen 125.
Arthrophycus Harlani 412.
Artinskische (Arta-) Stufe 507.
Artocarpus in der Kreide Grönlands 653.
Arvicola gregalis 739, ratticeps 739.
Ås, Åsar 716.
Asaphellus im Silur 404.
Asaphus im Silur 400, 403, 404, expansus 401, 406, gigas 412, nobilis 408, platyurus 406, tyrannus 404.
Asaphuskalk 406.
Aschaffit 240.
Asche des Dolomits 101, 208, im Zechstein 496.
Asche, vulkanische 35, 266, ihr äolischer Transport 163.
Aschenkegel 17.
Aschenregen 34, 36.
Ascoceras 400, 403.
Ascoceraskalk 405, Obersilur 413.
Asiatische Provinz der pelagischen Trias 556.
Askia, sein Aschenregen 36.
Asphalt, petr. Beschr. 218, Entstehung 104, gangförmig 344.
Asphalt, New Brunswick (Karbon) 478, im Malm 583.
Asphaltkalk im Elsässer Oligozän 670, 674.
Asphaltkalksteine, deren Bleichung 104.
Aspidoceras 557, acanthicum 582, 592, perarmatum 588, 595.
Aspidorhynchus 592.
Aspidosoma 419, Tischbeinianum 418.
Aspidura scutellata 524, 525.
Asplenites Roesserti 573.
Assise d'Etroeungt 457.
Astarte anus 698, arctica 731, borealis 701, 717, 724, Bosqueti 680, minima 596, opalina 579, pulla 580, Voltzi 575, 580, 581.
Astartenbank (Dogger) 579.
Astartien 595, 598.
Asterocalamites 416, 432, scrobiculatus 442, 447, 454, 460, 461, 463.
Asteroideen im Devon 419.
Asterolepis 423, 424.
Asterophyllites 442, 460, equisetiformis 441, radiiformis 481.
Asterophyllum equisetiformis 447.
Asterotheca 442.
Astierien-Schichten 626.
Astraeospongia meniscus 394.
Astrocoenia 612.
Astylospongia praemorsa 394.
Asymmetrie der Faltengebirge 74.
Athleta-Tone 578.
Athyris 508, concentrica 419, 420, 428.
Atlantosaurus 558, 585, 607.
Atlantosaurus-Beds 607.
Atmosphäre 12.
Atolle 63, 175.
Atractites 546.
Atrio del Cavallo 20.
Atrypa 397, 403, 404, reticularis im Silur 398, 404, 406, 411, 412, im Devon 419, 428, 431, 432.
Aturia aturi 694, A. ziczac 661, 662.
Aubrey-Dolomit 376, -Kalk 376, -Sandstein 376.
Aucella 584, Bronni 597, 606, Fischeri 606, Geinitzi 517, 520, Hausmanni 496, impressa 597, Keyserlingi 623, 627, 651, mosquensis 606, Pallasi 606, tenuicollis 606, volgensis 606, 651.
Aucellina gryphaeoides 624, 626, major 626.
Auerbach, Marmor 294.
Auernig-Schichten 466.
Auerochs 739.
Auflagerung deckenförmige 330, schollenförmige 330.
Auflösung der Gesteine 98.
Aufreißungen von Mineralgängen 342.
Aufschüttungskegel 14, 17.
Augengneis 256.
Augengranulit 258.

Augit 187, tonerdefreier, seine Serpentinisierung 108, tonerdehaltiger, seine Zersetzung 107, als Kontaktmineral 291.
Augitandesit 221, 241.
Augitdiorit 239.
Augitgesteine, ihre Druckmetamorphose 81.
Augitgneis in der Urgneisformation 368.
Augitit 221, 255.
Augitporphyr 234, im alpinen Muschelkalk 549, der alpinen Trias 555.
Augitporphyrit 221, 240, 246, im Präkambrium 375.
Augitschiefer 211.
Augitsyenit 220, 233.
Augitsyenitporphyr 220.
Augittrachyt 220.
Aulacoceras 546.
Aulocopium aurantium 394.
Aulopora repens 417, 418, 432.
Aurignacien 747.
Ausbrüche von glutflüssigen Magmen der Vulkane 13, 34.
Ausgehendes der Schichten 314.
Auskeilen der Gänge 346, der Schichten 313.
Auskeilende Wechsellagerung 316.
Auslaufsgletscher 148.
Auslaugung der Gesteine 94, 104, 110.
Auslaugungsbeben 82.
Auslenkung von Gängen 348.
Austernbänke 95, 722, 723.
Australasiatische Provinz der pelagischen Trias 556.
Australien, seine Trias 543.
Auswürflinge, vulkanische 34, 37, 266, 339.
Authigene Bestandteile der Gesteine 190.
Autochthone Braunkohle 677.
Autochthone Steinkohlenflöze 469.
Automorphe Struktur 284.
Autun, Karbonbecken 467.
Auvergne, ihr Vulkangebiet 708.
Avenidas 37.
Avicula im Silur 398, in der Dyas (Pseudomonotis) speluncaria 495, 505, im Keuper contorta 532, 536, 537, im New Red 541, in der rätischen Stufe 553, im Lias cygnipes 570, substriata 570, in der Kreide Cornueliana 627, im Neokom macroptera 623, im Wiener Tertiär 694.
Avicula contorta-Stufe (Keuper) 538, (alpine Trias) 546, Av.-cont.-Zone (Keuper) 537, (New Red) 541, (rätische Stufe) 553.
Aviculopecten im Silur 398, im Karbon 450.
Aviculopinna 450.
Axiale Erdbeben 88.
Axinitisierung 296.
Axinopsis orbiculata 717.
Axinus obtusus 682.
Aymestrykalk 413.
Aymestry-Kalkstein 404.
Azoikum 365, 366.
Azoische oder archäische Formationsgruppe 361, Gesteinsreihe 367.

B.

Bacillarienerde, ihre Bildung 170.
Bachus-Marsh, glazialer Geschiebelehm 510.
Backkohle 215, 216.
Bactrites 421, carinatus 427, 431, gracilis 427.
Baculitenkalk 637.
Baculites 613, anceps 633, 634, 637, Faujasi 633, 635, incurvatus 642.
Bad Lands 669.
Badener Tegel 689, 694.
Bäche, ihre Entstehung, ihre Wassermenge, ihr Gefälle 126, 127.
Bänderstruktur des Gletschereises 78, 148.
Bänderton 716, 724.
Bärensee-Fluß, seine Tertiärflora 687.
Bänke von Gesteinen 192, 314, matratzenförmige, Entstehung bei der Verwitterung 105.
Bagshot, Bagshotsand 660, 661.
Baiera im Wealden 620.
Bairdienschichten 535.
Bajocien 582.
Bakterien, Absatz von Eisen 171, von Schwefel bewirkend 173, Schwefelwasserstoff bereitend 170.
Baku, seine brennenden Gasquellen 182.
Bala-Sandstein 413.
Bala-Schichten 404.
Balanophyllia 680.
Balatonites Ottonis 525.
Ballersbacher Flaserkalk 428.
Baltimore-Kohlenformation 510.
Baltische Endmoräne 724.
Baltische Kreide 647.
Balver Höhle 747.
Banatit 239.
Banderz 416.
Bandjaspis 275.
Bankförmige Absonderung 45.
Bannisdale, Graptolithen-Schiefer 413.
Baphetes 452.
Barchane 166.
Barranco 20.
Barrémien 624, 626—628.
Barren in Flüssen 145.
Barrierriffe, ihre Entstehung 63, 175.
Barton clay and sand 660, Barton Ton und Sand 663.
Bartonien 660.
Basal-Series, Kambrium Nordamerikas 386. 391.
Basalt, petr. Beschr. 249, Entstehung 281, Kontaktmetamorphose 287, 289, Verwitterung 108, 109, im Tertiär 703.
Basaltdecken 44.
Basaltglas 255.
Basaltkegel 43.
Basaltmandelsteine, Bildung 112, petr. Beschr. 251.
Basaltobsidian 221, 255.
Basaltsäulen 340.

Basalttuff 277.
Basaltwacke 109.
Basanit 221, 254.
Batholithen 334.
Bathonien 582.
Bath Oolites 581.
Bathyurus 391, 412.
Batocrinus pyriformis 448, 449.
Baumfarne, Steinkohle bildend 180.
Bauschanalysen, bei der Gesteinsuntersuchung 193.
Bauxit 110, 272.
Bayern, seine Kreide 644.
Bayern, südliches, sein Jungtertiär 699.
Bayus im Mississippidelta 142.
Beauce calcaire 670.
Beauchamp, sables 660.
Beauxit 110, 272.
Bebenperioden 89.
Becken, das Rotliegende des Erzgebirges 490, das von Paris, dessen Kreide 637, dessen Eozän 664, dessen Oligozän 671, das von Mainz 690, das von Wien 693.
Beckenförmige Einlagerung 330.
Beckenförmiger Schichtenbau 323.
Becksia Soekelandi 632, 633, 635, 637, 642.
Beehive-Geysir 54.
Beekmantown-Kalk 412, 413.
Beerbachit 243.
Belaja, Kalk 434.
Belemnitella 614, 617, mucronata 632, 634, 635, 637, 642.
Belemnitellen- (Mucronaten-) Kreide 637.
Belemniten, der alpinen Trias 546, des Lias 567, des Dogger 578, des Malm 584, der Kreideformation 613, des Neokom 623, des Gault 624, der südlichen Kreide 628, des Turon 630, des Senon 633.
Belemnites absolutiformis 626, acuarius 569, acutus 571, brevirostris 567, Brunsvicensis 625, 626, canaliculatus 578, 579, 581, clavatus 571, compressus 570, conoideus 581, digitalis 567, 568, 569, 581, dilatatus 623, 628, Ewaldi 624, 626, giganteus 576, 577, 579, 580, 581, hastatus 588, 589, 597, 598, jaculum 623, 626, Jasikowi 626, lateralis 606, latus 628, minimus 624, 625, 627, 648, mucronata 633, 643, 645, 648, Panderi 606, paxillosus 564, 566, 569, 571, pistilliformis 627, plenus (Actinocamax) 630, 638, 643, pressulus 597, pugio 626, rotundus 597, russiensis 606, semihastatus 578, 597, Strombecki 624, 626, subhastatus 578, subquadratus 606, 623, 626, 651, tricanaliculatus 567, tripartitus, ultimus 569, 630, 642.
Belgrandia marginata 728.
Bellerophon im Silur 399, 412, trilobatus 404, im Devon 419, im Karbon bicarenus 450, 451, Uri 464, alpine Trias nautilinus 550.
Bellerophonkalk 505.
Beloceras im Devon 421.
Belodon 511, 538, 542, Kapffi 533, 534, 537.
Belonite 197, 198.
Beloteuthis 567, 569.
Belvedere-Schotter 689, 697.
Bembridge Series 670.
Beneckeïa Buchi 527, 528, 529, cognatus 525, tenuis 520.
Bengalen, Trias 543.
Berge, wurzellose 72.
Bergenhill 543.
Berggebiet der Flüsse 132.
Berggießhübel, kontaktmetamorpher Silurkalk 291.
Bergmehl 210.
Bergöl bei Schlammsprudeln 183.
Bergrutsche, -schlipfe, -stürze, deren Entstehung 130, durch Erdbeben 85.
Bergteer 218.
Bergwerke, geothermische Messungen in denselben 9.
Bernstein im Oligozän 680, 681.
Berriasien 628.
Berrias-Stufe 627.
Bestandteile, wesentliche 187, zufällige, akzessorische der Gesteine 188.
Besteg 313, 345.
Betula, als Braunkohlenbildner 180, in der Molassenkohle 673, im norddeutschen Oligozän 679, B. nana 718, 741.
Beuteltiere im Keuper 533, im New Red 542, im Dogger 575, im Malm 587, im Purbeck 593, im Jura 607, in der Kreide 616, im Oligozän 672, im Diluvium 743.
Beuthener Mulde 522.
Bewegungen der Gletscher 148, mikroseismische 85.
Beyrichia im Kambrium 385, im Silur 402, 411.
Biancone 644.
Biber 743, Wasserläufe und Vegetation ändernd 170.
Bieber, seine Kobalt-Nickelgänge 502.
Biegsamkeit der Gesteinsschichten 77.
Bienenwabenstruktur der Kontaktgesteine 295.
Bifurcatenschicht 579.
Bimammatus-Schichten 595.
Bimssteine 220, 221.
Bimssteingerölle 267.
Bimssteinsand 267.
Bimssteintuff 276.
Binneneis 148.
Binnenfazies des Perm 479.
Biotit 187.
Biotitgneis petr. Beschr. 257, in der Urgneisformation 368.
Biotitgranit 224.
Biotitgranitporphyr 225.
Biotitgranulit 258.
Biotitschiefer 260.
Biotitsyenit 233.
Biotittrachyt 220, 235.
Biradiolites cornu pastoris 638, 639, 643.

Birdseye-Kalk 412, 413.
Birikalk 379.
Birke 731.
Bison priscus 718, 739.
Bithynia tentaculata 718, 723, 724.
Bittersalz, an Kraterwänden 33.
Bitumen, als Reduktionsmittel 172, im Kupferschiefer 493.
Bituminöse Schiefer des Lias 570.
Blackband 209.
Black-River-Kalk 412, 413.
Blätterige Struktur 190.
Blättermergel im Lias 571.
Blättermergel u. -tone, interglaziale 734.
Blättermolasse 699.
Blättersandstein 674, 699, von Kempten 689, von Münzenberg 691.
Blanowice, Kohlen, Keuper 536.
Blasensandstein 536.
Blasenschiefer 496.
Blasige Struktur 191.
Blastoideen im Silur 403, im Devon 419, im Karbon 448.
Blattersteine 276, 431.
Blattina im Rotliegenden 483.
Blaubänderstruktur der Gletscher 148.
Blaue Erde 689.
Blaueisberg 162.
Blauer Ton 386.
Blauschlamm 300.
Bleichung kohlenstoffhaltiger Gesteine 104.
Bleierzlagerstätten, im Karbon von Aachen 477, von Clausthal 476, im Buntsandstein 516, im Muschelkalk (Oberschlesien) 522, (Baden) 523, im Keuper (Bleiglanzbank) 536.
Bleiglanz, durch Reduktion entstanden 171, Umwandlung in Bleivitriol 103, als Versteinerungsmittel 172.
Blende, Umwandlung in Zinkvitriol 103.
Blitze, bei Eruptionen 35.
Blocklava 41.
Blocklehm 157, 713.
Blöcke, erratische 265, 714, exotische 73, 668, vulkanische 266, wollsackähnliche 105.
Blue ground 335.
Bobac 739.
Bocca 40.
Böhmisches Mittelgebirge 706.
Bogdo See, seine Salze 303.
Bogendünen 166.
Bogentrümer 346.
Bogheadkohle, petr. Beschr. 216, von Millery 505.
Bognor beds 660.
Bohnerz, petr. Beschreibung 213, im Oligozän 674, im Jungtertiär 689.
Bohnerzformation im Tertiär 675.
Bohrlöcher, geothermische Messungen in denselben 8, 9.
Bohrmuscheln, deren Einwirkung auf die Gesteine 170.
Bojische Gneisformation 372.
Bokuper Sandstein 689, 698.
Boldérien 698.
Bolodon 587, 593.
Bomben von Lava 33, 34, vulkanische 266.
Bonebed petr. Beschr. 270, Entstehung 306, im Silur 402, 404, im Buntsandstein 521, Muschelkalk 529, von Phönixville 542, im Keuper 536, im Rät 538, im New Red 541.
Borazit 188, im Gips 204.
Borkholmsche Schicht 413.
Bornholm, sein Jura 603.
Borsäure, als Eruptionsprodukt 30, 32.
Bos Pallasi 739.
Bos primigenius 718, 723, 739, 740, 751.
Bos priscus 726.
Bothnische Stufe im Präkambrium Finnlands 379.
Bothriolepis 423.
Bothrodendraceen im Silur 393, im Devon 416.
Bothrodendron Kiltorkense 416.
Bottengrus 713.
Boulder clay in Britannien 731, in Amerika 738.
Bourdie-House, Kalkstein 457.
Bourgueticrinus ellipticus 633.
Bovey, Braunkohlenformation 671.
Bovey, clay 670, Lignite 670.
Bracheux Sande 660, 664.
Brachiopodenkalk gesteinsbildend 305, im Devon 427, (Konieprus) 432, alpiner Muschelkalk 548, alpiner Dogger 582.
Brachiopodenschiefer im Silur 406.
Brackleshamsand 660, 661.
Brackwasserbildungen 146.
Bradfordclay 581.
Brahmatherium 703.
Bramidos 88.
Branchiosaurus amblystomus 484, 485, 489, petrolei 484, umbrosus 485.
Brancoceras 451, sulcatus 421.
Brandschiefer petr. Beschr. 218, 273, deren Bleichung 104, im Devon 415, im Rotliegenden 480, im Keuper 536.
Brandstätten, diluviale 747.
Brandungslinie 143.
Brandungsterrasse 143.
Brasenia 718.
Brauneisenstein, petr. Beschr. 213, als Quellabsatz 116, 117, Entstehung in Gängen 113, aus Spateisenstein 102, aus Roteisenstein 101, aus Sphärosiderit 103, im Zechstein 501, im Muschelkalk (Oberschlesien) 522, 523, in der Kreide 610, 623.
Braunerz (Rammelsberg) 416.
Braunkohle, petr. Beschr. 187, 214, ihre Entstehung 180, chemische Zusammensetzung 179, ihre Kontaktmetamorphose 288, im Eozän 664, in der unteren Süßwassermolasse 673, im Oligozän 677, 679, 685,

im Jungtertiär (Grönland) 687, 689, 692, 696, 698.
Braunkohle, autochthone und allochthone, Entstehung 677.
Braunkohlenformation, norddeutsche 676, Gliederung 685.
Braunkohlenquarzite 677.
Braunstein im Perm 488.
Brasilien, Glossopteris Flora 509.
Breccien 192, 269, Entstehung 299, diamantführende Südafrikas 335, im Keuper von Lissau 536, die von Höttingen 734.
Brennung durch vulkanische Gesteine 287.
Bretagne, ihr Präkambrium 379.
Bribir, Kohlen 689.
Bridger-Gruppe 669.
Brie, Süßwasserkalk 672.
Briovérien 379.
Britannien, sein Proterozoikum 378.
Britisches Glazialgebiet 730.
Brockengranit, sein devonischer Kontakthof 436.
Brocken-Massiv, sein Kontakthof 294.
Brockenmergel 723.
Bröckelschiefer 408, 520, 521.
Brongniarti-Pläner 636, 650, -quader 642, 649.
Bronteus 401, 403, 421, insignitus 431, palifer 432, speciosus 428.
Brontosaurus 511, 558, 585, 607, excelsus 586.
Brontozoum (Ornitichnites) giganteum 542.
Bronzit 187.
Bronzit-Olivinfels 255.
Bruchberg-Ilsenburg-Quarzit 409.
Bruchfelder, ozeanische 55.
Bruchgebiete 57.
Bruchgebirge 68, einseitige, symmetrische 69.
Bruchzone 75.
Brüche, einseitige 55, der Kontinentalschollen 56, der Schichten 324.
Brun's Theorie der Wasserfreiheit des Magmas 279.
Brunnen, artesische 125.
Bruxellien 660.
Bryograptus im Silur 404.
Bryozoen der Kreideformation 613.
Bryozoenkalk 648.
Bryozoenriffe 308, im Zechstein 498.
Buccinum bullatum 680, groenlandicum 702.
Buchensteiner Schichten 547, 549.
Buchiceras 617, 638, Ewaldi 643.
Buchiola 419, angulifera 431, aquarum 428, retrostriata 427.
Buchsweiler Kalk, seine Säugetierfauna 674.
Bucklandischichten 570.
Büdesheimer Schiefer 434, Goniatitenschiefer 427.
Bündner Schiefer 79.
Bulach, Erze 516.
Buliminus 727.
Buntkupfererz in Baumstämmen durch Reduktion entstanden 171.
Buntsandstein 363, 544, seine Erzführung 516, seine Gliederung 519, 520, seine Entstehung 519, der Alpen 545, 547.
Burgbrohl, dessen Sauerquelle 29.
Burlingtonkalk 467.
Burnot, Konglomerat 434.

C.

Cadoceras 606.
Caerfai 386, 387.
Cainotherium 692.
Calamariaceen im Devon 416.
Calamiten, Steinkohle bildend 180.
Calamitenstrünke, aufrechtstehend 469.
Calamites im Old Red 424, im Karbon: cannaeformis 440, cruciatus 440, 441, 447, ramosus 440, 441, 447, Suckowii 440, 441, 447, transitionis 442, 447, 454, varians 440, 460, im Rotliegenden: gigas 481, 488, 489, 490, 492, infraktus 488, 490, major 491, striatus 491, Suckowii 489, im Perm: gigas 506, im Keuper: arenaceus 536.
Calamophyllia 612.
Calamopora (siehe Favosites) gotlandica 395, im Karbon 447.
Calamostachys 442.
Calcaire de Beauce 672, grossier 660, 664, de Tournai 457, de Visé 457.
Calceola sandalina 417, 418, 428, 430.
Calceola sandalina-Stufe 434.
Calceolakalke 426, 434, -mergel 426, 434, -schichten 428, 430, -schiefer 430, 434.
Calciferous-Sandstone 412, 413, 454, -Series 457.
Caldera 20.
Calianassa 614.
Callipteridium mirabile im Karbon 460, im Rotliegenden: gigas 481, 490, 491, praelongata 491.
Callipteris im Rotliegenden 481, 482, conferta 488, 489, 491, 492, Naumanni 481, 482, 490, im Perm: conferta 505, 506, 509, gigas 505.
Callovien 582.
Calothrix, Kieselsäure abscheidend 169.
Calymene im Silur 403, 404, C. Blumenbachi 401, 404, 411, 412, 413, intermedia 406, senaria 412.
Camarella im Kambrium 385.
Camarophoria 508, C. Schlotheimi im Zechstein 494, 495, im Perm 506.
Cambrium siehe Kambrium.
Campanien 637, 640.
Campiler Schichten 547, 548.
Camptonit 220, petr. Beschreibung 239.
Camptopteris 538.
Campylognathus 562.
Cancellaria 694, evulsa 698.
Candona 460.
Canis aureus 739, lagopus 738, spelaeus 730, im Jungtertiär 658.

Cannstadt, Kalktuff 729.
Capitosaurus nasutus 518.
Caprina 613, 638, adversa 638, 639, 643, 644.
Caprotina 613, 638, ammonia 627.
Caprotinenkalk 613, 617, 627, 640, 644.
Capuliden im Devon 419.
Capulus im Silur 399, 434.
Caradoc-Sandstein 413, -Schichten 404.
Caralpschiefer 507.
Carboniferous Limestone-Series 457.
Carcharodon angustidens 662, 699.
Cardinia concinna 564, hybrida 564, 565.
Cardinienschichten, Keuper 536.
Cardinien-(Thalassiten-)Zone 570.
Cardioceras alternans 595, 606, cordatum 595, Lamberti 578.
Cardiola interrupta im Silur 398, 399, 406, 407, 409, 413, signata 410.
Cardiolaschiefer 406, 413.
Cardiopteris 447, frondosa 454, polymorpha 443, 460.
Cardita 694, crenata 550, Gümbeli 552, sulcata 663.
Cardita-Schichten 547, 552.
Cardium 635, 694, 722, im Keuper: cloacinum 536, 537, 554, in der Kreide: pectiniforme 645, im Tertiär: granulosum 671, obliquum 666, porulosum 665, 666, im Diluvium: echinatum 717, edule 701, 717, 724.
Cardiumton im Diluvium 722.
Carentonien 638, 643.
Carinatenpläner 629, 650, -quader 629, 642, 650, -stufe 636.
Carnallit 499.
Carnallitregion 500.
Carrara, sein Marmor 556.
Caryocrinus 411.
Caryocystites 397.
Caryophyllia 680, caespitosa 702.
Cassianella gryphaeata 550.
Cassianer Schichten 547, 549.
Cassis 694, cancellata 665, 666.
Castle Geysir 54.
Castor 747.
Catenipora 395.
Catopterus 542.
Catopygus albensis 649, carinatus 630, 636.
Catskill, roter Sandstein 434.
Caturus 592.
Caudagalli-Schichten 434.
Caulopteris 442, 468, Voltzi 517.
Cellechowitz, seine Kalke 595.
Cenoman 363, 628, 636, 638, 640, 650, seine Gliederung und Parallelisierung 642, 643.
Cenomanien 638.
Cephalaspis 402, 404, Lyelli 423, im Old Red 424.
Cephalopodenkalk von Reutte 547.
Ceratites 553, antecedens 525, 527, 528, 529, binodosus 548, (Tirolites) cassianus 548, compressus 528, 529, 530, enodis 530, Münsteri 545, 549, nodosus 524, 525, 528, 529, 530, Schmidi 532, 535, semipartitus 525, 529, 530, trinodosus 545.
Ceratodus 538, 541, Kaupi 533, 534.
Ceratopyge 403, 404, forficula 406.
Ceratopygekalk 406, 413.
Ceratopygeschiefer 406.
Ceratosaurus 607.
Cerithienkalk gesteinsbildend 305, 691, -sand 691, -sandstein 689.
Cerithium 574, 635, 694, angulosum 666, armatum 581, elegans 673, giganteum 661, 665, 666, hexagonum 665, 666, interruptum 666, lapidum 666, lignitarum 699, lima 717, margaritaceum 691, 694, 695, muricatum 579, plicatum 671, 672, 673, 691, Rahti 691, submargaritaceum 691.
Cernays, Faune de 660, 664.
Cervus 692, alces 718, 739, dama 718, (Megaceros) giganteus 739, latifrons 726, tarandus 718.
Cetiosaurus 558.
Chaetetes radians 447, 448.
Chalcedon, Entstehung bei der Kaolinisierung 107.
Chalk, upper, lower, der oberen Kreide 642, 643.
Chama monstrosa 680, squamosa 663.
Chamosit 211.
Chamositschiefer 409.
Champlainformation 738.
Chasmops 401, 403, macrurus 406.
Chasmopskalk 406, 413.
Chazy-Kalk 413, -kalkstein 412.
Cheirododus 452.
Cheirurus 401, 404, 412, 421, claviger 408.
Chelléen 745.
Chelléen-Faustkeil 745.
Chelydosaurus Vranyi 485.
Chemische Analyse der Petrographie 194.
Chemische Tätigkeit des Wassers 95.
Chemnitz-Hainichen, Kulm 462.
Chemnitzia Escheri, eximia, Rosthorni 551, scalata 525, 528.
Chemung-Sandstein 434.
Chenopus pespelicani 699.
Chester-Schiefer 468.
Chiastolithschiefer 274, als Kontaktprodukt 293, 294.
Chico-Stufe 653.
Chilisalpeter 203.
Chillesford beds 689, 701.
China, algonkische Glazialspuren 375.
Chirotheriensandstein 520.
Chirotherium in England 540.
Chirotherium-Fährten im Buntsandstein 518, im New Red 540.
Chlorblei, als Sublimationsprodukt 33.
Chlorcalcium, als Sublimationsprodukt 33.
Chloridgesteine 202.

Chlorit 187, als Zersetzungsrückstand 105.
Chlorit-Amphibolit 263.
Chloritgneis 257, in der Urgneisformation 368.
Chloritoidglimmerschiefer 261.
Chloritoidphyllit 262.
Chloritschiefer 211, des Präkambriums 375.
Chlorkupfer, als Sublimationsprodukt 33.
Chlornatrium siehe Steinsalz.
Chlorwasserstoff, als Eruptionsprodukt 31, 32, aus Lavaströmen entweichend 40.
Chondritenschiefer 429.
Chondrites im Flysch 668, Bollensis 560, 567.
Chonetes 397, 403, 448, 453, dilatata 429, Hardrensis 464, sarcinulata 419, 429, striatella 397, 404, 413.
Choristoceras, rätische Stufe 555.
Chorzow, Kalk 528.
Chromeisenerz 214.
Chuar-Stufe 376.
Chudleigh, Intumescensschichten 434.
Cidaris 527, 574, 584, 613, coronata 588, 589, 596, 597, crinifera 569, florigemma 584 (Bänke), 588, 589, 598, Forchhammeri 637, grandaeva 528, minuta 569, Sorigneti 650.
Cinnamomum 679, 681, als Braunkohlenbildner 180, in der Kreide Amerikas 652, im Oligozän 671, in der Molassenkohle 673.
Cipitkalk 550.
Cladiscites 553, tornatus 554.
Cladiscitidae, alpine Trias 546.
Cladocora 612.
Cladodus 452.
Claosaurus 615, 653.
Clathropteris 542, Muensteriana 531, reticulata 537.
Clausilia 726, 727, obtusa 748.
Clausthal, Bleiglanzgänge 476, Grauwacke 460.
Clinton-Kalk 413, -kalkstein 412, -sandstein 412.
Clivage 77.
Clyde beds 731.
Clymenia angustiseptata 421, annulata 430, laevigata 421, 427, 430, striata 421, 427, undulata 421, 427, 430.
Clymenia undulata-Stufe 427, 434.
Clymenienkalk 408, 427, 430, 431, 434.
Clymenienschichten 427.
Clymenienschiefer von Three Forks 435.
Clypeus 574.
Cnemidiastrum im Malm 588, stellatum 588, 589.
Coalmeasures 457.
Coblenzien 434.
Coblenzquarzit 429, 434.
Coblenzschichten 428, 434.
Coblenzstufe 428, 475.
Coccolithen 177, 305.
Coccolithophoren 177.
Coccosphären 177.
Coccosteus decipiens 423, im Old Red 424.
Cochliodus 452.
Cochloceras, rätische Stufe 555.
Cockington-grits 434.
Cölestinschichten bei Jena 528.
Coelocentrus 420.
Coeloceras communis 567, 569, 570.
Coeloptychienkreide 635.
Coeloptychium 612, agaricoides 633, incisum 633, lobatum 633.
Coenograptus 403, gracilis 396.
Coenothyris vulgaris 525.
Collyrites 574.
Colobodus 525.
Colorado, sein Schluchtsystem 129.
Colorado, sein Grand Cañon 376.
Colorado-Stufe 652.
Colonus-Schiefer 406, 413.
Collossochelys 703.
Comanche-Gruppe 652.
Combarelles, Höhle 750.
Comley-Sandstein 386.
Commern, Erzlager 516.
Compsognathus 511, 558, 585, longipes 586.
Conchorhynchus avirostris 525.
Congeria subglobosa 696.
Coniacien 643.
Congerienschichten 689, -stufe 696, 701.
Coniferen siehe Koniferen.
Coniornis 615.
Conocardium 398, aliforme 450, trapezoidale 431.
Conocephalus 383, (Conocoryphe) striatus 384.
Conocoryphe 383, 385, 386.
Conodonten im Kambrium 385.
Contortamergel 547, -schichten 547.
Contrariusschichten 567.
Conularia im Silur 399, im Devon 419, im Perm 510.
Conus 701, antediluvianus 698, deperditus 661, 665, 666, ponderosus 694, 695, ventricosus 699.
Convexastraea sexradiata 596.
Corallien 595, 598.
Corallina 177.
Coralline Crag 689.
Coral Rag 595.
Corax 615.
Corbiculaschichten 689.
Corbis 635, 701, decussata 598, lamellosa 666, Mellingi 552, subclathrata 590.
Corbula 597, 620, alata 598, angulata 627, dubia 528, gibba 717, 724, gregaria 528, inflexa 598, keuperiana 532, 536, 537, Rosthorni 536, striata 661, subpisum 691.
Corbulabank 536, 537.
Cordaioxylon 490.
Cordaites 446, 447, 460, 482, 506, principalis 490, 491, Roesslerianus 488, verkieselt im Rotliegenden 481.

