

WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW

~~BIBLIOTEKA GŁÓWNA~~

L. inw.

26

sehen

Klimalehre

von

Prof. Dr. W. Köppen

Mit 7 Tafeln und 2 Figuren

75811
Sammlung Götschen. Je in elegantem
Einwandband 80 Pf.

G. J. Götschen'sche Verlagsbuchhandlung, Leipzig.

- | | |
|--|---|
| 1 Der Nibelunge Nôt
und Mittelhochdeutsche Grammatik von
Prof. Dr. Goltzer. | 19 Römische Geschichte
v. Dr. Jul. Koch. |
| 2 Lessings Emilia Ga-
lotti. | 20 Deutsche Grammatik und
Geschichte der deutschen Sprache von
Dr. O. Lyon. |
| 3 Lessings Sabeln <small>nebst Ab-
handlungen.</small> | 21 Lessings Philotas <small>und die
Poesie des
Jähr. Arieges v. Prof. O. Günter.</small> |
| 4 Lessings Laokoon. | 22 Hartmann von Aue,
Wolfram v. Eschenbach u. Gottfr.
von Straßburg. Ausw. a. d. hof.
Epos v. Prof. Dr. A. Marold. |
| 5 Lessings Minna von
Barnhelm. | 23 Walthers v. d. Vogelweide
mit Ausw. aus Minnesang und Spruch-
dichtung von Prof. O. Günter. |
| 6 Lessings Nathan der
Weise. | 24 Hans Sachs u. Johann
Sischart nebst einem Anh.: Brant
u. Hutten. Ausgewählt u. erläutert
von Prof. Dr. Jul. Sahr. |
| 7 Martin Luther, Thomas
Murner u. d. Kirchenlied d. 16. Jahrh.
m. Einlg. u. Anm. v. Prof. G. Herlit. | 25 Kirchenlied u. Volkslied.
Geistl. u. weltl. Lyrik d. 17. u. 18. Jahrh.
bis Alopstod von Dr. G. Ellinger. |
| 8 Lessings litterarische
und dramaturg. Abhandl. | 26 Physische Geographie von
Prof. Dr. Siegm. Günter. Mit 32
Abbildungen. |
| 9 Lessings antiqu. und
epigrammat. Abhandl. | 27 Griechische u. Römische
Mythologie v. Prof. Dr. B. Steuding. |
| 10 Kudrun und Dietrich-
epen. Mit Einlg. u. Wörterbuch v.
Dr. O. L. Jiriczek. | 28 Althochdeutsche Litteratur
m. Grammatik, Uebersetzung u. Erläute-
rungen v. Prof. Th. Schanfler. |
| 11 Astronomie von A. S. Möbius.
Mit 36 Figuren. | 29 Mineralogie v. Dr. R. Brauns,
Professor an der
Univ. Gießen. Mit 130 Abb. |
| 12 Pädagogik von Prof. Dr. Rein. | 30 Gartenkunde v. Dir. G. Gelckh,
Prof. S. Saunter u.
0 Abbildungen. |
| 13 Geologie von Dr. C. Fraas. Mit
66 Textfig. | Litteraturge-
schichte v. Dr. Jul. Koch, Professor an
Gießen. |
| 14 Psychologie und Logik
von Dr. Th. Elsenhaus. | Eldensage von
Prof. Dr. G. Herlit. Mit 3 Taf. |
| 15 Deutsche Mythologie
von Prof. Dr. S. Kauffmann. | |
| 16 Griechische Altertums-
kunde von Maffei
9 Vollbildern. | |
| 17 Aufsatz-
sammlung v. Prof. Dr. L. | |
| 18 Menschliche
Vernunftlehre. Mit | |

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000298053

Sammlung Götschen. Je in elegantem 80 Pf. Leinwandband

G. J. Götschen'sche Verlagsbandlung, Leipzig.

- 33 Deutsche Geschichte im Mittelalter von Dr. S. Kurze.
- 36 Herder, Cid. Herausg. von Dr. E. Naumann.
- 37 Chemie, anorganische von Dr. Jos. Klein.
- 38 Chemie, organische von Dr. Jos. Klein.
- 39 Zeichenschule mit 17 Tafeln in Ton-, Farben- und Golddruck und 135 Voll- und Teigtbildern von A. Kimmich.
- 40 Deutsche Poetik von Dr. A. Borinski.
- 41 Geometrie von Prof. Mahler. Mit 115 zweifarb. fig.
- 42 Urgeschichte der Menschheit von Dr. M. Börnes. Mit 48 Abbildgn.
- 43 Geschichte des alten Morgenlandes von Prof. Dr. Sr. Bommel. Mit 6 Bildern und 1 Karte.
- 44 Die Pflanze, ihr Bau u. ihr Leben v. Dr. E. Dennert. Mit 96 Abbildungen.
- 45 Römische Altertumskunde von Dr. Leo Bloch. Mit 7 Vollbildern.
- 46 Das Waltharilied im Versmaße der Urschrift übersetzt u. erl. v. Prof. Dr. B. Althof.
- 47 Arithmetik u. Algebra von Prof. Dr. B. Schubert.
- 48 Beispielsammlung zur „Arithmetik u. Algebra“ von Prof. Dr. B. Schubert.
- 49 Griechische Geschichte von Prof. Dr. B. Snoboda.
- 50 Schulpraxis von Schuldirektor R. Serfert.
- 51 Mathem. Formelsammlung v. Prof. O. Bürklen. Mit 17 fig.
- 52 Römische Litteraturgeschichte von Herrn. Joachim.
- 53 Niedere Analysis von Dr. Benedikt Sporer. Mit 5 fig.
- 54 Meteorologie von Dr. W. Traber. Mit 49 Abbild. und 7 Tafeln.
- 55 Das Fremdwort im Deutschen von Dr. Rud. Kleinpaul.
- 56 Dtsche. Kulturgeschichte von Dr. Reinh. Günther.
- 57 Perspektive v. Hans Freyberger. Mit 88 fig.
- 58 Geometrisches Zeichnen von Hugo Becker. Mit 282 Abb.
- 59 Indogermanische Sprachwissenschaft von Prof. Dr. R. Meringer.
- 60 Tierkunde v. Dr. Franz v. Wagner. Mit 28 Abbild.
- 61 Deutsche Redelehre von Hans Probst. Mit einer Tafel.
- 62 Länderkunde v. Europa. Mit 14 Teigtärtchen und Diagrammen und einer Karte der Alpeneinteilung. Von Professor Dr. Franz Heiderich.
- 63 Länderkunde der außereurop. Erdteile. Mit 11 Teigtärtchen u. Profilen. V. Prof. Dr. Franz Heiderich.
- 64 Kurzgefaßtes Deutsches Wörterbuch. Von Dr. S. Dettler.
- 65 Analytische Geometrie der Ebene von Prof. Dr. M. Simon. Mit 40 fig.
- 66 Russische Grammatik von Dr. Erich Bernker.
- 67 Russisches Lesebuch von Dr. Erich Bernker.
- 68 Russisches Gesprächbuch von Dr. Erich Bernker.
- 69 Englische Litteraturgeschichte von Prof. Dr. Karl Weiser.
- 70 Griechische Litteraturgeschichte von Prof. Dr. Alfred Gerde.

Sammlung Götschen. Je in elegantem 80 Pf.

Feinwandband
G. J. Götschen'sche Verlagsbandlung, Leipzig.

- 71 **Chemie, Allgemeine u.** physikalische, von Dr. Max Rudolphi.
- 72 **Projektive Geometrie** von Dr. Karl Doehlemann. Mit 57 zum Teil zweifarbigem Figuren.
- 73 **Völkerkunde** von Dr. Michael Babeylandt. Mit 56 Abbildungen.
- 74 **Die Baukunst d. Abend-**landes von Dr. R. Schäfer. Mit 22 Abb.
- 75 **Die Graphischen Künste** von Carl Kampmann. Mit 3 Beilagen und 39 Abbildungen.
- 76 **Theoretische Physik, I.** Teil: Mechanik und Akustik. Von Prof. Dr. Gustav Jäger. Mit vielen Abbildgn.
- 77 **Theoretische Physik, II.** Teil: Licht und Wärme. Von Prof. Dr. Gustav Jäger. Mit vielen Abbildgn.
- 78 **Theoretische Physik, III.** Teil: Electricität und Magnetismus. Von Prof. Dr. Gustav Jäger. Mit vielen Abbildgn.
- 79 **Gotische Sprachdenk-**mäler mit Grammatik, Uebersetzung u. Erläuterungen v. Dr. Hermann Jantzen.
- 80 **Stilkunde** von Karl Otto Hartmann. Mit zahlr. Abbildgn. und Tafeln.
- 81 **Logarithmentafeln, Vier-**stellige, von Prof. Dr. Hermann Schubert. In zweifarb. Druck.
- 82 **Lateinische Grammatik** von Prof. Dr. W. Votsch.
- 83 **Indische Religionswis-**senschaft von Prof. Dr. Edmund Hardy.
- 84 **Nautik** von Direktor Dr. Franz Schultze. Mit 56 Abbildgn.
- 85 **Französische Geschichte** von Prof. Dr. R. Sternfeld.
- 86 **Kurzschrift.** Lehrbuch der vereinfachten deutschen Stenographie (System Stolze-Schrey) von Dr. Amiel.
- 87 **Höhere Analysis I:** Differentialrechnung. Von Dr. Frdr. Junker. Mit 63 fig.
- 88 **Höhere Analysis II:** Integralrechnung. Von Dr. Frdr. Junker. Mit 85 figuren.
- 89 **Analytische Geometrie** des Raumes von Prof. Dr. M. Simon. Mit 28 Abbildungen.
- 90 **Ethik** von Prof. Dr. Th. Achelis.
- 91 **Astrophysik** die Beschaffenheit der Himmelskörper von Prof. Dr. Walter S. Wislicenus.
- 92 **Mathemat. Geographie** zusammenhängend entwickelt und mit geordneten Denkübungen versehen von Karl Geißler.
- 93 **Deutsches Leben im 12.** Jahrhundert. Kulturhist. Erläuterungen 3. Abtheilung u. zur Kultur, von Prof. Dr. Jul. Dieffenbacher. Mit vielen Abbildgn.
- 94 **Photographie.** Von H. Reiser. Mit 1 Lichtdruckbeilage u. zahlr. Abbildgn.
- 95 **Paläontologie.** Von Prof. Dr. Rud. Boernes. Mit vielen Abbildgn.
- 96 **Bewegungsspiele** von Prof. Dr. E. Kohlrausch. Mit 14 Abbildungen.
- 97 **Stereometrie** von Dr. Glaser. Mit 44 Figuren.
- 98 **Grundriß der Psycho-**physik von Dr. G. S. Lipps.
- 99 **Trigonometrie** von Dr. Gerh. Hesseberg. Mit vielen Figuren.
- 100 **Sächsische Geschichte** von Rektor Prof. Dr. O. Raemmel.
- 101 **Sociologie** von Prof. Dr. Th. Achelis.
- 102 **Geodäsie** von Prof. Dr. E. Reinberg. Mit vielen Abbildungen.

Sammlung Götschen

Klimalehre

von

Prof. Dr. W. Köppen

Meteorologe der Seewarte

Mit 7 Tafeln und 2 Figuren.



Leipzig

G. J. Götschen'sche Verlagshandlung

1899

328

1-301270

Alle Rechte, insbesondere das Uebersetzungsrecht, von
der Verlagshandlung vorbehalten.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

~~126~~

Akc. Nr.

~~3422~~ 149

Druck von Carl Rembold & Co. in Heilbronn.

BRK-B-568/2016

Inhalt.