Cordierit als Kontaktmineral 292, 293, 294 (siehe auch Kordierit).
Cordieritfels 257.
Cordieritgneis 257, in der Urgneisformation 368.
Cornbrash 578, 581, seine Eisenkalke 580.
Cornubianit 292.
Coronatenschichten 579, 580.
Corrasion 127, siehe auch Korrasion.
Coryphodon 657, 661, 669.
Coscinopora 612, infundibuliformis 633.
Coseguina 37.
Cosina-Schichten 640.
Cosmoceras 557, Jason 578.
Costatuskalke 571.
Crag 686, (Englands) white or coralline, red, Norwich, fluviomarine, mammaliferous 700, Weybourn 701.
Crag and tail 715.
Crania 613, Ignabergensis 632, 633, tuberculata 648.
Craniakalk von Kopenhagen 648.
Craspediten-Schichten 626.
Craspedites Kaschpuricus 606, nodiger 595, okensis 606, subditus 595, 606.
Crassatella 635, ponderosa 665, 666, sulcata 663, 664.
Craticularia 597.
Cratopleura 718.
Credneria 630, 637, 653, triacuminata 611.
Crednerienstufe 642, 650.
Creodonten im Alttertiär der Rocky Mountains 669.
Creta 288.
Cretornis 615.
Creuzot, Karbonbecken 467.
Cribrospongia Decheni 635.
Crinoiden der Kreideformation 613.
Crinoidenkalk, Entstehung 305, 413.
Crinoidenkalkstein, Obersilur 405, 406.
Crinoidenschicht im Mitteldevon 428, 434, im Muschelkalk 529.
Crioceras 614, Bowerbanki 626, capricornu 626, curvicosta 624, Denckmanni 626, Duvali 623, 624, 627, 628, elegans 626, Emerici 624, 626, 627, 628, fissicostatum 624, 626, hildesiense 626, pingue 626, rarocinctum 626, robustum 626, rude 626, Sablieri 628, Strombecki, torulosum, Wermbteri 626.
Crioceras-Schichten 626.
Cristellaria 682.
Crocker Schichten 489.
Cro-Magnon-Mensch 751.
Cromer, Forest-beds 701, 731.
Crossopterygier im Devon, 423.
Crustaceen der Kreideformation 614.
Cruziana 387.
Cryphaeus 421.
Cryptocrinus 397.
Ctenacodon 607.
Ctenis im Dogger 573.
Ctenocrinus 417.
Ctenodonta 410, 419.
Ctenodus obliquus 483.
Cuboideskalk 434.
Cuboidesschichten 428.
Cuise, Sables nummulitiques 660.
Culm, siehe Kulm.
Cultrijugatus-Schichten 434.
Cupressites 679, Protolarix 679.
Cupressocrinus 417, 418, crassus 418, urogalli 430.
Cupressus, Braunkohle bildend 180.
Cupulospongia radiata, rimulosa, 588.
Curaçao-Phosphat 205.
Cuseler Schichten 488.
Cuvieri-Pläner 636, -quader 642.
Cyanit 188.
Cyanitgranulit 258.
Cyathaxonia 447, 453.
Cyathina 680.
Cyathocrinus 453, caryocrinoides 448, longimanus 397, ramosus 498, im Zechstein 449.
Cyathophyllum 431, caespitosum 417, 418, 431, expansum 432, helianthoides 417, 418, 428, hexagonum 417, 418, quadrigeminum 428, im Zechstein 494.
Cycadeen, Steinkohle bildend 180, 446, 482, 531, 532, 537, 542, 560, 573, 583, 593, 612, 620.
Cyclas 597, 620, 622, cornea 718.
Cyclocarpus Cordai 446.
Cyclolites 612, 640, ellipticus 638, 639.
Cyclolobus Stachei 507.
Cyclonema 399.
Cyclostigma hercynicum 393, 409.
Cylindrophyma 590.
Cymatosaurus 526.
Cymopolia 177.
Cynodon 672.
Cypellia 597.
Cyphaspis 401.
Cyphosoma 613.
Cypraea 635, 694, 701, inflata 661.
Cypridea 597, im Wealden 620, Waldensis 621.
Cypridina (Entomis) serrato-striata 423, 427, 430.
Cypridinen im Devon 421.
Cypridinenschiefer 408, 427, 430, 431, 434.
Cyprina islandica 701, 702, 717, 724, 731, rotundata 682, 683.
Cyprinentone 717, 722, 725.
Cyrena 622, convexa 674, cuneiformis 660, 661, 664, ovalis 621, semistriata 671, 673, 691, im Wealden 620.
Cyrenenkalk 305, 670.
Cyrenenmergel 674, 691.
Cyrenen-Schichten in der Molasse 673.
Cyrtoceras 400, 403, 419, 448, 451, Murchisonae 400.
Cyrtograptus-Schiefer 416.
Cystideen im Kambrium 385, im Silur 403, im Devon 419.

Cystideenkalk 406, 413.
Cystiphyllum lamellosum 428, vesiculosum 417, 418.
Cytherea 694, incrassata 672, 691, splendida 674.

D.

Dachfläche 314.
Dachkalkstein 530.
Dachschiefer 274, 413, oberdevonischer 432, von Glarus 669, rätischer 547.
Dachsteinbivalve 553.
Dachsteinkalk 547, 552, rätischer 554.
Dacit siehe Dazit.
Dacosaurus 557, 585, maximus 596.
Dadocrinus gracilis 528, 530, 548.
Dämmerungserscheinungen durch vulkanische Asche 164.
Dakota-Stufe 652.
Dalasandsteingruppe 379.
Dalmania 403, 404, 411, 421, caudata 401, Hausmanni 432, socialis 408, tuberculata 430.
Dalmatien, dessen Kreide 644.
Dalradian 378.
Dalslandgruppe 379.
Dammerde, deren Entstehung 110.
Danaeopsis marantacea 531, 535, 536, 537.
Danien 363, 633, 637, 642, in Schweden 648.
Dannemora 372.
Daonella (Halobia), alpine Trias 546, Lommeli 549, 550, 551.
Dapedius pholidotus 563.
Darwins Theorie von der Entstehung der Koralleninseln 63, Transmutationstheorie 351.
Davoeikalk 571.
Dawley, Erdöl 180.
Dayia navicula 406.
Dayia-Platten 406.
Dazit 220, 242.
Decken, vulkanische 14, 44, massiger Gebirgsglieder 333, 337.
Deckenfalten 71.
Deckenförmige Auflagerung 330.
Deckenmassive des Simplon 74.
Deckenschotter 725, der Alpen 735.
Deckensystem massiger Gebirgsglieder 333.
Decksand 718, 723.
Deflation 167.
Deistersandstein 619.
Deltas marine, vorgeschobene 104, Entstehung durch säkulare Hebungen der Küsten 140, im Meere 140, in Seen 139, ihr Fehlen an sich senkenden Küsten 142.
Delphinula 701.
Dendrerpeton 452.
Dendriten 111.
Dendrograptus 412.
Densberger Kalk 410.
Dentalia 633.
Dentalienbank im Muschelkalk 529.
Dentalienton 579.
Dentalium 495, Kickxii 691, laeve 525, torquatum 527, 528, 529.
Denudation 94, 136, bei der Gebirgsbildung 76, durch den Wind 167.
Denudationsregionen 136.
Desmoceras 614.
Desmosit 262.
Deszendenzsalze 499.
Deszendenz-Theorie 351.
Detonationen, unterirdische, bei Erdbeben 88, infolge von Höhleneinsturz 121.
Detritus 138.
Deutsch-Lothringen, sein Lias 571.
Devon 364, 414, Eruptivgesteine 435, Erzgänge 437, Gliederung 423, Parallelisierung 434, Kontaktmetamorphose im Harz 436. Verbreitung: Rheinisches Schiefergebirge 425, Unterharz 429, Oberharz 430, Thüringen, Vogtland, Fichtelgebirge 431, Sächs. Granulitgebirge 432, Schlesien 432, Österr. Schlesien u. Mähren 432, Poln. Mittelgebirge 432, Böhmen 432, Ostalpen 432, Elsaß 432, Frankreich, Belgien, Britannien, Rußland 433, Amerika 435.
Diabas 221, 244, Umwandlung in Amphibolit 294, Kontaktwirkung 296, im Praekambrium 375, im Silur 412, im Devon 435, im Karbon 471.
Diabasaphanit 221, 246.
Diabasbreccien im Devon 436.
Diabasglas 246.
Diabasische Eruptivgesteine im New Red 543.
Diabasmandelstein 246, im Unterharz 430.
Diabasporphyrit 221, 246, alpine Trias 555.
Diabastuff 275, im Devon 436, von Planschwitz 431, in Strahlstein- und Anthophyllitschiefer umgewandelt 293, 294.
Diagenese 298.
Diagonalschichtung 313, des Buntsandsteins 515, der Dünen 165.
Diagonaltrümer 346.
Diallag 187.
Diallag-Amphibolit 263.
Diallagandesit 221.
Diallaggneis 257.
Diallaggranulit 264.
Diamanten im Itacolumit 209, im Kimberlit 335.
Diatomeen, Kieselsäure abscheidend 169.
Diatomeenerde 170.
Diatomeenlager 725, interglaziale 718.
Diatomeenmergel 724.
Diatomeenschlamm am Meeresboden 170.
Diatremen 27.
Dicellograptus im Silur 404.
Dicellograptusschiefer 406.
Diceras 584, arietinum 589, 590, speciosum 596.
Diceraskalke 590, Diceratenkalke 590.
Dichotomiten-Schichten 626.
Dichroitfels 257.

Dichte Gesteine 190.
Dichtenunterschiede, verursacht durch Gebirge 76.
Dictyodora Liebeana 463.
Dictyograptus flabelliforme 396.
Dictyonema 403, 413, flabelliforme 396.
Dictyonemaschiefer 388, 404, 406, (Dictyograptusschiefer in Schonen, Gotland, Dalarne) 413.
Dictyonema-Zone 412.
Dictyophyllum 538, im Wealden 620.
Dictyopteris 442.
Dicynodon feliceps 544.
Didelphys 661.
Didymograptus 403, 404, Murchisoni 396.
Didymograptusschiefer 406.
Diestien 698.
Differenzierung der Eruptivmagmen 284, 336.
Dikelocephalus 383, im Oberkambrium 385, im Silur 404, 412.
Dikelocephalusschichten 386.
Dikotyledonen, erste, 611, 620.
Diluviale Flußschotter 725.
Diluviale Kalktuffe 728.
Diluvialmensch 744.
Diluviale Steinzeit 745.
Diluvialgrand 716, 723.
Diluvialkiese 716.
Diluvialkohle 724.
Diluvialsande 716, 723, 724.
Diluvialton 716, 723.
Diluvium 362, 708, alpines, seine Gliederung 735, interglaziales 717, marines in Amerika 738, mittelrheinisches 725, im Elsaß, oberen Rheintal 726, seine Vergletscherungszentren 708.
Dimerocrinus 397.
Dimetian 378.
Dinarites avisianus 551.
Dinobolus 390.
Dinoceras 659, 669.
Dinornis parvus 744.
Dinosaurier, im Keuper 533, ihre Fußtapfen 542, im Jura 558, im Malm 585, 607, in der Kreide 615, im Wealden 620, in der amerikanischen Kreide 653.
Dinotheriensand im Jungtertiär 689.
Dinotherium 658, 697, giganteum 688, 692, 702.
Diorit 220, 238, Entstehung 282, Kontaktmetamorphose 283, in der Urgneisformation 371, im New Red 543.
Dioritporphyrit 220, 239.
Diphyakalk 592, 595.
Diplacodon 669.
Diplodocus 558.
Dipleura 429.
Diplograptus 403, 404, 412, palmeus 409, pristis 396.
Diplopora annulata 528, (Gyroporella) annulata 551, triadica 548, im Muschelkalk 523, alpine Trias 546.
Diploporenriffe 309.
Diplopterus im Old Red 424.
Dipnoer im Devon 423.
Diprotodon australis 744.
Dipterus 423.
Dirt-beds 593.
Disaster carinatus 597, granulosus 597.
Discina 397, 403, 410, 464, discoides 529, papyracea 569, 570, im Algonkium 375, im Kambrium 385.
Discoidea 613, cylindrica 629, 630.
Discosaurus permianus 485.
Diskordante Parallelstruktur der Dünen 165.
Diskordante Überlagerung 329.
Diskordanz 66, wiederholte 332.
Dislokation 316, 324, Beispiele von solcher 122, 327.
Dislokationsbeben longitudinale u. transversale 83.
Dislokationsbreccie 325.
Ditroit 220, 236.
Djulfa-Schichten 508.
Dobritzer Porphyr 220.
Docodon 607.
Döhlener Becken, sein Rotliegendes 491.
Dörntener Schichten 570.
Dogger 363, 572, 573, seine Gliederung 575, der Alpen 582, im Elsaß 581, Englands, Frankreichs 581, in Lothringen-Luxemburg 573, im nordwestlichen Deutschland 580, in Schwaben 578.
Dolerit 221.
Dolgelly 386, 388.
Dolichosoma 485.
Dolinen 100, 121.
Dolomit 207, seine Entstehung 100, 101, 306, 308, im Praekambrium 375, im Karbon 439, im Zechstein 496, im Buntsandstein 516, im Muschelkalk 521, 527, 529, 530 (erzführender), im Keuper 531, 535, im Malm 583, der alpinen Trias 547, 549, 550, 552, Himmelwitzer 528, Mendola 549, Ramsau 547.
Dolomitasche 101, 208, im Zechstein 496.
Dolomitischer Kalkstein 207, Entstehung 308.
Dolomitisierung 101.
Dolomitmergel im Keuper 536.
Dolomitriffe der alpinen Trias 550, 551.
Dolomitsandsteine, Muschelkalk 529.
Dolomitspat 187, seine Auslaugung 100.
Domit 235.
Domvulkane 336.
Donetzbecken 466.
Doppelfalte, Glarner 71.
Dordogne, diluv. Feuerstätten 746.
Douvilléiceras Albrechti-Austriae 626, Cornuelianum 626, Martini 626.
Downton-Sandstein 413.
Downton-Schichten 404.
Draugletscher, diluvialer 733.
Dreikanter 168, 719.
Dreissensia 691, 724, Brardi 692, polymorpha 718.

Drepanophycus spinaeformis 416.
Driftless Area 737.
Dromatherium sylvestre 542.
Dromiopsis 614, 635.
Druck, gebirgsbildender, den Verkohlungsprozeß beschleunigend 179.
Druckmetamorphose 79, von Eruptivgesteinen 80.
Drumlins 714, 719.
Drusen 189.
Drusenräume 343.
Dryandroides in der Molassenkohle 673.
Dryas octopetala 718, 724.
Dryophyllum Dewalquei 679.
Dryopithecus 688.
Duckstein 277, 705.
Dünen 146, deren Entstehung, Bau, Wandern 164, in Wüsten 165.
Dünenkette 164.
Dünnschliffe 194.
Dumortieria Jamesoni 564.
Dunit 221.
Durbach, Magmaspaltung im Granit 285.
Durbachit 233.
Durchbruchstäler 131.
Durchgreifende Lagerung 333.
Durchragungszüge im Geschiebelehme 715.
Durchschußröhren 27, 335.
Duvalia Grasi 626.
Duvalien-Schichten 626.
Dwykakonglomerat 510.
Dyas 364, 479, deutsche, Verbreitung 502.
Dynamische Geologie 1, 4.
Dynamometamorphose 79, 310.
Dysaster 574.
Dysodil 215.

E.

Echiniden der Kreideformation 612.
Echinobrissus 574, scutatus 588, 589, 598, im Malm 584.
Echinoconus (Galerites) albogalerus 630, 631, 636.
Echinodermen, gesteinsbildend 305, Kalk abscheidend 176.
Echinoëncrinus 397.
Echinolampas Kleini 683, 684.
Echinosphäritenkalk 413.
Echinosphaerites im Silur 404, aurantium 406.
Eckergneis 294.
Ecksches Konglomerat 520.
Edmondia 450.
Edelsalze im Oligozän 674.
Egeln, Braunkohlenbildung, Sande u. Tone 670.
Eifel, vulkanische 704.
Eifeldolomit 434.
Eifeler Kalke 426.
Eifelien 434.
Eimbecker Plattenkalk 590.
Eimbeckhäuser Plattenkalk 593, 595, 598.
Einbrüche der Lithosphäre 12, ihre Ursache 54.
Einfache Gesteine 201.
Einhornhöhle von Scharzfels 730.
Einlagerung, beckenförmige 330, lentikuläre 314, stockförmige 314.
Einschlüsse, fremde in Gesteinselementen 195, von Flüssigkeiten 199, gasförmige 200, glasige 195, von Grundmasse 197, Kohlensäure 199, Mikrolithen 197, in Eruptivgesteinen 334.
Einschmelzung, randliche, von Fragmenten des Nebengesteins 287.
Einsturzbeben 82.
Einsturzdolinen 100, 122.
Einsturzkratere 19.
Eis 187, 201, als geologisches Werkzeug 146.
Eisberge der Antarktis 162.
Eisen, gediegenes, im Basalte (Ovifak) 7, 250.
Eisenbakterien, Eisen absetzend 171.
Eisenchlorid, -chlorür als Sublimationsprodukt 33.
Eisenerze in der Urgneisformation 367, 372, im Proterozoikum 375, im Silur 392, 413, im Devon 415, 431, 436, im Karbon 439, im Rotliegenden 481, im Zechstein 501, im Muschelkalk 522, im Lias 559, im Dogger 573, in der Kreide 610, 623, in der Nummulitenformation 667, im Oligozän 675.
Eisenerzformation 343.
Eisenglanz, auf Lava 33.
Eisenglimmerschiefer 213.
Eisenhydroxyd, Absatz durch organische Substanz 170, entstanden durch Oxydation 101, 109, 113.
Eisenkalke des Cornbrash 580.
Eisenkies 187, 188, durch Reduktion entstanden 171, als Versteinerungsmittel 172, Umwandlung in Eisenvitriol 103, im Dogger als Versteinerungsmittel 573.
Eisenoolith 213, im Lias 571, im Dogger 573, 579.
Eisenoxyd, seine Umwandlung in Eisenoxydhydrat 101.
Eisenoxydhydrat, als Quellabsatz 116—117.
Eisensteingänge im Harz 438.
Eisensteinlager siehe Eisenerze.
Eisenvitriol, Entstehung aus Eisenkies (Pyrit) 103, an Kraterwänden 33, Neubildung durch vulkanische Dämpfe 31, Umwandlung in Brauneisenstein 103.
Eiserner Hut 104.
Eisfall 149.
Eisfuchs 738.
Eisgesteine 201.
Eisleben, seine Erderschütterungen 121.
Eisnadeln 149.
Eisströme 146.
Ekka-Schiefer 510.
Eklogit 264.
Eläolithporphyr 236.

Eläolithsyenit 220, 236.
Eläolithsyenitporphyr 220.
Elbinger Yoldiaton 724.
Elbingeröder Grauwacke 461.
Elen 739.
Elephas antiquus 688, 718, 726, 728, 735, 739, 745, Columbi 741, meridionalis 688, 701, 702, 735, primigenius 716, 723, 724, 726, 728, 739, 740, 741, 746, 747, 751, trogontherii 718, 726, 728, 739, 745.
Elginia 541.
Elgin-Sandstein 541.
Ellice-Insel 64.
Ellipsactinia 593.
Ellipsocephalus 383, vetustus 389, im Mittelkambrium 385.
Elotherium 672.
Elsaß-Lothringen, sein Rotliegendes 489, Buntsandstein 520, Muschelkalk 529, Keuper 536, Lias 571, Dogger 581, Tertiär 684.
Elton See, seine Salze 303.
Eluvium 106.
Emanationstheorie 47.
Emarginula 635.
Embryonaltypen 352.
Emergenzwinkel der Erdbebenstöße 84.
Emscher 630, 638, 643, 650.
Emscher Mergel 363, 630, 636, 637, 642, 648, 649.
Emys 622.
Enaliornis 615.
Encrinitenkalk 305, 521.
Encrinurus 401, 404, Novaki 413.
Encrinus aculeatus 528, Brahli 527, 528, Carnalli 525, 527, 528, gracilis 527, 545, liliiformis 524, 525, 528, 530, 548, Schotheimi 530.
Endmoränen 156, 157, 719, im alpinen Glazialgebiet 733, des baltischen Höhenrückens 723, im nordamerikanischen Glazialgebiet 737, in Norddeutschland 719, 720, 723, 724.
Endoceras 399, 403, duplex 400.
Endogene Vorgänge, deren Begriff 4, Mannigfaltigkeit 12.
Endophyllum im Devon 417, torulosum 428.
Endphase der Seismogramme 84.
England, dessen Dogger 581, oberer Jura 595, Kreide 641, 643, Eozän 660, Oligozän 670, Jungtertiär 689.
Enstatit 187.
Enstatitandesit 221.
Enstatitfels 211, 221, 244.
Enstatitporphyrit 244.
Entgasung des Erdinneren 47.
Entglasung der Gesteine 196.
Entomis serrato-striata 423, 427.
Entwicklungsgeschichte der Erde, ihre Dauer 184, tabellarische Übersicht und Gliederung 359, 362.
Enzesfelder Schichten 572.
Eocidaris im Zechstein 494.
Eohippus 669.
Eolithe 744.
Eophyton 383.
Eophyton-Sandstein 386, 387, 388.
Eoscorpius glaber 452.
Eotetrapoda 452.
Eozän 362, 659, Gliederung 660, Belgien, England, Seinebecken 660, Norddeutschland 663, Pariser Becken 664, des Südens 666.
Eozoische Gesteinsreihe 367.
Eozoon 367, 371.
Epiaster 613, brevis 636, 638, gibbus 637, 642.
Epidiorite 239.
Epidot-Amphibolschiefer 263.
Epihippus 669.
Epizentrum der Erdbeben 84.
Eppelsheim, Sande von 692.
Eppelsheim, Dinotheriensand 689.
Equisetum arenaceum 531, 535, 536, 537, 552, Lehmannianum 536, 537, 573, Mougeoti 516, 520, Münsteri 536, 537.
Equus 718, 723, 747, fossilis 739, Stenonis 702.
Equus-Beds 702.
Erbsenstein 207.
Erdachse, Änderung ihrer geographischen Lage, Verschiebung ihrer Pole 687.
Erdbeben 12, Begriff derselben 81, abyssische 82, 89, axiale 88, kryptovulkanische 82, lineare 88, rotatorische 84, succussorische 84, tektonische 83, undulatorische 84, vulkanische 82, wellenförmige 84, zentrale 88, ihre Dauer 89, Erschütterungszone 88, Fortpflanzungsweise und -geschwindigkeit 84, 88, ihr Herd 84, dessen Tiefenlage 89, ihr pleistoseistes Gebiet 84, ihre Natur 84, ihr Zentrum, Epi- und Hypozentrum 84, ihre Vor-, Haupt- und Nachstöße 89, Zahl der Stöße 89, ihre Ursache 82, bedingt durch Höhleneinsturz 121, Verwerfungen 76, 89, ihre Wirkung 85, 86, 88, Abhängigkeit derselben vom geologischen Untergrund 89.
Erdbebenherd 84.
Erdbebeninseln 90.
Erdbebenschwärme 89.
Erde, ihre Abkühlung 6, Abstammung 4, Entwicklungsgeschichte 349, ihr Entwicklungsprozeß 5, 6, ihre Erstarrungskruste 6, Gestalt und Größe 6, ihr spezifisches Gewicht 7, ihr glühendgasförmiger Urzustand 5, ihre Verkleinerung, Kontraktion durch Abkühlung 70, ihr Inneres 7.
Erde, blaue 680.
Erderschütterungen 81, verursacht durch Höhleneinsturz 121.
Erdfälle 121.
Erdfeuer 182.
Erdganzes, seine Gliederung 11.
Erdgase 182.

Erdinneres, dessen Temperatur 10, sein Magma, dessen Entgasung 47.
Erdkern, glutiger 7, sein Aggregatzustand 11.
Erdkohle 215.
Erdkruste, Gliederung in Perioden und Formationen 359.
Erdöl 217, seine Entstehung 181, seine Oxydation 104, im Devon 415, siehe Petroleum.
Erdpech 218, Entstehung aus Erdöl 104.
Erdpyramiden 135.
Erdrinde, deren Bewegungen als Ursache der Gebirgsbildung 68.
Erdstöße 82.
Erdtiefe, Temperatur 7.
Ergußgesteine 280.
Erlan 211.
Erlenbacher Schichten 460.
Erloschene (ruhende) Vulkane 29.
Erosion 75, 93, 126, bei der Gebirgsbildung 76, durch Gletscher 160, 161.
Erosionsgebirge 68.
Erosionsschluchten 19, ihre Ausweitung 129.
Erosionsseen 721.
Erosionsterrassen 139.
Erratische Blöcke 714.
Erschütterungskreis der Erdbeben 88.
Erschütterungszone der Erdbeben 88.
Erstarrungskruste der Erde 6, 11, 12, deren Glutnester 366.
Eruptionen glutflüssiger Magmen 13, 14, von vulkanischem Material 14, 16, 19, deren Ursache und Ausgangsort 46, in Bruchfeldern 55, der Geysirs 50, submarine 22, der Vulkane 34, vulkanische in der Tertiärformation 703.
Eruptionskanäle, ihre Entstehung 27, ihre Ausfüllung 28.
Eruptionskegel 16, 17.
Eruptivbreccien 269, 270.
Eruptivgänge 334.
Eruptivgesteine 13, ihre Absonderungsformen 339, ihre Altersbestimmung 331, ihre Entstehung 278, ihre Druckmetamorphose 80, ihre Lagerungsformen 33, ihre Kontaktwirkungen 286.
Eruptivgneis 257, in der Gneisformation 369.
Eruptivgranit in der Urgneisformation 369.
Eruptivmagmen, deren Differenzierung 284.
Erzanreicherung in Eruptivmagmen 286.
Erze, melierte 416.
Erze in Gangspalten 113.
Erzfälle 476.
Erzgänge 343, ihre Entstehung 76, Material 113, im Devon 437, im Karbon 475, im Rotliegenden 487, im Zechstein 501, im New Red 543.
Erzgebirge, sein Aufbau 295, sein Alter 333, als Faltengebirge 75.
Erzgebirge, diluviale Vergletscherung 736.
Erzgebirgisches Becken, sein Rotliegendes 490.
Erzgesteine, oxydische 213.
Erzlagerstätten als Kontaktprodukte 296, als magmatische Differenzierungen 286.
Erzlagerstätten der Urgneisformation 371, im Präkambrium 375, im Silur 392, im Devon 415, 436, 437, im Karbon 439, 475, im Perm 487, im Zechstein 493, im Buntsandstein 516, im Muschelkalk (Oberschlesien) 522, im New Red 543, im Lias 559, im Dogger 573, in der Kreide 610, 623, im Alttertiär 667.
Erznierenschiefer 489.
Eschara 633, im Kreidetuff 645.
Eschweiler Mulde des Karbon 458.
Esinokalk 547, 549, 551.
Essener Grünsand 629, 642, 646.
Essexit, Kontaktmetamorphose 294.
Eßkohlen, Westfalen 458.
Estheria 451, 460, Albertii 517, 520, minuta 532, 533, 536, 537, 540, 541, im Rotliegenden 483.
Estherienschichten 535, 536.
Étage houiller 457.
Étampes, Sande von 672.
Ethmolithe 336.
Etoblattina 483.
Étrechy, Molasse von 670, 672.
Etroeungt, Kalkstein 434.
Eucalyptocrinus 417, 428.
Euchirosaurus 505.
Eudoxus-Schichten 595.
Euechinoidea 510.
Eugeniacrinus 584, caryophyllatus 597.
Euloma ornatum 406.
Eulysit 255.
Eunema 399.
Euomphalus 399, 419, 420, pentangulatus 450, 451, pernodosus 455.
Eurycare angustatum, Stufe 386.
Eurydesma 510.
Eurylepis 452.
Eurypteriden, im Silur 402, 403, 406, im Devon 421.
Eurypterusschichten 413.
Eusigillarien 444.
Eutaxitstruktur 238.
Evorsion 127.
Evorsionsseen 716.
Exaration 160.
Exhalationen, vulkanische 32.
Exogene Vorgänge 12, 92.
Exogyra 613, 651, bruntrutana 598, columba 629, 630, 638, 649, Couloni 623, 627, laciniata 633, 635, sinuata 623, virgula 584, 590, 591, 595, 598, 606.
Exotische Blöcke 668.
Explosion von Vulkanen 34.
Explosionsbeben 82.
Explosionsröhren 335.

F.

Facettengeschiebe 156, im Diluvium 714.
Fadenalgen in heißen Quellen 51, 54.

Fächermassive 74, des St. Gotthard 74, Monte Rosa 74.
Fächerförmige Schichtenstellung 323.
Fährten von Tieren siehe Fußtapfen.
Fältelung von Schichten 323.
Fahlbänder 257.
Fallen von Schichten, seine Bestimmung 318, widersinniges 319, 325.
Falkland-Inseln, Glossopteris-Flora 509.
Falsche Schieferung 77.
Falten, isoklinale 322, liegende, schiefe, stehende, überliegende 71, überkippte 320, 321, Ablenkung derselben 75.
Faltendecke 71, 321.
Faltengebirge 68, deren Entstehung 69, ihr asymmetrischer, einseitiger (heteromorpher) Bau 74, des Karbons 472.
Faltenglimmerschiefer 260.
Faltensysteme 320, autochthone 72.
Faltenverwerfung 321.
Faltung der Schichten 320.
Faluns 639.
Famenne Stufe 475.
Famennien 434.
Fär Öer, diluviale Vergletscherung 736.
Farne, Steinkohle bildend 180.
Farnstufe 456.
Fasciolaria 701.
Fasergips 204.
Faserkohle 215.
Faulschlamm 181.
Faultiere 743.
Fauna von Cernays 664, arktische im Diluvium 717, 722, 738.
Fauna des Praekambriums 375, des Kambriums 383, des Silur 393, des Devon 417, des Karbon 447, 455, des Perm 481, des Zechstein 493, des pelagischen Perm 506, des Buntsandstein 517, des Muschelkalk 523, des Keuper 532, des New Red 540, 542, der alpinen Trias 545, des Jura 557, der Kreide 612, des Tertiär 656, des Diluvium 717, 722, 727, 728, 738, 741—44.
Faunen, ihre Wanderungen 66.
Favia im Malm 583.
Favosites 411, 447, cristata 431, Goldfussi 417, 432, Gotlandica 395, 404, 407, polymorpha 428.
Favularia 444, 447.
Faxe, dessen Korallenkalke 612.
Faxekalke 635, 642, 648.
Fazettengerölle 719.
Fazettengeschiebe 714.
Fazies, verschiedene der Formationen 356, nämlich: äolische, Flachsee-, fluviatile, litorale, limnische, marine, paralische, pelagische, Tiefsee-, und zwar des Silur 404, 405, des Devon 425, 426, des Karbon 452, des Perm 478, des Malm 594, klimatische des Jura 598, südliche der unteren Kreide 627, der oberen Kreide 638, des Tertiär 654, 666, 685, 692 u. flg.
Fazieswechsel, sprungweiser 73, 353.
Felder, phlegräische 25.
Feldspat, seine Zersetzung 106.
Feldspat-Amphibolit 263.
Feldspatbasalt 249.
Feldspatphyllit 262.
Feldspatpsammit 268.
Felis antiqua 728, spelaea 718, 726, 730, 739, 747, im Jungtertiär 658.
Felsarten, deren Definition 186.
Felsenkalke des oberen Jura 596, Schwabens 590.
Felsenmeere 105.
Felsit 220.
Felsitfels 228.
Felsit-Pechstein 220, 228.
Felsitporphyr 220, 226, Raibler 555.
Felsophyr 226.
Felsosphärite im Quarzporphyr 227.
Felsterrassen 133.
Fenestella retiformis 498, im Zechstein 494, 495.
Fenster der Überschiebungsdecken 73.
Ferdinandea 23.
Ferrettisierung 734.
Festiniog 386, 388.
Festland und Meer, Unbeständigkeit ihrer Verteilung 65.
Fettkohlen 216, Westfalens 458.
Feuer, heilige von Baku 182.
Feuerstein 210, 609.
Feuersteinbeile 745.
Feuersteinknollen 207.
Feuerstellen, diluviale 747.
Fibrolithgneis 257.
Fichtelgebirge, Kulm 462.
Ficus 611, im Cenoman 630, in der Kreide Amerikas 652, Grönlands 653, im Oligozän 671, in der Molassenkohle 673, 679, 681.
Findlinge, nordische 714.
Firn 147, 201.
Firneis 201.
Firnlinie 147.
Firnmulde 147.
Firnschneefelder 147.
Fische, verwesende wirken reduzierend 172, im Silur 402, im Devon 423, im Karbon 452, im Zechstein 493, in der Trias 525, 533, im New Red 541, 542, im Jura 557, im Lias 563, im Dogger 574, im Malm 584, in der Kreide 614, im Tertiär 669, 674.
Fischschiefer von Lodève 505, im Oligozän 674, von Glarus 669, der Green River Gruppe 669, des Monte Bolca 668.
Fissidens, Ausscheidung von Kalkkarbonat bewirkend 169.
Flabellaria, Braunkohlen bildend 180.
Flabellina 633.
Flachsee-Fazies 356.
Fladenlava 40.
Flammen von Gasquellen 182.

Flammendolomit im Keuper 536.
Flammenmergel 609, 626.
Flaschenton 699.
Flasergabbro 243, durch Dynamometamorphose entstanden 81, der Urgneisformation 370.
Flasergranit 225.
Flaserige Struktur 190.
Flaserkalk 415.
Flaserung von Eruptivgesteinen, durch Dynamometamorphose erzeugt 80, 81.
Fleckenmergel 572.
Fleckschiefer 274, als Kontaktprodukt 292.
Flexur von Schichten 324.
Fließende Gewässer 123, ihre Entstehung, ihre mechanische Tätigkeit 123, ihr Gefälle 126, ihre Transportfähigkeit 127, ihr Mineralgehalt 117, ihre Erosionsfähigkeit 126, ihre Absätze 130.
Flint 210.
Flintkonglomerat 269.
Flöz 314.
Flora, des Kambrium 383, des Silur 392, des Devon 416, des Karbon 440, des Perm 483, des Zechstein 493, der Glossopteris-Fazies des Perm 508, des Buntsandstein 516, des Muschelkalk 523, des Keuper 531, des New Red 540, 542, der alpinen Trias 546, des Jura 558, der Kreide 611, des Tertiär 656, des Diluvium 718, 734, 748.
Floren, arktische kretazeïsche 653, tertiäre 687.
Floren, ihre Wanderungen 66.
Flügel der Falten 319, der Verwerfungen 324.
Flüsse, ihre Entstehung, ihre Wassermenge, ihr Gefälle 126—127, ihr Gehalt an gelösten Substanzen 118, derselbe abhängig von den Jahreszeiten 118, Verlegungen ihrer Betten 134.
Flüssigkeitseinschlüsse 199.
Flugsand 164.
Flugsaurier im Lias 562, im Malm 585.
Fluidalstruktur 191.
Fluktuationsstruktur 191, 198, in Decken, Strömen, Lagern 339.
Flußdünen 165.
Flußmündungen, an sich hebenden Küsten 140, an sich senkenden Küsten 142.
Flußschotter, diluviale, praeglaziale 725.
Flußterrassen 138, 725, 735.
Flußtrübe in Flüssen 138.
Fluviatile Fazies 356.
Fluvioglazialschotter 724.
Fluviomarine Crag 700.
Flysch 645, 668, der östlichen Nordalpen 640.
Folliculites 718.
Fontainebleau, Sandstein von 672.
Font de Gaume-Grotte mit Wandmalereien 750.
Foraminiferen, Kalk abscheidend 176, gesteinsbildend 305, in der Kreideformation 612.
Foraminiferenmergel gesteinsbildend 305, -schlamm 176.
Forellengranulit 258.
Forellenstein 221, 243.
Forest-beds von Cromer 701, 731.
Forest Marble 581.
Formation, archäische 369, praekambrische 374, kambrische 382, silurische 391, devonische 414, karbonische 438, permische 479, triadische 511, jurassische 556, kretazeïsche 607, tertiäre 653, diluviale 708.
Formationen, geologische, ihr Wesen 355, ihre Fazies 356, ihre Grenzen 357, ihre Altersbestimmung 357, ihre Abtrennung 357, Aufeinanderfolge 361, tabellarische Übersicht 362.
Formationsgruppen 364, archäische 366, palaeozoische 380, mesozoische 510, känozoische 653.
Formsand 682.
Foyait 220, 236.
Franken, Keuper 536.
Fragmente in Eruptivgesteinen 334.
Frankenberger Ähren 171.
Frasne, Kalke u. Mergel 434.
Frasnien 434.
Fremde Gäste 73.
Friedrichshaller Kalk 530.
Friktionserscheinungen, glaziale 158, im Algonkium 375, im Perm 509, im Diluvium 711, 737.
Friktionsstreifen auf Harnischen 325.
Frittung 287.
Frondicularia 612.
Frost, seine Wirkung 127, 130, Gesteinszerstückelung durch denselben 92.
Fruchtschiefer 261, 292.
Fucoiden im Kambrium 383, im Silur 393, im Devon 416.
Fucoidensandstein 386, 388.
Fullers earth 272, 582.
Fumarolen 29, 40.
Funafuti 64.
Fundamentalformation 366.
Fußtapfen (= Fußspuren) 315, im Perm 485, im Buntsandstein 518, im New Red 540, 542, im Wealden 620, im Gips des Montmartre 672.
Fusulina 507, cylindrica 447, 466, longissima 466, Verneuili 466.
Fusulinenkalk 455, 456, seine Entstehung 305.
Fusus bulbiformis 665, 666, longirostris 694, 695, multisulcatus 682, 683, 691, tricinctus 698, trilineatus 663.

G.

Gabbro 221, 242, seine Kontakthöfe 292, in der Urgneisformation 370, im Präkambrium 375.

Gabbrodiorit 242.
Gänge 19, 44, 189, 285, 333, 345 (siehe Mineralgänge).
Gäste, fremde 73.
Gailenreuth, Höhlen 601, 729.
Galeriten-Pläner 636.
Galerites 613, albogalerus 630, 642.
Gallerien mit Malereien 749.
Galmei im Devon 436, im Karbon 477, im Muschelkalk (Wiesloch) 522.
Gampsonyx 483, 488, 489.
Gangamopteris 509.
Gangauslenkungen 348.
Gangdiorite 239.
Gangdrusen 343.
Gangformation 343.
Ganggefolge 285.
Gangkreuz 347.
Gangspalten, ihre Entstehung 68, 69, 341, durch Kontraktion 342, ihre hydrochemische Ausfüllung 113, 342, 343.
Gangstrukturen 344, 345.
Gangtonschiefer 325.
Gangtrümer 346.
Gangverschiebungen 347.
Gangzug 346.
Ganoiden im Silur 402, Devon 423, Old Red 424, Karbon 452, in der Dyas 493, im Buntsandstein 519, Muschelkalk 525, Keuper 533, in der englischen Trias 541, im New Red 542, im Lias 563, im Dogger 574, im Malm 584, in der Kreide 615.
Garbenschiefer 261, 293.
Gardakalke, alpiner Dogger 582.
Gardenia 681.
Garumnien 640.
Gasausbruch bei Neuengamme 182.
Gasblasen, deren Aufsteigen u. Explodieren 33.
Gaseinschlüsse 200.
Gasflammkohlen Westfalens 458.
Gaskohlen 216, Westfalens 458.
Gasporen in Gesteinen 200.
Gasquellen, deren Entstehung, Brand 181.
Gasterochaena 672.
Gault 363, 624, 626.
Gaurisankar 56.
Gauthiericeras Margae 630.
Gebänderte Struktur 191.
Gebiete, abflußlose 142, deren Ausebnung durch Windwirkungen 167.
Gebirge, vulkanische 19, 704, tektonische 67, 68, ihre Modellierung durch das Wasser 93, 129, 131, 136, ihre Abtragung 76, 136, Altersbestimmung derselben 332, das armorikanische, varistische 472.
Gebirgsarten, deren Definition 186.
Gebirgsbildung zur Karbonzeit 472, in der Tertiärperiode 654.
Gebirgsglieder, geschichtete, massige 312, Lagerungsformen der letzteren 333.
Gedinne-Konglomerate 429, -Stufe 434.
Gedinnien 429, 434.
Gefälle der Flüsse 126.
Gefällskurve der Flüsse 133.
Gefäßkryptogamen, Steinkohle bildend 180.
Gehängelöß 728.
Gehrener Schichten 489.
Geismarer Kupferletten 497.
Gekrösestein 204.
Gelenksandstein 209.
Gellivare 371, 372.
Gemengte Gesteine 201, -kristalline Gesteine 219.
Gemengteile der Gesteine, deren Bestimmung 192.
Gemünder Maar 704.
Genesee Schiefer 434.
Geoden, ihre Entstehung 189, im Dogger 573.
Geoid, das 6.
Geologie, ihre Aufgabe, Einteilung 1, dynamische 1, 4, petrographische 1, 186, petrogenetische 1, 278, tektonische 2, 312, historische 2, 349.
Geologische Literatur 2.
Geologische Orgeln 99.
Georgia-Group 386.
Geosaurus 511, 557, 585.
Geosynklinale 340.
Geoteuthis 567, Bollensis 569.
Geothermische Messungen 8, -Tiefenstufe 8, deren Verschiedenheit 10.
Gephyroceras 421, 451.
Geräusche, unterirdische 88.
Gerölle, Entstehung 138, 299, petr. Beschr. 265, zerrissene durch Gebirgsdruck 79, mit Eindrücken 269, 673.
Gervillia angusta 550, ceratophaga 495, 496, 506, costata 528, 529, 532, exilis 553, Goldfussi 528, inflata 553, Murchisoni 517, 520, mytiloides 527, praecursor 536, 537, 554, socialis 519, 524, 525, 527—530, 532, 535, 545, 548, subcostata 532, subglobosa 527, 528.
Gervillienbänke, gesteinsbildend 305.
Geschichtete Struktur 192.
Geschichtete Gebirgsglieder 312.
Geschiebe, petr. Beschr. 265, erratische 265, (nordische) 714, exotische 668, mit Eindrücken 269, 673, ihre Entstehung 138, geschliffene, gekritzte, geschrammte in den Moränen 156.
Geschiebedecksand 718, 724.
Geschiebelehm 713, 724, -mergel 724, seine Lokalfazies 715, Stauchungen seines Untergrundes 715, von wiederholten diluvialen Vereisungen 723, 724, 725, 731, u. flg.
Geschiebelehm im Perm 509, 510.
Geschiebesand 713, 723.
Geschiebewälle 719.
Gestadeinseln 56.
Gesteine, deren Definition 186, ihre Bestandteile, wesentliche 186, zufällige, akzessorische 188, ihre Struktur 189, ihre Auf-

löslichkeit, Durchdringlichkeit und Zersetzbarkeit durch Wasser 96, ihre Klassifikation 200, einfache 201, gemengte, klastische 201, -massige 219, deren Klassifikation nach Zirkel 220, 221, limmatische, tonige 271, sedimentäre 297, vulkanische 13, 280, deren Entstehung 278, 280, ihre Kennzeichen 280, Kontaktmetamorphose 286 u. f., plutonische 13, 282, deren Entstehung 282, 285, Kennzeichen 283, altvulkanische (palaeovulkanische), mesovulkanische, jungvulkanische 281, vulkanoklastische 275, klastische 190, 265, äolische 311, glaziale 311, organogene (zoogene, phytogene) 304, 306.
Gesteinsergüsse, deckenförmige, stromartige 337.
Gesteinsgänge 13, 44, 334.
Gesteinsglas 226, 227, 229, 230, 231, 232, 234, 235, 237, 250 usw.
Gesteinsmikroskopie, ihre Aufgabe 194.
Gesteinsumwandlungen durch vulkanische Dämpfe 31, durch Dynamometamorphose 77, 79, 310, durch Kontaktmetamorphose 286, durch hydrochemische Vorgänge 98.
Gesteinsuntersuchung 192.
Gesteinszerstückelung durch Frost, Insolation, Pflanzenwuchs 92, 130, durch Druck 77, 80, 325.
Gestreckte Gesteine 191.
Gewässer, fließende 123, ihre Entstehung, ihre mechanische Tätigkeit 123, ihre Erosion 126, 129, 131, 135, ihre transportierende Kraft und Absätze 137, 138.
Gewitter, bei Vulkaneruptionen 36.
Gewölbe von Schichten 319.
Geyserit 54.
Geysirs 12, 51, der auf Island 52, auf Neuseeland 52, die des Nationalparkes 54.
Gezeiten 143.
Giant Geysir 54.
Gieseckitporphyr 236.
Giganteus-Tone 579.
Gigantosaurus 615.
Gilsa-Kalk 410.
Gipfelkrater 16.
Gips 103, 187, 203, 204, als vulkanisches Produkt 33, seine Entstehung durch Zersetzung 103, aus Kalkstein hervorgegangen 32, aus Anhydrit 101, sein Ablagerungsprozeß 142, 300, seine Löslichkeit 99, Schlotten in demselben 99, seine Reduktion 173, im Karbon 439, im Zechstein 496, im Muschelkalk 521, 527, im Keuper 531, 535, im Purbeck 593, des Montmartre 670, 671, im Elsässer Oligozän 674, von Wieliczka 697.
Gipskeuper 535, 536, 539.
Gipsschlotten 99, 121, ihr Einbruch 121, 122, im Zechstein 496.
Gipsstöcke des Zechsteins 496.
Girvanellen im Silur 393, 404.
Girvanellenmergel 406.
Gitterstruktur 109.
Givet, Stringocephalenkalk 434.
Givetien 434.
Gläser, natürliche 228, 231 und flg. (siehe Gesteinsglas).
Glanzkohle 215.
Glanzschiefer 262.
Glarner Doppelfalte 71.
Glarner Überfaltungsdecke 70.
Glarus, Dachschiefer, Fischschiefer von 669.
Glaseinschlüsse 195, ihre Verteilung 196.
Glasmeteoriten 266.
Glassand im Diluvium 726.
Glaswacke 267.
Glaubersalz, an Kraterwänden 33, in heißen Quellen 51.
Glaukonit 187.
Glaukonitformation, bernsteinführende des Samlandes 680, 685.
Glaukonitgesteine, als Düngemittel 610.
Glaukonitkalk im Silur 413.
Glaukonitmergel 273, 609, 638.
Glaukonitsand 265, im Silur 413, im Oligozän 680.
Glaukonitsandstein 609, 642, 650.
Glaukophanschiefer 211, 261.
Glazialablagerungen im Perm 508.
Glazialdiluvium, geschichtetes 716, seine organischen Reste 717, norddeutsches, seine Gliederung 723, 724.
Glazialerosion 160.
Glazialerscheinungen 154.
Glaziale Rückzugsgebilde 718.
Glaziale Talformen 159, deren Riegel- und Stufenbau 159.
Glazialformation, algonkische 375, permische 508, diluviale 708.
Glazialgebiet, alpines 732, britisches 730, nordamerikanisches 736, nordeuropäisches 709.
Glazialschliffe 154, 156, 711, 712, 737.
Glazialschrammen 159, 712, -schub 159, -schutt 154, 155, 156, 159, -tone, diluviale, ihre Flora 718.
Glazialseen 721.
Glazialspuren im Algonkium von Ontario und China 375.
Gleichförmige Überlagerung 329.
Gletscher, ihr Wesen 146, innerer Bau 418, ihre Bewegung 148, deren Erklärung 150, ihre Erosion 160, ihr Kalben 162, ihre Oszillationen 152, ihre Sammelgebiete 147, ihre untere Grenze, ihre Verbreitung 153, die der Diluvialzeit 154, 159, 708, deren Moränen, Geschiebe in letzteren 156, ihre Spalten 149, ihre Fälle 149, Talformen im Gebiete derselben 159.
Gletscherbäche 151.
Gletschereis 147, 201, seine Bänderung 78, 148, seine Schichtung 148, Lagenstruktur 148.
Gletschergarten in Luzern 135.

Gletschergrenze, deren periodische Schwankung 152.
Gletscherkaskade 149.
Gletscherlandschaften, alte, deren Erscheinungsweise 160.
Gletschermühlen 151.
Gletscherschliffe 158, 711, 712, 723, 737.
Gletscherschrammen, diluviale 159, 711.
Gletschertisch 156.
Gletschertor 151.
Gletschertrübe 157.
Glimmer-Amphibolit 263.
Glimmerandesit 220, 241.
Glimmerdiorit 220, 239.
Glimmergneis 256, in der Urgneisformation 368.
Glimmernorit 244.
Glimmerperidotit 255.
Glimmerpikrit 256.
Glimmerporphyrit 220, 240.
Glimmersande 670, 682, 683, 716.
Glimmersandstein 268.
Glimmerschiefer 260, des Präkambriums 375.
Glimmersyenit 220, 233.
Glimmersyenitporphyr 234.
Glimmerton (Miozän) 698, von Lüneburg und Schleswig-Holstein 689.
Glindower Ton 716, 723.
Globigerina 612, 694.
Globigerinenschlamm 176, bei der Kalksteinbildung 307.
Globulite 197, 199.
Glossopteris-Fazies des Perm 508.
Glossopteris indica 509.
Glutnester innerhalb der Erstarrungskruste 47.
Glutwolken bei Eruptionen 35, 38.
Glyphaea 614.
Glyphioceras 451, 507, sphaericum 453.
Glyptodon in Nordamerika 703, reticulatus 743.
Glyptolepis Keuperiana 532, 535.
Glyptostrobus 681.
Gneis 225, 256, grauer, roter, zweiglimmeriger 257, seine Entstehung 310, 369, der der Urgneisformation 368, des Präkambriums 375, grauer, roter Schwedens 372, laurentinischer 374.
Gneisfazies der plutonischen Gesteine 284.
Gneisformation, Ansichten über ihre Entstehung 309, 367.
Gneisglimmerschiefer 261.
Gneisgranit 225, 257.
Godula-Berg, seine Kreide 651.
Gold im Quarzit 209.
Gold- und Tellurgänge von Siebenbürgen 707.
Golderzformation 343.
Goldfuchs 749.
Goldlauterer Erznierenschiefer, Schichten 489.
Gomphoceras 403, 419, bohemicum 400.
Gomphostrobus 482.
Gondwanaformation 543.
Gondwana-Schichten 510.
Goniacien 638.
Goniatiten im Devon 421.
Goniatitenkalk 427, 431, von Adorf 428, schwarzer 427.
Goniatitenschichten 427.
Goniatitenschiefer von Büdesheim 427, 434, von Nehden 427.
Goniatites 448, (Sporadoceras) 421, cinctus 430, Bergeri 427, (Tornoceras) circumflexus 428, (Mimoceras) compressus 427, crenistria 451, 460, cyclolobus 461, expansus 434, fecundus 432, fidelis 428, 434, (Manticoceras) intumescens 421, 427, 428, 431, Jugleri 431, (Anarcestes) lateseptatus 428, mixolobus 454, (Aphyllites) occultus 427, 428, 431, 432, primordialis 434, (Buchiola) retrostriata 434, (Tornoceras) simplex 421, (Glyphioceras) sphaericus 451, 454, 458, 463, (Anarcestes) subnautilinus 427, 428, (Brancoceras) sulcatus 421, (Maeneceras) terebratus 428, 430, 431, im Karbon 451.
Goniatites intumescens-Stufe 434.
Goniophyllum pyramidale 394.
Gordonia 541.
Gosauschichten 638, 640, 643.
Goslarer Schiefer 431.
Gosseletia 419.
Gotlandian 405.
Graben, zentralafrikanischer 57, ostafrikanischer 57.
Grabenbrüche 55, 56, der des Rheintales 57.
Grabenversenkung 326 (Entstehung).
Gracilis-Schichten 547, 548.
Grängesberg 372.
Grammysia 419.
Granat 187.
Granat-Amphibolit 263.
Granatfels 263.
Granat-Glaukophan-Gestein 263.
Granatglimmerschiefer 261.
Granatgneis 257, in der Urgneisformation 368.
Granatporphyrit 240.
Grand Cañon, sein Profil 376.
Granit 220, 222, 223, seine Porphyrfazies 225, seine Entstehung 282, seine Kontakthöfe 292—294, in der Urgneisformation 374, im Präkambrium 375, im Devon 436, im Karbon 471, seine Druckmetamorphose 80, kaolinische Zersetzung 107, Gneisstruktur 225, serarchäischer 372.
Granitblöcke, ihre Bildung 105.
Granitgneis 225, 257, der Gneisformation 368.
Granitit 224.
Granitporphyr 220, 225.
Granitstöcke, erzgebirgische, ihre Kontakthöfe 293.

Granophyr 225.
Granulit 225, 258, der Urgneisformation 369.
Granulitgebirge sächsisches, sein Kontakthof 295.
Graphit 187, 217, chemische Zusammensetzung, aus Pflanzen entstanden 181, durch Dynamometamorphose erzeugt 80, in der Gneisformation 370.
Graphitglimmerschiefer 261.
Graphitgneis 257, in der Urgneisformation 368.
Graphitoid 217.
Graphitoidgneis in der Urgneisformation 368.
Graphitschiefer 217, Endprodukt des Verkohlungsprozesses 181.
Graptolithen 395.
Graptolithen-Fazies, Schonen 406.
Graptolithenschichten, Thüringen, Vogtland 409.
Graptolithenschiefer 395, 406, 413.
Graue Molasse 699.
Grauer Salzton 497.
Grauerz 416.
Grauliegendes 480.
Grauwacke 269, im Präkambrium 375, von Przibram 386, 389, im Silur 392, Tanner- 409, im Devon 414, im Karbon 439, im Harz 460, Clausthal 460, Elbingeröder, Sieber, Wernigeroder- 461.
Grauwackenformation 382.
Grauwackenkonglomerat 269.
Grauwackensandstein des Ortberges 410.
Grauwackenschiefer 269.
Graz, Clymenienkalk 434.
Great-Falls-Gruppe 622.
Great oolite 578, 581.
Green-River-Gruppe 669.
Greensand 641.
Greenville-Series 378.
Greifensteiner Kalk 428.
Greisen 224, Entstehung 296.
Grenoble, untere Kreide 628.
Grenzdolomit 535, 536.
Grenzmelaphyr im Rotliegenden 488.
Grès de Fontainebleau 670.
Gresslya abducta 580, donaciformis 580, ventricosa 570.
Grestener Schichten 560, 572.
Greta-Kohlenformation 510.
Griffelschiefer 274, 408, 409, 413.
Griffelung durch transversale Schieferung 79.
Griffithides 451, 507.
Grillenberger Schichten 461.
Grinell-Land, seine Tertiärflora 687.
Grobkalk, Pariser 660, 664.
Grobkohle 215.
Grödener Sandsteine 505.
Grönland, seine Gletscher 148, seine Kreide 653, seine Tertiärflora 687.
Großer See von Utah, Salzgehalt 303.
Groß-Reifling, Cephalopodenkalk 547.
Grotten im Kalkstein 100.
Grubengas bei der Verkohlung 178, 180.
Grünerde 108.
Grünsalz 697.
Grünsand, Essener 629, 642, 646.
Grünsandformation 608.
Grünsandstein 268, 609, 638, 642.
Grünschiefer 263.
Grünschlamm 300.
Grünstein 244.
Grünsteintrachyt 242.
Grünsteintuff 275.
Grundeis 202.
Grundformation 366.
Grundmoräne 157, deren Lokalfazies 161, des Algonkiums 375, der permischen Eiszeit 509, 510, des nordischen Inlandeises 713, der wiederholten diluvialen Vereisungen 723 u. flg.
Grundmoränenseen 721.
Grundwasser 124.
Grundwasserbecken 124.
Grundwasserquellen 124.
Grundwasserströme 124.
Grus 105, 265.
Gruskalk 648.
Gryphaea 613, arcuata 564, 565, 570, 571, cymbium 564, 566, 569, dilatata 598, obliqua 569, sublobata 581, (Ostrea) vesicularis 633, 634, 635, 637, 643.
Gryphäenkalk, gesteinsbildend 305.
Gryphitenkalk 559, 571.
Gshel-Stufe 466.
Guadalupian 508.
Guano 306.
Guano-Phosphate 205.
Guelph-Dolomit 411, 413.
Günteroder Knollenkalk 428.
Gürteltiere 741, 743.
Günz-Eiszeit 735.
Gulo borealis 738, spelaeus 749.
Guttensteiner Kalk 548.
Gyroceras 506.
Gyrodus 584, umbilicus 596.
Gyrolepis 525, tenuistriata 541.
Gyroporella, alpine Trias 546.
Gyroporellen 177.
Gyroporellenkalk 305.

H.

Haar der Göttin Pélé 33.
Haardtgebirge 540.
Habitus, paläontologischer 358.
Hadrosaurus 615, 653.
Häcksel 471.
Hälleflinta, petr. Beschr. 259, der Urgneisformation 369, 372.
Hängegletscher 147.
Hängetäler 159.
Häring, Schichten von 670.
Haffe 145.
Hakenwerfen 130.
Halbkristalline Gesteine 190.

Halimeda 177.
Haliseriten-Schiefer 429.
Haliserites Dechenianus 416.
Haliserites-Kohle im Devon 415.
Halitherium 672, 674, Schinzi 691.
Hallstätter Kalk 547, 553.
Halobia Lommeli 551, rugosa 552, alpine Trias 546.
Halobien-Schiefer 547, 552.
Halsbandlemming 738, 747.
Halysites 411, 412, catenularia 395, 404, 407.
Hamilton-Schiefer 434.
Hamiten im Dogger 579.
Hamites 614, armatus 626, attenuatus 624, 625, bifurcatus 579, rotundus 626.
Hangendes einer Schicht 315, eines Ganges 345.
Haploceras 614, 617.
Haplocrinus im Devon 417.
Harlech-Grauwacke 386.
Harnische 325, 345.
Harpes im Silur 404, im Devon 421, socialis 430, ungula 401, venulosus 432.
Harpides 408.
Harpoceras bifrons (= Walcotti) 567, lithense 567, 569, 570, Murchisonae 575, 576, 579, 581, 582, opalinum 575, 576, 580, 581, 582, radians 572, serpentinum 567, 569, 570, Sowerbyi 579—582.
Harte Quellen 99, 116.
Hartsalz 499.
Harz, sein Alter 332, Magmaspaltung 285, sein Buntsandstein 520, sein Silur 409, sein Rotliegendes 489.
Harzburgit 244.
Haselgebirge 270, 548.
Haselnuß 731.
Hasselfelder Kalk 430, 434.
Hastingssand 619, 622.
Haufwerke, lose, 265.
Hauptanhydrit 497.
Hauptbuntsandstein 519, 520.
Hauptdolomit im Zechstein 497, in der alpinen Trias 547, 552.
Hauptencrinitenbank 529.
Hauptgemengteile der Gesteine 187.
Hauptgletscher 149.
Hauptkonglomerat des Buntsandsteins 520.
Hauptkrater 15.
Hauptmuschelkalk 528, 530.
Hauptoolith 581.
Hauptphase der Seismogramme 84.
Hauptquarzit 434, des Unterdevon im Harz 430.
Hauptsandstein, Hauptsteinmergel des Keuper 536.
Hauptstöße der Erdbeben 89.
Hauterivien 624, 626, 627, 628.
Hauynbasalt 252.
Hauynophyr 252, 253.
Hawkesbury-Schichten 543.
Headon Series 670.
Hebungen, säkulare des Bodens 57, deren Konstatierung 57. Beispiele: Skandinavien 59, norwegische Küste 59, Schweden 60, Schottland 60.
Hebungen und Senkungen zur Glazialzeit 721.
Hebungen als Ursache der Deltabildung 140.
Hedekalk 379.
Heersien 660.
Heidesand 723.
Heidetorf 214.
Heiße Quellen 10, 12, 30, 50.
Helderberg-Kalk 434.
Helianthaster 419.
Heliolites 434.
Heliopora 612.
Helix 726, 727, costata 728, hispida 727, 748, pulchella 748, tonnensis 728.
Helladotherium Dufrenoyi 702.
Hellewalder Estherienschichten 536.
Helvétien 689.
Helvetische Stufe 699.
Hemiaster 613, Kriepenkerli 636.
Hemicidaris im Malm 584, crenularis 588.
Hemicosmites 397.
Hemipneustes 643.
Hempstead beds 670.
Hempstead Series 671.
Hercynella 410.
Herdtiefe der Erdbeben 89.
Hermelin 739.
Hernalser Tegel 696.
Hersumer-Schichten 595, 598.
Herzyn 423.
Herzynische Gneisformation 372.
Herzynische Kalklager 430.
Hesperornis 615, 653, regalis 616.
Heteroceras polyplocum 633, 635, 637, 642, Reussianum 630, 636.
Heterocoenia 612.
Heteromorpher Bau der Faltengebirge 74.
Hettinger Sandstein 572.
Hexacoralla 510.
Hexacrinus 417.
Hexenstein-Arkose 465.
Hierges, Grauwacke von 434.
Hierlatz-Kalke 572.
Hierlatz-Schichten 572.
Hilskonglomerat 627.
Himmelwitzer Dolomit 528.
Hinnites 567.
Hipparion 688, 690, 697, 742, gracile 693, 702, im Jungtertiär 658.
Hipparionsande 693.
Hippopotamus major 702, 726, 739, 745, im Jungtertiär 658, 688.
Hippotherium 692.
Hippuriten 613.
Hippuritenkalke 613, 617, 640, 643, 644, gesteinsbildend 305.
Hippurites 613, 638, bioculatus 644, canaliculatus 644, cornuvaccinum 644, dilatatus 644, giganteus 643, Gosaviensis 638,

639, Oppeli 643, organisans 644, tirolicus 643, Toucasianus 638, 639, Zürcheri 643.
Hirsche im Jungtertiär 688.
Historische Geologie 2, 349.
Hlubočep, Knollenkalke 434.
Hoang-ho, Verlegung seines Laufes 134.
Hochgebirge, heutige, ihre Entstehung 654.
Hochlantschkalk 434.
Hochschnee 146.
Hochterrasse diluvialer Flußschotter 725.
Hochterrassenschotter 726, der Alpen 735.
Höhlen, deren Entstehung u. Zusammenbruch 94, deren Auskleidung 114, Entstehung, Gestalt u. Boden 120, ihr Zusammensturz als Ursache von Erderschütterungen 121, in Deutschland mit Säugetierknochen 730, mit Wandmalereien von Vezère und Combarelles 750.
Höhlenbär 739.
Höhlengänge, ihre Bildung 120.
Höhlenlehm 730.
Höhlensinter 114.
Höhlensysteme 100.
Höttinger Breccie 734, 735.
Hohenecker Kalkstein 536.
Hohe Tatra, diluviale Vergletscherung 736.
Hohentwiel 707.
Hohlefels im Achtale mit Artefakten 746.
Holaster 613, carinatus 642, planus 636, 638, 643, 647, subglobosus 630, 636, 638, 642, 643.
Holcodiscus intermedius 628.
Holcostephanus Astieri 628.
Holectypus 574.
Holocrinus Beyrichi, Wagneri 527.
Holokristalline Gesteine 190.
Holoptychius nobilissimus 423, im Old Red 424.
Holsteiner Gestein 689.
Holsteiner Sandstein, Miozän 698.
Holzer Konglomerat 460.
Holzfaser, deren chemische Zusammensetzung und Verkohlung 178, 179.
Homaeosaurus 585, pulchellus 586.
Homalonotus 434, (Dipleura) armatus 421, 422, 429, delphinocephalus 404, 411, gigas 429, rhenanus 429.
Homo diluvii testis 700.
Homo heidelbergensis 726, 751.
Homo primigenius-neandertalensis 751.
Homomya (Myacites) musculoides 525.
Homoseisten 88.
Hopliten-Schichten 626.
Hoplites 614, Arnoldi 626, auritus 626, Boissieri 628, Deshayesi 626, eudoxus 595, furcatus 624, hystrix 626, interruptus 626, longinodus 626, neocomiensis 628, noricus 626, regularis 626, rjasanensis 595, 606, tardefurcatus 626, tuberculatus 626.
Hoploparia 614.
Horae des Kompaß 318.
Horizontalverschiebungen 325.
Hornartefakte 749.
Hornblende 187, ihre Serpentinisierung 108, tonerdehaltige, ihre Zersetzung 108.
Hornblendeandesit 220, 241.
Hornblendebasalt 250.
Hornblendediabas 247.
Hornblendefels 210, 263.
Hornblendegneis 257, in der Urgneisformation 368.
Hornblendegranitit 224.
Hornblendenorit 244.
Hornblendeporphyr 225, 234.
Hornblendeporphyrit 220, 240.
Hornblendeschiefer 210, 263, 294.
Hornblendesyenit 220, 233.
Hornblendetrachyt 220.
Horner Schichten 689, 694.
Hornfels 292.
Hornitos 40.
Hornschiefer 259.
Hornstein 210, Entstehung bei der Kaolinisierung 107.
Horst 56, 326.
Horstgebirge 57, 69.
Hostiner Schiefer 432, 434.
Hudson River-Schiefer 412.
Hüggel, Karbon 459.
Humphriesianus-Stufe 579.
Humussandstein 268.
Hundsgrotte bei Neapel 30.
Hundshäuser Grauwacke 410.
Hungarites 508.
Hunnediabas 247.
Hunsrückschiefer 429, 434.
Huron, Algonkium 377, 378.
Huronia 399.
Hut, eiserner 104.
Hvarfviglera 722.
Hyaena spelaea 730, 739, 747, 751, im Jungtertiär 658.
Hyaenodon 672.
Hyalina 726.
Hyaline Struktur 191.
Hyalith, Neubildung durch vulkanische Dämpfe 31.
Hyalodiabase 246.
Hyalomelan 221, 255.
Hyalotragos patella 588.
Hybodus minor 538, plicatilis 525, 526, 541, reticulatus 563, im Keuper 531.
Hydrobia (Litorinella) acuta = ventrosa 692, pusilla 666.
Hydrobienschichten 689.
Hydrochemische Prozesse, Auflösung der Gesteine 98, Umwandlung derselben 101, Oxydation 102, Karbonatbildung aus Silikaten 104.
Hydrosphäre 12.
Hydrotachylit, seine Entstehung 287.
Hylaeosaurus 615.
Hylerpeton 452.
Hylonomus 452, Fritschi 485.
Hymenocaris im Kambrium 385.