Vorbemerkung. — Litteratur.	Seite
Kapitel 1. Der Inhalt der Klimalehre und die klimatischen Elemente und Faktoren.	
§ 1. Begriff der Klimalehre	7
§ 2. Bestandteile der Elemente des Klimas	8
Kapitel 2. Meteorologische Beobachtungen und deren Bearbeitung.	
§ 3. Meteorologische Beobachtungen	12
§ 4. Klimatologische Untersuchungen	20
Kapitel 3. Strahlung und Wärme.	
§ 5. Die Sonnenstrahlung, deren Bedeutung und mathematische Bedingungen	27
§ 6. Physikalische Bedingungen, denen die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre unterliegt	33
§ 7. Einnahme und Ausgabe der Energie	37
§ 8. Wärmetransport und Wärmeverlust	40
§ 9. Gestalt der täglichen und jährlichen Temperaturkurve der untersten Luftschicht	42
§ 10. Temperatur der Oberfläche flüssiger und fester Körper, insbesondere des Menschen	43
§ 11. Hauptsätze über die horizontale Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche	48
§ 12. Verteilung der Temperatur nach der Höhe	53
Kapitel 4. Wind.	
§ 13. Ursachen des Windes und dessen Beziehungen zum Luftdruck	58
§ 14. Kreislauf der Atmosphäre; planetarische Winde	62
§ 15. Einfluß der Festländer auf die Circulation der Atmosphäre	64
§ 16. Periodische und unperiodische Aenderungen des Windes	66
§ 17. Stürme und besondere Winde. Wirkungen des Windes	68

Kapitel 5. Das Wasser in der Atmosphäre.

§ 18. Kreislauf des Wassers in der Atmosphäre	72
§ 19. Horizontale Verteilung der Hydrometeore	78
§ 20. Die Regengürtel und ihre Störung durch die Festländer	80
§ 21. Verteilung der Hydrometeore nach der Höhe	89

Kapitel 6. Klimatische Typen.

§ 22. Landklima und Seeklima. Wüstenklima, Küstenklima und Monjunklima	93
§ 23. Gebirgsklima, Höhenklima	97

Kapitel 7. Die klimatischen Zonen.

§ 24. Die fünf Klimazonen	104
§ 25. Die wichtigsten Kennzüge dieser Zonen	106
§ 26. Klima und Kultur	111
§ 27. Charakteristik der Tropenzone	113
§ 28. Charakteristik der gemäßigten Zone	117
§ 29. Charakteristik der Polarzonen	119

Vorbemerkung. — Litteratur.

Das meteorologische Beobachtungsnetz, das zwar höchst ungleichmäßig, aber stellenweise schon sehr dicht die Erde bedeckt, reicht selbst in seinen Anfängen nur wenig über hundert Jahre zurück. Auf seinen Aufzeichnungen beruht die Klimafunde fast gänzlich, und zwar konnte sie sich erst entwickeln, als durch das Wachstum dieses Netzes der Vergleich verschiedener Klimate möglich wurde. Die Klimafunde ist daher eine sehr junge Wissenschaft und zur Zeit noch weit mehr mit dem Zusammentragen des Materials als mit dem Aufstellen allgemeiner Gesetze beschäftigt. Ihre Litteratur besteht deshalb überwiegend einerseits aus den vielbändigen Jahrbüchern der meteorologischen Centralstellen, in denen die täglichen Beobachtungen und die Mittel zc. derselben veröffentlicht sind, andererseits aus einer großen Masse von Skizzen und Aufsätzen, die teils in den meteorologischen Zeitschriften gesammelt, teils in anderen Zeitschriften und Werken, namentlich geographischen Inhalts, verstreut sind. Als die weitaus reichste Quelle sind die 20 Jahrgänge (1866—85) der Zeitschrift der Oesterreichischen Gesellschaft für Meteorologie und die 14¹/₂ der sich daran anschließenden Meteorologischen Zeitschrift, herausgegeben von der Oesterreichischen Gesellschaft für Meteorologie und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (seit 1884) zu nennen. Ergänzung finden sie namentlich in dem Quarterly Journal of the British Meteorological Society und in den Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. Zusammenfassende Darstellungen der Klimatologie giebt es nur sehr wenig: die wichtigste ist das Handbuch der Klimatologie von Jul. Hann (Stuttgart, Engelhorn, zweite Auflage in 3 Bänden, 1897). Neben diesem vortrefflichen Buche hat selbständigen Wert das

Werk von A. Woeikof: Die Klimate der Erde (Zena, Costenoble, 1887, in 2 Bänden), besonders durch eingehendere Behandlung der Gewässer und des Schnees bezw. Eises.

Neben dem Wort und der Tabelle haben viele Thatsachen der Klimafunde ihre Darstellung in Karten gefunden. Die wichtigsten derselben sind gegenwärtig in guter Ausführung auch in den geographischen Atlanten zu finden, so besonders in dem Handatlas und dem Schulatlas (Oberstufe) von Debes. Reichhaltigere Sammlungen von klimatologischen Karten findet man in Hanns Atlas der Meteorologie (Gotha, Perthes, 1887) und in Buchan's Report on Atmospheric Circulation (1893 als zweiter Band des Challenger-Werkes erschienen), für die Ozeane in den Atlanten der Seewarte (Hamburg, Friederichsen, 1882, 1891 und 1896). Jrgend eines dieser Kartenwerke, mindestens aber ein guter Schulatlas, dürfte auch zum vollen Verständnis des vorliegenden Werkes notwendig sein.

Als Ergänzung zur Klimafunde muß auch die Bekanntschaft mit einer zusammenfassenden Darstellung der Meteorologie dringend empfohlen werden. In dieser Hinsicht können wir auf Nr. 54 dieser Sammlung, Die Meteorologie von Dr. W. Trabert, hinweisen, wo der Leser auch einige weitere Litteratur angegeben findet.

Kapitel 1.

Der Inhalt der Klimalehre und die klimatischen Elemente und Faktoren.

§ 1. Begriff der Klimalehre.

Unter Klima verstehen wir den mittleren Zustand und gewöhnlichen Verlauf der Witterung an einem gegebenen Orte. Die Klimalehre oder Klimatologie ist ein Zweig der Meteorologie im weiteren Sinne, der zwar ebenso, wie diese überhaupt, sich auf der Experimentalphysik und der Geographie aufbaut, in dem aber das geographische Moment über das physikalische überwiegt. Das Gegenstück zur Klimakunde ist die synoptische Witterungskunde; wie für die erstere die Einheit des Ortes, so ist für die letztere die Einheit der Zeit maßgebend; jene faßt die Gesamtheit der in vielen Jahren an einem Orte sich vollziehenden Erscheinungen nach ihrer gesetzmäßigen Wiederholung in ein Bild zusammen, diese faßt den momentanen Zustand über einem größeren Raume ins Auge und verfolgt die einzelne Erscheinung in ihrer Fortpflanzung über die Erde durch Stunden, Tage oder Monate eines gegebenen Jahres hindurch. Beide Zweige trachten dabei, angesichts der so vielseitigen Abhängigkeit des Menschen von den meteorologischen Bedingungen, nach praktischer Anwendung;

und wie die Witterungskunde in die tägliche Wetterprognose und die Sturmwarnung ausläuft, so liefert die Klimakunde dem Landwirt, dem Industriellen, dem Arzte die Unterlage zur Beurteilung des Einflusses des gewöhnlichen Verlaufs dieser Erscheinungen am gegebenen Orte auf das Gedeihen der Pflanzen, auf industrielle Prozesse, auf Krankheiten zc. Diese Bezugnahme auf den Menschen spielt sogar in der Abgrenzung der Klimatologie seit jeher eine Rolle, indem nur diejenigen meteorologischen Bedingungen, die das organische Leben in der Natur, insbesondere unsere eigenen Organe, direkt beeinflussen, als Bestandteile des Klimas anerkannt werden; so wird der Lehre vom Luftdruck, trotz ihrer außerordentlichen Wichtigkeit für die Meteorologie als Ganzes, aus diesem Grunde nur eine geringe klimatologische Bedeutung zuerkannt. Auch ist es wenig üblich, von „Klima“ dort zu sprechen, wo nicht Menschen dauernd oder zeitweise ansässig sind oder sein können. Man spricht kaum jemals vom Klima der Meere oder von jenem der freien Atmosphäre, wohl aber von jenem der Inseln, Küsten und Berggipfel. Dem entspricht denn auch eine zweite Definition des Klimas als der „Gesamtheit der atmosphärischen Bedingungen, die einen Ort der Erdoberfläche mehr oder weniger für Menschen, Tiere und Pflanzen bewohnbar machen.“

§ 2. Bestandteile oder Elemente des Klimas.

Die Vorstellungen, mit denen die Klimalehre arbeitet, lassen sich in dieselben Gruppen ordnen, nach denen die Meteorologie überhaupt ihren Stoff gliedert, also in die Hauptgruppen Strahlung, Wärme, Luft-

druck, Wind und Wassergehalt der Atmosphäre (Hydrometeore), nebst den für den Zusammenhang minder wichtigen chemischen, optischen, akustischen und elektrischen Erscheinungen in derselben. Innerhalb jeder dieser Gruppen ergiebt sich sodann eine Anzahl von mehr oder weniger belangreichen Vorstellungen, deren Anwendung auf die einzelnen Klimate diese charakterisiert. Dies sind die klimatischen Elemente, z. B. die mittlere Lufttemperatur, die jährliche und tägliche periodische, sowie die mittlere unperiodische Schwankung derselben, das absolute Maximum und Minimum der Lufttemperatur zc. Unklare Fassung, unzweckmäßige Auswahl und falsche Ableitung dieser Größen in den Mitteilungen über die einzelnen Klimate hat den Fortschritt der Klimatologie sehr oft beeinträchtigt. Es ist deshalb eine scharfe Definition und eine Heraushebung der wichtigsten unter diesen Bestandteilen, aus denen sich der Begriff „Klima“ zusammensetzt, notwendig.

Sodann hat die Klimatologie die Wirkungen darzulegen, welche die astronomischen, geographischen und meteorologischen Bedingungen auf diese klimatischen Elemente ausüben. Diese äußeren Bedingungen oder klimatischen Faktoren sind vor allem: die geogr. Breite, die Höhe und die Natur der Unterlage der Atmosphäre, ob sie fest oder flüssig sei, und in ersterem Falle, welches ihre Neigung zum Horizonte und ob und welche Pflanzendecke oder Schnee- respektive Eisedecke, sie trägt; ebenso wichtig ist die Abhängigkeit der klimatischen Elemente von meteorologischen Bedingungen, die also auch ihrerseits wieder als klimatische Faktoren auftreten: so die Abhängigkeit des Windes von der

Druckverteilung, die der Strahlung und Lufttemperatur von der Bewölkung *z.* Bei diesen aber wirkt das Bedingte stets mehr oder weniger auf das Bedingende zurück, so daß sich uns ein kompliziertes Ineinandergreifen von Ursache und Wirkung darbietet, das zu überblicken nicht leicht und das der exakten Rechnung zu unterwerfen gewöhnlich unmöglich ist. Dennoch ist es hier, wie in der ganzen Meteorologie, sehr wichtig, daß bei jedem Erklärungsversuch die Quantitäten, um die es sich handelt, wenigstens annähernd geschätzt werden, da sonst der Aufstellung grundloser, nur scheinbar plausibler Erklärungen für die verwickeltesten Vorgänge Thür und Thor geöffnet sind.

Unter den klimatischen Faktoren lassen sich zwei — der Einfluß der geographischen Breite und jener der Neigung des Bodens — zum Teil auf einen und denselben Faktor zurückführen: auf den Winkel, unter dem die Sonnenstrahlen die Erdoberfläche treffen. Der Wechsel dieses Winkels im Laufe des Tages und des Jahres, oder beim Uebergang aus einer Breite in eine andere, oder vom Nord- zum Südabhang eines Berges oder Gebirges ist die Ursache für eine Menge der auffallendsten klimatischen Erscheinungen. Es ist daher nicht zu verwundern, daß das Wort „Klima“ vom griechischen *κλιμα*, neigen, sich herleitet, wobei unbestimmt bleibt, ob es eine gelehrte, von der Neigung der Sonnenstrahlen oder gar der Erdaxe ausgehende Wortbildung oder die Verallgemeinerung eines volkstümlichen, im gebirgigen Griechenland naheliegenden Begriffes für den Unterschied zwischen den nach verschiedenen Himmelsrichtungen schauenden Abhängen ist.