Hymenophyllites im Dogger 573.
Hyolithes 399, im Algonkium 375, im Kambrium 385, im Silur 399.
Hyopotamus 672, 675.
Hyperit 243.
Hyperodapedon 541.
Hypersthen 184.
Hypersthenandesit 221, 241.
Hypersthenbasalt 221.
Hypersthenit 221.
Hypnum, Ausscheidung von Kalkkarbonat bewirkend 169.
Hypnum fluitans 748, groenlandicum 748, sarmentosum 748, tenuissimum 748.
Hypokristalline Struktur 190.
Hypozentrum der Erdbeben 84.

I.

Ibbenbühren, Karbon 459.
Iberger Cuboideskalk 434.
Iberger Kalk 427.
Iberger Korallenkalk 434.
Ichthyornis 653, dispar 616.
Ichthyosaurus 511, 526, 557, 566, 578, communis 561, longirostris 569, quadriscissus 562, im Dogger 574, im Malm 585, in der Kreide 615, im Gault-Neokom 627.
Idiomorphe Gesteinsgemengteile 191, 284.
Iguanodon 511, 615, 620, 622, Mantelli 621.
Ijolith 221, 236.
Ilfelder Kohlengebirge 461.
Ilfracombe Gruppe 434.
Ilioniakalk 413, im Obersilur 405.
Illaenus 400, 403, 404, angustifrons 401, centaurus 406.
Illinois-Kohlenfeld 467.
Ilmenau, Kupferschiefer 493.
Ilsenburg-Quarzit 409.
Iltis 739.
Imatrasteine 189.
Impressa-Schichten 597.
Impressatone 595.
Inde-Mulde des Karbon 458.
Inferior Oolites 581, 582.
Infusorienlager 170.
Injektionsbeben 82.
Injektionsmetamorphose 295.
Inkrustate, vulkanische 33.
Inlanddünen 165.
Inlandeis 148, 202, nordisches der Diluvialzeit 709, dessen südlicher Rand in Europa 710, in Nordamerika 737, Strömungen 710—713, Ablagerungen 713—738.
Innenmoränen 157.
Inoceramentabelle nach Schlüter 614.
Inoceramus, im Jura amygdaloides 570, gryphoides 567, 569, polyplocus 575, 580, substriatus 570, in der Kreideformation 613, Zone des -Brongniarti 636, 642, des -Cuvieri 636, 642, des -labiatus 636, 642. — Brancoi 635, Brongniarti 614, 630, 631, 636, 638, 642, 643, 647, 649, 650, cardissoides 633, 637, 642, concentricus 614, 624, 626, 628, Cripsi 614, 633, 635, 637, 645, cuneatus 614, Cuvieri 614, 630, 636, 640, 642, 644, 649, digitatus 614, 630, 636, 637, 642, Ewaldi 614, gibbosus 614, Haenleini 657, 642, inaequivalvis 614, involutus 614, 630, 633, 636, 637, 638, 642, 643, 650, Kleini 649, Koeneni 614, 637, 642, labiatus 614, 630, 631, 636, 638, 642, 643, 650, latus 614, 649, lobatus 614, 633, 637, 642, 645, lingua 635, 637, 642, 648, neocomiensis 627, orbicularis 614, 630, percostatus 649, radians 614, regularis 633, striatus 636, 642, 650, subcardissoides 614, 636, 637, 642, sulcatus 614, 624, 625, 626, undulatus 614, virgatus 630, Zitteli 633.
Inoceramusmergel 643.
Insekten, Reste 460, 563, 603.
Insolation 130, ihre Wirkung 92.
Interglazialdiluvium, geschichtetes 716, seine organischen Reste 717, 718, 724, 725, 731, 754, 735.
Interglaziale Blättermergel, Tone, Schieferkohle, Torfbildungen der Alpen 734.
Interglazialzeiten 711, 731, 734—736, 745.
Intrusion 284.
Intrusivlager 338.
Inundationsflächen 132, 138.
Inzersdorf, Tegel 689.
Isastraea 526, 590, 598, helianthoides 596, im Malm 583.
Ischia, kaustische Einwirkung von Trachyt 288.
Island, seine Tertiärflora 687.
Isocardia cor 698, explicata 596.
Isocardia-Ton im Diluvium 722.
Isoklinalfalten 322, -täler 131.
Isolierte Magmaherde 47.
Isoseisten 88.
Istrien, dessen Kreide 644.
Itabirit 213.
Itacolumit 209.
Italiens Karbon 466, Jungtertiär 689.
Ithaca-Sandstein 434.

J.

Jadeit 211.
Janira quadricostata 635, quinquecostata 635, 636.
Jaspis 210.
Jatulische Stufe im Präkambrium Finnlands 379.
Jerea 612.
Jerngneis 372, in der Urgneisformation 368.
Jewesche Schicht 413.
Jinetzer Schiefer 386.
Jochgletscher 147.
Jökellera 713.
John Day-Gruppe 702.
Jotnische Stufe im Präkambrium Finnlands 379.

Juglans 679, Braunkohle bildend 180, in der Molassenkohle 673.
Jungglaziale marine Ablagerungen 721.
Jungquartäre Gebilde 362.
Jungtertiär 362, 659, 685, dessen Gliederung 689, Nordamerikas 702.
Jura als Faltengebirge (Kettenjura) 69, 71, 604, als Tafelgebirge (Tafeljura) 68, 69, als Formation 363, 556, schwarzer (Lias) 559, brauner oder mittlerer (Dogger) 572, oberer oder weißer (Malm) 582, seine klimatische Fazies (Provinzen) 598, geographische Verbreitung 599, in Deutschland 600, England, Frankreich, Schweiz 604, Karpathen 605, Rußland (Popilani) 606, Amerika, Sibirien 607.
Jura, diluviale Vergletscherung 736.
Jurensismergel 567, 571.
Juvenile Wasser 50.

K.

Kadaliosaurus priscus 485.
Kännelkohle 215.
Känozoikum 362.
Känozoische Formationsgruppe 361, 653.
Kahleberg-Sandstein 430.
Kainit 203, im Zechstein 499, tertiärer von Kalusz 697.
Kaiserstuhl 707.
Kalben der Gletscher 162.
Kalevische Stufe im Präkambrium Finnlands 379.
Kalisalze im Zechstein 499, im Röt 515, tertiäre von Kalusz 697.
Kaliumquecksilberjodid-Lösung 193.
Kaliumsalze ihre Bildung 300, im Zechstein 498.
Kalk, kohlensaurer 51, seine Bildung durch Thermen 54.
Kalke, kontaktmetamorphe, von Adamello, Monzoni, Predazzo 290, von Berggießhübel, dem Konerudberge und Miltitz 291.
Kalkabscheidung durch Organismen 95, 169, 173, 175, aus heißen Quellen 51.
Kalkalgen, ihre Kalkabscheidung 169, 176, kalksteinbildend 305, im Silur 392, im Muschelkalk 523, 530, im alpinen Muschelkalk 546, 551, im alpinen Keuper 552, 553, im Miozän 694.
Kalkalgen in Korallenriffen 175.
Kalkaphanit 246.
Kalkaphanitschiefer 246.
Kalkglimmerschiefer 261.
Kalkkarbonat, in heißen Quellen 51, als Quellabsatz 116, 117.
Kalkhornfels 291.
Kalkknollen im Dogger 579.
Kalkkügelchen 308.
Kalkmergel im Malm 583.
Kalkriffe, zoogene 308.
Kalksandsteine im Keuper 536.
Kalkschlamm, grauer, bei der Kalksteinbildung 307.
Kalksilikathornfels 291, 294.
Kalksinter 206, in Thermen 51, in Höhlen 730.
Kalksintersäulen 115.
Kalkspat 187, in Gängen und Klüften 113, in Nestern und Adern 112, als Quellabsatz 116, 117.
Kalkstein, dichter, körniger 205, dichter, gemeiner 206, dolomitischer 207, oolithischer 206, toniger, kieseliger, bituminöser, glaukonitischer 206, poröser, erdiger 207, bitumenreicher 218, phytogener 169, 176, 305, 306, zoogener 170, 174—176, 304 bis 309, Entstehung aus Tiefseeschlamm 176, 307, seine Löslichkeit 99, Höhlenbildung in ihm 120, seine Dolomitisierung 100, 101, Umwandlung in Gips durch vulkanische Exhalationen 32, in Marmor durch Kontaktmetamorphose 289, in der Urgneisformation 370, im Präkambrium 375, im Kambrium 383, im Silur 392, im Devon 414, im Karbon 439, im Rotliegenden 480, im Zechstein 494, im Muschelkalk 521, 548, Keuper 531, 552, Lias 559, Dogger 572, Malm (teils mit Asphalt imprägniert) 582, 583, in der Kreide 609.
Kalktuff, petr. Beschr. 207, Entstehung 117, 169, diluvialer 725, 728, von Schaffhausen 735, Schussenried 748.
Kalusz, Salzlager 697.
Kambrische Formation (Kambrium) 364, 382, Gliederung 385, in Schweden 387, Bornholm 388, russ. Ostseeprovinzen 388, poln. Mittelgebirge 388, Böhmen 389, Fichtelgebirge, Thüringen, Vogtland 389, Nordfrankreich, Belgien, Hoher Venn 390, Nordamerika 390.
Kamenna 386.
Kamenna hurka, Grauwackensandstein 389.
Kames 719, 731.
Kamsdorf, Erzgänge im Zechstein 501.
Kanada, algonkische Glazialspuren 375.
Kankrinit 236.
Kantengerölle, -geschiebe 168, 719, 728.
Kants Nebularthеorie 5.
Kaolin 271, seine Entstehung 106, als Zersetzungsrückstand 105.
Kaolinisierung des Labradors 107, des Oligoklases 107, des Orthoklases 106, des Sanidins 107.
Kaolinsandstein 268, 515.
Kapselton 678.
Kara-bugas, seine Salze 304.
Karbon, karbonische Formation 364, 438, seine Floren nach Potonié 447, seine Fazies 452, seine Erzgänge 475, tabellarische Gliederung 456, geographische Verbreitung: England, Schottland, Irland 456, Belgien 457, Westfalen, Ruhrgebiet 458, Saargebiet 459, im Elsaß, Schwarzwald,

Oberharz 460, im Saalkreis 461, Sachsen 462, Schlesien 463.
Karbonatbildung aus Silikaten 104.
Karbonate in heißen Quellen 51, in Sickerwasser 111, im Meer 119, 304 (vgl. Kalkstein).
Karbonperiode, Eruptionen während derselben 471.
Kare 159.
Karharbari-Sandstein 510.
Karlsbader Thermen 51.
Karnallit 203.
Karnallitregion der Salzlager 500.
Karneolbank des Röt 519.
Karnische Stufe 547, 552.
Karpathen, ihr oberer Jura 595.
Karpathensandstein 640, 644.
Karrenfelder 100.
Karroo-Formation 510, obere 543.
Karstphänomen 100.
Karwiner Schichten 465.
Kaskaskia-Kalk 468.
Kastendolomit 208.
Kataklasstruktur 77, 80.
Katzenbuckel 707.
Kaukasus, diluviale Vergletscherung 736.
Kaustobiolithe 214.
Keewatin, Algonkium 377.
Kegel, Aschen-, Sand-, Schollen-, Schutt-, Tuff- 17, von gemischtem Materiale 17, parasitische 19.
Kegel von Andesit, Basalt, Liparit, Phonolith, Trachyt 42.
Kelheimer Korallenkalke 595, Riffkalke 590.
Kellerwald, sein Devon 427, Silur 409.
Kellerwald-Quarzit 410.
Kellerwand, Stringocephalenkalk 434.
Kelloway 578, 580, 581, 597, von Popilani 606.
Kellwasserkalk 428, 431, 434.
Kempten, Blättersandstein 689.
Kent, Höhle 746.
Keokuk-Kalk 467.
Keraterpeton 452, 485.
Keratophyr 220, 234, im Unterharz 430.
Kerne von massigen Gebirgsgliedern 334.
Kersantit 220, 239.
Kesselbrüche 55, 56, 76, 326.
Kessler Loch bei Thayngen 749.
Kettenjura der Schweiz 71.
Keuper 363, 514, 535, Gliederung 535, 536, alpiner 552, der Alpen 547, von Schweden 538.
Keweenaw-Gruppe 377.
Kies, petr. Beschr. 265, Entstehung 137.
Kieselgallenschiefer 410.
Kieselgesteine 209.
Kieselguhr 210, ihre Entstehung 170.
Kieseloolithschotter 689, niederrheinischer 693.
Kieselsäure, ihre Abscheidung durch Organismen 169, in heißen Quellen 51, als Quellabsatz 116, 117, deren Wegführung bei der Gesteinszersetzung 105.
Kieselsandstein im Keuper 536.
Kieselschiefer 209, im Silur 392, im Karbon 439, des Harzes 461.
Kieselsinter, seine Bildung durch Thermen 51, 210, seine Entstehung 169.
Kieselspongien im Karbon 447.
Kieseltuff 210.
Kieserit 203, 499.
Kieseritregion der Salzlager 500.
Kieslingswalder Sandstein 651.
Kilauea 37.
Kimberlit 256, tektonische Verhältnisse 335.
Kimmeridge 590, 598.
Kimmeridge-Clay 595.
Kinderhook-Gruppe 467.
Kinnekulle, Kambrium und Silur 387.
Kinzigit 257.
Kiruna 371, 372.
Klassifikation der Gesteine 200, der massigen nach Zirkel 220, 221.
Klastische Gesteine 183, 201, petr. Beschr. 265, Entstehung 298.
Klaus-Schichten, alpiner Dogger 582.
Klein Pal, Clymenienkalk 434.
Klimazonen des Jura 598, der Kreide 617, jetzige, deren Herausbildung 655.
Klinge, Torflager 724.
Klingstein 237.
Klippen, Reste von Überschiebungsfalten 73.
Klippen von Jura in den Kalkalpen 605.
Klüfte 189, deren Ausfüllung mit Mineralien 113.
Kluftquellen 125.
Knickungen, zickzackartige von Schichten 323.
Kniefalte von Schichten 324.
Knistersalz 202, von Wieliczka 697.
Knochenartefakte 747.
Knochenbreccie 270, ihre Entstehung 306, im Silur 402, im Keuper 538, in der englischen Trias 541, im Diluvium 730.
Knochenfische, erste im Jura 557, im Malm 584, in der Kreide 615.
Knochenhöhlen 120, 725, 729.
Knochenlehm von Pikermi 702.
Knollenbänke im Dogger 579.
Knollenkalk 431, 434, 460, von Hostin, Tetin, Hlubočep 432.
Knollensteine 267, 677, Zone derselben 678.
Knorpelfische im Silur 402, Devon 423, im Karbon 452, in der Dyas 483, in der Trias 525, 533, 538, 541, im Jura 557, 563.
Knorria imbricata 447, 460, 461.
Knorrien im Silur 393, Devon 416, Karbon 454.
Knotenglimmerschiefer als Kontaktprodukt 292.
Knotenkalk 415.
Knotenschiefer 262, 274, als Kontaktprodukt 292.
Knotentonschiefer 292.
Knottenerz 516.

Knoxville Series 652.
Kobalterzgänge im Zechstein 501.
Kobaltvitriol, Entstehung aus Speiskobalt 103.
Kochsalz als Sublimationsprodukt 33.
Königsberg, seine Grauwacken und Kieselschiefer 410.
Köpinger Grünsandstein 648.
Körnige Struktur 190.
Kössener (Contorta-) Schichten 547, 553.
Kohle, ihre Bildung 179, Kontaktmetamorphose 44, 288.
Kohlenbecken im Karbon Englands 456, Belgiens und bei Aachen 457, Westfalens 458, bei Ibbenbühren und Osnabrück 459, bei Saarbrücken 459, bei Wettin und Löbejün 461, bei Zwickau-Lugau 462, Nieder- und Oberschlesiens 463—465, Böhmens und Mährens 465, am Donetz 466, Chinas 468, Nordamerikas (appalachisches Kohlenfeld) 467.
Kohlenbildende Pflanzen 177.
Kohleneisenstein 209, im Karbon 439.
Kohlenflöze, allochthone 470, 677, autochthone 469, 677.
Kohlenflöze im Silur 392, Devon 415, 416, Karbon (vgl. Kohlenbecken) 456, im Rotliegenden 480, 488—492, im Glossopteris-Perm 509, 510, im Keuper 531, 535, New Red 541, im alpinen Keuper 552, im Lias 560, 603, im Dogger 573, in der Kreide 610, im Wealden 620, in der alpinen Kreide 640, in der amerikanischen Kreide 652, im Eozän 672, englischen Oberoligozän 671, im deutschen Oligozän 676, 677, 678, 679, 680, 681, 685, im Miozän 686, 689, 692, 698, interglaziale 734, 735.
Kohlenformation, produktive 454.
Kohlengesteine 214, ihre Unterscheidungsmerkmale 217, prozentarische Zusammensetzung 179, Entstehung 177, Kontaktmetamorphose 44, 288.
Kohlenkalk, oberer und unterer 364, 439, 453.
Kohlenkeuper 535, 536, 539.
Kohlen-Kulm 454.
Kohlenletten im Keuper 531.
Kohlenoxydgas bei Schlammsprudeln 183.
Kohlensäure, als geologisches Agens 94, endogene bei der Gesteinsbildung 175, 307, als vulkanisches Produkt 29, 31, 32, 47, in der Atmosphäre 12, in Lavaströmen 40, aus sich zersetzenden Organismen 94, 169, 175, 178, 182, als Lösungs- und Zersetzungsmittel 31, 94, 96, 99, 100, 130, 169, 182, in Gasquellen u. Schlammsprudeln 181—183.
Kohlensandstein im Karbon 439.
Kohlensaurer Kalk (Travertin) 116—117, seine Abscheidung durch Organismen 173—177, vgl. Karbonate und Kalkstein.
Kohlenstoff, seine Aufspeicherung durch organische Tätigkeit 177.
Kohlenwasserstoffe, aus Organismen entstanden 181, bei Eruptionen 33, sich bei solchen entzündend 35, flüssige und feste bei der Verkohlung 180, flüssige bei Schlammsprudeln 183, als Reduktionsmittel 171, als Exhalationen aus Steinsalzlagern 182.
Kohlenwasserstoffquellen 182.
Kohrnit 275.
Kokardenstruktur 344.
Kollektivtypen 352.
Kollinkofel, Korallenkalk 434.
Kolonien Barrandes 408.
Kompaß, seine Benutzung zur Bestimmung der Schichtenlage 318.
Konerudberg bei Kristiania, seine Kontaktmineralien 291.
Konglomerate, Struktur 192, petr. Beschr. 268, Entstehung 299, im Praekambrium 375, im Kambrium 383, im Devon 414, im Karbon 438, im Rotliegenden 480, im Buntsandstein 515, das Eck'sche 520, in der Kreide 609.
Konieprus, Korallenriffkalk 434.
Koniferen, Steinkohle bildend 180, im Devon (Araucarioxylon) 416, im Karbon 446, im Rotliegenden (verkieselt) 481, im Zechstein (Ullmannia) 494, 505, im Buntsandstein 517, im Keuper 532, im Lias 560, im Dogger 573, im Malm 583, in der Kreide 611, im Wealden 620, im Oligozän 677.
Koninckella-(Leptaenen)schicht 569.
Koninckina Leonardi 550.
Konkordante Überlagerung 329.
Konkordanz der Schichten 315.
Konkretionen 188.
Kontaktbreccie 270.
Kontaktgesteine 286 flg., 295.
Kontakthöfe, im Erzgebirge, bei Meißen 293, in den Vogesen 292, Harz, Odenwald, Adamello, Rongstock 294.
Kontaktmetamorphose 286, durch plutonische Gesteine 291 flg., durch vulkanische Gesteine 286, pneumatolytische 296, kaustische 286, hydatothermische 291, Erzlagerstätten bildend 296.
Kontaktmineralien im Marmor 290, im umgewandelten Tonschiefer 292 flg., ihre Skelettstruktur 295.
Kontinentalblöcke 55, ihre Höhe 56.
Kontinentalinseln, ihre Entstehung 55.
Kontinentalschollen, deren Brüche 56.
Kontinente, ihre Entstehung 55, ihre Oszillationen 65, Unbeständigkeit 65.
Kontraktion der Erde 70, als Ursache der endogenen Vorgänge 4, der vulkanischen Eruptionen 46, der Gebirgsbildung 68.
Kootenay-Gruppe 622.
Kootenay-Series 652.
Koprolithen 460, im Keuper 535.

Korallen, Kalk abscheidend, ihre Existenzbedingungen 174.
Korallenbauten, -inseln, -riffe, als tierische Kalkabscheidungen 174, 175, deren Entstehung 63.
Korallenkalk 64, 175, Entstehung 305, im Silur 413, im Devon 427, 431, im Karbon 447, in der Trias 547, 550, im Malm 583, 588, in der Kreide 612, im Senon 635, von Nattheim 590, von Faxe 612, 635.
Korallenkreide 609.
Korallenmergel 723.
Korallen-Oolith 595, 598.
Korallenriffe 63, 95, ihre Entstehung 175, ihre Größe 174.
Korallenriffkalk von Haiger und Aachen, Stollberg 427, 434, von Rübeland 434, der norischen Stufe 552.
Korallensand 175, 716, 723.
Korallenschicht des Dogger 579.
Kordierit 187, als Kontaktmineral 292.
Korrasion durch den Wind 168.
Korrosion, randliche, von Fragmenten durch vulkanische Gesteine 287.
Korsit 239.
Korycaner Schichten 629.
Kräuselmarken auf Dünen 165, auf einer Schicht 314.
Kragenplanulaten 597.
Krakatau 37, sein Aschenregen 36, Seebeben 91.
Kramenzelkalk 415, 427, 431.
Krapina, Kulturschichten 747, Menschenreste 751.
Krater 15, hufeisenförmige 18.
Kraterinseln 23.
Kraterkuppe 21.
Krebse, Schalenbreccien und Muschelsande bildend 170.
Krebsscherenplatten, oberer Jura 596.
Kreide 207, glaukonitische 207, in Marmor umgewandelt 289.
Kreideformation (Kreide) 363, 607, 617, ihre klimatische nordische und südliche Fazies 616, untere, Gliederung in Norddeutschland, untere, südliche Fazies 627, obere, deren Gliederung 635, 642, südliche Fazies 638, geographische Verbreitung 640.
Kreidemergel 609, 642.
Kreidetuff, Entstehung 305, in der Kreide 609, 633, von Mastricht 642.
Kressenberger Schichten 668.
Kretazeïsche Formation 607.
Kreuznacher Schichten 488.
Kreuzstruktur der Dünen 165.
Krietzschwitz, Pläner 642.
Kristallhöhlen 115.
Kristalline 190, — gemengte Gesteine 219.
Kristalline Schieferformation, Ansichten über ihre Entstehung 309.
Kristallinische Beschaffenheit verursacht durch Druck 79.
Kristallisationsschieferung 310.
Kristallkeller 115.
Kristallsandstein 267.
Kristalltuffe 275, im Perm 486.
Kristiania Fjord, seine glazialen Ablagerungen 722.
Krosstensgrus 161, 713, 715.
Krosstenslera 713.
Kryptokristalline Struktur 190.
Kryptovulkanische Erdbeben 82.
Kuchen, Sternberger 684.
Küstenriffe 175.
Küstensande 145.
Kugeldiorit 239.
Kugelgänge 346.
Kugelgranite 223.
Kugelige Absonderung 341.
Kugelpechsteine 229.
Kugelporphyr 227.
Kugelwellen bei Erdbeben 84.
Kulm 364, 439, 456—468.
Kulmkalk 454.
Kulturschicht von Schussenried 748.
Kunova'er Kohlenflöz 504.
Kunstprodukte, diluviale 748.
Kupfer, gediegenes, durch Reduktion entstanden 171, am Lake superior 377.
Kupfererzlagerstätten in der Urgneisformation 371, im Präkambrium 377, im Devon 416, im Rotliegenden 481, im Zechstein 493, 501, im Buntsandstein 516.
Kupferglanz, entstanden bei Verwesungsprozessen 171, in Baumstämmen durch Reduktion 171, von Twiste 516.
Kupferkies, Umwandlung in Kupfer- und Eisenvitriol 103, als Versteinerungsmittel tierischer Reste 172.
Kupferkniest 416.
Kupferlasur 103.
Kupferletten von Geismar 497.
Kupferoxydul, auf Lava 33.
Kupfersandstein Rußlands 506.
Kupferschiefer 273, seine Entstehung 172, als Formation 493, 501.
Kupfervitriol, Entstehung aus Kupferkies 103.
Kuppelförmiger Schichtenbau 323.
Kuppen, vulkanische 336, 704.

L.

Laacher Schichten 460.
Laacher See, Mineralquellen 705, Vulkangebiet 704.
Labiatusmergel 650.
Labiatus-Pläner 636, 650, -quader 650.
Labrador 187, seine Kaolinisierung 107.
Labradorporphyrit 246.
Labyrinthodon Rütimeyeri 518.
Labyrinthodonten im Rotliegenden 484, im Mesozoikum 510, im Buntsandstein 520, im Keuper 533, 535, im New Red 541, 542.

Labyrinthodonten-Bonebed 521.
Laccopteris im Wealden 620.
La Chapelle-aux-Saints, menschliche Skeletteile 751.
Ladinische Stufe 547, 549.
Ladogische Stufe im Präkambrium Finnlands 379.
Laëkenien 660.
Länge geologischer Zeiträume 183.
Längsbeben 83.
Längsspalten der Gletscher 149.
Längstäler 130.
Längsverwerfungen 325.
Lagenförmige Struktur 191.
Lagenglimmerschiefer 260.
Lagengneis 256.
Lagenstruktur des Gletschereises 148.
Lager 314, eruptiver Gesteine 538, im Kambrium 383, im Silur 412, im Devon 435, im Karbon 471, im Rotliegenden 485.
Lagergänge 338.
Lagergranit 224, der Urgneisformation 368.
Lagerstätten der Erze siehe Erzlagerstätten.
Lagerung, aufgerichtete 316, dislozierte 316, durchgreifende 334, konkordante 315, schwebende 316, söhlige 316, transgredierende 65, überkippte 317.
Lagomys pusillus 739.
Lagopus albus 738.
Lagunen, deren Entstehung 140.
Lagunenriffe 175.
Laimen 728.
Lake Bonneville 303, seine Terrassen 738.
Lake Superior, Algonkium 377.
Lakkolithe 285, 334, 335.
Lama 743.
Lambertiknollen 597.
Lamberti-Tone 578.
Lamitzmühle 409.
Lamna 614, 699, elegans 663.
Lamprophyr, dioritischer 239, syenitischer 234.
Landenien 660.
Landschneckenkalk von Hochheim u. Flörsheim 691.
Laosaurus 585.
Lapilli 34, 266.
Lapillituffe 275.
Laplace's Theorie 5.
Lappland, Magneteisenerzlager 372.
Laramie Stufe 652.
Lariosaurus 511.
Lateralsekretion 113.
Lateralsekretionstheorie über die Entstehung der Erzgänge 114.
Lateralverschiebungen 325.
Laterit 272, seine Entstehung 110.
Latimaeandra 526, 612.
Laubhölzer, erste, in der Kreide 611, 622, Amerikas 652, Grönlands 653.
Laurdalit 236.
Laurentische Gneise 374.
Laurus 611, im Cenoman 630, in der Kreide Amerikas 652, im Oligozän 671, 679.
Laurvikit 234.
Lausitz, ihre tertiären Eruptivgesteine 707.
Lausitzer Dislokation 327.
Lava, petr. Beschaffenheit 42, Eruption derselben 16, 19, 26, 35—39, basaltische 249—55, blockartige 40, mehlartige 41, spratzige 40, trachytische 234, wulstig-runzelige 40, zackig-zerrissene 40, deren Wärmeleitung 41.
Lavabomben 34.
Lavabrocken 34.
Lavaergüsse 16.
Lavagänge 19, 21.
Lavakegel 16.
Lavaströme 38, 337, ihr Gasgehalt 38, ihre Schlackenkruste 41, ihre Größe und petrographische Beschaffenheit 42.
Leaia 451, 460.
Lebacher Schichten 488.
Leben, organisches, als geologisches Agens 168, graphische Darstellung seiner Entwicklung 360.
Leberschiefer im Buntsandstein 520, 521.
Lebias 674.
Lecanocrinus 397.
Leda deshayesiana 674, 682, 683, 691, lacryma 579, myalis 701, pernula 717, perovalis 680, pygmaea 698, truncata 731.
Leda-Tone in Amerika 738.
Ledbury-Schiefer 404, 413.
Lederschiefer 408, 409, 413.
Lehestener Dachschiefer 408, 463.
Lehm 272, seine Entstehung 299.
Lehmschiefer 408.
Lehrberger Schichten 536.
Lehrbergstufe im Keuper 536.
Leimitz 409, sein Schiefer 413.
Leitergänge 342.
Leitfossilien 358.
Leithakalk 689, 694.
Leithakonglomerate 694.
Lemming 738.
Lenham beds 689.
»Lenneporphyre«, Quarzkeratophyrtuffe 275.
Lenneschiefer 426, 428, 434.
Lentikuläre Einlagerung 314.
Leperditia 402, im Kambrium 385.
Lepidodendren, Steinkohle bildend 180.
Lepidodendrenstufe 456.
Lepidodendron im Devon 416, im Karbon 445, dichotomum 445, 447, 463, Veltheimianum 445, 447, 454, 460, 461, Volkmannianum 447, 454, im Rotliegenden 481.
Lepidophloios laricinus 445, 446.
Lepidophyten 432, im Silur 393.
Lepidopteris Ottonis 53 6,537, Stuttgartiensis 531, 536, 537.
Lepidostrobus im Devon 416, im Karbon 446.

Lepidotus 553, 592, 596, 622, Elvensis 563, gigas 563, Mantelli 620, maximus 584, notopterus 585.
Leptaena 397, im Silur 403, depressa 412.
Leptaena-Kalk 413, Dalarnes 406.
Leptaenenschicht im Lias 569.
Leptit 372, der Urgneisformation 369.
Leptolepis 557, 584, 592, Bronni 569, sprattiformis 585.
Leptoria Koninckı 638, 639.
Leptothrix, Ausscheidung von Kalkkarbonat bewirkend, Kieselsäure abscheidend 169.
Lepus variabilis 738.
Letten, petr. Beschr. 271, im Rotliegenden 480, im Zechstein 496, 497, im Buntsandstein 515, im Keuper 535.
Lettenkohle 535, im Keuper 531.
Lettenkohlengruppe 535, 536.
Lettenkohlensandstein 535, 536.
Leukophyr 247.
Leuzit 187.
Leuzitbasalt 221, 252.
Leuzitit 221, 252, 253.
Leuzitophyr 238.
Leuzitphonolith 220, 238.
Leuzittephrit 221, 254.
Leuzittrachyt 220, 238.
Leuzittuff 276.
Levantinische Stufe 689.
Lewisian 378.
Lherzolith 220, 255.
Lias 363, 559, in Schwaben 567, Nordwestdeutschland 570, Luxemburg, Elsaß, Lothringen 571, der Alpen 572.
Libellen in Flüssigkeitseinschlüssen 199, im Karbon 452.
Libocedrus in der Molassenkohle 673.
Liburnische Stufe 640.
Lichas 403, 411.
Liebeneritporphyr 220, 236.
Liegende Falten 320.
Liegendes einer Schicht 315.
Ligérien 638, 643.
Lignit 214, 215, 677.
Lima im Karbon 450, canalifera 649, Hoperi 637, elongata 636, gigantea 532, 564, 565, 569—572, jurensis 567, laevigata 527, lineata 525, 528, 529, praecursor 532, striata 525, 527—529, 530, 545.
Limax 727.
Limburger Becken (Karbon) 458.
Limburgit 255.
Limnaea ovata 722.
Limnaeus 726, longiscatus 666, stagnalis 718.
Limnerpeton 485.
Limnische Fazies 356.
Limoptera im Devon 419, bifida 429.
Limulus im Karbon 451, Decheni 678.
Lincombe grits 434.
Lindenthaler Hyänenhöhle 746, 747.
Lineare Erdbeben 88.
Lingula im Algonkium 375, im Kambrium 385, im Silur 397, 403, 410, im Karbon 464, im Zechstein (Credneri) 494, in der Trias (tenuissima) 519, 529, 533, 536, antiqua 384, Lewisi 404.
Lingula flags 386, 388.
Lingulasandstein 387.
Lingulella im Kambrium 385, cuneata 412, ferruginea 386, primaeva 386.
Linguliden-Sandstein 386.
Linien, seismische 83, tektonische 89.
Linopteris 442.
Linsenförmige Einlagerungen 314.
Liparit 220, seine Entstehung 230.
Liparitbimsstein 232.
Liparitgläser 231.
Liparitkegel 42.
Liparitobsidian 232.
Liparitpechstein 231.
Liparitperlit 231.
Liquidambar europaeum 699.
Liriodendron 699.
Literatur, geologische 2.
Lithionitgranit 224.
Lithodendren, rätische Stufe 554.
Lithodomus lithophagus 61.
Lithoglyphus naticoides 718.
Lithographische Plattenkalke 583.
Lithographischer Schiefer von Solnhofen 590, von Nusplingen 596.
Lithophysen 227, 231, 232.
Lithosphäre 11, ihre Kontraktion 46, Einbrüche in derselben 54, deren Ursache 54, vertikale Gliederung 56.
Lithostrotion 447, 453, basaltiforme 447, 448.
Lithothamnien, deren Kalbabscheidung 169, im Miozän 694.
Lithothamniendolomit 308.
Lithothamnienkalk 305, 694.
Lithothamnium 177.
Litoralablagerungen 144.
Litorale Fazies 356, des Subkarbon 454.
Litoralgebilde 299.
Litorina 722.
Litorina-Schichten 722.
Litorinella acuta = ventrosa 692, inflata 692.
Litorinellenkalk, gesteinsbildend 305.
Litorinellenschichten 689.
Litorinellenton 692.
Lituites 400, 403, giganteus 404.
Llanberis-Schiefer 386.
Llandeilo-Flags 404, -schiefer 413.
Llandovery-Stufe 404, 413.
Llanvirn-Schichten 404, -schiefer 413.
Lochfelsen 596.
Lockport-Kalkstein 411.
Locustiden im Karbon 452.
Lodève, Fischschiefer 505.
Löß, petr. Beschr. 272, Entstehung 166, im Diluvium 725—727, der Pampas Südamerikas 742.
Lößgebiete, aus Salzsteppen entstehend 167.

Lößkindel 189, 727.
Lößlehm 272, 728.
Lößmännchen 189.
Lösung, Thouletsche, von Kaliumquecksilberjodid 193.
Lösungen von Mineralsubstanzen in Thermen 50.
Lohovic-Grauwackensandstein 389.
Lokalfazies der Grundmoräne 161.
London clay 660, -Ton 661.
Lophelia prolifera 722.
Lophiodon 664, 666, 669, 672, 674, 675.
Lorraine-Schichten 412, 413.
Lothringen, sein Dogger 573.
Loup-Fork-Beds 702.
Lower boulder clay 731.
Lower Chalk 643.
Lower greensand 641.
Lower New Red Sandstone 504.
Lower Oolites 581.
Lower till 731.
Lowville-Kalk 412.
Loxolophodon 657.
Loxonema im Silur 399, im Karbon 450, im Perm 495.
Lucina 398, 694, borealis 702, plana 579, prisca 405.
Lucinenbank 579.
Ludien 670, 671.
Ludlow 413, -stufe 404.
Lübtheener Sand 689.
Lücken in der normalen Schichtenfolge 65.
Lüttich, Steinkohlenbecken 473.
Luftsättel 322.
Lugauer Kohlenfeld 462.
Lumachellen, deren Entstehung 170.
Lunulicardium 410, 419.
Lunzer Sandsteine 552, -schichten 547.
Lutétien 660, 664.
Lutraria 694.
Luxemburg, sein Dogger 573, sein Lias 571.
Luxemburger (Hettinger) Sandstein 572.
Lyckholmsche Schicht 413.
Lycosaurus curvimola 544.
Lydit 209.
Lyme Regis 564.
Lynton slates 434.
Lyra 613.
Litoceras 557, 614, 617, fimbriatum 564, 566, 569, jurense 567, 571, torulosum 575, 580, 581.
Lyttonia 507, 508.

M.

Maare 23, 28.
Machairodus im Jungtertiär 658, 688, 701, cultridens 702.
Machimosaurus 585.
Macigno 645, 668.
Maclurea 403, Logani 399, 412, magna 412.
Macrocephalenschichten 580, 582.
Macrocephalen-Stufe 579.
Macrocheilus 419, 420, arculatus 420, 428, 430, obovatus 550.
Macrodon hirsonensis 581.
Macrodus 419.
Macroscaphites Yvani 624, 627, 628.
Macrospondylus 562.
Macrostachya 442.
Macrotaeniopteris 542.
Macruruskalk 406.
Mactra 694, subtruncata 717.
Mächtigkeit der Schichten, ihre Bestimmung 319.
Maeandrina Sömmeringii 596.
Maentwrog 386, 388.
Maëstrichtien 637, 640.
Magas 613, pumilus 633, 637.
Magdalénien 747.
Magdeburger Sand 682.
Magma, glutiges 278, seine Entgasung 47, 278, 279, seine Spaltung (Differenzierung) 284, Volumenvergrößerung beim Erstarren 48, wasserfrei nach Brun 279.
Magmabasalt 221, 255.
Magmaherde, lokale 47, isolierte 47, peripherische 48.
Magmaschichten 11.
Magmaspaltungen 284 (Harz, Meißner Massiv, Durbach, Monzoni) 285.
Magmen, Eruption glutflüssiger 13, 280, 282.
Magerkohlen 216, Westfalens 458.
Magnesian Limestone 504.
Magnesiumsalze, ihre Bildung 300, im Zechstein 498.
Magneteisen, seine Umwandlung in Roteisenerz 102.
Magneteisenerz in der Urgneisformation 371, im Devon 436.
Magneteisenlager von Lappland 372.
Magneteisensand 265.
Magneteisenstein 214, der Urgneisformation 371, des Praekambrium 375.
Magnetit 187, 188, auf Lava 33, Entstehung durch Kontaktmetamorphose 288, 296.
Magnetitgneis in der Urgneisformation 368.
Magnetitlager von Kiruna 371.
Magnolia 611, in der Kreide Amerikas 652, Grönlands 653.
Mainzer Becken, Jungtertiär 689, 690.
Mainzer Stufe 699.
Majolika 644.
Makrokristalline Struktur 190.
Malachit 103.
Malm 363, 582, allgemeine Gliederung 588.
Malmstein 570.
Mammaliferous Crag 700.
Mammites Rochbrunei 643.
Mammut 731, 739, vom Diluvialmenschen abgebildet 749, 750, in Nordamerika 741, in Sibirien 739.
Mammutquellen im National Park 54.
Mandeln 189, deren Entstehung und Material, solche enthaltende Gesteine 111.

Mandelstein 111, des Diabases 246, des Melaphyrs 248, des Basalts 251.
Mandelsteinartige Struktur 191.
Manebacher Schichten 480.
Manganerze im Perm 487.
Manganit, Entstehung durch Oxydation 103, im Rotliegenden 488.
Manganknollen 300.
Manganoxydulkarbonat, seine Oxydation 103.
Manganspat, seine Oxydation 103.
Manitoba, Stringocephalenkalk 435.
Manlius-Kalkstein 411.
Mansfelder Schichten 461.
Mantelförmige Umlagerung 330.
Manticoceras intumescens 421, 427.
Marbre griotte 467.
Marcellus-Schiefer 434.
Marine Ablagerungen 300—309, jung- u. postglaziale 721.
Marine Deltas 140.
Marines Diluvium in Amerika 738, in Europa 721.
Marine Fazies 356.
Marine Gebilde des norddeutschen Oligozäns 679.
Mariner Kulm 453.
Mark Brandenburg, Glazialdiluvium 723.
Marleker 189.
Marmolatakalk 547, 551.
Marmor 205, als Kontaktproduct 289, durch Dynamometamorphose 79, des Präkambriums 375.
Marnes oxfordiennes 595.
Marquette, Algonkium 377.
Marsupites 613, ornatus 633, 635, 637, 642, 643, 648.
Martit 102.
Maschenstruktur des Olivins 108.
Massendefekt 76.
Massen, exotische 73.
Massige Gebirgsglieder, ihre Lagerungsformen 333.
Massige Gesteine 192, 219, Einteilung nach Zirkel 221, ihre Genesis 278, ihre Lagerungsformen 333, ihre Absonderungsformen 339.
Massige Struktur 192.
Massige Vulkane 42, deren Struktur 45.
Massive, plutonische 334, Differenzierungen in denselben 336.
Mastodon 702, angustidens 688, 702, arvernensis 689, Borsoni 689, 698, giganteus 741, longirostris 693, 697, im Jungtertiär 658.
Mastodonsaurus 537, giganteus 533, 534, 535.
Mastricht, sein Kreidetuff 642, 645.
Matagne, Schiefer von 434.
Matratzenförmige Verwitterung 105.
Mauch-Chunk-Schiefer 467.
Mauer, seine Neckarschotter 726.
Mauthener Schichten 413.
Mayencien 689.
Mayhill-Sandstein 404, 413.
Mechanische Tätigkeit des Meeres 143.
Mechanische Tätigkeit des Wassers 123.
Medina-Sandstein 412, 413.
Mediterrane Provinz der pelagischen Trias 555.
Mediterran-Stufe im Neogen 689, 694.
Medlicottia Trauscholdi 507.
Medullosa 490.
Medusites im Kambrium 385.
Meer, ihm zugeführte Mineralsubstanzen 117, seine Sedimente 144, 300, seine mechanische Tätigkeit 143.
Meeresmolasse 670, obere 689, 699, untere 673.
Meeressand des Elsässer Oligozän 674, im Mainzer Becken (Weinheim) 691.
Meeressaurier, im Muschelkalk 525, im Lias 561.
Meeresterrassen 58, 59, 60, 61.
Megaceros euryceros 718, giganteus 739, Ruffii 718.
Megalaspis 403, gigas 406, limbata, planilimbata 406.
Megalodon 419, 420, cucullatus 420.
Megalodon cucullatum 428.
Megalodus cucullatus 430, alpine Trias 546.
Megalomastoma mumia 674.
Megalomus 398, gotlandicus 405.
Megalomuskalk 413, Obersilur 405.
Megalonyx 741, 743, in Nordamerika 703.
Megalonyx-Beds 702.
Megalosaurus 558, 615, 620, 622.
Megalurus 592.
Megaphyllites Jarbas 551.
Megaphytum 442.
Megatherium 741, 743, Cuvieri 742.
Megerlea 613, loricata 597, pectunculoides 596, pectunculus 588, 597.
Meißen, Kontakthof des Granit-Syenit-Massivs 293.
Meißner 44, 706.
Melanerpeton pulcherrimum 485.
Melania 622, inquinata 660, 661, 664, Laurae 674, strombiformis 621.
Melanienkalk 674.
Melanopsis Martiniana 696.
Melaphyr, petr. Beschr. 221, 247, seine Entstehung 282, im Praekambrium 375, im Karbon 471, Perm 485, in der alpinen Trias 555, im New Red 543.
Melaphyrmandelstein 248, seine Entstehung 111, mit gediegenem Kupfer und Silber im Praekambrium 377.
Meletta 669, 674.
Melierte Erze 416.
Melilith 187.
Melilithbasalt 221, 253.
Melobesia 177.
Melocrinus 397, 417.
Melonites 448.
Mendoladolomit 547, 549.

Menevian 386, 387.
Menominee-Gegend in Michigan, Algonkium 377.
Mensch, diluvialer 744, sein Kulturzustand 752, Reste im Kalktuff 728.
Menschliche Skelette 750.
Mergel 273, Entstehung 299, Kontaktmetamorphose 294, im Buntsandstein 515, im Muschelkalk 521, 527, im Keuper 531, im Lias 559, im Dogger 572, im Malm 583, in der Kreide 609, von Meudon 664.
Mergelschiefer, Entstehung 299.
Merista passer 428.
Mesopithecus 702.
Mesozoikum 363.
Mesozoische Formationsgruppe 361, 510.
Metalle, gediegene, durch Reduktion entstehend 171.
Metallisches Eisen 250.
Metallkarbonate, Entstehung durch Wechselzersetzung 103.
Metalloxyde, Entstehung aus Schwefelmetallen 104.
Metallsalze, durch verwesende Pflanzen reduziert 171.
Metallsulfate, Entstehung durch Wechselzersetzung 103.
Metamorphismus, regionaler 310, kontakt- und injektionsmetamorphischer 310, dynamometamorphischer 310.
Metamorphose der Gesteine, durch Gebirgsdruck 79, 80, 310, vulkanische Dämpfe 31, Kontakt 286 flg.
Methan 178, in Gasquellen 181, Methanausbruch 182.
Metopias 537, 538, diagnosticus 533.
Meudon, Marnes 660, Mergel 664, sein Pisolithenkalk 643.
Meulières, Calcaire 670.
Meyeria 614, ornata 626, rapax 627.
Miaszit 220, 236.
Michelinia 447, 508.
Michigan, sein Kohlenfeld 467.
Mickwitzia-Sandstein 386, 387.
Micrabacia 612, coronula 636.
Micraster 613, breviporus 630, 636, 638, 642, 643, brevis 643, Brongniarti 637, coranguinum 632, 633, 637, 643, cortestudinarium 630, 631, 638, 643, 650, glyphus 633, 635, 637.
Micrasterkreide 637.
Microbrachis 485.
Microconodon tenuirostris 542.
Microdon 584, 585, alternans 585.
Microlestes 541, antiquus 533, 534, 538, im New Red 541.
Middle Oolites 581.
Middle sands and gravels (interglazial) 731.
Mikopsammit 268.
Mikrobreccienstruktur 77, 80.
Mikrochemische Reaktionen 193.
Mikrofelsit 226.
Mikrofluidalstruktur 191.
Mikrofluktuationsstruktur 198.
Mikrogranite, porphyrische 225.
Mikroklin 187.
Mikroklingneis 257.
Mikrokristalline Struktur 190.
Mikrolithen 197.
Mikroseismische Bewegungen 85.
Mikroskop, Anwendung in der Petrographie 194.
Miliola 612.
Miliolidenkalke 666, ihre Entstehung 305.
Millericrinus 584.
Millery, Bogheadkohle 505.
Millstonegrit 455, 456, 457.
Miltitz, Kontaktmetamorpher Silurkalk 291.
Mimoceras compressum 427.
Mindel-Eiszeit 735.
Mineralgänge 113, 312, 343, Entstehung 113, 341, ihr Material 343, ihre Struktur 344, einfache 346, kombinierte 342, erzführende 343, flache 345, schwebende 345, seigere 345, söhlige 345, steile 345, taube 343, tonnlägige 345, zusammengesetzte 346, angewachsene 345, auf Verwerfungsspalten 346, tektonisches Verhältnis zum Nebengestein 345, ihre Andauer im Streichen 345, ihre Tiefenerstreckung 345, Mächtigkeit 345, ihr Verdrücken, ihr Sichwiederauftun, sich gabelnde, zerschlagende, zertrümernde, zusammenscharende 346, sich schleppende, durchsetzende, ihre Verwerfungen 347.
Mineralien, Neubildung von solchen 112, gesteinsbildende 187.
Mineralmassen, plattenförmige 312.
Mineralquellen 31, ihre Absätze 51, 115, in Böhmen 707.
Mineralsolutionen, ihre Entstehung 94 flgde., ihre Absätze 111 flgde., dem Meere zugeführte 117.
Mineraltrümer 113.
Mineralwasser 95.
Minette 213, 220, 234, im Dogger 573.
Minerogene Sedimentärgesteine 300.
Minimus-Ton 626.
Minute Man Geysir 54.
Miozän 362, 659, Gliederung 689, norddeutsches 698, im Mainzer Becken 691, Wiener Becken 694.
Miozänformation 685.
Mississippi-Becken, Kohlenfeld 467.
Mississippidelta, seine Bayus 142, seine Pässe 142.
Missourit 221, 253.
Mitra 635, 694, 701.
Mitteldevon 364 flgde.
Mitteleozän 660.
Mitteleuropäische Juraprovinz 600.
Mittelgebirge, böhmisches 706, deren diluviale Vergletscherung 735.
Mittelkambrium 364, 387.
Mittellauf der Flüsse 132.
Mittelmoräne 156.

Mitteloligozän 670.
Mittelrheinisches Diluvium 725.
Mittelrotliegendes 488, 489, 490, 491.
Mixosaurus atavus 526, 529.
Mnenian, Kalke 434.
Moa 744.
Modiola 464, Credneri 520, hirudiniformis 528, minima 536, triquetra 517.
Mörtelstruktur 80.
Möscheider Schiefer 410.
Mofetten 29, 30.
Molasse 673, graue 689, 699, rote 673, des Rigi 670.
Molassenformation, untere 673.
Moldavite 266.
Moler 663.
Molluscoidea, gesteinsbildend 305.
Mollusken, gesteinsbildend 305, Kalk abscheidend 176.
Molybdänglanz 104.
Molybdänocker 104.
Monchiquit 221, 240.
Monograptus 396, 403, colonus 396, 406, 409, communis 409, fimbriatus 409, gregarius 409, priodon 404, 407, spiralis 409, turriculatus 396, 409.
Monograptusschiefer 409.
Monopleura 613.
Monotis Albertii 528, salinaria 551, 553, 554, striata 571, substriata 571, in der alpinen Trias 546.
Monotiskalk im Lias 559.
Montana-Stufe 652.
Montblanc-Stock, sein Profil 323.
Monte Bolca, sein Kalkschiefer 668.
Monte Nuovo 18.
Monte Somma 20.
Montien 660, 664.
Montigny, Grauwacke 434.
Monti rossi, am Ätna 37.
Montlivaultia 526, 579, 598, obconica 596, im Malm 583.
Montmartre, sein Gips 670, 671.
Montmorency, Calcaire 670.
Monzoni, Kontaktmineralien 290, Magmaspaltung 285.
Moorkohle 215, 677.
Moorschneehuhn 738.
Moose, ihre Kalkabscheidung 169.
Moostorf 214.
Moränen 154, der Glazialzeit 713, 723 flg.
Moränen-Amphitheater in Oberitalien 734.
Moränenlandschaften 719.
Moränenmergel 723.
Mont Pelée, seine Glutwolken 38, seine Nadel von Andesit 38.
Mosasaurus 615, 633.
Mosbacher Sande 726.
Moschusochse 738.
Moskau-Stufe 466.
Moustérien 746.
Moustier-Typus der Artefakte 746.
Mucronatenkreide 635, 637.
Mucronatenschichten 635.
Mühlsteinporphyr 227.
Münder Mergel 593, 595, 597.
Münstergewand-Verwerfung 474.
Münzenberg, Blättersandstein 691.
Muggendorf, Höhlen 601.
Mulde 319.
Muldenlinie 320.
Murbrüche 137.
Murchisonia 399, 412, 419, 420, bigranulosa 420, bilineata 428, Blumi 550, im alpinen Dogger 582.
Murchisonae-Stufe 579.
Murex 694, aquitanicus 694, 698, asper 661, plicatus 699.
Muschelbänke, marine, durch Hebung entstanden 60, 176, im Diluvium 722.
Muschelkalk 363, 514, 521, seine Gliederung 528, alpiner 545—549.
Muschelkalkformation, deren Erzführung 522.
Muschelkalksandstein 540.
Muschelsande, deren Entstehung 170.
Muschelsandstein (Muschelkalk) 522, 527, 529, (Meeresmolasse) 699.
Muse, dessen Schichten 505.
Muskovit 187.
Muskovitgneis 257, in der Urgneisformation 368.
Muskovitgranit 224.
Muskovitschiefer 260, 293.
Mustela 747.
Mutterlaugensalze, ihre Entstehung 300, im Zechstein 497, im Tertiär 697.
Muttersalze 499.
Mya arenaria 723, truncata 701, 722.
Myabänke 722.
Myacites Fassaensis 545, 548, musculoides 525.
Myalina 450.
Mylodon 741, 743, in Nordamerika 703.
Myoconcha 419.
Myodes lemmus 738, obensis 738, 747, torquatus 738, 747.
Myophoria cardissoides 525, 527, 529, costata 517, 519, 520, 548, curvirostris 527, elegans 527, 528, 532, 548, Goldfussi 529, 530, 532, 535, 536, intermedia 535, Kefersteini 552, laevigata 524, 525, 527, 528, 529, orbicularis 525, 527, 528, 529, ovata 528, pesanseris 528, 530, postera 532, Raibliana 532, 536, 537, simplex, Struckmanni 532, transversa 532, 535, vulgaris 519, 520, 525, 528, 529, 530, 532, 545, 548.
Myrica in der Kreide Amerikas 652.
Mystriosaurus 558, 562.
Mythen 73.
Mytilus 722, edulis 717, Faujasi 674, 692, Hausmanni 495, socialis 691.
Mytilusbänke 723.
Mytilus-Ton 722.

N.

Nachstöße der Erdbeben 89.
Nadelkohle 215.
Nagelflue 269, oligozäne 673, löcherige der Eiszeit 735.
Nagelkalk 560.
Naphtha 217, Entstehung 181, Produkt der Verkohlung 180, in Schlammsprudeln 183.
Napfstein 516.
Naples, Kalk 434.
Naosaurus Credneri 485.
Narragansett-Bay, Kohlenfeld 467.
Nary, Schiefer u. Sandstein 434.
Nassa 694, pygmaea 684, reticulata 717, 724.
Natica 495, gregaria 525, 527, 529, groenlandica 717.
Naticella costata 545, 548.
Nationalpark, seine Dampfquellen 30, 54.
Natriumkarbonat und -sulfat in heißen Quellen 51.
Natrongesteine 219.
Natrongranite 223.
Natronliparit 231.
Natronortholklas 187.
Natronsyenite 233.
Nattheimer Korallenkalk 595.
Nattheimer Schichten 596.
Nautilus im Silur 399, 400, 403, im Karbon 450, im Zechstein 495, im Keuper 532, in der alpinen Trias 546. — bidorsatus 525, 528, 529, 530, centralis 663, cyclostomus 451, danicus 633, 637, 648, elegans 659, ziczac 663.
Neandertal, menschlicher Schädel 751.
Nebengemengteile der Gesteine 188.
Nebengestein der Mineralgänge 345.
Nebenkrater 19.
Nebulartheorie Kants 5.
Neck 21, 28, 282, 334.
Negaunee, Algonkium 377.
Nehdener Schiefer 427, 434.
Nehrungen 145.
Nematophyton 416.
Neocomites-Schichten 626.
Neogen 362, 659, 685, Gliederung 689.
Neokom 363, 626, marines 622, seine Gliederung 624.
Nephelin 187.
Nephelinbasalt 221, 251.
Nephelindolerit 221, 252.
Nephelinit 221, 251.
Nephelinsyenit 236.
Nephelintephrit 221, 254.
Nephrit 211.
Nereïten im Kambrium 385, im Devon 431.
Nereïtenschichten 408, 431.
Nerinea 617, 638, 640, bruntrutana 590, 598, pyramidalis 590, 598, reticulata 598, tuberculosa 590, 591, 598, Visurgis 598.
Nerineenkalke der Alpen 593.
Nerineenschichten im oberen Jura 595, im Kimmeridge 598.
Nerita conoidea 664, 665.
Neritina fluviatilis 718.
Nester, ihre Entstehung 189, von Kalkspat 112.
Neubildung von Mineralien 112.
Neuengamme, Bohrloch 182.
Neuhof bei Hof, Silur 409.
Neuropteriden im Devon 416.
Neuropteris im Karbon 442, 460, im Rotliegenden 481, 506, im Muschelkalk 523, im Dogger 573, — antecedens 447, 454, cordata, flexuosa 443, 447, 461, Gaillardoti 523.
Nevadit 231.
Newark Series 541.
New Brunswick, Kohlenfeld 467.
New Castle, Kohlenformation 510.
New Jersey, Kupfererze 543.
New Red Sandstone in England 540, Eruptivgesteine 543, in Nordamerika 541.
Niagara Kalkstein 411, 413.
Niagarafälle, ihr Zurückschreiten 127.
Nickeleisen, als Erdkern 7.
Nickel-Magnetkies, Lagerstätten 371.
Nickelerzgänge im Zechstein 501, 502.
Nicolaier Schichten 465.
Niederrheinischer Kieseloolithschotter 693.
Niederschläge, atmosphärische 123.
Niederschlesien, sein Rotliegendes 491, sein Oligozän 676.
Niederschöna, dessen pflanzenführende Schichten 642, 650.
Niederterrasse diluvialer Flußschotter 725.
Niederterrassenschotter 735.
Nife, als Erdkern 7.
Nildelta 141.
Nilsonia 538.
Niobe 404, 409, insignis 406.
Nitratgesteine 202.
Niveauveränderungen als Grund des Fazieswechsels 353, der Kontinente 55, 65, 721.
Nodosaria 494, 612, 633, 682.
Nodosenkalk 529.
Nodosenschichten 530.
Noeggerathiopsis 509.
Nonionina 612.
Nordamerika, sein Karbon 467, Jungtertiär 702, Glazialdiluvium 736.
Norddeutschland, Kreidegliederung 642, untere Kreide 624, Senon 636, Oligozän 675, Braunkohlenformation 676, Jungtertiär 689, 697, Glazialdiluvium 740, 720, 723, 724.
Nordische Geschiebe 714.
Nordmarkit 234.
Nordwestdeutschland, Lias 570, Dogger 580, oberer Jura 595.
Norische Stufe 547, 552.
Norit 221, 244.
Noritporphyrit 221, 244.
Normalgefällskurve der Flüsse 133.

Norwich-Crag 689, 700.
Nötscher Schichten 465.
Nothosaurus 511, 538, Andriani 525, angustifrons 526, latifrons 526, mirabilis 525, 526, im Keuper 533, 535.
Nova Scotia, Kohlenfeld 467.
Nucula im Silur 410, im Devon 419, im Karbon 450, in der Trias 550, im Jura 575, im Tertiär 661. — amygdaloides 661, 662, Chasteli 682, 683, curvata 429, elliptica 528, Hammeri 575, 579, 580, 581, lineata 550, pollux 580, Stachei 643.
Nuculidenbänke 429.
Nürschaner Kohlenflöz 504.
Nulliporenkalk 305, 694.
Nulliporites Hechingensis 597.
Numismalenmergel 569, 571.
Nummulitenkalk, gesteinsbildend 305.
Nummulitenschichten, ihre Verbreitung 666.
Nummulites laevigatus 661, 664, nummularius 667, planulatus 663, 664, scaber 664, variolarius 663, 666.
Nunataker 148.
Nusplingen, lithographischer Schiefer 596, Plattenkalk 595.
Nyctosaurus 653.

O.

Oberdevon 364, 427, 430, 431, 434.
Obereozän 660, 663, 666.
Oberer Geschiebemergel 723, 724, 731.
Oberer Jura in Oberschlesien u. Polen 602.
Oberer Sphaerocodiumkalk, Obersilur 405.
Oberflächengestaltung, ihre Ursache 136.
Oberflächenmoränen 154.
Oberflächenwellen 84.
Oberhöfer Schichten 489.
Oberhohndorfer Hauptverwerfung 474.
Oberkambrium 364, 387.
Oberkarbon 455, seine terrestre Fazies 455.
Oberlauf der Flüsse 132.
Obermoränen 154.
Oberoligozän 672, 679, 683, 685.
Oberrotliegendes 488, 489, 490, 491.
Oberschlesien, Muschelkalk 528, Keuper 536, Jura 602.
Obersilur 364.
Oberturon 638.
Oberwiesenthaler Eruptivstock 706.
Obolella im Kambrium 385.
Obolus Apollinis 384, im Kambrium 385.
Oboluskalk 406, 413, -konglomerat 406, -sand 406.
Obolussandstein 386, 388.
Obsidiane 220.
Ockerkalk 408, 409, 413.
Odenwald, Rotliegendes 504, Buntsandstein 520, diluviale Vergletscherung 736.
Odershauser Kalk 428.
Odontochile 434.
Odontopteris im Karbon 442, im Rotliegenden 481, im Perm 506, obtusa 488, 489, obtusiloba 488, 505, osmundaeformis 443, Reichiana 460, Schlotheimi 447.
Odontopteryx 661.
Odontornithen 615.
Ölschiefer 218, 457, 570.
Ölzonen 181.
Öninger Schichten 689, 700.
Oeselsche Gruppe 413.
Österreich, seine Kreide 644.
Ogiven 150.
Ogwellhouse, Calceolaschiefer 434.
Ogygia 401, 403, 404, Buchi 404.
Ohmgebirge, seine Kreide 647.
Oil-fountains 182.
Olcostephanus 614, altecostatus 626, Astieri 626, gigas 595, (Simbirskites) Phillipsi 626, progrediens 626, psilostomus 626, versicolor 606.
Old Faithfull Geysir 54.
Oldhamia 383.
Oldhamina decipiens 507.
Oldhaven-Beds 661.
Old Red 434, 435.
Old red Sandstone 414, 424.
Oleandridum im Wealden 620.
Olenellus im Unterkambrium 383, 385, 386, Kjerulfi 387, Mickwitzi 386, Thompsoni 384.
Olenellusschichten 386.
Olenellus Kjerulfi-Stufe 386.
Olenellusstufe 387.
Olenus im Kambrium 383, 385, im Silur 404, micrurus 386, truncatus 384, 386.
Olenusstufe 386, 387.
Olenus truncatus-Stufe 386.
Oligoklas 187, seine Kaolinisierung 107.
Oligoklas-Biotitgneis 257.
Oligozän 362, 659, 670, seine Gliederung 670, norddeutsches marines 679, das niederrheinische 675, schlesische 676, thüringisch-sächsische 676, 678, 682, von Mainz 691, das im Elsaß 673, das obere Englands 670, 671, das in Norddeutschland 675, im Pariser Becken 671, 672, das der Schweiz 673, norddeutsche Braunkohlenformation 676.
Oliva 635, 694, 701.
Olive Sandstone 510.
Olivin 187, seine Serpentinisierung 108.
Olivindiabas 221, 245.
Olivinfels in der Urgneisformation 370.
Olivingabbro 221, 243.
Olivingesteine 221.
Omphyma subturbinatum 394, turbinatum 404.
Onchus im Silur 402, 404.
Oneida-Konglomerat 412, 413.
Onondaga-Kalk 434.
Onondaga-Salzgruppe 411, 413.
Ontogenie 352.
Ooide 308.
Oolites inferior, bath, lower, middle, upper, Portland 581.