Einen zweiten mächtigen Einfluß der Neigung einerseits des Horizonts zur Erdaxe, andererseits der Bodenoberfläche zum Horizont hat man erst in den letzten 100 Jahren mehr und mehr erkannt: es ist ihr mechanischer Einfluß auf die Bewegungen der Luft. Einerseits unterliegen durch die Erdrotation alle horizontalen Bewegungen in der Atmosphäre einer je nach der geographischen Breite verschiedenen Ablenkung, durch die sie, statt ihr Ziel auf kürzestem Wege zu erreichen, in den gemäßigten und höheren Breiten zur Bildung von Wirbeln genötigt werden, deren buntem Durcheinander wir die Launenhaftigkeit unseres Wetters im Gegensatz zu dessen Regelmäßigkeit unter dem Aequator verdanken. Andererseits bedingt die mechanische Empor-
drängung horizontaler Luftströme an den Lehnen der Gebirge einen großen Teil der Eigentümlichkeiten des Höhenklimas, die wir weiter unten kennen lernen werden.

Für die Darstellung in diesem Buche ziehen wir es vor, die klimatischen Faktoren der Breite, Höhe u. s. w. bei den einzelnen Elementen des Klimas zu behandeln und nur zum Schluß ihren Einfluß auf alle diese übersichtlich zusammenzufassen, um so von der Betrachtung der einzelnen Züge zu jener des Gesamtbildes des Klimas einer Gegend überzugehen, wie diese sodann in einem zweiten Bändchen dieser Sammlung in der durch den engen Raum bedingten Kürze für die einzelnen Länder dargelegt werden soll.

Kapitel 2.

Meteorologische Beobachtungen und deren Bearbeitung.

§ 3. Meteorologische Beobachtungen.

Das Material für die Klimafunde wird in der Hauptsache durch meteorologische Beobachtungen geliefert. Diese erfordern zwar zum größten Theile weder viel Mühe, noch auch schwer zu erwerbende Kenntnisse oder kostspielige Instrumente, allein sie verlangen, um Wert zu haben, ein bedeutendes Maß von Pünktlichkeit und Sorgfalt und die Beachtung einer Reihe von Regeln, durch deren Vernachlässigung ein großer Theil der Arbeit wertlos werden kann. Eine Menge viele Jahre fortgesetzter Beobachtungsreihen erweisen sich bei dem Versuche ihrer Verwendung als unbrauchbar, weil die Korrekturen der Instrumente und deren Aufstellung nicht bekannt, die Beobachtungsstunden fraglich oder schlecht gewählt und nicht fest eingehalten sind und der Sinn vieler Notierungen nicht genau feststellbar ist. Wer deshalb den Wunsch hat, durch meteorologische Aufzeichnungen die Wissenschaft zu fördern, möge die folgenden Hinweise beachten.

1. Nur Beobachtungen, die mit Sorgfalt und Pünktlichkeit angestellt sind, können wissenschaftlich verwendet werden. Man halte die einmal gewählten Stunden möglichst präzise ein, vermerke allfällige Verspätungen genau, sorge wenn möglich für einen zuverlässigen Stellvertreter und lasse, wenn dennoch eine Beobachtung ausfällt, die Rubrik leer, statt sie mit gemutmaßten Werten auszufüllen.

2. Man Sorge dafür, daß alle Ueberschriften im Journal verständlich seien, daß über den Sinn jeder Zahl durchaus kein Zweifel bestehen könne, weder über Instrument und Skala (z. B. ob Grade Celsius oder Grade Réaumur), noch über die Zeit, auf welche sie sich bezieht, und schiebe diese Erklärungen nicht etwa in dem Glauben auf, daß man sie ja jederzeit im Bedarfsfalle machen könne. Wird dann, wie so oft geschieht, das Tagebuch erst nach dem Tode des Urhebers einem Fachmanne übergeben, so ist es gewöhnlich zu spät dafür. Beobachtet man Instrumente, so suche man deren Fehler gegen die sog. Normalinstrumente eines meteorologischen Instituts festzustellen. Schon beim Ankauf derselben suche man Korrektionsstabellen dafür mit zu bekommen; da jedoch kein Instrument völlig unveränderlich ist, so suche man später von Zeit zu Zeit die Korrekturen zu ermitteln. Die früher recht lästige allmähliche Verschiebung des Nullpunkts ist heute für Quecksilberthermometer aus Geneser Glas so gut wie ausgeschlossen. Für Barometer ist öftere, etwa alljährliche Vergleichung mit einem geprüften Instrumente wichtig. In Ländern ohne staatliches Beobachtungsnetz bieten sich Gelegenheiten dafür in den Hafenplätzen durch die Besuche solcher deutscher und englischer Schiffe, die für die Deutsche Seewarte oder das „Meteorological Office“ Journal führen. Man beginne das Journal mit einigen Angaben über den Ort der Beobachtung, die benutzten Instrumente und deren Aufstellung, und notiere jede Aenderung in diesen Dingen.

3. Die Lage des Beobachtungsortes sei eine möglichst freie, luftige und von der näheren Umgebung wenig

beeinflusste. Beobachtungen, die in engen Straßen volkreicher Städte angestellt werden, sind wohl interessant zum Vergleich mit jenen des offenen Landes oder zu speziellen Zwecken, können aber über das Klima der Gegend keinen richtigen Aufschluß geben. Die Lufttemperatur z. B. ist in einer großen Stadt in unseren Breiten durchschnittlich um 0,5 bis 1 Grad höher, als in der Umgebung; der Unterschied ist am größten in windstillen Sommernächten, wo er 2 Grad übersteigt, bei windigem Wetter wird er gering; wohl aus diesem Grunde ist er im Winter, trotz der Heizung und Beleuchtung, kleiner als im Sommer, und in den Tropen größer, als bei uns. Sehr lehrreich sind vergleichbare Beobachtungen in benachbarten, aber verschiedenen Lagen, wie in und außerhalb der Stadt oder des Waldes, auf dem Gipfel eines Hügels oder Berges, an dessen Abhang und im Thale am Fuße desselben u. s. w., die je nach der Tageszeit, der Bewölkung und dem Winde merklich verschiedene Ergebnisse liefern.

4. Als Beobachtungsstunden wähle man in Gebieten, die ein organisiertes Beobachtungsnetz besitzen, womöglich die Stunden, die in diesem oder doch in einem nah benachbarten Netze gebräuchlich sind, um Material zu lehrreichen Vergleichen zu bekommen. Gewöhnlich wird dreimal am Tage beobachtet, und am meisten werden gegenwärtig, wenigstens von Deutschen, für klimatologische Zwecke die Stunden 7 h a. m., 2 h p. m. und 9 h p. m., für Zwecke der Wettertelegraphie die Stunden 8 h a. m., 2 h p. m. und 8 h p. m. bevorzugt.

5. Wer vollständige meteorologische Beobachtungen

an Instrumenten machen will, wie sie einer regulären Station 1. oder 2. Ordnung entsprechen, thut am besten, sich einem bestehenden Stationsnetze anzuschließen, sich Instrumente und Instruktionen von einem meteorologischen Institut geben zu lassen und diesem seine Beobachtungen, wenn möglich allmonatlich, einzusenden. Wir können uns daher hier mit wenigen Winken für Beobachtungen über Lufttemperatur, Regenfall und solche ohne Instrumente begnügen, weil für derartige der Kreis der Teilnehmer viel weiter gezogen werden kann.

Das Thermometer muß, um die Luftwärme anzugeben, vor Regen, Sonne und auch der Strahlung solcher Gegenstände geschützt sein, die wesentlich wärmer oder kälter als die Luft sind, zugleich aber dem Luftzuge möglichst frei ausgesetzt sein und in Luft sich befinden, die als eine maßgebende Probe derjenigen angesehen werden kann, deren Wärmeverhältnisse wir studieren wollen. Es ist nicht leicht, besonders in sonnigen und windstillen Klimaten, diese Forderungen gleichzeitig ausreichend zu erfüllen. Zweierlei Aufstellungen sind gebräuchlich: 1. vor einem Fenster auf der Schattenseite des Hauses, womöglich vor einem im Winter nicht geheizten Raum und 20—30 Centimeter von der Wand entfernt; und 2. in einem besonderen Gehäuse im Garten oder auf einer Wiese; als solches hat die Stevensonsche oder englische Hütte die größte Verbreitung, die im Sonnenschein bei Windstille allerdings um $\frac{1}{2}$ Grad und mehr zu hohe Temperatur ergiebt. Die gewöhnlichen Beschirmungen aus Zinkblech sind wohl gut, um die Thermometer vor Regen und Beschädigung zu schützen, verringern aber die Wirkungen von Strahlung nicht.

Die günstigsten Ergebnisse liefert das Åßmannsche Aspirations=Psychrometer, das aber für gewöhnliche Stationen etwas zu teuer und zeitraubend ist. Für gelegentliche Bestimmungen der Lufttemperatur thut ein Thermometer mit kleinem Gefäß, rasch im Kreise herumgeschwungen, gute Dienste, da es sehr wenig von Strahlung beeinflusst wird (Schleuder=Thermometer).

Der Regenmesser mißt den in Tropfen oder Flocken fallenden Niederschlag; Niederschläge, die sich wie Tau und Reif an den festen Oberflächen selbst bilden, oder, wie die Nebelteilchen, schweben, können damit nicht in brauchbarer Weise gemessen werden. Seine Angaben bedeuten, wie hoch das Wasser den Boden bedecken würde, wenn es weder abflöÙe, noch einsickerte, noch verdunstete. Schnee wird vor der Messung geschmolzen; zu diesem Behufe führt jede Station in unseren Breiten 2 Regenmesser. Die Form und Einrichtung des Regenmessers kann verschieden sein; wesentlich ist nur, daß seine obere Oeffnung, die ein Fünzigstel bis ein Zwanzigstel eines Quadratmeters betragen kann, genau bekannt, durch Verstärkung vor Verbiegen geschützt und horizontal aufgestellt sei, sowie daß ein doppelter Boden das Wasser durch enge Löcher aufnehme und vor Verdunstung schütze. Aus diesem wird das Wasser durch seitliches Ausgußrohr oder anders in ein Meßglas gegossen. Läßt man sich den Regenmesser vom Klempner am Ort machen, so mache man die Oeffnung rund mit einem Durchmesser von 178 Millimeter, dann ist diese ein vierzigstel Quadratmeter und bedeuten 25 Gramm oder Kubikcentimeter gesammelten Niederschlags eine Regenhöhe von 1 Millimeter. Der Regenmesser ist so aufzu-

stellen, daß er von höheren Gegenständen nicht mehr als um 30 Grad überragt wird, aber doch dem Winde nicht voll ausgesetzt ist, da andernfalls bei starkem Winde von feinem Regen und besonders Schnee zu wenig gemessen wird.

Beobachtungen ohne Instrumente können, wenn sie mit Aufmerksamkeit, Ausdauer und Sachkenntnis angestellt werden, der Wissenschaft ebensoviel Nutzen bringen, wie solche an Instrumenten. Es muß dabei streng unterschieden werden zwischen Wahrnehmungen, die zur Zeit der einmal gewählten Beobachtungstermine selbst und solchen, die in der Zwischenzeit zwischen diesen Terminen gemacht werden; die Vermengung beider macht heute noch viele Aufzeichnungen mehr oder weniger unbrauchbar.