Oolith 207, Entstehung 307, im Muschelkalk 521, 529, im Dogger 572, 579, alpinen Dogger 582, im Jura 558, im Lias 572, im Malm 583, 588, 590, 595, 598.
Oolithenformation 558.
Oolithmergel 406.
Oolithische Eisenerze im Lias 559, im Dogger 573.
Opal, Entstehung bei der Kaolinisierung 107.
Opalinus-Stufe 579.
Opatowitzer Kalkstein 528, 530.
Operculina 612.
Ophicalcit 205, im Serpentin der Urgneisformation 370.
Ophiderpeton 485.
Ophioceras raricostatum 564, 569, 571.
Ophioderma 527.
Ophit 247.
Ophitische Struktur 246.
Oppelia 557, aspidoides 578, nisoides 626, tenuilobatum 590, 591, Trautscholdi 626.
Oppenau, sein Rotliegendes 489.
Opponitzer Dolomite 552, Kalke 547.
Orbicularisplatten 528.
Orbitoides 612.
Orbitulina 612, lenticularis 638, 639.
Orbitulinenkalk 628, 643, -mergel 628, 638, -zone 628.
Ordovician 402, 412.
Oreodon 669.
Organische Reste, Erdöl erzeugend 181, im Glazialdiluvium 716, Gasquellen hervorrufend 181, Absatz von Eisenhydroxyd und Schwefelmetallen vermittelnd 170.
Organische Tätigkeit: Aufspeicherung von Kohlenstoff 177, geologische Vorgänge vermittelnd 168.
Organisches Leben als geologisches Agens 168, graphische Darstellung seiner Entwicklung 360.
Organismen, ihre kalkabscheidende Tätigkeit 95, geologische Tätigkeit 168, Kalkstein bildend 173—177, 304—309.
Organogene Gesteinsbildung 170—182, 304 bis 309, — Sedimentärgesteine, Sedimentgesteine 298, 304.
Orgeln geologische 99, 100, aus Kalksinter 115.
Oriskany Sandstein 434.
Ormoceras 399, 412.
Ornatentone 578, 580.
Ornitichnites giganteum 542.
Orthis 397, 403, 404, 448, im Kambrium 385, calligramma 404, 413, canaliculata 397, circularis 429, elegantula 397, 404, 411, lynx 397, 412, rustica 406, Ruthani 389, striatula 419, 428, testudinaria 412, tetragona 419, vespertilio 397, 404.
Orthisina, im Kambrium 385, im Silur 403.
Orthisschiefer 413.
Orthoceras 399, 403, 419, 448, 508, in der alpinen Trias 546 — alticola 413, annulatum 404, bohemicum 409, 413, bullatum 404, dubium 554, duplex 404, elegans 550, junceum 412, lineare 431, ludense 404, potens 413, Richteri 413, striatulum 454, striolatum 461, subflexuosum 427, timidum 400, undulatum 464.
Orthocerasarten im Karbon 450.
Orthoceraskalk 406, 413.
Orthocerasschiefer 428.
Orthogneis 257, in der Urgneisformation 369.
Orthoklas 187, seine Verwitterung, Kaolinisierung 106.
Orthoklasgesteine 219, quarzhaltige 222.
Orthoklasporphyr 234, Entstehung 281, im Perm 485.
Ortlerit 240.
Ortstein 268.
Osage-Gruppe 467.
Osborne Series 670.
Ostalpen, ihr oberer Jura 595.
Osteolepis macrolepidotus 423, im Old Red 424.
Ostindien, Siwalikformation 703.
Ostracoden-Ton 529.
Ostrauer Schichten 447, 465, -Stufe 464.
Ostrea 613, 694, 722, acuminata 581, bellovacina 664, callifera 673, 674, 691, carinata 629, 630, 636, 642, 650, crassissima 694, crista galli 576, 577, cyathula 672, 673, 691, diluviana 636, eduliformis 579, edulis 702, 717, 724, flabelloides 551, flabellula 661, 666, hastellata 596, Knorri 579, 580, lamellosa 694, longirostris 672, 673, macroptera 627, Marshi 576, 577, 579, montis caprilis 552, multicostata 666, multiformis 598, ostracina 528, 529, placunoides, rastellaris 598, spondyloides 529, ventilabrum 680.
Ostreenbänke im Dogger 574.
Ostreenkalke 579.
Oszillationen 58, der Kontinentalschollen 65, 67, der Kontinente 65, 66, bedingen Wanderungen der Floren und Faunen 66, 353, in der Tertiärformation 654, diluviale Norwegens 721.
Otoceras 507, 508.
Otoceras-beds 508.
Otodus 615, obliquus 662.
Otozamites im Keuper 532, im New Red 542, im Dogger 573.
Otozoum Moodii 542.
Ottnang, Schlier 694.
Ottrelithphyllit 262.
Ottweiler Schichten 447, 456, 459, 460, 461.
Ouen, Süßwasserkalk 666.
Ovibos moschatus 718, 738.
Ovoiden 571.
Ovoidenmergel 571.
Oxford 588, Gliederung und Parallelisierung 595.
Oxford Clay 595.
Oxfordschichten 598.
Oxydationsprozesse 102.

Oxynoticeras Gevrili, heteropleurum, Marcoui 627.
Oxynoticeren-Schichten 627.
Oxyrhina 614, 699.
Ozean, seine Entstehung 55, seine Tiefe 55.
Ozeanische Bruchfelder 55.
Ozokerit, Produkt der Verkohlung 180.

P.

Pachycardia rugosa 550.
Pachycardientuff 547, 550.
Pachydiscus 614, peramplus 630, Riesenformen 635.
Pachyteichisma lopas 590.
Pässe im Mississippidelta 142.
Paffrather Kalke 426.
Pagurus suprajurensis 596.
Palaeaster im Silur 396, im Devon 419.
Palaëchinus elegans 448, 449.
Palaeocoma, Silur 396.
Palaeocyclus 394.
Paläogen 362, 659.
Palaeohatteria longicaudata 485.
Palaeolithikum, älteres 745, jüngeres 747.
Paläolithische Zeit 745.
Palaeoniscus 491, 504, 506, Freieslebeni 493, macropterus 483, Vratislaviensis 348.
Palaeophonus 402.
Paläopikrit 245, 255.
Paläoporellen 177, im Silur 393.
Paläoporellenkalk, Entstehung 305.
Palaeorhynchus 669.
Palaeosolen 419, 429.
Palaeostachys 442.
Palaeotapirus 666.
Palaeotherium 671, 672, 675, 688, crassum 672, magnum 656, 657, medium 674.
Palaeoxyris 532.
Palaeozoikum 364, 380, Gliederung 382.
Paläozoische Formationsgruppe 361, 380.
Palagonitfels 277.
Palagonittuff 277, dessen Zersetzung durch vulkanische Dämpfe 31.
Palatinit 246.
Palechinoidea 448.
Paleozän 661.
Palissaden des Hudsonflusses 543.
Palissya 532.
Palmacites, Braunkohle bildend 180, daemonorops 679, furcata 443, 447.
Paludina 597, 622, diluviana 718, 723, fluviorum 621, orbicularis 671, im Wealden 620.
Paludinenbänke 723.
Paludinenschichten, levantinische 697.
Pampas des La Plata, diluviale Faunen 742.
Paniselien 660.
Pannonisches Becken 686.
Panopaea Héberti 674, Menardi 694, 695, 699, norwegica 701.
Pantellerite 231.
Panzerdecke der Erde 11, 48, 366.
Panzerfische im Silur 403, im Devon 423.
Papierkohle 215, 677.
Papiertorf 214.
Parabolina spinulosa 386.
Parabolinastufe 386.
Paradoxides 383, aurora 386, bohemicus 384, 389, Davidis 386, Forchhammeri 386, Harknessi 386, solvensis 386, spinulosus 389, Tessini 388, im Mittelkambrium 385.
Paradoxidesschichten 386, -schiefer 386, 389.
Paradoxidesstufe 387, -Davidis-Stufe 386, -Forchhammeri-Stufe 386, -Oelandicus-Stufe 386, -Tessini-Stufe 386.
Paragneise 257, in der Urgneisformation 369.
Paragonitschiefer 261.
Parahoplites Milletianus 626, Nolani 626.
Paralecanites 505.
Paralische Fazies 356, 455.
Parallelstruktur, diskordante 165, 313, 515, ungleichförmige 313, der Dünen 165, des Buntsandstein 515.
Pareiosaurus 544.
Pariser Becken, obere Kreide 637, 644, sein Eozän 664, sein Oligozän 671.
Pariser Grobkalk 660.
Pariser Lößbank 728.
Parkinsonia 557.
Parkinsonistufe 579.
Partnachschichten 547, 550.
Passage-beds 404, 413.
Patella 635.
Patrocardium 410.
Pebidian 378.
Pechelbronn (Petrolsand) 674.
Pechkohle, petr. Beschr. 215, als Kontaktprodukt 288, in der Molasse 673.
Pechstein, petr. Beschr. 228, seine Entstehung 281, im Perm 486.
Pechsteinporphyr 228.
Pechsteinporphyrit 240.
Pechtorf 214.
Pecopteriden im Devon 416.
Pecopteris 442, 506, 542, abbreviata 489, arborescens 443, 447, 460, 481, 488, 489, 490, 492, Geinitzi 491, Miltoni 461, pinnatifida 490, im Dogger 573, im Wealden 620.
Pecten im Karbon 450, im Zechstein 495, Muschelkalk 524, alpinen Keuper 551, Dogger 575, Malm 598, Kreide 613, Tertiär 680, Jungtertiär 694, asper 629, 630, 636, 638, 642, 643, 650, bellicostatus 680, cinctus 623, 627, (Amusium) contrarius 567, discites 519, 525, 527, 528, 529, 530, 545, disciformis 581, demissus 579, denudatus 694, Germanicus 627, islandicus 722, 731, Jacobaeus 702, Janus 683, laevigatus 524, 525, 527, 528, 530, membranaceus 650, muricatus 635, palmatus 694, permistus 682, personatus 575, 579, pusillus 495, quadricostatus 635, 637, solarium 694, subdecussatus 683, 684, subfibrosus 598, tuberculosus 579, varians 598.

Pectinitenkalk 579.
Pectunculus obovatus 673, 674, 691, Philippi 683, pilosus 694, 695, 698, 699, pulvinatus 661.
Pedina im Malm 584.
Pegmatit 224.
Peine, seine Eisenerze 610.
Pelagische Fazies 356, des Perm 506, der Trias 544.
Pelagische Sedimente 300.
Pelagosaurus 562.
Pélés Haar 33, 255.
Pelite 192, 271.
Pelmatozoen im Silur 396.
Pelosaurus 505, laticeps 483, 484, 485.
Peltoceras athleta 578, bimammatum 595, transversarium 595.
Peltura 383, scarabaeoides 386.
Peltura scarabaeoides-Stufe 386.
Pelturaschichten 386, -stufe 386.
Pemphix Sueuri 525, 529, 530.
Pendschab-Geschiebemergel 510.
Peneplains 136.
Penokee-Eisenregion 377.
Pentacrinitenplatte 579.
Pentacrinus basaltiformis 564, 569, Briareus 564, 567, 568, cingulatus 597, jurensis 567, pentagonalis 579, scalaris 564, 565, 569, subangularis 569, subbasaltiformis 663, tuberculatus 571.
Pentamerus im Silur 397, im Devon 419, baschkiricus 434, Bleicheri 595, conchidium 398, 405, costatus 430, esthonus 398, 413, galeatus 404, 406, 419, 428, 430, Heberti 428, Knighti 398, 404, oblongus 398, 404, 412, 413, optatus 434, rhenanus 419, pseudoknighti 434.
Pentremites im Devon 419, im Karbon 448, 453, florealis 448, 449, sulcatus 448, 449.
Peperin 277.
Perarmatenschichten 598.
Peressips 145.
Peridotit 255.
Perigord, Artefakte 749.
Periklinale Schichten 14.
Perioden, geologische, deren Abgrenzung 354, tabellarische Übersicht 362.
Perischoëchiniden im Silur 396.
Perisphinctes 557, polyplocus 590, 591, 595, 596, transitorius 592.
Perldiabas 246.
Perlite 220, 231.
Perm, permische Formation 364, 478, seine Binnenfazies 479, Glazialablagerungen, Glossopteris-Fazies 508, pelagische Fazies 506, Erzlagerstätten 487, Gliederung 488.
Permokarbon 505.
Perna 701, crassitesta 581, Mulleti 627, Sandbergeri 691.
Peronella caminensis 526.
Persberg 372.
Petalodus 452.
Peterwyn-Gruppe 434.
Petrefakte, zerrissen durch Gebirgsdruck 79.
Petrobates truncatus 485.
Petrogenetische Geologie 1, 278.
Petrographische Geologie 1, 186.
Petroleum petr. Beschr. 217, Entstehung 181, Produkt der Verkohlung 180, im Devon 415, im Tertiär 684.
Petrolsand 218, 674.
Petrolsandmergel 670.
Petropawlowsk, Kalk 434.
Pferd, seine Stammformen 688, 690, im amerikanischen Diluvium 742.
Pferdespringer 738.
Pflanzen, verwesende liefern Kohlensäure 169, 177, 182, bilden Kohlengesteine 177, scheiden Kalk ab, bilden Kalksteine 169, 170, 305, 306, scheiden Kieselsäure ab 169, 170, reduzieren 171, liefern Erdöle 181.
Pflasterstruktur der Kontaktgesteine 295.
Phacops 401, 403, breviceps 430, fecundus 421, 428, latifrons 421, 422, 430, obtusus 406.
Phascolotherium 575.
Phasianella Bronni 550, striata 598.
Phenacodus 669.
Phillipsastraea 417, 431.
Phillipsia 460, pustulata 451.
Phlegräische Felder 25.
Phoca groenlandica 722.
Pholadomya 694, acuticostata 590, ludensis 671, multicostata 598, Murchisoni 577, 579, 580, 581, transversa 580.
Pholas 694.
Pholidogaster 452.
Pholidophorus 553.
Pholidosaurus 620.
Phonolith 220, 237, Entstehung 279, Verwitterung und Auslaugung 112, im Tertiär 703.
Phonolithglas 238.
Phonolithkegel 42, 45.
Phonolithobsidian 238.
Phonolithtuff 276.
Phosphatgesteine 205.
Phosphorit, petr. Beschr. 205, im Silur 392, im Devon 436, im Kulm 463, in der Kreide 611, im Albien 628, im Oligozän 679.
Phosphoritknollen, -konkretionen 189, im roten Ton 300, 683 (Oligozän).
Phragmites communis 728.
Phragmoceras 400, 403, 419.
Phycodes circinnatus 390.
Phykodenschiefer 390.
Phyllit 262, des Praekambriums 375.
Phyllitgneis 262.
Phylloceras 557, 614, 617, heterophyllum 567, 568, 569, ibex 564, 569, ptychoicum 592.
Phyllodocites thuringiacus 463.
Phyllograptus 396, 403.
Phyllopora Ehrenbergi 498.
Phyllotheca 509.

Phymatoderma (Algacites) granulatum 569.
Phytogene Gesteinsbildung 169, 170, 177, Sediment-, Sedimentärgesteine 298, 304.
Picea Engleri 681.
Piedmontgletscher 147.
Piesberg, Karbon 459.
Pietra verde 555.
Piezokristallisation 284, 310.
Pikermi, pliozäner Knochenlehm 702.
Pikrit, 221, 245, 255.
Pikritporphyrit 256.
Pila in Bogheadkohle 216.
Pilton Gruppe 434.
Pinacoceras 553, floridum 552, Metternichi 554.
Pinacoceratidae, alpine Trias 546.
Pinie, vulkanische 34.
Pinna 694, cretacea 649, decussata 650, diluviana 633.
Pinus in der Molassenkohle 673.
Pinus succinifer 681.
Piperno 235.
Pisidium 724, 726, amnicum 718, 723, fontinale 748.
Pisolith 51, 207.
Pisolithenkalk 637, von Paris 635, von Meudon 643.
Pithecanthropus erectus 744.
Placentalia, erste 656.
Placodermen im Devon 423.
Placodus gigas 525, 526.
Placoparia 403, 404.
Pläner 206, 609, oberer 630, 636, unterer 636, in Sachsen, von Strehlen 642, 650, Brongniarti- 650, Cuvieri- 636, Labiatus- 636, 642, 650.
Plänersandstein 650.
Plagiaulax 587, 595.
Plagioklasbasalt 221, 249, dessen Verwitterung 109.
Plagioklasdolerit 251.
Plagioklasgesteine 219.
Plagioklasgneis 257.
Plagwitz-Großzschocher, Kulm 462.
Plankton, als Sapropelbildner 181.
Planorbis 597, 691, 726, euomphalus 671, pseudammonius 674, spirorbis 718.
Planorbisschichten 570.
Planschwitzer Diabastuff 431.
Plastic clay 660.
Plastizität der Gesteinsschichten 77.
Platecarpus 615, 653.
Plattendolomit 496.
Plattenförmige Absonderung 45, 340.
Plattenförmige Mineralmassen 341.
Plattenkalk 413, 547, im alpinen Keuper 553, lithographischer 583, von Nusplingen 590.
Plattensandstein 520, 536.
Plattenschiefer, Silur 410.
Platyceras 399, 419.
Platychelys 585.
Platycrinus trigintadactylus 448, 449.
Platyostoma 419.
Platysomus 452, 504, striatus 494.
Plauenscher Grund, sein Rotliegendes 491.
Pleistoseisten 88.
Pleistozän 708.
Plesiochelys 585.
Plesiosaurus 511, 557, im Lias 561, im Dogger 574, im Malm 585, in der Kreide 615, im Wealden 620, im Gault, Neokom 627, Guilelmi imperatoris 562, 569, suevicus 569.
Pleuraster 527.
Pleurodictyum 430, problematicum 417, 418, 429.
Pleurolepis pholidotus 569.
Pleuromeia 518.
Pleuromya donacina 580.
Pleurotoma Bosqueti 680, cataphracta 694, Duchasteli 682, regularis 682, subdenticulata 684, turricula 698.
Pleurotomaria 399, 419, 450, 495, 569, 574, jurensis 567, ornata 579.
Plicatula 701, spinosa 569.
Pliohippus 702.
Pliozän 362, 659, Englands 689, 700, Italiens 689, 701, Norddeutschlands 689, 697, des Mainzer Beckens 692, des Wiener Beckens 696.
Pliozänformation 685.
Pliozäne Schotter der Elster und Saale 724.
Plombières, altrömische Bäder mit Mineralneubildungen 112.
Plumulites 410.
Plutonische Gesteine 13, 282, Kennzeichen 283, Gneisfazies 284, Kontaktwirkung 289 flgde.
Plutonite 284.
Plymouth Gruppe 434.
Pneumatolyse 296.
Pocono-Sandstein 467.
Podocrates 614.
Podozamites 620, im Lias 560, im Dogger 573.
Polargletscher 202.
Pole, ihre Verschiebung 687.
Polierschiefer 210, seine Entstehung 169, im Miozän 699.
Pollicipes 614.
Polnisches Mittelgebirge 432.
Polycoelia im Zechstein 494.
Polyedrische Absonderung 339.
Polyhalit 203.
Polyhalitregion 500.
Polypen, gesteinsbildend 305.
Polypora im Zechstein 494.
Polyptychiten-Schichten 627.
Polyptychites ascendens 627, bidichotomus 626, biscissus 626, diplotomus 627, Keyserlingi 606.
Pompeji 29.
Pontische Stufe 689, 696, 702.
Popanoceras multistriatum 507.
Popilani, sein Kelloway 606.
Populus 611, 681, im Cenoman 630, in der Kreide Grönlands 653, latior 699.

Porambonites 397, 403.
Poremba, Brauneisensteine, Keuper 536.
Poren in Gesteinen 200.
Porfido rosso antico 240.
Porfido verde antico 246.
Porospongia 590.
Porphyr, Dobritzer 229, quarzfreier 234, kaolinische Zersetzung 107.
Porphyrartige Struktur 191.
Porphyrbreccien 227.
Porphyrische Struktur 191.
Porphyrit 240, Entstehung 281, im Karbon 471, im Perm 485, in der alpinen Trias 555.
Porphyroid 228, 259, durch Dynamometamorphose entstanden 81, im Devon 436.
Porphyroidschiefer 429.
Porphyrtuff 275, im Perm 486.
Portage Sandstein 434.
Porta Westfalica, Juraprofil 601.
Portländer, wilde 596.
Portland 590, 598.
Portlandia lenticula 722.
Portlandiatone 722.
Portlandien 595.
Portlandkalke 595.
Portland Oolites 581.
Portland-Stone 595.
Porzellanerde 271.
Porzellanjaspis 287.
Posener Ton 689, 699.
Posidonia 419, Becheri 450, 454, 458, 460, 461, 463, Bronni 571, hians 428, opalina 580, venusta 430.
Posidoniengesteine, alpiner Dogger 582.
Posidonienschiefer 454, 569, 570, im Harzkarbon 460, in Mecklenburg 603.
Posidonomya Bronni 568, 569, Wengensis 549.
Posidonomya Bronni-Stufe 567.
Posiliptuff 277.
Postglaziale marine Ablagerungen 721.
Posthume Salzbildungen 499.
Poteriocrinus Missouriensis 448, 449.
Potomac-Gruppe 622.
Potomac Series 652.
Potsdam-Group 386.
Potsdamsandstein, Algonkium 376, 378.
Präglaziale Flußschotter 725.
Präglaziale Schotter der Elster u. Saale 724.
Präkambrium 374, am Oberen See 377, in Britannien 378, in der Bretagne 379, in Skandinavien 379, in Finnland 379, in Böhmen 380, im Vogtland 380.
Prallstellen der Flüsse 138.
Predazzo, Kontaktmineralien 290.
Prestwichia 451.
Primordialstufe 386, 389.
Prismatische Absonderung 45, 339, 340.
Probierstein 209.
Procamelus im Jungtertiär 658.
Productus 448, 507, cancrini 492, 506, cora 449, 455, 466, corrugatus 457, giganteus 449, 453, 457, 463, 466, Herberti 457, horridus 494, 495, 505, inflatus 466, longispinus 449, 450, 464, mesolobatus 466, semireticulatus 449, 450, 455, 457, 463, subaculeatus 428, undatus 457.
Productuskalk der Salt Range 508.
Produktive Kohlenformation 439, 455.
Proetus 421, 507, orbitatus 428.
Proganochelys 533.
Pronorites 451.
Propalaeotherium 666, 674.
Propylit 242.
Prosopon marginatum, rostratum 596.
Protaster, Silur 396.
Proterobas 247.
Proterosaurus Speneri 494.
Proterozoikum 365, 374, Verbreitung 375.
Proterozoische Formation 365, Formationsgruppe 361.
Proteus 403.
Protobastitfels 244.
Protocardia Ewaldi 536, Hillana 650, 651, rhaetica 532, 536.
Protocardium Hillanum 629, 630, rhaeticum 537, 541, 554.
Protocaris im Kambrium 385.
Protogin 224.
Protogingneis 81, durch Dynamometamorphose entstanden 257.
Protoklasstruktur 284.
Protospongia im Kambrium 385.
Protrachyceras Archelaus 549, Reitzi 549.
Protriton 505, petrolei 484.
Proviverra 670.
Prozesse, hydrochemische, Auflösung der Gesteine 98, Umwandlung derselben 101, Oxydation 102, Karbonatbildung durch Silikate 104.
Przibramer Grauwacke 386.
Przibramer Schiefer 380.
Psammite 192, von Condros 434.
Psammochelys 533.
Psammodus 452.
Psaronien 490.
Psaronius Cottai 482, polyphyllus 491.
Psephite 192.
Pseudodiadema 613, im Malm 584.
Pseudolingula quadrata 413.
Pseudomonotis Clarai 545, 548, echinata 578, 581, Münsteri 579, ochotica 556, similis 597, speluncaria 495, 506, subcircularis 556, substriata 569.
Pseudomorphosen 97, nach Steinsalz 516, 536.
Pseudomorphosensandstein 521.
Psiloceras 557, planorbis (psilonotum) 564, 565, 570, 571, 572.
Psilomelan, Entstehung durch Oxydation 103.
Psilonotenschichten (Planorbisschichten) 570, 571.
Psilophyton 424, im Silur 393, im Devon 416.

Pteranodon 615, 653.
Pteraspis 402, 404.
Pterichthys cornutus 423, im Old Red 424.
Pterinea 419, fasciculata 429, laevis 429.
Pteroceras Oceani 590, 591, 598.
Ptérocérien 595.
Pterodactylus 511, 578, 585, 592, 615, Banthenensis 569, spectabilis 586.
Pterodon 672.
Pterophyllum 482, 542, 560, 573, 620, 651, Braunianum 532, 536, 537, comptum 578, Cottaeanum 490, Jaegeri 532, 536, 537, 552, longifolium 532, 535, Münsteri 537, Preslianum 578.
Pteropoden, Kalk abscheidend 176.
Pteropodenschlamm 176.
Pterozamites 532.
Ptychites dux 525, Studeri 548.
Ptychoceras 614.
Ptychodus latissimus 614.
Ptycholepis 567, Bollensis 563, 569.
Puddinggranite 223.
Puddingstein 269.
Puerco-Gruppe 669.
Pulvermaar 704.
Pupa 726, 727, im Karbon 451, muscorum 727, 728, 748.
Purbeck 593, 595, 597.
Purbeckien 595.
Purbeckkalke 593.
Purpura 672.
Puzosia Draschei 643, planulata 626.
Puzzolan 277.
Puzzuoli, sein Serapistempel 61.
Pycnodus 596.
Pygaster im Malm 584.
Pyramidalgeschiebe 168.
Pyrenäen, diluviale Vergletscherung 735.
Pyrina 574, pygaea 623.
Pyrit 188, Umwandlung in Eisenvitriol 103.
Pyrolusit, Entstehung durch Oxydation 103.
Pyromeride 227.
Pyrop 187.
Pyropissit 215.
Pyroxen-Amphibolitschiefer 294.
Pyroxenandesit 241.
Pyroxengesteine 221.
Pyroxengneis 257.
Pyroxen-Granitporphyr 228.
Pyroxengranulit 264.
Pyroxenit 221.
Pyroxenporphyr 225.
Pyroxen-Quarzporphyr 228.
Pyroxentrachyt 235.
Pyrula 694, 701, condita 694.

Q.

Quaderformation 607.
Quadersandstein 267, 609, 648.
Quadratenkreide 635.
Quartär 708.
Quartärformation 362.
Quarz 187, in Gängen und Klüften 113, in Mandeln 111, 112, in Kristallkellern 115, Entstehung bei der Kaolinisierung 107.
Quarzandesite 242.
Quarzaugitdiorit 239.
Quarzdiabas 221, 275.
Quarzdiorit 220, 239.
Quarzfreier Porphyr 220.
Quarzglimmerdiorit 220, 239.
Quarzglimmerporphyrit 220.
Quarzhornblendeporphyrit 220.
Quarzit 209, in der Urgneisformation 370, im Praekambrium 375, im Devon 414, in der Braunkohlenformation 677.
Quarzitschiefer 209, 260.
Quarzkeratophyr 220, 228, im Devon 436.
Quarzporphyr 220, 226, Entstehung 281, im Karbon 471, im Perm 485, Druckmetamorphose 81.
Quarzporphyrit 240.
Quarzpropylit 242.
Quarzsand 265.
Quarzsandstein 267, kristalliner 267, des Keuper 536, der Braunkohlenformation 677.
Quarztrachyt 230, im Tertiär 703.
Quebek-Gruppe Kanadas 412, 413.
Quecksilbererzformation 343.
Quellabsätze von Eisenoxydhydrat 117, von Gips, Kieselsäure, Schwefel, Zinkspat 117.
Quellen 124, heiße 10, 50, von Tokanu 52, harte 99, 116, intermittierende 51, ihr Mineralgehalt 115, absteigende und aufsteigende 125, Schicht-, Spalt-, Überfalls-, Zapfquellen 124.
Quellkuppen 43, 336, deren deckenartige Modifikationen 43.
Querbeben 83.
Quercus 611, 679, im Oligozän 671, Braunkohle bildend 180.
Quercy, Fauna von 672.
Querschichtung 313.
Querspalten der Gletscher 149.
Quertäler 130, 131.
Querverwerfungen 325.

R.

Ra 722.
Radiärspalten der Gletscher 149.
Radiolarien, Kieselsäure abscheidend 169, im Algonkium 375, im Silur 394, im Karbon 447, im Unterkarbon 454.
Radiolarienerde 170.
Radiolarienschlick 170.
Radiolitenkalk 640, 644.
Radiolites 613, 638, lumbricalis 644, im Senon Schonens und des Harzes 633.
Radnitzer Schichten 465.
Radowenzer Schichten 465.
Rädersdorfer Kalk 674.
Rät 363, 536, 537, 541.
Rätische Stufe 547, 553.

Rätische Überschiebung 328.
Räuberhöhle bei Regensburg 747.
Raibler Sandstein 547, -Schichten 547, 552.
Raiküllsche Schicht 413.
Raised beaches 61.
Ramberg-Massiv, sein Kontakthof 294.
Rammelsberg, sein Erzlager 415.
Ramsaudolomit 549.
Randfazies der Eruptivgesteine 285.
Randspalten der Gletscher 149.
Ranella 694.
Rangifer 747, groenlandicus 718, 723, 738, tarandus 738, 747.
Rapakiwi 222, 224.
Raphistoma im Kambrium 385.
Raseneisenstein 213, Entstehung 171.
Rastrites 396, 403, 404, Linnei 396, peregrinus 409, 413.
Rastritesschiefer 409, 413.
Rauchwacke 208, im Zechstein 496.
Reading beds 660.
Reading Series 660.
Reaktionen mikrochemische 193.
Receptaculites Neptuni 417, 432.
Recklinghausen, Sandmergel 635.
Recoarokalk 547, 548.
Red Crag 700, von Suffolk 689.
Red Sandstone, lower, new 504.
Reduktion durch verwesende Organismen 170.
Red Wall Limestone 376.
Refsundgranit 373.
Regelation 151, des Gletschereises 202.
Regenarme Gebiete 142.
Regengüsse, bei Eruptionen 36.
Regentropfen, Eindrücke von 315.
Regenwürmer, deren geologische Tätigkeit 170.
Region, abyssische 55.
Regionalmetamorphose 310.
Regression 66.
Reibungsbreccien 269, 270, 346.
Reichhennersdorf-Hartauer Schichten 465.
Reiflinger Kalk 547, 549.
Reineckeia Eudoxus 606.
Reingrabener Schiefer 547, 552.
Reit im Winkel, Blättersandstein 670.
Relaisbeben 88.
Reliktenseen 58.
Remopleurides 403.
Rennhorn mit Zeichnungen von Wildeseln und Renntieren 749.
Renntier 731, 738, 747, 749, 751.
Rensselaeria crassicosta 429, ovoides 434.
Reptilien, im Karbon 432, im Rotliegenden 485, Kupferschiefer 494, Muschelkalk 525, New Red 541, 542, in der Karrooformation 543, im Jura 557, 558, in der Kreide 615.
Requienia 613, (Caprotina) ammonia 627, 628, 643.
Requienia-Kalk 617, 628.
Retiolites 396, Geinitzianus 404, 409, 413.
Retiolitesschiefer 409.
Retzia (Spirigera) trigonella 524, 525.
Reutte, dessen Cephalopodenkalk 547.
Rezente Bildungen 752.
Rhabdosphären 177.
Rhabdocidaris maxima 579.
Rhacopteris transitionis 454.
Rhätisch, s. Rätisch.
Rhamphorhynchus 511, 585, 592.
Rheingletscher, Diluvium 732.
Rheinisches Schiefergebirge 425, 427.
Rheintal, sein Diluvium 726.
Rheintalgraben 69.
Rhinoceros 658, 688, 697, antiquitatis 718, 724, 728, 739, etruscus 726, 739, incisivus (Aceratherium) 692, 693, leptorhinus 702, Mercki 718, 726, 728, 735, 739, 745, 751, Schleiermacheri 702, tichorhinus 723, 739, 740, 746, 747, 751.
Rhizocorallium 526, commune 528, Jenense 517, 519, 520.
Rhizocorallium-Dolomit 520.
Rhodea 410, 416, 454, patentissima 447.
Rhodocrinus 428, 448.
Rhododendron ponticum 734.
Rhön 706.
Rhombenporphyr 220, 234.
Rhotomagien 638, 643.
Rhyncholithes hirundo 524, 525.
Rhynchonella, im Silur 397, im Devon 419, im Zechstein 494, im Muschelkalk 525, Lias 561, Dogger 574, Oxford 588, Neokom 623, Turon 630, Senon 633, acuticosta 579, amalthei 569, bohemica 642, 650, cuboides 419, 428, 431, 432, 434, Cuvieri 630, 636, 638, decurtata 525, 528, 530, 545, 548, depressa 623, furzillata 571, Geinitziana 492, inconstans 596, lacunosa 588, 596, 597, Martini 636, Megaera 413, Mentzeli 524, 525, 530, octoplicata 633, Orbignyana 428, parallelepipeda 419, pinguis 598, plicatilis 649, 650, princeps 430, 432, 434, psittacea 701, pugnus 419, 428, 431, 434, rimosa 564, 569, varians 577, 578, 579, 581, Wilsoni 404.
Rhynchosaurus 541.
Rhyolith 220, 230.
Rhytidolepis 444.
Rias 63.
Rjasan-Horizont 606.
Riccarton-Graptolithenschiefer 404, 413.
Richmond Schichten 412, 413.
Richthofenia 507, 508.
Riechelsdorf, Kupferschiefer 493, Erzgänge im Zechstein 501.
Riegelbau glazialer Täler 159.
Ries bei Nördlingen 707.
Rieselkohle 215.
Riesenfaultiere 741.
Riesengebirge, diluviale Vergletscherung 736.
Riesengranit 336.

Riesenoolith 207.
Riesentöpfe 135, 715.
Riesenvögel 744.
Rieskessel, seine Entstehung 328.
Riffe 314, ihre Entstehung 308, im Malm 594, 596.
Riffe, Korallen-, Saum-, Barrier- 63.
Rifffazies, alpine Trias 550, Malm 596.
Riffkalke 64.
Riffkorallen, ihre Bauten 174.
Ringelerze 344.
Ringförmige Umwallungen 19, deren Entstehung 20.
Rinnenseen 721.
Rippelmarken 515, auf Dünen 165, auf einer Schicht 314.
Risse, netzförmige auf Schichtflächen 315.
Rissoa 694, 722, alpina 553.
Riß-Eiszeit 734.
Ritzensysteme, glaziale 714.
Riverside Geysir 54.
Rixdorf, diluviale Artefakte 747.
Roche-Moutonnéetal, seine Rundhöcker 158.
Röt 515, 519, 520.
Rötelschiefer 480.
Rogenstein 207, 515, 520, 521, Entstehung 307.
Roggenstock bei Iberg 73.
Rollstenslera 713.
Rondout-Waterlime 411, 413.
Rossitzer Becken 465.
Rostellaria macroptera 661, 662.
Rotalia 633, 682.
Roteisenstein 187, 213, in Brauneisenstein übergehend 101, als Kontaktprodukt 296, aus Magneteisenstein entstanden 102, in der Urgneisformation 371, im Präkambrium 375, im Silur 392, im Devon 434.
Rotliegendes 364, 479, seine Ergußgesteine 485, Gliederung 488, Kupfererze 481. Steinkohlenflöze 480.
Rotomahana auf Neu-Seeland, heiße Quellen 53.
Rotschlamm 300.
Rotzinkerz in der Urgneisformation 371.
Rotzo-Kalke 572.
Rotzo-Schichten 560.
Rudaer Schichten 465.
Rudisten 613, 638, im Senon Schonens und des Harzes 633.
Rudistenkalk 617, 640.
Rücken im Zechstein 501.
Rückling-Schiefer 410.
Rückzugsgebilde, glaziale 718.
Rückzugsmoränen 719.
Rüdersdorf, Muschelkalk 528.
Rullstensgrus 717.
Rullstenssand 718.
Rumpfgebirge 75, 136.
Rundhöcker 158, 724.
Runzelung von Schichten 323.
Rupelien 670.
Rupelton 670, 682.
Ruscheln 438, 476.
Rußkohle 215.
Rußland, Glossopteris-Flora 509.
Rußschiefer im Devon 415.
Rutschflächen 325.
Rybnaër Kalkstein 528.
Rybniker Schichten 465.
Rybniker Stufe 464.

S.

Saalhausen, sein Rotliegendes 491.
Saar-Becken, Karbon 459, Rotliegendes 504.
Saarbrücker Schichten 447, 456, 459, 460.
Saarbrücker Stufe 457.
Sabal, Braunkohle bildend 180, major 679.
Sables d'Etampes 671.
Sables, moyens, grès, de Beauchamp 666.
Sables nummulitiques de Cuise 664.
Sachsen, seine Kreide 643.
Saccocoma 584, 592.
Sackbank 529.
Sächsische Schweiz, entstanden durch Erosion 128.
Säkulare Hebungen und Senkungen 12, 57.
Säuerlinge 29, in Böhmen 707.
Säugetiere, im Keuper 533, New Red 541, 542, 544, Jura 558, Dogger 575, Malm 587, Purbeck 593, in der Kreide 616, im Tertiär 656—658 (Fauna von Cernays 664, der Puerco-Gruppe 669, der Wahsatch-, Bridger-, Uinta- und White River Gruppe 669, vom Quercy 672, Mont Martre 672, des Buchsweiler Kalkes 674), im Diluvium 718, 726, 730, 738, 739, 741—744.
Säulenförmige Absonderung 45.
Sagenopteris 509, 620.
Sagvandit 211.
Saiga-Antilope 748.
Saiga tatarica 739.
Salagranit 373.
Salband 334, 345.
Salenia 613, Heberti 635.
Salina-Mergel 411.
Salit-Amphibolit 263.
Salitdiabas 247.
Salix in der Kreide 611, 630, im Oligozän 671, im Diluvium (polaris) 718.
Salmiak, als Sublimationsprodukt 33.
Salmstufe 390, 475.
Salpeter 203.
Salsen 182.
Saltholms-Kalk 635, 642, 648.
Salt Range, Productuskalk 508.
Salvinia 679.
Salzgehalt der Quellen 115, der Flüsse 118, des Meeres 119, 300, des Toten Meeres 119, 303, des großen Salzsees 303, des Bogdo-Sees 303, des Steppenbodens 167, der Thermen 51.
Salzfolgen von Staßfurt 500.
Salzgitter, seine Eisenerze 610.
Salzkonglomerat 499.

Salzlager, ihre Bildung 142, 301.
Salzlagerstätten im Zechstein 498.
Salzpfannen 301.
Salzsteppe, ihre Entstehung 167.
Salzton 272, seine Bildung 142, 302, grauer im Zechstein 497, 500, im Muschelkalk 521, im Keuper 531, im Tertiär 697.
Samland, bernsteinführende Schichtenreihe 680.
Sammelgebiet der Flußtäler 132.
Sand, petr. Beschr. 265, Entstehung 137, vulkanischer 35, 266, von Etampes 671, Stettiner 682, 685, von Eppelsheim 689, 692, von Mosbach 726.
Sandberger, Lateralsekretionstheorie 114.
Sanderze 481.
Sandgebläse 167.
Sandkegel 17.
Sandkohle 215, 216.
Sandlöß 728.
Sandomir, Mittelkambrium 388.
Sandr 157, 720.
Sandregen 34.
Sandschliffe 167, 168.
Sandstein, sein Wesen 192, petr. Beschr. 267, Entstehung 299, glaukonitischer 268, 609, kristallisierter 267, bitumenreicher 218, im Präkambrium 375, im Kambrium 383, Silur 392, Devon 414, im Old Red 424, im Karbon 439 (flözleerer 455, 457), Rotliegenden 480, Buntsandstein 514, Muschelkalk 522, Keuper 531, New Red 540, in der alpinen Trias 552, im Lias 559, Dogger 572, in der Kreide 608, 609, im Wealden 619, in der südlichen Kreide (Wiener-, Karpathen-) 640, 644, der oberen Kreide Sachsens 642, 648, Köpinger 648, Kieslingswalder 651, Dakota 652, im Tertiär (Fontainebleau) 672, (Bokup) 689, 698, (Holsteiner) 689, 698.
Sandstürme 166, der Buntsandsteinzeit 519.
Sanidin 187, seine Kaolinisierung 107.
Sanidinit 235.
Sanidintrachyt 234, im Tertiär 703.
Sansan, Wirbeltierschichten 689.
Sansino 689.
Santonien 637.
Santorin 23.
Sao 383.
Sapropel 181.
Sarmatische Stufe 689, 696, 699.
Sassafras 611, in der Kreide Amerikas 652, Grönlands 653.
Sassolin 30.
Sattel von Schichten 319.
Sattelflözschichten 465.
Sattellinie 320.
Sauerquellen 31, 116.
Sauerstoff als geologisches Agens 96.
Saumriffe 63, 175.
Saurichthys acuminatus 538, apicalis 525, 526, 541, im Keuper 533.
Saurier 491.
Sauropterygier 511.
Sauzei-Stufe 579.
Saxicava-Bänke 722.
Saxonian Geikies 725.
Saynoceras verrucosum 626.
Scaglia 640, 644.
Scalaria communis 717, groenlandica 701.
Scalpellum 614.
Scaniornis 615.
Scaphitenpläner 636.
Scaphites 614, aequalis 629, 630, 636, auritus 636, 642, 649, binodosus 635, 637, 642, 648, constrictus 637, 642, Geinitzi 630, 631, 636, 638, 642, 643, 649, gibbus 633, pulcherrimus 635, Roemeri 637, spiniger 637
Scenella im Kambrium 385.
Schaben im Karbon 452.
Schädel, menschliche 749, aus dem Neandertale 750.
Schären der Fjorde 158.
Schakal 739.
Schalenbreccien, deren Entstehung 170.
Schalstein, petr. Beschr. 276, im Devon 436.
Schantung 468.
Scharung von Mineralgängen 346.
Schatzlarer Schichten 447, 465.
Schaumkalk 207, 521, 528, 529.
Scherbenlapilli 266.
Scheuersteine 156, 714.
Schichten, ihr Wesen 192, 312, Aufrichtung 316, auf dem Kopfe stehende 317, Auskeilen 313, Biegsamkeit 77, Dislokation 316, Fältelung, Knickung, Runzelung 323, Faltung 319, Mächtigkeit 313, 319, Streichen und Fallen 318, gegenseitiger Übergang 315, überkippte 317, Verwerfung 324.
Schichtenaufrichtung, einfache, einseitige 317.
Schichtenbau, umlaufender 323, beckenförmiger, kuppelförmiger 323, treppenförmiger 326.
Schichtenbiegungen 77, 323.
Schichtenbildung, transgredierende 144.
Schichtengruppe 315.
Schichtenkopf 314.
Schichtenlage, konkordante 315, schwebende 316, söhlige 316.
Schichtenreihen 315, 329, 365.
Schichtenstellung, fächerförmige 323.
Schichtenstörungen 68, 75, durch Aufrichtung 316, Absenkung 324, durch unterirdische Einstürze 122, durch Faltung 319, durch Spaltung und Verwerfung 324, deren Altersbestimmung 330.
Schichtensysteme, antiklinale, kahnförmige, synklinale, umgekippt kahnförmige 324.
Schichtflächen 192, 312, 314.
Schichtfugen 312.
Schichtquellen 124.
Schichtung, wirkliche des Gletschereises 148, der Gesteine 192.
Schichtvulkane 14.

Schiefe Falten 320.
Schiefer, Bündener 79.
Schiefer, lithographischer, von Solnhofen 583, 590, 595, 601, von Nusplingen 590, 595, 596.
Schiefergebirge, rheinisches 434.
Schieferige Struktur 190.
Schieferkohle 215, interglaziale 734, von Utznach 735.
Schieferletten, petr. Beschr. 273, im Rotliegenden 480, im Buntsandstein 515.
Schieferporphyroid 260.
Schieferton, petr. Beschr. 273, Entstehung 299, im Karbon 439, im Rotliegenden 480, im Dogger 572, in der Kreide 610.
Schieferung von Eruptivgesteinen, durch Dynamometamorphose erzeugt 80, 81, falsche und transversale 77.
Schiffelborner Schichten 410.
Schildkröten, älteste im Keuper 533, im Malm 585, in der Kreide 615, im Wealden 620, im Neogen 686.
Schildvulkane 16.
Schilfsandsein 536, 537.
Schillerfels 244, 256.
Schizodus obscurus 495, 496, 505, 506.
Schizolithe 285.
Schizoneura 509, Lehmanniana 531, paradoxa 516.
Schlackenhülle, -kruste, -panzer der Lavaströme 41.
Schlackenkanäle 41.
Schlackenkrater 17.
Schlackensäcke 41.
Schlackenschornsteine 40.
Schlackentuffe, petr. Beschr. 275, im Perm 486.
Schlackige Struktur 191.
Schlagende Wetter, ihre Entstehung 179.
Schlammausbrüche als Folgen von Erdbeben 88.
Schlammfluten bei Eruptionen 36.
Schlammgesteine 192.
Schlammquellen, vulkanische 30.
Schlammsprudel, ihre Entstehung, ihre Eruptionen 182, 183.
Schlammströme 137, 183.
Schlammvulkane 30, ihre Entstehung durch organische Zersetzungen und ihre Eruptionen 182, durch Erdbeben erzeugt 88.
Schlangenwülste 522.
Schlepp, diluvialer 716.
Schleppung der Gänge 347, von Schichten 324.
Schlern, Profil 551.
Schlerndolomit 547, 550.
Schlernplateauschichten 547.
Schleswig-Holstein, Glazialdiluvium 723.
Schlick, blauer und grüner an Küsten 145.
Schlier von Ottnang 689, 694.
Schlieren 286, 336, der Eruptivgesteine 284.
Schliffe, glaziale 711, 712, 737.
Schliffflächen 158, durch Windwirkung entstanden 168, glaziale 714.
Schloenbachia 614, inflata 626.
Schlotheimia 557, angulata 564, 565.
Schlotten, ihre Bildung 120, 204, im Zechstein 496.
Schluchtbildung 126.
Schluchten, ihre Ausweitung 129.
Schmalkalden, dessen Eisensteinlagerstätten 502.
Schmelzlinie der Gletscher 152, 153.
Schmelzwasser der Gletscher 151, deren Trübe 157, Menge derselben 157.
Schmutzbänder auf Gletschern 150.
Schnee 201.
Schneeeis 201.
Schneeeule 738.
Schneehase 738.
Schneelinie 146.
Schneeregion 147.
Schnitzereien, diluviale 750.
Schörlschiefer 263.
Schoharie, Sandstein 434.
Scholle 326.
Schollenförmige Auflagerung 330.
Schollengebirge 57, 69.
Schollenkegel 17.
Schollenlava 41.
Schonen, dessen Jura 603.
Schotter, petr. Beschr. 265, ihre Ablagerung 138, fluvioglaziale 735.
Schotterkegel der Moränen 157.
Schotterterrassen 139, diluviale 735, 738.
Schottland, seine Vergletscherung 730.
Schrägschichtung des Buntsandsteins 515.
Schrammen, glaziale 158, 712, auf Harnischen 325.
Schrammensysteme 714.
Schratten, ihre Entstehung 100.
Schrattenkalke 627.
Schraubensteine 417.
Schreibkreide 609, 632, 647, ihre Entstehung 305.
Schreyeralm, Cephalopodenkalk 547, Marmorkalk 548.
Schriftgranit 224.
Schüttergebiete, chronische 83, habituelle 83.
Schütterlinien 83.
Schuppengneis 256.
Schuppenlurche im Rotliegenden 484.
Schuppenstruktur 329.
Schussenried, seine Kulturschicht 748.
Schutt, terrigener 144, vulkanischer 266.
Schuttbreccien 269.
Schuttkegel 17, ihre Bildung 130, 137.
Schuttströme 137.
Schwaben, sein Dogger 578, sein Lias 567.
Schwaden, ihre Entstehung 179.
Schwadowitzer Schichten 465.
Schwagerina 447, princeps 466.
Schwammfazies des Malm 594.
Schwammkalke 588, 590, 595.
Schwammriffe 309, 596.

Schwanteshagen, Kalke 603.
Schwarmbeben 89.
Schwarzerde 272, 728.
Schwarzes Meer, sein Schwefelwasserstoffgehalt 170.
Schwarzkohle 215.
Schwarzwald, als Bruchgebirge 69, sein Rotliegendes 488, 504, Buntsandstein 520, diluviale Vergletscherung 736.
Schwebende Schichtenlage 316, -Gänge 345.
Schwefel als Quellabsatz 116—117, als vulkanisches Produkt 32, seine Bildung aus Schwefelwasserstoff 173.
Schwefelbakterien 173.
Schwefelcalcium aus Gips 172.
Schwefeldampf, als Eruptionsprodukt 32, 33, 47.
Schwefelhöhlen 30.
Schwefelige Säure, als Eruptionsprodukt 31, 32, 47.
Schwefelkies siehe Eisenkies.
Schwefelmetalle, ihr Absatz 111, 115, Bildung durch organische Substanz 170, Entstehung aus Sulfaten 171, 172, Umwandlung in Metalloxyde 104, gediegene Metalle 171, in Sulfate 103.
Schwefelquellen 116, 173.
Schwefelquelle, heiße von Warasdin-Teplitz 51.
Schwefelsäure, in vulkanischen Dämpfen 31, 32.
Schwefelwasserstoff, als Eruptionsprodukt 31, 32, 38, Entwicklung aus Lavaströmen 40, durch Bakterien gebildet 170, durch Reduktion von Sulfaten 173, Einwirkung auf Metallsalze 113, Entzündung bei Eruptionen 35.
Schweine im Jungtertiär 688.
Schweiz, Jungtertiär 689, 699, sächsisch-böhmische, ihr Jura 602, ihre Kreide 645, 648.
Schweizerbild 749.
Schweizerischer Tafeljura 69, Kettenjura 71.
Schwelkohle 215, 677.
Schwereunterschiede verursacht durch Gebirge 76.
Schwerspat 103, 205, in Spalten 113.
Schwimmsand 265.
Schwühl 288.
Schybiker Salz 697.
Sclerocephalus labyrinthicus 485, armatus 18.
Scolecopteris elegans 491.
Scolithus im Kambrium 385.
Scolopendrium 728.
Scrobicula-Ton 722.
Scutellenschichten 689.
Scyphia infundibuliformis 636.
Scyphocrinus 410.
Sedimentgesteine, Sedimentärgesteine, Entstehung und Material 297, Kennzeichen 298, minerogene mechanischen und chemischen Ursprungs, deren Entstehung 298, 300, litorale, pelagische, terrigene 299, 300, organogene, phytogene, zoogene 300, 304.
Sedimentgneise 257, der Urgneisformation 369.
Seebeben 90.
Seen, als Klärungsbecken 139, abflußlose, ihr Salzgehalt 119.
Seewasser, aus seinen Sulfaten Schwefelwasserstoff durch Bakterien gebildet 170.
Seewenkalk 638.
Seewenmergel 638.
Seichtwasser-Ablagerungen 300.
Seifen 265.
Seiser Alp 550, Profil 551, Schichten 547, 548.
Seismische Erscheinungen 12, 81, Linien 83.
Seismogramme, ihre Phasen 84.
Seismographen 84.
Seismometer, selbstregistrierende 84.
Seismologie 84.
Seitenerosion 130.
Seitenmoränen 155.
Sekretionen 189, ihre Entstehung 111.
Selachier im Silur 403, im Devon 423, im Karbon 452.
Selektionstheorie 351.
Selenschwefel 33.
Semionotus 542, 553, Bergeri 533, 534.
Semionotussandstein 536.
Semipartitusschichten 530.
Semnopithecus 688.
Senkungen 62, abwechselnde 61, säkulare des Bodens 12, 57, 62, 63, deren Konstatierung 57; Beispiele 62, Zuider See 62, Helgoland 62, diluviale Norwegens 721.
Senon 363, 630, 635, 638, 640, 642, 649, Norddeutschlands 636, 637, in Schweden usw. 648—653.
Senonien 637.
Senon, Quader 632, 649.
Septarien 188.
Septarienton 272, 670, 674, 682.
Sequanien 595, 598.
Sequoia 681, Couttsiae 671, 679, Braunkohle bildend 180, in der Kreide 651, in der Molassenkohle 673.
Serapis-Tempel bei Puzzuoli 61.
Serarchäischer Granit 372.
Serizitglimmerschiefer 263.
Serizitgneis 263.
Serizitphyllit 262.
Serizitporphyroid 260.
Serizitschiefer 262, des Präkambriums 375.
Serpentin 187, petr. Beschr. 212, Bildung 110, in der Gneisformation 370.
Serpentinen der Täler 133.
Serpentinisierung (Olivin) 108, 243.
Serpentinsande 689.
Serpula im Muschelkalk 527, amphisbaena 636, coacervata 593.
Serpulit 593, 595, 597, gesteinsbildend 305.
Sevegruppe 379.

Shasta Series 652.
Shelly clay 731.
Sicheldünen 166.
Sickerwasser, ihre Tätigkeit 94, 96—111.
Siderolithes 612.
Sideromelan 255.
Siebenbürgen, sein oberer Jura 595, Gold- und Tellurgänge 707, seine tertiären Eruptivgesteine 707.
Siebengebirge 705.
Sieber Grauwacke 461.
Siebigeröder Sandstein 461.
Siegener Grauwacke 429, 434.
Sigaretus 701.
Sigillaria, im Karbon 444, 447, im Rotliegenden 481, in dessen Glossopteris-Fazies 509; Brardii 489, 510, elegans 444, elliptica 444, 447, elongata 447, orbicularis 489, rugosa 447, squamata 447.
Sigillarien, aufrechtstehend 470, Steinkohle bildend 180.
Sigillarienstufe 456.
Silber, gediegenes, durch Reduktion entstanden 171, am Lake Superior 377.
Silbererzdistrikt von St. Andreasberg 437.
Silberformation, edle 343.
Silexartefakte 747.
Silikate, deren Zersetzung zu Karbonaten 104.
Silikatgesteine 210.
Sillimanitgranulit 258.
Silt in Flüssen 138.
Silur, silurische Formation 364, 391, Ergußgesteine 412, Gliederung und Parallelisierung 402, Britannien 404, Skandinavien 405, poln. Mittelgebirge 407, Böhmen 407, Deutschland 408, Alpen 410, übriges Europa 411, Amerika 411.
Silvretta 74.
Simbirskiten-Schichten 626.
Simbirskites Phillipsi 626.
Simosaurus 526.
Singschwan 749.
Sinterkohle 215.
Siphoneen im Silur 392.
Siphonia 612.
Sirgenstein, seine Höhle 746.
Sivatherium 703.
Siwalikformation Ostindiens 703.
Skandinavien, seine Gletscher 147, sein Präkambrium 379, sein Glazialgebiet 709.
Skarn 372.
Skelette, menschliche im Diluvium 750.
Skiddaw-Graptolithenschiefer 404.
Skiddaw-Schiefer 413.
Skorpion, ältester im Silur 402, im Karbon 452.
Skytische Stufe 547.
Snowdontuff 413.
Sodagranite 223.
Sodalithsyenit 236.
Sölle 715, 716.
Söllinger Sand 670.
Söterner Schichten 488.
Sohlenstein 530, blauer des Muschelkalks 528.
Sohlfläche 314.
Sohlschieferton, underclay 469.
Soissonais, Argile, Lignite 660.
Solanocrinus costatus 596.
Solen 694.
Solenopleura torifrons 389.
Solfatara bei Neapel 30.
Solfataren 29.
Solnhofener Plattenkalke 590, 595.
Solquellen 99, 116.
Solutréen 747.
Solva Gruppe 386.
Sommatypus 20.
Sommetal 746.
Sonnenbestrahlung, ihre Wirkung 92.
Sonneratia Schmidti 626.
Sonninia (Hammatoceras) 576.
Sordawalit 246.
Sosiakalk 507.
Sowerbyi-Stufe 579.
Spalten, ihre Entstehung 68, 75, 341, durch Erdbeben erzeugt 86, Erdbeben verursachend 83, abyssische 27, ihre Ausfüllung auf hydrochemischem Wege 111, 341, 343, durch Kontraktion entstanden 342.
Spaltenfrost unter Gletschern 161.
Spaltquellen 124.
Spaltung des Magmas 50, 284, 336.
Sparagmit 269, 379, des Präkambriums 375.
Sparagmitformation 379.
Sparnacien 660, 664.
Spatangenkalk 627.
Spatangus Hoffmanni 683.
Spateisenstein 208, in Gängen, seine Entstehung 113, in Brauneisenstein übergehend 102, durch Kontaktmetamorphose in Magnetit umgewandelt 288, im Zechstein 501.
Spatsand 265, 716, 723.
Speckled Sandstone 510.
Speckstein, als Zersetzungsrückstand 105.
Speise im Kupferschiefer 493.
Speiskobalt, Umwandlg. in Kobaltvitriol 103.
Sperenberg, Bohrloch 9.
Spermophylus 748, altaicus 738.
Spessart, Rotliegendes 504, Buntsandstein 520.
Spezifisches Gewicht der Gesteinsbestandteile zu deren Bestimmung 193.
Sphaerexochus 401.
Sphaeroceras 557, macrocephalus 577.
Sphaerococcites granulatus 560.
Sphaerocodien im Silur 393.
Sphaerocodienkalk 413.
Sphaerocodienmergel 406, 413.
Sphaerocodium gotlandicum 405.
Sphaerodus gigas 596.
Sphärolithe im Quarzporphyr 227.
Sphärolithfels 231.
Sphärolithische Struktur 191.
Sphärosiderit 209, Umwandlung in Brauneisen 103, toniger im Karbon 439, im

Rotliegenden 481, im New Red 541, im Lias 559.
Sphärosideritkonkretionen 189.
Sphärosiderit-Nieren im Dogger 580.
Sphaerulites 613, 638, Blumenbachi, erratus 628.
Sphenophyllum im Silur 410, im Karbon 442, im Rotliegenden 481, oblongifolia 447, Schlotheimi 441, 442, tenerrimum 447, 454.
Sphenopteridium 410, rigidum 393.
Sphenopteris 442, 460, 506, distans 447, 454, elegans 443, 447, fasciculata 491, germanica 481, obtusiloba 443, 447, punctulata 491, im Old Red 424, im Dogger 573.
Spiegel 325, 345.
Spilosit 262, als Kontaktprodukt der Diabase 297.
Spirifer im Silur 397, Devon 419, Karbon 448, Zechstein 494, acuminatus 434, Anossofi 434, arrectus 434, auriculatus 434, carinatus 429, cultrijugatus 419, 428, curvatus 429, cuspidatus 466, disjunctus 432, elevatus 413, glaber 449, 450, Hercyniae 429, 430, indifferens 428, lineatus 455, macropterus 429, Marcoui 466, Mercurii 429, Mosquensis 455, 466, paradoxus 419, 420, 428, (macropterus) 429, primaevus 419, 429, 434, rostratus 571, simplex 431, speciosus 419, 428, 430, striatus 449, 450, 463, sulcatus 411, supramosquensis 466, togatus 430, 432, tornacensis 453, 457, undulatus 494, 495, 505, Verneuili 419, 420, 427, 428, 431.
Spirifer cultrijugatus-Schichten 434, -speciosus Schichten 434.
Spirifer Hercyniae-Stufe 434, -paradoxus-Stufe, -Mercurii-Stufe 434, primaevus-Stufe 434.
Spirifer Verneuili-Sandstein 434.
Spiriferensandstein 430, 434.
Spiriferina 448, fragilis 525, 527, 528, 529, 530, 545, 551, hirsuta 525, 527, 528, 529, 530, 545, Mentzeli 424, 425, 428, 430, 448, rostrata 564, uncinata 554, villosa, verrucosa 569, Walcotti 564, 565, 570.
Spiriferinenbank 569.
Spirigera oxycolpos 554, trigonella 525, 528, 531, 545, 548.
Spisasalz 697.
Spitzbergen, seine Tertiärflora 687.
Spizzekalk 548.
Spondylus 694, Buchi 680, spinosus 630, 631, 636, 638, 642, 643, 650.
Spongien, gesteinsbildend 305, im unteren Karbon 454, in der Kreide 612.
Spongienkalke 590.
Spongienriffe 309, im Malm 596.
Spongiensandstein 267.
Spongiostromakalk, Obersilur 405.
Spongitenkalke im Malm 583, 588, gesteinsbildend 305.
Sporadoceras 421.
Springquellen, heiße, intermittierende 51.
Sprudel, Karlsbader 51.
Sprudelstein, 51.
Sprunghöhe 325.
Sprungkluft 324.
Spy, Höhle von 751, Kulturschichten 747.
St. Andreasberg, sein Silbererzdistrikt 437.
St. John Group 386, 391.
St. Pilter Schichten 460.
Stachannularia tuberculata 441, 442.
Stämme, aufrecht stehende im Karbon 470, verkieselte im Rotliegenden 481, 482.
Staffelbruch 76, 326.
Stagonolepis 541.
Stahlquellen 116.
Stalagmiten 115.
Stalaktiten 115.
Stampien 672.
Staßfurt, Salzlagerstätten 500.
Staubfälle 166.
Stauchungen im Untergrund des Geschiebemergels 715.
Stauria 394.
Stauroderma 597.
Staurolithglimmerschiefer 261.
Staurolithphyllit 262.
Stauseen 721, in Nordamerika 738.
Stauungsmetamorphose 79.
Stegocephalen 491, 508, im Karbon 452, im Perm Frankreichs 505, Rußlands 506.
Stegodon 703.
Stegosaurus 511, 558, 607.
Stehende Falten 320.
Steiger Schiefer, ihre Kontaktmetamorphose 292.
Steinbohrer,- messer,- schaber 746.
Steineis 741.
Steinheim, Süßwasserkalk 689.
Steinhorn-Schichten 410.
Steinkohle, petr. Beschr. 215, Entstehung aus Pflanzen 179, 180, 187, kontaktmetamorphe Umwandlung 288, im Devon 415, Karbon 439, 455 flgde., Rotliegenden 480, 489, 491, 492, im Keuper 535, New Red 541, alpinen Keuper 552, Lias 559, Dogger 573, in der Kreide 610, im Wealden 620, in der alpinen Kreide 640, in der amerikanischen Kreide 652, Vorrat in Deutschland 465.
Steinkohlenflöze, deren Bildung 468, autochthone 469, allochthone 470, bei Crock 489.
Steinkohlenformation 364, 438, 475, Eruptionen während derselben 471, Gebirgsbildung, Schichtenstörung während derselben 472.
Steinmergel 273, 674, im Keuper 535, 536.
Steinmergelkeuper 536.
Steinöl 218.
Steinsalz 187, 202, seine Ablagerung 142, 300, Auflösung 99, 119, im Silur 392, im Karbon 439, in der Dyas 502, 503, 504, im Zechstein 497—501, im Bunt-

sandstein 515, 519, Muschelkalk 521, 527, 529, im Keuper 531, im New Red 541, im Purbeck 593, im Oligozän 674, im Miozän (Wieliczka, Kalusz) 697.
Steinsalz, Pseudomorphosen nach demselben, im Buntsandstein 516, im Keuper 536, posthume Bildungen 499.
Steinwerkzeuge 744 flgde.
Steinzeit, diluviale, ältere 745, jüngere 747.
Stelzner, seine Thermaltheorie 114.
Stengelgneis 256.
Stengelige Struktur 191.
Stengelig-prismatische Absonderung 289.
Stenonia tuberculata 640.
Stenopelix 620.
Stenopora im Zechstein 494.
Stephanoceras 557, Humphriesianum 576, 577, 579, 580.
Stephanocrinus 411.
Steppe, Salzsteppe, deren Ausebnung durch Windwirkungen 167.
Steppenfauna, diluviale 738.
Steppenziesel 738.
Sterculia labrusca 679.
Stereorhachis 505.
Sternberger Gestein 670.
Sternberger Kuchen 684.
St. Étienne, Karbonbecken 467.
Stettiner Sand 670, 682.
Stickstoff, als Eruptionsprodukt 32, im Sickerwasser 96.
Stigmaria ficoides 444, im Devon 416, im Rotliegenden 481.
Stigmarien, Steinkohle bildend 180.
Stinkkalk 206, im Zechstein 496.
Stinkschiefer 496.
Stiperstone-Stufe 404.
Stirnmoräne 156.
St. John-Group 386.
St. Louis Kalk 468.
Stockdale-Graptolithenschiefer 404.
Stockförmige Einlagerungen 314.
Stockholmgranit 373.
Stockscheider 225, 336.
Stockwerk 346.
Stöcke 285, 314, 334.
Stomechinus im Malm 584.
Stonesfield Slates 578, 581.
Storaxbäume im Tertiär 692.
Stoßlinien 83.
St. Ouen, Calcaire 660, Süßwasserkalke von 666.
Strahlsteinschiefer 211, als Kontaktprodukt 294.
Stramberger Kalke 595.
Stramberger Schichten 592.
Stranddünen 164.
Strandlinien 58, deren positive u. negative Verschiebungen 59.
Strandterrassen 58.
Strandverschiebungen 58.
Strandwälle 145.
Straparollus pentangulatus 450, 451.
Stratiotes 718.
Stratovulkane 14, ihre Lage mit Bezug auf Land und Meer 28, ihre Entstehung 17.
Streckung durch Gebirgsdruck 79.
Strehlener Pläner 642, 650.
Streichen von Schichten, seine Bestimmung 318.
Streptelasma europaeum 394.
Streptorhynchus umbraculum 419, 420, 428.
Striatakalk 528.
Striated pavement 714.
Striberg, Hämatite 372.
Stricklandinia 397, lirata 406.
Stricklandinia-Mergel 406.
Stringocephaleneisenstein 428.
Stringocephalenkalk 428, 431, 434, von Manitoba 435.
Stringocephalenschicht 430.
Stringocephalus Burtini 419, 420, 428, 430, 431, 432.
Stringocephalus Burtini-Stufe 434.
Strix nyctea 738.
Ströme, vulkanische 333, 337.
Ströme, ihr Gehalt an gelösten Substanzen 118, derselbe abhängig von den Jahreszeiten 118, Verlegung ihrer Betten 134.
Stromatolithen 308, 515.
Stromatopora 404, 411, concentrica 417.
Stromatoporen im Algonkium 375, im Silur 395.
Stromatoporenriffe im Silur 413.
Stromatoporiden im Silur 403, im Devon 417.
Strombus 694, 701.
Stromsysteme Norddeutschlands während der Glazialzeit 720.
Strophalosia 508, Goldfussi 494, 495, 498.
Strophomena 397, 403, 448, caudata 428, depressa 404, 411, expansa 413, grandis 404, rhomboidalis 398, 429.
Strudelseen 721.
Struktur der Gesteine 189, allotriomorphe 283, automorphe 284, holokristalline 190, idiomorphe 284, ophitische 246, pflaster- oder bienenwabenähnliche der Kontaktgesteine 295, skelettartige der Kontaktmineralien 295, vollkristalline 190, xenomorphe 283. — Vgl. 190—191.
Stubensand 678.
Stubensandstein 536, 537.
Stübels Theorie 48.
Stufen der Formationen 362, der alpinen Trias 547.
Stufenbau glazialer Täler 159.
Stuores Wiesen bei St. Cassian 549.
Sturia Sansovini 548.
Stuttgarter Werksandstein 536.
Stylina 526, limbata 590, 596, tubulosa 596, im Malm 583.
Styliolinen im Devon 419.
Stylolithen 522.
Stylolithenkalk 528.
Subapenninformation 701.