Die erste Forderung muß sein, daß wir von der Witterung zur Zeit der Terminbeobachtung eine möglichst vollständige Darlegung bekommen; an zweiter Stelle müssen wir wünschen, auch über das, was zwischen den Beobachtungsterminen vorging, unterrichtet zu werden. Für die Instrumentalbeobachtungen ergiebt sich diese Unterscheidung von selbst. Die Beobachtungen ohne Instrumente aber, die sich dem aufmerksamen Menschen in jedem Moment von selbst aufdrängen, werden leicht in einer Weise angeschrieben, die die Feststellung, ob es zur Zeit des Beobachtungstermins selbst regnete, schneite, nebelte oder die Sonne schien, unmöglich macht. Und doch ist sicherlich das Bild vom Wetter ohne diese Angabe ein ganz unvollkommenes und bedeutet z. B. der Stand des Psychrometers etwas Anderes, wenn es regnet, als wenn die Sonne scheint.

a) Beobachtungen ohne Instrumente zu festen Terminen. Als Bewölkung wird notiert, wie viel Bruchteile des sichtbaren Himmelsgewölbes von Wolken eingenommen werden, sei es nach Zehnteln oder nach Vierteln, so zwar, daß 0 wolkenlosen, 10 oder 4 ganz bedeckten, 5 oder 2 halb bedeckten Himmel bedeutet. Die Dicke der Wolke kann durch Exponenten 0 und 2 beigefügt werden, z. B. 10^2 dick bedeckt, 10^0 leicht bedeckt. Beobachtungen über die Bewölkung der Nacht sind schwieriger und spärlich vorhanden; sie sind aber sehr interessant zum Vergleich mit dem Temperaturminimum (vgl. § 8).

Die Notierung von Hydrometeoren, die zur Zeit der Termine stattfinden, geschieht am besten in der Rubrik der Bewölkung, die dafür breiter zu nehmen ist; die internationalen Zeichen sind ● Regen, * Schnee, Δ Graupeln, \blacktriangle Hagel, \equiv Nebel, \cup Thau, \perp Reif, hierzu sollte noch \odot als Zeichen für Sonnenschein kommen. An diesen einfachen Notizen kann die Untersuchung der Dauer und täglichen Periode der Niederschläge, über die bis jetzt wenig bekannt ist, mit Erfolg stattfinden, auf Grund derselben Voraussetzung, die der Verwendung aller Terminbeobachtungen zu Grunde liegt, nämlich: daß die so herausgegriffenen Augenblicke im mehrjährigen Mittel als richtige Proben für den Durchschnitt der benachbarten Stunden gelten können. Hatten z. B. in einer längeren Beobachtungsreihe 30% der um 2 h p. m. angestellten Beobachtungen Sonnenschein, so darf man annehmen, daß im Laufe von je 100 Stunden um diese Tageszeit im ganzen 30 Stunden lang die Sonne schien, 70 Stunden lang sie bedeckt war.

Die Zahl der Stunden, in denen Sonnenschein vorkam, war natürlich viel größer, weil hier jeder Bruchteil einer Stunde für eine ganze Stunde gezählt wird. Schreibt nun jemand in der Absicht, recht vollständig zu sein, „Sonnenschein“ oder „Regen“ in die Terminbeobachtung, auch wenn diese vor der Beobachtung, aber nicht bei derselben stattfanden, so wird das obige Verhältnis zu groß und die ganze Berechnung falsch. Sonnenschein=Autographen kommen erst in neuester Zeit auf und sind ziemlich teuer. Notiert man jede Stunde oder jede zweite, ob die Sonne scheint oder nicht, so kann dieser wichtige Klima=Factor auch ohne Autograph, wenn auch minder vollständig, festgelegt werden.

Die Beobachtung des Windes können wir insofern zu den Beobachtungen ohne Instrumente rechnen, als eine Windfahne, eine Flagge oder rauchende Schornsteine fast überall auch ohnedies zu finden sind. Man ist international übereingekommen, da O im Deutschen Ost, im Franz. West bedeutet, die englischen Zeichen für die Winde zu benutzen, und begnügt sich auf dem Festlande meist mit 8 Richtungen: N, NE (Nordost), E, SE, S, SW, W, NW. Die Stärke des Windes wird jetzt gewöhnlich nach der auf See gebräuchlichen Skala des Admirals Beaufort 0—12 geschätzt. 0 völlig windstille, 1 leiser Zug, 2 leichter, 3 schwacher, 4 mäßiger, 5 frischer, 6 starker, 7 steifer, 8 stürmischer Wind, 9 Sturm, 10 starker, 11 schwerer Sturm, 12 Orkan.

b) Beobachtungen, die nicht immer im Termin gemacht werden können und für die man die günstigen Momente mehr als bisher ausnutzen sollte, sind die über den Wolkenzug; denn sie sind sehr wichtig für das Ver-

ständnis der atmosphärischen Zirkulation. Die Beobachtung geschieht entweder, indem man einen hohen Gegenstand — Dachecke zc. — in der Nähe der Wolke ins Auge faßt, oder indem man sich eines schwarzen, durch Linien getheilten Spiegels bedient, wozu jede Glas= scheibe, unterwärts mit schwarzem Lack bezogen, dienen kann. In beiden Fällen muß man den Kopf durch An= lehnen oder sonstwie unbeweglich halten. Wolken am Horizont geben unsichere Beobachtung. Die Notie= rung geschieht, wie beim Winde, nach der Richtung von wo der Zug kommt.

c) Ohne Rücksicht auf feste Termine können Angaben über Regen, Schneefälle, den Witterungs= charakter des Tages, mit Beschreibung hervorragender Erscheinungen — z. B. Gewitterstürme und dergl. — unter Umständen wertvoll werden. Gewitter notiere man etwa in der Form: Gewitter aus SSW nach ENE ziehend $4\frac{3}{4}$ — $5\frac{1}{2}$ p. m., um 5^h Windstoß W 8, Regen von 5—8^h p. m.

Auch durch Notizen über das Zufrieren und Auf= gehen von Flüssen und Seen, Hochwasser, Nachtfrost, die periodischen Erscheinungen in der Pflanzen= und Tierwelt, Saat und Ernte u. s. w. kann ein aufmerksamer Beobachter viele, auch für die Klimatologie hochehrwünschte Beiträge liefern, auf welche näher einzugehen hier in= dessen nicht am Ort wäre.

§ 4. Klimatologische Untersuchungen.

Nicht selten werden Beobachtungs= Journale, sei es gedruckte, sei es, was noch wichtiger, handschriftliche, von Nicht= Meteorologen bearbeitet. Die Wissenschaft hat von

solcher Mitarbeit auch erheblichen Nutzen, weil das vorliegende Material durch die kleine Anzahl von Spezialisten unmöglich nach allen Richtungen bewältigt werden kann. Es sind aber auch dabei gewisse Regeln und Gesichtspunkte im Auge zu behalten, über die wir freilich hier nur einige Andeutungen zur Ergänzung des bisher Gesagten machen können.

Da in der Klimafunde die Zahlen im Grunde nur so weit Wert haben, als sie mit anderen verglichen und in Zusammenhang gebracht werden können, und zwar in der Regel mit solchen, die an anderen Orten von anderen Personen gewonnen wurden, so ist die Vergleichbarkeit der Zahlen die große Forderung, die alle klimatologischen Methoden beherrscht und deren Außerachtlassung sich in zahllosen Fällen durch Trugschlüsse oder mindestens verlorene Arbeit gerächt hat.

Ist das Journal, das man bearbeiten will, von einem meteorologischen Institut veröffentlicht, so darf man im allgemeinen voraussetzen, daß bereits die nötige Kritik auf seine Angaben angewandt sei. Ist es dagegen noch unpubliziert, so suche man nicht nur sich selbst ein Urteil über den Sinn und den Wert der Ergebnisse zu bilden, die man aus ihm zieht, sondern teile auch die nötigsten Angaben zur Bildung dieses Urteils in Bezug auf Lage, Instrumente, Beobachtungsstunden, Verlässlichkeit u. s. w. bei Veröffentlichung der Ergebnisse mit.

Unter den Methoden, um die unendliche Fülle der Witterungserrscheinungen in einfache Ausdrücke zusammenzufassen, wird die Bildung des arithmetischen Mittels wohl stets obenan stehen, wenn man auch

allmählich die Grenzen hat erkennen müssen, wo es seine Dienste versagt. Ist an n Tagen zu einer gewissen Tagesstunde h die Lufttemperatur abgelesen worden und ist S die Summe ihrer Werte, so ist S/n deren arithm. Mittel, das in diesem Falle die Mitteltemperatur der Stunde h in diesen n Tagen heißt. Ist während eines Tages eine genügende Zahl von Malen in gleichen Abständen, z. B. jede Stunde, die Lufttemperatur gemessen worden, und ist die Summe dieser Werte S' , so ist ein Vierundzwanzigstel davon die Mitteltemperatur des Tages. Sind solche Messungen z. B. während des ganzen Juni wiederholt worden, also 30 mal 24 gleich 720 mal, und ist die Summe der Ableesungen S'' , so ist $S''/720$ die Mitteltemperatur des Monats. Will man mit weniger Beobachtungen täglich auskommen, so müssen diese passend verteilt werden, auf Grund der Erfahrungen passender Vergleichsstationen. Da ferner die Jahrgänge untereinander große Unterschiede zeigen, so gehört eine große Zahl derselben dazu, um das Mittel so festzulegen, daß die Hinzufügung weiterer Jahre es nicht mehr merklich ändert und daß man es als sogen. Normalwert ansehen darf. Da nun die Erfahrung zeigt, daß die Abweichungen der einzelnen Jahrgänge vom Normalwert sich über größere Strecken ziemlich gleichmäßig ausdehnen oder, was dasselbe ist, daß die Differenzen zweier benachbarter Orte viel konstanter sind, als ihre meteorologischen Werte selbst, so kann man aus Beobachtungsreihen von wenigen Jahren die Normalwerte sehr annähernd durch den Vergleich mit langjährigen Beobachtungen an anderen, nicht zu weit entfernten Orten ableiten. Man nennt dies die kurze Reihe auf die lange

reduzieren. Es führt zu demselben Resultat, ob man zu diesem Behufe die mittlere Differenz, die beide Orte während der gleichzeitigen Beobachtungen zeigten, an die Normalwerte der Vergleichsstation anbringt, oder die Abweichung vom Normalwert, den dieser Zeitraum auf der letzteren Station aufwies, mit umgekehrtem Zeichen an das Mittel der kurzen Beobachtungsreihe anbringt. — Temperaturmittel werden in ganzen und Zehntel Graden des 100=teil. Thermom. angegeben.

Bei der Regenmenge pflegt man die Division durch die Zahl der Tage nicht vorzunehmen, sondern deren Summe für die Monate und das Jahr zu veröffentlichen; das hat allerdings den Uebelstand, daß die Zahlen auch von der Länge des Monats beeinflusst sind (Februar!). Ganze Millimeter genügen für diese Summen, bei den einzelnen Messungen müssen aber, wegen der vielen schwachen Regen, auch Zehntel berücksichtigt werden.

Da gleiche Mittel und Summen auf sehr verschiedene Weise zu stande kommen können, so ist zu ihrer Ergänzung mindestens die Angabe der Extreme, d. h. des größten und kleinsten Wertes, wünschenswert.

Neben der Berechnung der Mittel resp. Summen und der Herausfuchung der Extreme ist das Auszählen gewisser Kategorien von Werten das wichtigste Hilfsmittel der Klimafunde: die Bestimmung der Häufigkeit einer Erscheinung oder ihrer verschiedenen Stufen, sei es nach den einzelnen Terminen, sei es nach Tagen, wie z. B. die Zahl der Tage ohne und mit Regen von verschiedener Stärke, die Häufigkeit der einzelnen Bewölkungsgrade oder größerer Gruppen derselben, der

Temperatur nach Gruppen von je zwei oder fünf Graden, der Winde nach Richtungen und nach Stärkestufen, oder des Eintritts des Maximums bezw. Minimums eines Elements zu einer gewissen Tagesstunde u. s. w. u. s. w. Teilt man diese Zahlen durch die ganze Anzahl der Beobachtungen bezw. Beobachtungstage des Zeitraums, so erhält man die „Wahrscheinlichkeit“ der Erscheinung, die zwischen 0,00 und 1,00 liegen muß.

Bei der Publikation meteorologischer Beobachtungen gebe man in Bezug auf die Lufttemperatur sowohl für die einzelnen Jahrgänge, als für das allgemeine Mittel derselben die mittlere Temperatur der Beobachtungstermine (z. B. 7 h, 2 h, 9 h) einzeln, sowie deren Durchschnitt an, nach Monatsmitteln in Zehnteln eines Grades C.; in den Augen eines Fachmanns hat man hiermit die Hauptsache gethan, weil die Ableitung weiterer Resultate ihm damit ermöglicht ist; will man solche selbst erzielen, so suche man aus diesen Mitteln Normalwerte für den Ort abzuleiten, indem man sie einerseits, soweit nötig, durch Verbesserung nach einer passend gelegenen Vergleichsstation, deren täglicher Temperaturgang bekannt ist, auf 24stündige Mittel reduziert, andererseits in der oben angegebenen Weise bestimmt, wie das Mittel unseres Orts sich stellen würde, wenn er eine genügend lange Beobachtungsreihe hätte. Die Extreme sind besonders dann von Interesse, wenn vertrauenswürdige Angaben von Maximum- und Minimum-Thermometern vorliegen. Aus dem mittleren täglichen Maximum und Minimum ergibt sich die „tägliche Temperaturschwankung“. Die Extreme jedes Monats geben die „monatliche Schwankung“ an, die des Jahres

die jährliche. Die absolut höchsten und niedrigsten Stände während einer längeren Jahresreihe geben das „absolute Maximum und Minimum“, deren Differenz die „absolute Schwankung“. Diese wächst stoßweise, wenn neue Jahrgänge hinzukommen, in denen noch extremere Werte vorgekommen sind. Die mittlere Schwankung dagegen wird durch neue Jahrgänge nur genauer durch Verringerung der Zufälligkeiten. Endlich ist auch die Größe der Temperatur-Änderung von Tag zu Tage von wesentlichem klimatologischem Interesse, sei es, daß man sie, wie Hann es gethan hat, als Differenz der Tagesmittel berechnet, sei es, daß man sie einzeln für die verschiedenen Termine bestimmt.

Ähnliches gilt auch von den übrigen klimatischen Elementen. Auch für sie ist die getrennte Bearbeitung der einzelnen Beobachtungstermine sehr zu empfehlen; denn der tägliche Gang der Erscheinungen ist nicht nur an sich von großem Interesse, sondern er wirft Licht auf die Natur der Lokaleinflüsse und läßt in vielen Fällen den Sinn der allgemeinen Monats- und Jahresmittel erst erkennen. Bei vielen Elementen ist es längst üblich, die Mittel für die gewöhnlich eingehaltenen drei Termine getrennt zu geben; bei der Windrichtung geschieht dies, einfach wegen des großen Raumes, den die Aufzählung der einzelnen Richtungen verlangt, bei weitem nicht so oft; bei der Regenmenge geschieht leider auch die Messung selbst heute noch gewöhnlich nur einmal am Tage.

Ferner zähle man die Tage mit Niederschlag überhaupt (zweimal, solcher mit mindestens 0,3 mm und mit mehr als 1 mm am Tage), und außerdem die Zahl der

Tage mit Schnee, mit Hagel, mit Graupeln gesondert. Ferner für jeden Termin einzeln die Zahl der Beobachtungsmomente mit Regen oder Schnee, und die größte in 24 Stunden gefallene Niederschlagsmenge. Sehr wichtig sind auch Angaben über Schneedecke, deren Dicke und Dauer. Auch das Datum des ersten und letzten Schnees und desgl. Frostes ist ein klimatologisch interessantes Moment; ebenso die Zeit des ersten und letzten Gewitters und die Zahl der Tage mit Gewitter.

Die mittlere Bewölkung sowohl, als die Häufigkeit des ganz bedeckten, des gebrochenen und des wolkenlosen Himmels sind weitere bezeichnende Züge für das Klima eines Ortes. Ist das Journal gut geführt worden, so daß man den Zustand des Wetters bei jeder Terminbeobachtung zuverlässig erkennen kann, so lassen sich, wenn es mehrere Jahrgänge umfaßt, auch die Wahrscheinlichkeit des Regens und des Sonnenscheins für jeden Termin daraus ableiten (wie oben bemerkt), woraus weiter sich die Dauer dieser Erscheinungen ergibt.

Je tiefer man in die Meteorologie eindringt, um so mehr wird man auch aus den Beobachtungen machen können; in jeder Richtung wird man aber bei der Bearbeitung einmal an eine Grenze kommen, über die hinaus diese Beobachtungen keine genügende Antwort mehr geben können, und wo genauere oder reichhaltigere bezw. anders gerichtete Beobachtungen nötig werden, die entweder anderswo oder überhaupt zur Zeit noch nicht zu haben sind.

Kapitel 3.

Strahlung und Wärme.

§ 5. Die Sonnenstrahlung, deren Bedeutung und mathematische Bedingungen.

Der Begriff der Strahlung wird in den Leitfäden der Physik und Meteorologie auseinandergesetzt. Es ist der nach den Gesetzen des Lichtes erfolgende Uebergang von Wärme von wärmeren zu kälteren Körpern ohne die Vermittelung zwischenliegender, wägbarer Materie als Träger dieser Wärmemengen.

Trotz vielfacher Bemühungen ist es noch nicht gelungen, irgend einen erheblichen meteorologischen Vorgang mit Sicherheit nachzuweisen, dessen Kraftquelle nicht in der Bestrahlung unseres Weltkörpers durch die Sonne läge. Es fehlt zwar nicht an Andeutungen dafür, daß auch die Stellung des Mondes zu Erde und Sonne einigen Einfluß auf meteorologische Vorgänge habe; allein die davon abhängenden Veränderungen sind entweder so unbedeutend, oder so unerklärlichen Schwankungen ausgesetzt, daß sie bis jetzt für die Meteorologie nichts mehr als eine Kuriosität sind. Auch ist es nicht ausgeschlossen, daß einige von ihnen in Schwankungen der Sonnenstrahlung ihren Grund haben.

Leider sind auch von den letzteren selbst bis jetzt nur die der täglichen und jährlichen Periode der Sonnenhöhe folgenden zuverlässig bekannt, obwohl es recht wahrscheinlich ist, daß auch ohne Rücksicht auf diese Höhe die Sonnenstrahlung selbst Schwankungen unterliegt, namentlich solchen im Laufe einer Sonnenrotation und einer Sonnenflecken-Periode. In der That sind in den atmosphärischen Erscheinungen ziemlich deutliche An-

zeichen für eine etwa 26tägige, eine 11jährige und außerdem eine 34jährige Periode vorhanden, die jedoch in der Regel von den unperiodischen Aenderungen der Witterung bis zur völligen Unkenntlichkeit verdeckt sind.

Dauernde Aenderungen des Klimas in einer und derselben Richtung haben aus historischen Zeiten noch nicht nachgewiesen werden können. Da aber nicht nur die einzelnen Jahrgänge, sondern selbst Jahrzehnte sich durch ihre Wärme, ihren Regenreichtum u. s. w. unterscheiden, so spricht man mit Recht von Schwankungen des mittleren Zustands, von Klimaschwankungen, und bezeichnet so sowohl den Wechsel innerhalb desselben Jahrhunderts, z. B. zwischen der Wärme der Jahre um 1824 und der Kälte um 1838, als auch die großen Klimawechsel in geologischen Perioden.

Die Untersuchungen der Geologen haben unverkennbare Beweise dafür geliefert, daß es in allen Teilen der Erdoberfläche Zeiträume gegeben hat, wo das Klima erheblich kühler und namentlich schneereicher gewesen ist, als heute, sogen. Eiszeiten, und andere, wo es viel wärmer war. Ueber die Zeitlänge dieser Klimaschwankungen ist nicht mehr bekannt, als daß sie eine ungemein große, mindestens nach Zehntausenden von Jahren zu bemessende sei. Noch weniger weiß man, ob diese Zeitlänge eine beständige, die Schwankungen also periodisch waren, oder nicht. Erklärungen für diese Erscheinungen, deren schon so manche aufgestellt worden, sind unter diesen Umständen noch verfrüht. Da die Spuren der Eiszeit im östlichen Nordamerika im Vergleich zu Europa um etwa ebensoviel südlicher herabreichen, wie die heutigen Isothermen (vergl. Taf. 1 u. 2.), so ist es wahr-

scheinlich, daß die Eiszeit nicht so sehr räumlichen Verschiebungen der Klimate, als einer Verringerung der von der Sonne zugeführten Wärmemenge zuzuschreiben ist, die entweder für die ganze Erde, oder wenigstens für die ganz nördliche bezw. südliche Erdhalbkugel gleichzeitig erfolgte.

Die Witterungserscheinungen sind also ebenso, wie alles Leben der organischen Natur und der größte Teil der Bewegungen und Vorgänge auf der Erde überhaupt Umwandlungen des in unbegreiflicher Fülle von unserer Sonne immerfort und allseitig hinausgeschleuderten Kraftvorrats, von dem nur ein winziger Bruchteil (etwa $\frac{1}{2}$ Millionstel) von der Erde aufgefangen wird. Diese Kraftquelle ist es ja, die vor Millionen von Jahren den Kohlenstoff seiner Verbindung mit dem Sauerstoff entzogen und in der Steinkohle niedergelegt hat, wie sie durch ihre chemische Arbeit in der grünen Pflanze auch heute die Quelle aller Tier- und Menschenkraft ist; sie ist es auch, die das Wasser, das unsere Wassermühlen treibt, von der Meeresoberfläche zu den Wolken und auf die Höhe der Berge gehoben hat und die den Wind in Bewegung setzt, der unsere Windmühlen treibt. Verschwindend gering ist die Zahl der Fälle, wo die Triebkraft, wie z. B. in durch Ebbe und Flut getriebenen Mühlen, einen anderen Ursprung hat.

Bei dieser fundamentalen Bedeutung der Sonnenstrahlung für die Klimatologie müßte eine genaue Kenntnis ihrer Gesetze von hohem Werte für uns sein. Leider ist man von einer solchen noch weit entfernt. Denn wenn auch die mathematischen Grundlagen, die auf einfache trigonometrische Beziehungen hinauskommen, schon 1779

von Lambert entwickelt und seitdem wiederholt näher ausgeführt worden sind, so ist unsere Kenntniss der physikalischen Größen, die hier in Betracht kommen, und ihres Zusammenwirkens noch recht mangelhaft. Das liegt besonders daran, daß ein einfaches Instrument fehlt, welches über die Sonnenstrahlung ähnlich unzweideutige und unter sich vergleichbare Angaben lieferte, wie das Barometer und Thermometer es für Luftdruck und Lufttemperatur thun. Die vorhandenen Instrumente liefern entweder Angaben, die so vielen Fehlerquellen unterworfen sind, daß sie fast gar nicht verwertet werden können: so das einfache Schwarzkugel-Thermometer, sei es offen oder in eine luftleere Hülse eingeschlossen; oder aber ihre Behandlung ist so zeitraubend und verlangt so viel Übung im Experimentieren, daß sie selbst von meteorologischen Observatorien nur ausnahmsweise in den Kreis ihrer regelmäßigen Beobachtungen gezogen werden.

Die Strahlungs-Intensität, d. h. die Licht- und Wärmemenge, welche irgend eine von der Sonne beschienene Fläche in der Zeiteinheit erhält, hängt zuvörderst ab von dem Winkel, unter welchem die Fläche von den Strahlen getroffen wird.

Denn auf die Ebene ac Fig. 1 fallen ebensoviel Strahlen, wie auf die zu den letzteren rechtwinkelige Ebene ab fallen würden; ac ist aber größer als ab ; auf ein gleiches Flächenstück von ac fallen also weniger Strahlen und zwar, wie einfache Ueberlegung zeigt, im Verhältnis des Sinus des Winkels, den die Richtung der Strahlen mit der beschienenen Fläche bildet. Für eine horizontale Fläche ist dieser Winkel die Sonnenhöhe.

Die Aenderung der Sonnenhöhe im Laufe des Tages

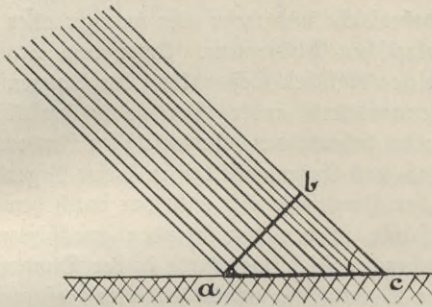


Fig. 1. Abnahme der Strahlungsstärke mit dem Einfallswinkel (Seite 30).