Subkarbon 453, terrestre Fazies 454, in Sachsen 462.
Subkarbonische Formation 364.
Sublimationsprodukte, vulkanische 29, 30, 32, 33, 40.
Submarine Ausbrüche 22.
Subsigillarien 444.
Succinea 726, oblonga 727.
Sudetische Stufe des produktiven Karbon 456.
Südpol, seine Vereisung 148.
Süßwasserkalke 696.
Süßwasserkalk von Brie 672.
Süßwasserkonchylien im Diluvium 717.
Süßwassermolasse 670, 699, untere 673, obere 689.
Süßwasserquarz 210.
Suldenit 240.
Sulfate, Entstehung aus Sulfiden 103, Reduktion zu Sulfiden 172.
Sulfatgesteine 203.
Sulfide, Umwandlung in Sulfate 103.
Sumpferz 213.
Sus 747, major 702.
»Sutan«-Verwerfung 474.
Syenit 220, 232, Kontaktmetamorphose 293, in der Urgneisformation 371.
Syenitgneis 257.
Syenitporphyr 220, 225.
Sylvin 203, 499, 697, im Oligozän 674.
Synklinale 319.
Synklinale Längstäler 131.
Synklinallinie 320.
Syringophyllum 394.
Syringopora 395.
Système Bruxellien, Heersien, Laékenien, Landenien, Paniselien, Wemmelien, Yprésien 660, boldérien, diestien 698.

T.

Tabellarische Übersicht der Entwicklungsgeschichte der Erde 362.
Tachylit 221, 255.
Täler, ihre Ausweitung, ihre Bildung 129, ihre Entstehung 131, ihre Krümmungen 138, Längs- u. Quertäler 130, antiklinale, isoklinale, synklinale, tektonische 131.
Taeniodon Ewaldi 532, 537.
Taeniopteris abnormis 481, 490, multinervia 481, im Dogger 573.
Tafeljura der Schweiz 69.
Tafelschiefer 274.
Talbildung 126, 131.
Talchirkonglomerat 510.
Talchirschiefer 510.
Talformen, glaziale 159, deren Riegel- u. Stufenbau 159.
Talgebiet 132.
Talhintergrund 132.
Talk 187, als Zersetzungsrückstand 105.
Talkessel 132.
Talkgneis in der Urgneisformation 368.
Talkschiefer 212, des Präkambrium 375.
Tallehm 721.
Talsand 721, 723.
Talseen 131.
Talweg, seine Teile 132.
Tambacher Schichten 489.
Tangkohle im Devon 416.
Tang-Schiefer 429.
Tanner Grauwacke 409.
Tapanhoancanga 270.
Tapes 722.
Tapes-decussata-Bänke 722.
Tapire 669, 743.
Tarannon-Schiefer 404, 413.
Tarnowitz-Trockenberger Mulde 522.
Tarawera auf Neu-Seeland, sein Ausbruch 53.
Tatarische Stufe 506.
Taubach bei Weimar, älteres Palaeolithikum 747, Kalktuff 728, menschliche Skeletteile 751.
Taunus, diluviale Vergletscherung 736.
Taunusphyllite 434.
Taunusquarzit 429, 434.
Taunusschotter 726.
Tausendfüße im Karbon 452.
Taxites, Braunkohle bildend 180.
Taxocrinus 397, 448.
Taxodium 679, 681, distichum, miocenum 699.
Tegel von Baden 694, Hernals 696, Inzersdorf 689, 696.
Tektite 266.
Tektonische Erdbeben 83.
Tektonische Gebirge, ihre Entstehung 68,
Tektonische Geologie 2, 312.
Tektonische Täler 131.
Teleosaurus 511, 558, 562, 566, 578, 585. Bollensis 569.
Telerpeton 541.
Tellina 722, baltica 701, 731, calcarea 717, 731, crassa 694, 695, solidula 717.
Temboro 37.
Temperaturzunahme nach der Tiefe 8.
Tenorit, auf Lava 33.
Tentaculiten im Devon 419.
Tentaculitenknollenkalke 408.
Tentaculitenschiefer 426, 428, 430, 432, 434.
Tentaculites acuarius 428, im Silur annulatus 399, 404, ornatus 410.
Tenuilobatusschichten 595.
Tephrit 221, 254.
Terebellum 701, fusiforme 663.
Terebra 694, 701.
Terebratelbank im Muschelkalk 528.
Terebratelkalk 521.
Terebratella 613.
Terebratelzone, Muschelkalk 529.
Terebratula 557, 574, 613, angusta 528, 529, 545, 548, Aspasia (Zone) 572, Becksii 642, bicanaliculata 598, biplicata 636, bisuffarcinata 596, 597, carnea 633, 637, 643, carentonensis 643, cycloides 525, 528, 529, 530, (Waldheimia) digona 577,

578, diphya 592, diphyoides 627, Ecki 525, 527, 528, 529, elongata 431, 494, 495, 498, 506, globata 581, gracilis 643, grandis 683, 684, gregaria 554, humeralis 598, (Waldheimia) impressa 588, 597, insignis 596, janitor 593, (Waldheimia) lagenalis 579, (Waldheimia) numismalis 569, 571, (Zeilleria) numismalis 564, 566, obesa 635, oblonga 623, (Zeilleria) ornithocephala 581, (Megerlea) pectunculus 588, 589, Rotzoana 572, semiglobosa 630, 636, 642, 650, subsella 590, 598, tamarindus 623, vulgaris 521, 524, 525, 527, 528, 530, 533, 545, 548.
Terebratulina gracilis 638, 643, 650.
Teredo 694.
Termiten im Karbon 452.
Terra rossa 101.
Terrassen, von Fels durch Erosion in Flußtälern 133, von Schotter 139.
Terrigener Schutt 144.
Terrestre Fazies 356, des Oberkarbons 455, des Subkarbons 454.
Tertiär 362, 365, 653, Eruptionen während desselben 703, seine Charakteristik, Dauer 658, Gliederung 659, Hebungen u. Senkungen, Entstehung der Hochgebirge 654, älteres der Rocky Mountains 669.
Tertiärfloren arktischer Gegenden 687.
Teschenit 247.
Tetarata, Geysir auf Neu-Seeland 53.
Tetragraptus im Silur 404.
Teufelslöcher, Entstehung 122.
Textularia 612, 633, 694.
Textur der Gesteine 190.
Thalassemys 585.
Thalassiten-Zone 570.
Thamnastraea 526, 598, 612, microconus 596, prolifera 590, 591, im Malm 583.
Thanétien 660, 664.
Thanetsande 660.
Thanet sands 660.
Thaumatopteris Münsteri 537.
Theca 399, im Kambrium 385.
Thecidea 613.
Thecosmilia 590, trichotoma 596, rätische Stufe 555, im Malm 583.
The Dingle, Erdöl 180.
Theralith 221, 254.
Thermaltheorie über die Entstehung der Erzgänge 114.
Thermen 125, Beispiele solcher 50, deren Mineralgehalt 51, in Böhmen 706.
Theromorpha in der Karrooformation 543.
Thiede bei Braunschweig, Spuren menschlicher Tätigkeit 746.
Thörl mit Rhynchonella princeps 434.
Tholeier Schichten 488.
Thouletsche Lösung 193.
Thracia Phillipsi 623.
Three Forks, Clymenienschiefer 435.
Thrissops 557, 584, 592.
Thüringen, Kulm 462, Rotliegendes 489, Buntsandstein 520, Muschelkalk 528, Keuper 536, Oligozän 676.
Thuites 532.
Thuringit 211.
Thuringitschiefer 409.
Thuringit-Stufe 413.
Tichorhinus antiquitatis 740.
Tiefengesteine, ihre Entstehung 282, 283, ihre Kennzeichen 283.
Tiefenstufe, geothermische 8.
Tiefsee-Fazies 356.
Tiefseegebilde 145, -schlamm 300.
Tiefseegrund, seine Oberflächengestaltung 55.
Tiere im Meer, Kalkabscheidung bewirkend 173, 304—306, verwesende, dabei reduzierend wirkende 170.
Tierfährten, siehe Fußtapfen.
Tierreste, Metallsalze reduzierend 172.
Tigersandstein 520.
Till 731.
Tillotherium 669.
Timan, diluviale Vergletscherung 736.
Tinguait 237.
Tinoceras 669.
Tiphys horridus 698.
Tirolites Cassianus 545, 548.
Tissotia 643, Ewaldi 630, 638, 639.
Titaneisenerz 214.
Titanit 188.
Titanosaurus 615.
Titanotherium 669.
Tithon 590, 598, Gliederung u. Parallelisierung 595, alpines oder mediterranes 592.
Töpferton 271.
Tokanu auf Neu-Seeland, seine heißen Quellen 52.
Ton, petr. Beschr. 271, Bildung, Entstehung 105, 107, 299, roter der Tiefsee 300, blauer des Kambrium 386, 388, im Buntsandstein 515, Dogger 572, in der Kreide 610, im Tertiär 661, 663, 664, 674, 678, 682, 689, 697, 699, Diluvium (Bänder-, Glindower) 716.
Tonalit 239, 555, seine Kontaktmetamorphose 294.
Toneisenstein 209, im Karbon 439, Rotliegenden 481, Lias 570, Dogger 573, in der Kreide 610.
Tongallen im Buntsandstein 515, 521.
Tongesteine 192.
Tongerische Stufe 670, 673.
Tongrien 672.
Tonplatten, obere, des Muschelkalks 528, 530.
Tonquarzit, Keuper, 536.
Tonsalz 202.
Tonschiefer, petr. Beschr. 273, Entstehung 299, Kontaktmetamorphose 294, im Praekambrium 375, im Kambrium 383, im Silur 409, im Devon 414, im Karbon 439.
Tonstein 275.
Tonsteine, silicifizierte im Perm 486.
Tontosandstein 376.

Topasierung 295.
Topfstein 212.
Torer Schichten 547, 552.
Torf, petr. Beschr. 214, Entstehung 180, chemische Zusammensetzung 179.
Torferde 214.
Torfbildungen, interglaziale in den Alpen 734.
Torflager, interglaziale 718.
Torfmoore, submarine 62.
Tornoceras simplex 421, 431.
Torquay, Intumescensschichten 434.
Torridonian 378.
Tortonien 689.
Torulosus-Schichten 580.
Tosca 277.
Totes Meer, seine Salze 302.
Toucasia 628.
Tournaisien 457.
Tourtia 629, 638, 642, 643.
Toxaster 613, complanatus (= retusus) 623, 627.
Toxoceras 614, bituberculatum 624, 625, complanatum (= retusum) 628.
Tracey, Braunkohlenformation 671.
Trachyceras Aon 550, aonoides 552.
Trachyt 220, petr. Beschr. 234, kaustische Einwirkung auf Ton (Ischia) 288, Kontaktmetamorphose 288.
Trachytbimssteine 236.
Trachytkegel 42.
Trachytobsidian 236.
Trachytpechstein 220, 236.
Trachyttuff 276.
Tragoceras 702.
Transgredierende Lagerungsform 65.
Transgredierende Schichtenbildung 144.
Transgression 65, 66, 144, 330, im Jura 600, in der oberen Kreide 640.
Translation des Gletschereises 202.
Transmutationstheorie 351.
Transport von Aschen 163, von Staub 166.
Transportfähigkeit des Wassers 137, 139.
Transversale Schieferung durch Gebirgsdruck 77.
Transversarius-Schichten 595, 597.
Trapa Credneri 679.
Trapp 249, 251, 264.
Trappe 739.
Trappgranulit 264.
Traß 277.
Travertin, petr. Beschr. 207, seine Bildung 116—117, 169, als Absatz in heißen Quellen 54, de la Brie 670, moyen 672, im Diluvium 728.
Tremadictyon reticulatum 588, 589, 597.
Tremadoc 413.
Tremadoc-Schichten von England 404.
Tremadoc-Schiefer von Leimitz u. Neuhof 413.
Trematosaurus 538, Brauni 518.
Tremblores 85.
Tremors 85.
Trennung der Gesteinsgemengteile 193.
Trenton-Gruppe 412, 413.
Trentonkalk 412, 413.
Triarthus Becki 412.
Trias, Triasformation 363, 511, ihre verschiedene Fazies 512, 544, alpine 544, deutsche oder germanische 512, 538, englische und amerikanische (New Red) 540, 541, außeralpine pelagische 555.
Trichasteropsis 527.
Trichite 197, 198.
Triceratops 615, 653, prorsus 616.
Triconodon 587, 593, 607.
Tridymit 187.
Trienbacher-Schichten 489.
Triglyphus Fraasi 533.
Trigonia 613, clavellata 579, 588, 589, 598, costata 577, 578, 579, 581, interlaevigata 577—580, limbata 635, navis 575, 576, 579, 580, 581, pulchella 580, 581, scabra 630, 631, striata 579, suevica 596, sulcataria 638, suprajurensis 598.
Trigonodus Sandbergeri 525, 529, 530.
Trigonodusschichten 530.
Trigonosemus 613, pulchellum 633, 637.
Trilobiten im Algonkium 375, im Kambrium 383, im Silur 400, im Devon 421, im Karbon 451, im Perm 506.
Trimerocephalus 410.
Trinodosuskalk 548.
Trinodosus-Schichten 547.
Trinucleus im Silur 403, 404, concentricus 412, Goldfussi 408, ornatus 401, 408, Wahlenbergi 406.
Trinucleus-Kalk 413.
Trinucleusschiefer 406, 413.
Trionyx im Wealden 622.
Tripel 210.
Triton 694.
Tritylodon 544.
Trochitenbänke 528.
Trochitenkalk 521, 529, 530, gesteinsbildend 305.
Trochitenzone (Muschelkalk) 529.
Trochoceras 400, 403.
Trochosmilia 612, 638.
Trochus 569, 694.
Trogtäler 159.
Tropfstein, seine Entstehung 114.
Tropidoleptus carinatus 434.
Tropites 553.
Tropitidae, alpine Trias 546.
Trum, Trümer 113, 189.
Trümer, hangende, liegende, sich auskeilende 346.
Trümmergesteine 190, 192, 201, 265, ihre Entstehung 297.
Trümmerhalden, ihre Entstehung 130.
Trümmerkreide 648.
Trümmerporphyre 227.
Truncatulina 682.
Tschernosem 272, 728.
Tubicaulis im Rotliegenden 481.

Tuff, petrographische Beschreibung 275, Entstehung 36, Gebirgsglieder bildend 339.
Tuffkegel 17.
Tuffkreide von Mastricht 633.
Tufflöß 163, 277.
Tuffschiefer, Wengener 555.
Tullstroper Schreibkreide 648.
Tully-Kalk 434.
Tunnel, geothermische Messungen in denselben 9.
Turbinolia 680, sulcata 661.
Turbo 399, 495, 569, 574, 694, gregarius 528, solitarius 553, subduplicatus 581.
Turbonilla Theodori 536, Weißenbachi 517.
Turmalin 187.
Turmalingranit 224, 295.
Turmalingranulit 258.
Turmalinhornfels, Entstehung 295.
Turmalinschiefer 263, Entstehung 295.
Turon 363, 630, 640, Gliederung 642, 649.
Turonien 638.
Turrilites 613, catenatus 624, 625, costatus 630, 636, 638, tuberculatus 636.
Turritella 694, edita 664, imbricataria 661, 666, minuta 598, nucleata 570, terebellata 661, turris 699.
Turritellenplatte des Lias 570.
Tutenmergel 560.
Typhis pungens 663.

U.

Uddevalla, Muschelbänke von 722.
Überfallsquelle 125.
Überfaltungsdecken 71, Glarner 70.
Übergangsgebirge 382.
Übergreifende Lagerung 330.
Übergußschichtung der Vorriffzone 308.
Überkippungen 317, des Devons bei Goslar 415, glaziale 715.
Überlagerung, diskordante, konkordante 329.
Überquader 642, 649.
Überschiebung der Schichten 325, Beispiele von solchen 327, rätische 328, des Karbon 474.
Überschiebungsdecke, karpathische 605.
Überschiebungsfalten 71, 321.
Überschiebungsfläche 73.
Ufa, Kalke 434.
Uferwälle 140, 145.
Uinta-Gruppe 669.
Uintacrinus 613, 643, westfalicus 635, 642.
Uintatherium 657, 669.
Ullmannia Bronni 171, 494, 506.
Ulminartige Substanzen bei der Verkohlung 178.
Ulmus 691, 699.
Umbra 215.
Umformung der Gesteine, bruchlose und durch Bruch 77.
Umlagerung, mantelförmige 330.
Umschmelzungen durch Eruptivgesteine 287.
Umwallungen, ringförmige der Vulkane 19.
Umwandlung, der Gesteine durch vulkanische Dämpfe 31, wasserfreier in wasserhaltige Mineralien 101.
Uncites gryphus 419, 428.
Underclay, Karbon 469.
Ungarn, seine tertiären Eruptivgesteine 707.
Ungleichförmige Überlagerung 329.
Ungulitensandstein 386, 388.
Unicardium anceps 525, 529, cardioides 571.
Unio 622, im Purbeck 593, im Wealden 621, 622, Waldensis 621, im Diluvium 718, 724, 726.
Unterdevon 364, 423, 425, 428, 430, 432, 434.
Unterer Sphaerocodiummergel 406.
Unterirdische Absätze aus Mineralsolutionen 110.
Unterirdische Detonationen infolge von Höhleneinsturz 121.
Unterhuron, Algonkium 377.
Unterkambrium 364, 387.
Unterkarbon 453, 454, 457.
Unterlauf der Flüsse 133.
Unteroligozän 670, 685, in England 670, des Pariser Beckens 671, des Elsaß 674, der norddeutschen Braunkohlenformation (Egeln, Latdorf usw.) 680.
Unterpläner 636.
Unterrotliegendes 488, 489.
Untersilur 364, 404, 406.
Untere Thuringitstufe 408.
Upper boulder clay 731.
Upper Chalk 643.
Upper greensand 641.
Upper Oolites 581.
Upper till 731.
Upsalagranit 373.
Urach, Vulkangebiet 707.
Ural, diluviale Vergletscherung 736.
Uralitdiabas 245, 247.
Uralitdiorit 239.
Uralitporphyrit 221.
Uralitisierung 242.
Urfer Schichten 410.
Urgneisformation 365, petrographischer Charakter 367, Aufbau und Gliederung 372, Diskordanzen zu den jüngeren Formationen 373, Verbreitung 374.
Urgonien 628.
Urgonfazies 644.
Urnebel 5.
Urochs 731.
Urocordylus 452, 485.
Urstier 739.
Urstromtäler im norddeutschen Glazialgebiet 720.
Ursus 718, 723, arctos 739, 749, priscus 730, spelaeus 726, 728, 730, 740, 746, 747, 751, im Jungtertiär 658.
Urtonschiefer 262.
Urvierfüßler im Rotliegenden 483.
Utica-Schiefer 412, 413.
Utznach, Schieferkohle 735.

V.

Vadose Wasser, Quellen 50.
Växjögranit 373.
Vaginatenkalk 406, 413.
Valanginien 624, 626, 627, 628.
Valvata 597, 724, 726, naticina 718, piscinalis 723.
Variansschichten 642.
Variolit 246.
Varistischer Gebirgszug 472.
Vellach, Brachiopodenkalk 434.
Vellachtal, Korallenkalk 434.
Venericardia planicosta 661, 662, 664, 666.
Vennstufe 390, 475.
Ventriculites 642.
Venus clathrata 699, multilamellata 694, 695, umbonaria 694.
Vereisung, permische 509, wiederholte 711.
Verglasung 287.
Vergletscherung, diluviale 708, deutsche 709, der Mittelgebirge 730, britische 730, alpine 732, amerikanische 736.
Verit 221.
Verkohlungsprozeß 177, 178, dessen Produkte 180, Volumenverminderung dabei 179, Beschleunigung durch Druck 179.
Verkokung durch vulkanische Gesteine 288.
Vermiporellen 177, im Silur 393.
Vermiporellenkalk 305.
Vermoderung 178.
Verneuili-Schichten 427, 434.
Verrucano 505.
Verschiebungen von Gängen 347, der Strandlinien 58, der Pole 687.
Verwerfer 347.
Verwerfungen 324, 325, von Mineralgängen 347, Erdbeben verursachend 83, bei Gebirgsfaltung 68, einfache 76, streichende 325, infolge von Auslaugung 122, im Karbon 473, 475.
Verwerfungsspalte 324.
Verwitterung der Gesteine 105, der Erosion vorarbeitend 126, bei der Gebirgsbildung 76, — die des Augits 107, 108, der Hornblende 108, des Labradors 107, des Oligoklases 107, des Olivins 108, des Orthoklases 106, des Sanidins 107.
Verzahnung, fingerförmige 322.
Vesuv, sein Aschenregen 36, seine Laven 254.
Vezère, Höhlen mit Wandmalereien 750.
Vezèretal, Menschenschädel 751.
Vichter Schichten 426, 429.
Vielfraß 738.
Vireux, Sandstein 434.
Virgatiten-Schichten 606.
Virgatites 557, 606, virgatus 595.
Virgloriakalk 547.
Virgula-Schichten 606.
Virgulien 595.
Viridit 245.
Viséen 457.
Vitrina 727.
Vitriolisierung 103.
Vitrophyr 228.
Vögel im Malm 587, in der Kreide 615, im Oligozän 672, im Diluvium 744.
Vogelsberg, Braunkohlenformation 692, seine Vulkane 705, Mineralquellen 706.
Vogesen als Bruchgebirge 69, deren Rotliegendes 504, Vergletscherung 736.
Vogesensandstein 519.
Vogesit 220, 234.
Vogtland, Kulm 462.
Vola 613, aequicostata 650, notabilis 650, phaseola 650, quadricostata 633, 634, 649.
Volborthellen im Kambrium 385.
Vollkristalline Struktur 190.
Voltzia 509, 542, heterophylla 517, 519, Liebeana 494, Weissmanni 523.
Voltziensandstein 519, 520.
Volumenveränderung bei der Verkohlung 179.
Volumenvergrößerung, molekulare, als Ursache vulkanischer Eruptionen 48.
Voluta 694, athleta 663, crenulata 661, decora 680, depressa 664, Fabri 672, nodosa 661, 662.
Vorgänge, endogene 4, exogene 92.
Vorgeschobene Deltas 140.
Vorlandgletscher 147, 202.
Vorläufer, Vorphase der Seismogramme 84.
Vorriffzone 308.
Vorstöße der Erdbeben 89.
Vulkanberge, einfache, zusammengesetzte 18.
Vulkane 13, Erklärung, Einteilung 14, geschichtete 14, deren Entstehung 15, deren Höhe 15, Material 16, unterseeische 22, Abtragung 19, massige 42, deren Struktur 45, erloschene (ruhende) 29, tätige 29, normale Tätigkeit 32, Zustand der Eruption 34, räumliche Verknüpfung 24, auf Inseln, an Küsten 28.
Vulkandecken 44, 337, 705.
Vulkanembryonen 24.
Vulkangebirge 68.
Vulkangruppen 24, 25.
Vulkaninseln 22.
Vulkanische Aschen 35, 266, ihr äolischer Transport 36, 163.
Vulkanische Auswürflinge 16, vergleiche 266 u. flgde.
Vulkanische Dämpfe 29, 31, 32.
Vulkanische Eruptionen, Ausgangsort und Ursache 46, 48, im Tertiär 703.
Vulkanische Gesteine 13, 42, 280, ihre Entstehung 279—282, ihre Kontaktwirkung 286—289.
Vulkanische Sande 35.
Vulkankegel, deren Entstehung 16, Material 16, parasitische 19.
Vulkankuppen, massige 14, 42, ihre Verbreitung 28, 30.
Vulkanoklastische Gesteine 275.

Vulkanreihen 24, deren räumliche Verknüpfung 24.
Vulkanruinen 19.
Vulkanzonen 24, 26, zentraleuropäische 703.

W.

Wachskohle 215, 677.
Wackenton 110.
Waderner Schichten 488.
Wälder, unterseeische 62.
Wärmezunahme nach der Tiefe 8.
Wahsatch-Gruppe 669.
Waikato auf Neu-Seeland, heiße Quellen 53.
Walchia 506, filiciformis 482, piniformis 482, 488, 491.
Waldböckelheim, Meeressande 691.
Waldenburg, Rotliegendes 492.
Waldenburger Schichten 447, 456, 465.
Waldheimia 557, angusta 525, 530, digona 577, impressa 588, lagenalis 579.
Walkerde 272.
Wallriffe 175.
Wanderdünen 165.
Warsaw-Kalk 467.
Wasser, seine Aufgabe 92, Beteiligung bei Eruptionen 28, sein Gehalt an Kohlensäure und Sauerstoff, seine chemische Tätigkeit 96, geologische Tätigkeit 92, mechanische Tätigkeit 123, siehe auch Erosion 126 und Denudation 136, vadose und juvenile 50, seine Transportfähigkeit 137.
Wasserausbrüche als Folgen von Erdbeben 88.
Wasserdampf, als vulkanisches Produkt 29, 31, seine Entwicklung aus Lavaströmen 40, Fumarolen 30, 32.
Wassereis 201, 202.
Wasserfälle, ihr Zurückschreiten 127.
Wasserscheide, ihre Entstehung 133.
Wasserstoff, sich entzündend bei Eruptionen 35.
Wasserstoffgas, als Eruptionsprodukt 32.
Waterlime 413.
Waulsortien 457.
Wealdclay 619, 622.
Wealden 618, in Belgien, England, Nordamerika 622.
Wealdenformation 363, 612.
Wealdenkohle 610, 620.
Wealdensandstein 619.
Wealdenton 619, 620.
Websterit 221.
Wechsel der Faunen und Floren 655.
Wechsel der Schichten 325.
Wechsellagerung 298, 315, auskeilende 316, mariner mit Süßwasserbildungen 66.
Wehrlit 221, 255.
Weinfelder Maar 704.
Weinheim-Alzey, Meeressande 670, 691.
Weinrebe im Tertiär 692.
Weiselbergit 246.
Weißbleierz 103.
Weißer Jura (Malm) 582.
Weißliegendes 480.
Weißstein 258.
Wellendolomit 522, 529.
Wellenfurchen 515, im Buntsandstein 519.
Wellenkalk 521, 528, 529.
Wellenkalkgruppe 527, 528.
Wellenmergel, Muschelkalk 529.
Wellensandstein 522.
Weltbeben 89.
Wemmelien 660.
Wengener Schichten 547, 549.
Wenlock-Kalk 413.
Wenlock-Schiefer 413.
Wenlock-Stufe 404.
Werfener Schichten 546, 547, 548.
Werfener Schiefer 547.
Werksandstein, Stuttgarter 536.
Wernigeröder Grauwacke 461.
Wernsdorfer Schichten 627, 651.
Wesenbergsche Schicht 413.
Westerwald, seine Vulkane 705.
Westfälisches Steinkohlengebiet 458.
Wetter, schlagende 179.
Wetterau, Braunkohlenformation 692.
Wettersteinkalk 547, 551.
Wettiner Schichten 461.
Wetzschiefer 262, 274.
Wetzsteinschiefer 408.
Weybourn Crag 701, 731.
White Crag 689.
White or Coralline Crag 700.
White Mountain 54.
White-River-Gruppe 669.
Wichita-beds 508.
Wichtisit 246.
Widdringtonites Keuperianus 535.
Widersinniges Fallen 319, 325.
Wieder Schiefer 430, 434.
Wieliczka, sein Steinsalzlager 697.
Wiener Becken 693, Jungtertiär 689, Sandstein 640, 644.
Wiesentorf 214.
Wiesloch, Galmei 522, Erzlager 523.
Wild-Duck-Creek, glazialer Geschiebelehm 510.
Wildenfels, Kohlenkalk 462.
Wilde Portländer 596.
Wildkirchlihöhle 747.
Wildpferd 739.
Wilmsdorfer Schichten 536.
Wilsdruffer Porphyrit 491.
Winde, deren geologische Wirkungen 163, erodierende und denudierende Tätigkeit 167.
Windgällen, ihre liegende Falte 321.
Windkanter, -schliffe 168, 728.
Windungen, gekröseartige von Schichten 323.
Windwellen auf einer Schicht 314.
Windwirkungen in abflußlosen Gebieten 167.
Wisingsögruppe 379.

Wissenbacher Schiefer 426, 428, 430, 431, 434.
Woischnik, Kalksteine, Keuper 536.
Wolayer, Korallenriffkalk 434.
Wolf 739.
Wolfenbüttel, diluviale Artefakte 747.
Wolga-Schichten, ihre Gliederung 606.
Wolga-Stufe 595.
Wollsackähnliche Blöcke 105.
Woolwich-beds 660.
Woolwich Series 660.
Wühlratte, nordische 739.
Würm-Eiszeit 734.
Würmer, bodenbildend 170, gesteinsbildend 305.
Wüstegarten-Quarzit 410.
Wüsten, die geologischen Vorgänge in ihnen 142.
Wurm-Mulde des Karbon 458.
Wurmspuren im Algonkium 375.
Wurzelhorizonte im Karbon 470.
Wurzellose Berge 72.
Wurzelröhren im Löß 166.
Wurzelton 469.

X.

Xenacanthus 452, Decheni 483.
Xenodiscus 507.
Xenomorphe Struktur 283.
Xiphodon 672.

Y.

Yellowstone, seine Thermen und Geysirs 54.
Yoldia arctica 717, 724, 731, hyperborea 722.
Yoldientone 717, 722, 724, 725, 731.
Yoredale Schichten 457.
Yprésien 660, 664.

Z.

Zamites, in der Trias 532, im Lias 560, im Dogger 573, in der Kreide 651, distans 537.
Zancléen 689.
Zanclodon 511, laevis 533, 537.
Zanclodonschichten 536.
Zapfquellen 125.
Zaphrentis 447, 453, 508, im Devon 417, bilateralis 412, cornucopiae 447, 448.
Zatzschke, Tone und Mergel 642.
Zechstein 366, 479, 492, seine Gliederung 497, unterer 492, mittlerer 496, oberer 496, Erzgänge 501.
Zechsteinformation 364.
Zechsteinkalk 494.
Zechsteinkonglomerat 492.
Zeichenschiefer 274.
Zeilleria numismalis 564, ornithocephala 581.
Zeit, als geologischer Faktor 183, die der Erdentwicklung, ihre Größe 658.
Zeitalter, geologische 362—366.
Zellendolomit 208, 529.
Zellenkalk 207.
Zementschichten von Blaubeuren 596.
Zenscheidschichten 429 (Eifel).
Zentrale Erdbeben 88.
Zentraleuropäische Vulkanzone 703.
Zentralmassive 74.
Zentrum der Erdbeben 84.
Zeolithe, als Drusenmineralien in Basalten u. Phonolithen 112.
Zersetzung, akkumulierende 106, die der Gesteine durch Wasser 94, 96—111, durch vulkanische Dämpfe 31, 32.
Zerspratzungen durch vulkanische Magmen 287.
Zertrümerung der Gänge 346.
Zeugen 168.
Zimmersheim (Mergel) 674.
Zinkblende, Umwandlung in Zinkvitriol 103, als Versteinerungsmittel 172, durch Reduktion entstanden 171, im Devon 436.
Zinkerzlagerstätten in der Urgneisformation 371, im Devon 416, im Karbon 477, im Muschelkalk von Oberschlesien 522.
Zinkspat 103, als Quellabsatz 116, 117.
Zinkvitriol, Entstehung aus Blende 103.
Zinnerzformation 343.
Zinnstein-Ganggruppe, Entstehung 296.
Zirkon 188.
Zirkonsyenit 236.
Zirkus bei der Talbildung 132.
Zlambach-Schichten 547, 555.
Zoisit-Amphibolit 263.
Zone des Spirifer cultrijugatus 434.
Zonen der Formationen 362.
Zoogene Gesteine, ihre Bildung 169, 170, 173—177, 304—309.
Zopfplatten 579.
Zorger Schiefer 461.
Zuckerkorn, Kalk des oberen Jura 596.
Zufällige Bestandteile der Gesteine 188.
Zusammengesetzte Vulkanberge 18.
Zusammenschub der Erdrinde zu Faltengebirgen 70.
Zweiglimmer-Granite 223.
Zwergpfeifhase 739.
Zwickauer Kohlenfeld 462.
Zwiebelmaus 739.
Zwitter, Entstehung 296.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

S. 69

~~180.–~~
Dost. pr. 86/25.
31/10.950.
90.–

WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
II
L. inw. 5480

Biblioteka Politechniki Krakowskiej
100000299115