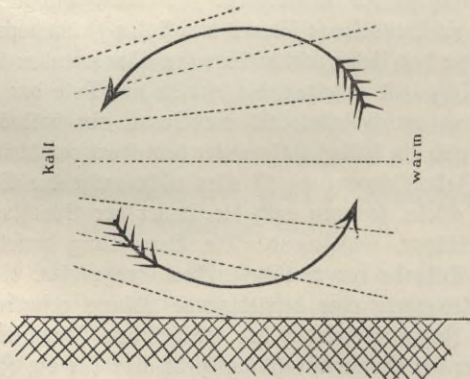


Fig. 2. Vertikalschnitt durch einen Teil der Atmosphäre mit von links nach rechts zunehmender Temperatur (Seite 58).
 Flächen gleichen Luftdrucks.

bewirkt eine tägliche Periode der Wärmeerscheinungen an der Erdoberfläche und mehr oder weniger aller übrigen meteorologischen Phänomene. Unter dem Aequator ist neben dieser täglichen Schwankung der Sonnenstrahlung keine nennenswerte andere Periode in derselben vorhanden; die bedeutenden jahreszeitlichen Aenderungen in den Wind- und Regenverhältnissen dieser Gegenden werden in der Hauptsache erst mittelbar durch den Einfluß der Zustände in den angrenzenden gemäßigten Zonen hervorgebracht. Die Unterschiede in der Temperatur der einzelnen Monate sind unbedeutend und größtenteils durch den Wechsel der Regen- und Trockenzeiten bedingt.

Je mehr wir uns den Wendekreisen nähern, desto mehr tritt dem Einfluß der Tageszeit jener der Jahreszeit auch in der Temperatur zur Seite, und wenn wir über die Wendekreise hinaus den Polen zuwandern, sehen wir ihn das Uebergewicht über den abnehmenden Einfluß der Tageszeit erhalten, bis endlich am Pole der letztere insofern verschwindet, als die Sonne ein halbes Jahr über und ein halbes Jahr unter dem Horizont bleibt. Bei der Jahreschwankung ist aber nicht mehr die Sonnenhöhe allein, sondern auch die Dauer der Strahlung, die Tageslänge, maßgebend. Die Berechnung derselben ist eine Aufgabe der mathematischen Geographie, die schon im Altertume eine befriedigende Lösung gefunden hat. Das Zusammenwirken der wechselnden Intensität und Dauer der Sonnenstrahlung giebt aber für die Zeit, wo die Sonne nicht im Aequator steht, bereits eine ziemlich komplizierte Verteilung der Licht- und Wärmemengen, welche in die Erdatmosphäre unter den einzelnen Breitenkreisen im Laufe eines Tages zu verschiedenen Jahres-

zeiten eintreten. Denn die gegen den Pol, der eben Sommer hat, rasch zunehmende Tageslänge bietet, von einer gewissen Breite an, mehr als vollständigen Ersatz für die geringere Mittagshöhe der Sonne, so daß bei der Sommer Sonnenwende sogar eine größere Wärmemenge der oberen Grenze der Atmosphäre am Pol in 24 Stunden zugeführt wird, als in irgend einer anderen Breite.

Die geschichtlich nachweisbare annähernde Konstanz der Klimate innerhalb der letzten Jahrtausende beweist, daß die Sonnenstrahlung in dieser Zeit keinen großen und dauernden Aenderungen ausgesetzt gewesen ist. Daß sie vollständig konstant sei, ist eine willkürliche Annahme, die angesichts der Veränderlichkeit aller anderen Erscheinungen der Natur sehr unwahrscheinlich ist. Inbessen sind die Beobachtungen über Sonnenstrahlung noch viel zu spärlich und mit zu vielen Fehlerquellen behaftet, um solche Aenderungen festzustellen, und die Temperatur der untersten Luftschicht hängt von zu vielen Umständen ab, um aus ihr diesen Nachweis zu führen.

§ 6. Physikalische Bedingungen, denen die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre unterliegt.

Das Obige bezieht sich aber nur auf die Strahlung vor dem Eintritt derselben in die Erdatmosphäre; in dieser werden die Strahlen in mannigfaltigster Weise gespiegelt, zerstreut, gebeugt und verschluckt. Das direkte Sonnenlicht wird dadurch geschwächt, aber gleichzeitig das diffuse Tageslicht erzeugt, ohne welches überall, wo nicht Sonne hinscheint, finstere Nacht sein würde. Es ist also zu unterscheiden zwischen dem Ver-

luft, den die direkten Sonnenstrahlen beim Durchgang durch die Atmosphäre erleiden und dem erheblich kleineren absoluten Betrage von zugestrahelter Energie, welche der Erdoberfläche dabei dauernd verloren geht, indem er in den Weltraum zurückgeworfen wird, bevor er die feste oder flüssige Unterlage der Atmosphäre erreicht hat.

Das große Gesetz von der Erhaltung der Kraft gilt natürlich im Gebiete der Meteorologie ebenso, wie in jedem anderen Zweige des Naturgeschehens. Strahlung, Wärme, Elektrizität, mechanische, molekulare oder chemische Arbeit lassen sich in ganz bestimmten festen Größenverhältnissen ineinander umwandeln; das, was bei allen diesen Formänderungen unverändert bleibt, nennt man in der heutigen Physik, um den mehrsinnig gebrauchten Ausdruck Kraft zu vermeiden, die Energie. Energie kann weder entstehen, noch verloren gehen. Bei Untersuchung eines Vorganges ist also ein Teil der Aufgabe gelöst, wenn es uns gelingt, den Verbleib und die Wandlungen der in ihn eintretenden Energiemengen nachzuweisen; der zweite, freilich meist viel wichtigere und schwierigere Teil der Aufgabe besteht in dem Nachweis, wie diese Aenderungen erfolgen und warum sie so erfolgen müssen.

Licht und strahlende Wärme sind von einander nicht mehr verschieden, als hohe und tiefe Töne; es sind Schwingungen verschiedener Wellenlänge, nur nicht solche wägbarer Materie, sondern eines hypothetischen Etwas, das wir Aether nennen und dessen Existenz uns nicht direkt durch die Sinne, sondern durch die Einfachheit, mit welcher aus ihrer Annahme alle diese Erscheinungen erklärt werden können, zur Gewißheit wird. Nur

eine einzige Octave aus der langen Tonleiter dieser Schwingungen vermag unser Auge als Licht zu empfinden. Die daranstoßenden tieferen Octaven erkennen wir als strahlende Wärme; die einzige uns bekannte noch höhere Octave wird uns durch ihre photographische Wirkung erkennbar. Wir fassen hier diese Octavenreihe unter dem Worte „Strahlung“ zusammen.

Die Energiemenge, welche in Form von Strahlung von der Sonne an die Grenze der Erdatmosphäre in jeder Minute gelangt, wird gegenwärtig, nach den Untersuchungen von Langley auf etwa 3 Calorien pro Quadratcentimeter und Minute geschätzt. Eine Calorie ist die Wärmemenge, welche 1 Kubikcentimeter Wasser um 1 Grad erwärmt.

Von dieser Energiemenge behalten, wenn die Sonne im Zenit steht, unter den günstigsten Umständen die Sonnenstrahlen bis zur Erdoberfläche nahe 3 Viertel. Je niedriger die Sonne steht, um so länger ist der Weg, den die Strahlen durch die Atmosphäre zu machen haben und um so größer der Energieverlust.

In der folgenden Tabelle geben die Zeilen a und b den bis an das Meeresniveau gelangenden Bruchteil der zugestrahnten Wärmemenge, und zwar a auf einer horizontalen, b auf einer zu den Strahlen rechtwinkligen Flächeneinheit, Wolkenlosigkeit vorausgesetzt:

Sonnenhöhe:	90°	60°	40°	30°	20°	10°
Dicke der Atmosphäre:	1.00	1.15	1.56	2.00	2.92	5.7
Durchgelassene a	0.78	0.65	0.44	0.31	0.17	0.05
Strahlenmenge b	0.78	0.75	0.68	0.62	0.51	0.31

In der Breite von Süddeutschland, wo die Mittagshöhe der Sonne am 21. Juni etwa 65 Grad, am 21.

Dezember etwa 18 Grad beträgt, ist also die Intensität des direkten Sonnenscheins auf einer horizontalen Fläche, mittags am ersteren Tage zwei Drittel, am letzteren ein Sechstel von derjenigen an der oberen Grenze der Atmosphäre am Aequator.

Diese Schwächung des direkten Sonnenscheins geht auf verschiedene Weise vor sich, teils durch Absorption, teils durch Zerstreuung (diffuse Reflexion). Der letzteren unterliegen an Wolken die Strahlen aller Art, in wolkenlosem Himmel aber hauptsächlich die Strahlen kleinster Wellenlänge, worin die blaue Farbe des Himmels und die rote der Sonne am Horizont ihre Erklärung finden. Die so zerstreuten Strahlen gehen der Erdoberfläche nur zum Teil verloren (allgemeine Tageshelle); die Strahlung des Himmels ist in Bezug auf Ultraviolett in unseren Breiten in Summa sogar nicht kleiner, als die direkte Sonnenstrahlung. Allein gerade die wärmespendenden roten und ultraroten Strahlen unterliegen der Zerstreuung nur wenig; dafür aber zeigen sich in diesem Teile des Spektrums breite „kalte“ Bänder, die wirklicher Absorption zu danken sind.

So viel Licht uns auch der blaue Himmel giebt, so scheint doch, wenigstens in höheren Breiten, seine Strahlung stets, auch am Tage, abkühlend zu wirken, während bei bewölktem Himmel an Sommertagen eine Wärmestrahlung vom Himmel gegen die Erde stattfindet. Bei Nacht dagegen ist nicht nur bei klarem, sondern auch bei bewölktem Himmel die Wärmestrahlung von der Erde gegen den Himmel gerichtet (nach Hömön).

Ein beträchtlicher Teil der von der Sonne zugestrahlten Wärme geht der Erdoberfläche verloren durch

diffuse Reflexion an der Oberfläche der Wolken, da deren Albedo*) meist sehr groß ist; weniger, aber doch noch sehr viel geht durch diejenige an Schneeflächen verloren. Die Albedo der übrigen Erdoberfläche ist um das 5= bis 10fache kleiner.

§ 7. Einnahme und Ausgabe der Energie.

In den vorigen §§ haben wir gesehen, daß der Erde von der Sonne fortdauernd große Mengen Energie zugestrahlt werden. Da nun dennoch der Zustand nach Ablauf von 12 Monaten bezw. von 24 Stunden durchschnittlich wieder derselbe ist, so ist es klar, daß durchschnittlich ebenso große Energiemengen von der Erde wieder ausgegeben werden. In letzter Instanz geschieht dies jedenfalls durchweg mittels Ausstrahlung in den Weltraum; im einzelnen sind aber der Weg, der dabei eingeschlagen wird, und die verschiedenen Zwischenstufen, die dabei durchlaufen werden, sehr mannigfaltig. Ein Teil der Strahlung wird, wie wir gesehen haben, noch vor oder nach Erreichung der festen oder flüssigen Erdoberfläche zurückgeworfen, ohne absorbiert zu werden; ein anderer Teil wird in der Atmosphäre, Hydrosphäre oder Lithosphäre — wie man die gasförmige, flüssige und feste Hülle des Erdkörpers bezeichnet — verschluckt, steigert deren Energieinhalt und wird erst dann, über kurz oder lang, ausgestrahlt; von dieser absorbierten Energie wird ferner ein Teil durch Leitung oder durch Ortsveränderung der damit beladenen

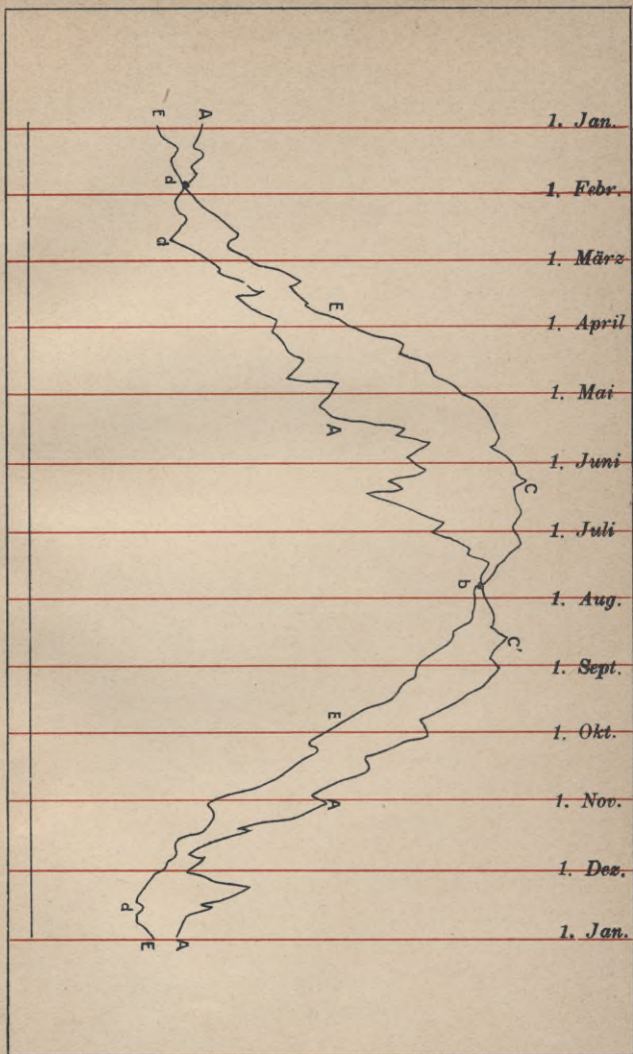
*) Unter Albedo versteht man das Verhältnis zwischen der Menge der von einer Oberfläche zerstreut zurückgeworfenen Strahlen und jener der darauf fallenden.

Massen von dem Punkte der Aufnahme und Absorption der Sonnenstrahlen nach anderen Punkten der Erdhülle transportiert.

Wir haben es also mit einem beweglichen Gleichgewicht zwischen Einnahme und Ausgabe zu thun. Dabei wird die durch die Sonnenstrahlen zugeführte Energie in dreierlei Form angelegt: ein Teil dient dazu, den Wärmegehalt und die Temperatur des Körpers zu erhöhen, der zweite wird auf innere und der dritte auf äußere Arbeit verwendet. Uebrigens können von diesen drei Theilen einer oder zwei fehlen, d. h. null sein; so z. B. fehlt die innere Arbeit, wenn der Körper, dem die Energie zugeführt wird, gasförmig ist. Das Verhältnis zwischen Wärmegehalt und Temperatur wird durch die Wärmekapazität oder spezifische Wärme der Körper bestimmt. An dieser Stelle genügt es zu wissen, daß bei ein und demselben Körper die Temperatur dem Wärmegehalt innerhalb weiter Grenzen parallel geht. Um dessen Abhängigkeit von der Einnahme und Ausgabe an Energie klarer zu verstehen, wollen wir uns eines Bildes bedienen.

Denken wir uns einen Kaufmann, dessen tägliche Einnahmen im Laufe einer gewissen Zeit, z. B. eines Jahres, durch die Kurve EE, die gleichzeitigen Ausgaben durch die Kurve AA (Taf. 1) veranschaulicht werden; wenn der Abstand dieser Kurven von der Nulllinie NN die Höhe des täglichen Zu- und Abgangs giebt, so zeigt das Wachstum der zwischen diesen Kurven und NN enthaltenen Flächen die Summen der Einnahmen und der Ausgaben zwischen zwei gegebenen Zeitpunkten. So lange die Kurve EE über AA liegt, überwiegen die Einnahmen

Tafel I. (Seite 38)



und wächst das Vermögen; es nimmt ab, wenn EE unter AA liegt. Das Wachstum der zwischen beiden Kurven liegenden Fläche ist das Maß der (+ oder -) Aenderung des Vermögens. Das Vermögen erreichte also offenbar bei a den geringsten, bei b den höchsten Betrag.

Die Kurve EE stelle nun die Energiezufuhr dar, die das betreffende Stück Erdoberfläche von der Sonne erhält. Setzen wir an Stelle des Geldes Energie, an Stelle des Kaufmanns 1 Kubikmeter Boden, in dünner Schicht über eine große Fläche verteilt, so tritt an die Stelle des Vermögens der Energieinhalt und also annähernd die Temperatur dieses Kubikmeters, die nach der Figur im gegebenen Jahre am 1. Februar ihr Minimum, am 1. August ihr Maximum erreicht hat. Der allgemeine Gang dieser Kurve ist durch die Sonnenhöhe und Tageslänge, die Racken sind durch Bewölkung, Winde u. s. w. bedingt. Aus dieser Kurve und den Aenderungen der Temperatur können wir die Aenderungen in der Ausgabe-Kurve erschließen; AA möge dieselbe nach Abzug der aus anderen Quellen als EE stammenden Wärmeeinnahmen durch Winde zc. darstellen; die Wärmezufuhr von der Sonne ist unter 50 Grad Breite am 1. August fast 7mal größer, als am 1. Februar, die Wärmeausgabe muß also in demselben Verhältnis gewachsen sein, wenn sie an diesen Tagen jener gleich ist. Da die Ausstrahlung nach dem Weltraum unmöglich eine jährliche Schwankung von diesem Betrage haben kann, so muß die Abfuhr von Wärme an benachbarte Massen von weniger schwankender Temperatur eine große Rolle bei der Gestaltung der periodischen Schwankungen der Temperatur spielen.

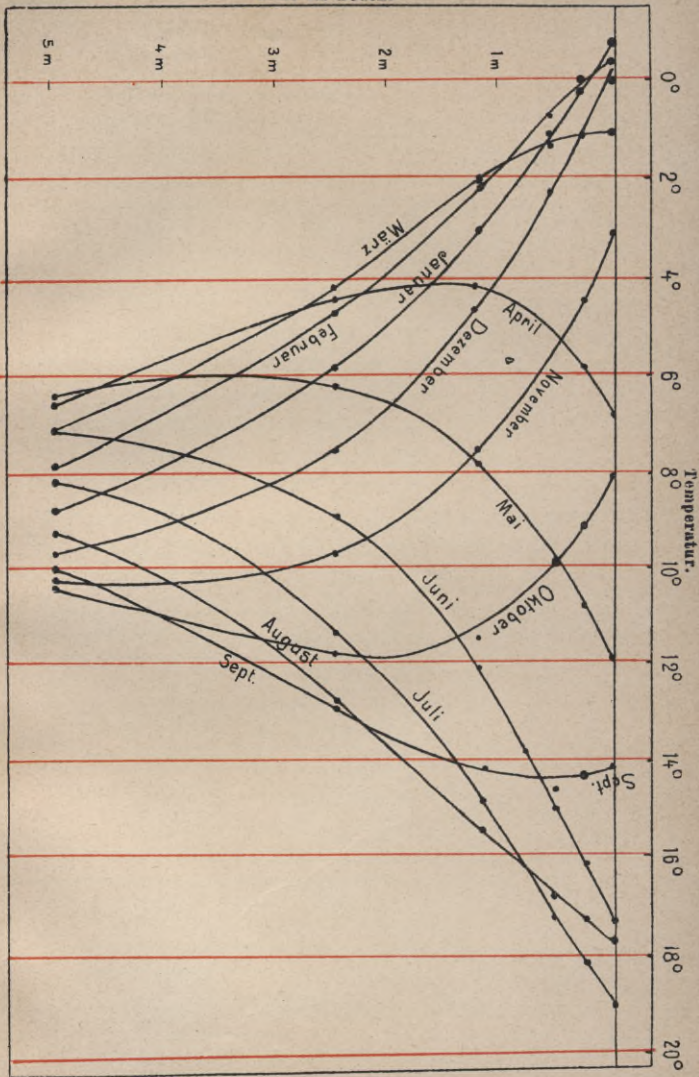
§ 8. Wärmetransport und Wärmeverlust.

— Diese Fortleitung der Wärme nach derartigen Massen und zurück zur Erdoberfläche vollzieht sich annähernd proportional den Temperaturunterschieden und unterliegt daher periodischem Wechsel. Sie findet von der Bodenoberfläche und untersten Luftschicht einerseits in den Boden hinein, andererseits nach den oberen Luftschichten, und drittens durch horizontale Strömungen nach anderen Gegenden statt.

Die Fortpflanzung der sommerlichen Erwärmung und winterlichen Abkühlung ins Innere des Bodens hinein geschieht in der Weise, daß die jährliche Schwankung nach der Tiefe zu rasch kleiner wird und zugleich sich verspätet. Ganz dasselbe finden wir auch bei der täglichen Schwankung. Die besondere Verteilung der Wärme dabei ist je nach der geographischen Breite und der Natur des Bodens, insbesondere seinem Wassergehalt, verschieden. Um die charakteristischen Hauptzüge für Mitteleuropa erkennen zu lassen, mögen in Taf. 2 die monatlichen Mittelwerte aus den 14jährigen Beobachtungen zu Königsberg graphische Darstellung finden. Die Beobachtungen werden in der Tiefe von 2 $\frac{1}{2}$, 31, 63, 126, 251 und 502 Centimetern angestellt. Die Kurven geben die vertikale Verteilung der Temperatur in dem beigeschriebenen Monat. In 5 Meter Tiefe ist der April der kälteste, der Oktober der wärmste Monat, aber ihr Unterschied beträgt nur 4 Grad.

Die Wärmemengen, die so von der Oberfläche zur Tiefe und von dieser zurück zur Oberfläche sich bewegen, durch die Winde und Meeresströmungen aus niederen

Tiefe im Boden.



Tafel 2. Bodentemperatur in Königsberg. (Seite 40).

nach höheren Breiten getragen werden, oder bei der Verdunstung gebunden und bei der Kondensation wieder entbunden werden, gehen in letzter Stelle der Erde durch Ausstrahlung in den Weltraum verloren. Der Sitz dieser Ausstrahlung, wie der der Absorption der Sonnenstrahlen, ist in erster Linie die Oberfläche des festen Erdbodens, in zweiter die obere Schicht der Weltmeere und die Oberflächen von Wolken und Nebel. Das Strahlungsvermögen der Stoffe, aus denen die Erdoberfläche besteht, ist sehr verschieden groß; das Resultat, die Temperaturerniedrigung, hängt außerdem in hohem Maße von deren Leitungsvermögen ab. Durch sehr starke Strahlung und zugleich sehr schlechte Leitung zeichnet sich frischgefallener, lockerer Schnee aus, ein Umstand, dessen große Bedeutung besonders Woeikof nachgewiesen hat. Dieser Einfluß äußert sich auffallend in den täglichen Wetterkarten von Europa im Winter, auf denen morgens sich oft ganz lokale Kältegebiete an Orten zeigen, wo am Abend Schnee gefallen und in der Nacht klarer Himmel eingetreten ist. Die Schneedecke erreicht bei ungehinderter Ausstrahlung an ihrer Oberfläche rasch außerordentlich niedrige Temperatur und kühlt so auch die unterste Luftschicht ab, erhält aber den Erdboden warm, weil sie im lockeren Zustande ein sehr schlechter Wärmeleiter ist. Ihre Wirksamkeit nimmt mit ihrem Dichterwerden ab. Der typische Vorgang beim Entstehen starker Kälte in unseren Gegenden ist der folgende: die erste Abkühlung wird durch Winde bewirkt, die kalte Luft aus dem Norden bringen; dieser folgt eine stärkere, wenn der Himmel klar wird, und zwar ist sie weit stärker, wenn vorher frischer Schnee gefallen ist, als wenn die

Erde schneefrei oder nur von altem Schnee bedeckt ist. Wird die Druckverteilung dabei eine solche, daß jede Zufuhr von Luft vom Ozean oder von erheblich südlicheren Breiten verhindert wird, so nimmt die Kälte von Tag zu Tag zu (Beispiel Dezember 1879 in Mitteleuropa).

§ 9. Gestalt der täglichen und jährlichen Temperaturkurve der untersten Luftschicht.

Im täglichen Temperaturgang fällt das Minimum auf das Ende der Nacht — im Sommer bei Sonnenaufgang —, das Maximum im Inneren des Festlandes auf 2 bis 3 Uhr nachmittags, an der Küste meist früher; der Aufstieg ist also viel schneller, als der Abstieg; der Mittelwert wird um 8 oder 9 Uhr vormittags und um 7 oder 8 Uhr nachmittags erreicht. Die Aenderung der Temperatur ist also am raschesten nach Sonnenaufgang, am langsamsten in der Nacht. Eine schnelle Abkühlung bei Sonnenuntergang, wie sie oft angenommen wird, ist am Thermometer nicht nachweisbar.

Die Jahreszeiten fallen im allgemeinen am Wasser später, als im benachbarten Binnenlande, was sich besonders im nördlichen Teile des Atlantischen und Stillen Ozeans und an Binnenmeeren, z. B. der Ostsee, bemerkbar macht. Bezeichnen wir als normal das Eintreten der Extreme 25 bis 35 Tage nach den Sonnenwenden, so finden wir im einzelnen folgendes Verhalten: in Schweden, dem mittleren Rußland und den nördlichen Vereinigten Staaten ist die Jahreskurve symmetrisch und normal; Deutschland und die mittleren Vereinigten Staaten weichen davon nur durch etwas verfrühten Winter ab; in Südwest-Europa und in den Golfstaaten

ist der Winter früh, der Sommer spät; weiter nach Süden zu, in Indien, Mittelamerika, auch im Inneren von Senegambien u. s. w. tritt eine entgegengesetzte Asymmetrie ein, indem die wärmste Zeit sich je weiter südwärts, um so mehr verfrüht, in den Juni, Mai und schließlich April, während die kälteste höchstens bis in den Dezember rückt; hier sind es die im Juni oder Juli beginnenden großen Regen, welche die Hochsommermonate abkühlen. Weitere bemerkenswerte Beispiele abweichenden jährlichen Temperaturganges bieten San Francisco und nächste Umgebung, wo das Maximum bis gegen Ende September, und manche Polarländer, wo das Minimum in den März sich verschiebt. In schneereichen Gebieten bedingt die Schneeschmelze eine merkliche Verzögerung des Frühlings.

§ 10. Temperatur der Oberfläche flüssiger und fester Körper, insbesondere des Menschen.

Die Einnahme und Ausgabe der Wärme der Atmosphäre geschieht wegen der Diathermansie der Luft größtenteils durch Vermittelung der Oberflächen der festen und flüssigen Körper, die sie berührt. Die Temperatur dieser Oberflächen hat daher für die Klimalehre und auch für die Biologie des Menschen große Bedeutung. Da es sich aber um die Temperatur einer unendlich dünnen Schicht handelt, von der aus sich die Temperatur nach der Luft sprungweise und auch nach dem Innern des Körpers gewöhnlich sehr schnell ändert, so ist leider nur eine annähernde Bestimmung derselben möglich.

Auf festem Lande ist die tägliche und jährliche

Schwankung in der obersten Bodenschicht erheblich stärker, als in der Luft; von da nimmt sie abwärts rasch ab, so daß die tägliche in etwa 1 Meter Tiefe verschwindet; von dort an genügt also eine Beobachtung am Tage, in größeren Tiefen eine per Woche; je nach der Größe der Jahreschwankung findet man von einer Tiefe von 2 bis 20 Meter an eine unveränderliche Temperatur, die die Jahrestemperatur der Luft am Orte um etwa 1 Grad für den ersten und 0,03 Grad für jeden folgenden Meter der Tiefe übertrifft. Im Hochgebirge ist der Temperaturüberschuß des Bodens über die Luft meist viel größer.

Dagegen ist an der Oberfläche tiefen Wassers die tägliche Wärmeschwankung nur sehr gering und auch die jährliche viel kleiner, als in der Luft darüber. Hier sind also die Aenderungen der Temperatur der Luft nicht durch die Unterlage hervorgerufen, sondern teils vom benachbarten festen Lande herübergebracht, teils direkt durch die Wirkung der Sonnenstrahlen und die Ausstrahlung in der Luft selbst bewirkt. Dieser Unterschied hat einen durchaus verschiedenen Verlauf vieler Phänomene auf dem Lande und dem Meere zur Folge. Die tägliche Temperaturschwankung beträgt:

	in der untersten Luftschicht:	in der obersten Schicht der Unterlage:
Auf tropischen Meeren*)	1.5° C	0.5° C
Zu Melbourne . . .	8.0 "	15.6 "
Zu Rufus (bei Rhiva) .	11.8 "	27.1 "

Die Ursachen der geringen Temperatur-Aenderung

*) Die gegenwärtige Art der Messungen bedingt allerdings, daß wahrscheinlich die Schwankung in der Luft in Wirklichkeit noch etwas geringer, in der Wasseroberfläche etwas größer ist, der Unterschied zwischen beiden also kleiner ist, als hier angegeben.

der Wasseroberfläche sind: 1) die Durchstrahlbarkeit des Wassers; 2) die Beweglichkeit seiner Teile, bei der die Wärmeänderung sich auf große Massen verteilt (Fortströmen, Niedersinken der erkalteten Massen); 3) die Verdunstung (1 Millimeter Wasserschicht zu verdunsten, verlangt ebensoviel Wärme, wie die Erwärmung einer 600 Millimeter dicken Wasserschicht um 1 Grad C.*); 4) die große Wärmekapazität des Wassers: nach Gewicht ist diejenige der meisten Gesteine und Erden nur ca. $\frac{1}{5}$ von jener des Wassers, für gleiche Volumina freilich ungefähr $\frac{1}{2}$, weil die Dichtigkeit dieser Stoffe durchschnittlich etwa $2\frac{1}{2}$ ist. Aber auch Luft hat nach Gewicht nur eine etwa ebensogroße Wärmekapazität, wie jene Stoffe (0.24), während ihre Dichte (bei 0 Grad und 760 mm) nur circa $\frac{1}{770}$ von jener des Wassers ist; also ist die Wärmekapazität von 1 Kubikmeter Luft nur etwa $\frac{1}{3200}$ von jener eines Kubikmeters Wasser.

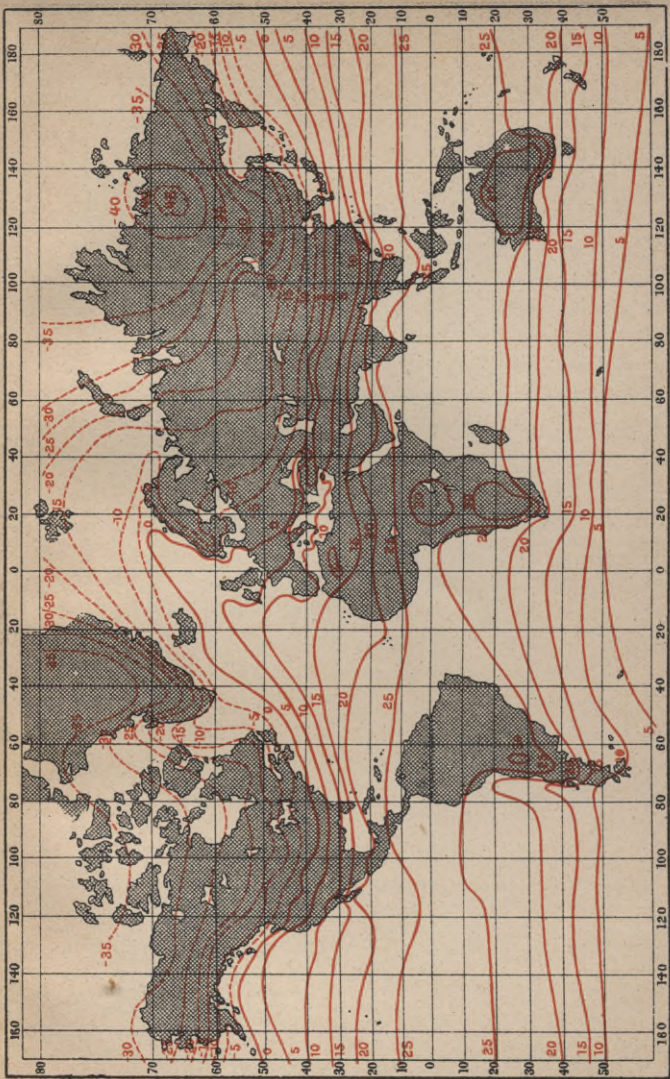
Wie der Erdboden, so werden auch alle größeren Gegenstände mit rauhen Oberflächen von der Strahlung weit stärker beeinflusst, als die kleine und metallglänzende Kugel des Quecksilberthermometers. Die Ursache davon, daß die Temperatur solcher großer, rauher Körper sich viel mehr von jener der sie umspülenden Luft entfernen kann, ist darin zu suchen, daß erstens sie den größten Teil der Strahlen verschlucken, statt sie zu spiegeln oder durchzulassen, und zweitens, daß die vorbeistreichenden Luftteilchen Zeit haben, ihre Temperatur mit jener der Oberfläche bis zu einem gewissen Grade auszugleichen und daher nur an der Stelle, wo sie den Körper zuerst

*) Ein Kubikmeter Eis zu schmelzen nur so viel Wärme wie 80 mm um 1° zu erwärmen

treffen, ihre volle abkühlende Wirkung ausüben. Kräftiger Sonnenschein bei ruhiger Luft bedingt es, daß einige geschützte Hochthäler in den Alpen, wie Davos, trotz strenger Winterkälte mit südlichen Winterzufluchtsstätten konkurrieren; die Patienten können sich dort bei Frösten von 10—20 Grad behaglich im Freien aufhalten. Auch die Spiegelung der Sonnenstrahlen von den umgebenden Schneehängen wirkt dazu mit, ebenso wie am Rhein und am Genfersee die Spiegelung vom Wasser ein erheblicher Faktor bei der Traubenreife ist.

Eine große Rolle für den Wärmezustand der Oberfläche eines Körpers spielt die gute oder schlechte Wärmeleitung in ihm. So ist nach einer Reifnacht ein lose auf dem Boden liegender Stein viel stärker bereift, als eine in den Boden eingesenkte Platte, die die Wärme des Erdbodens zur Oberfläche leitet; noch mehr sind es die hölzernen Bohlen einer Brücke u. s. w. Umgekehrt bleibt die Oberfläche eines großen Steins im Sonnenbrand kühl, wenn diejenige kleinerer Steine, besonders solcher von dunkler Farbe, so heiß ist, daß sie die nackte Sohle schmerzt. Durch die rasche und ungleichmäßige Erwärmung werden in Steinen und Felsen in Wüstengegenden Spannungen erzeugt, die sie zum Zerspringen bringen; die Oberflächenschicht sondert sich am Tage, durch die Sonnenglut ausgedehnt, schalenförmig vom kälteren Innern ab, oder berstet beim Erkalten in der Nacht krachend, weil das Innere dieser Zusammenziehung nicht folgt.

Kommt zu Strahlung und Leitung der Wärme auch noch deren Erzeugung oder Bindung im Körper hinzu, wie bei feuchten Gegenständen durch die Verdunstung



Tafel 8. Isothermen im Januar. — Temperaturen über Null. - - - - - Temperaturen unter Null.

oder bei warmblütigen Tieren durch die Atmung, so ist natürlich der Zusammenhang zwischen der Temperatur der Oberfläche und jener der Luft noch komplizierter. Schon vielfach hat man versucht, für den Komplex von Wärmeeinwirkungen, unter denen die Organismen stehen, einen einfachen Ausdruck, sei es durch ein Instrument, sei es durch Berechnung, zu finden. Dahin gehören auch die bei Laien beliebten Angaben über „die Temperatur in der Sonne“, die aber nach dem Gesagten so lange einen ganz unbestimmten Begriff bezeichnen, als nicht festgestellt wird, um einen wie großen, wie gearteten und wie ausgesetzten Körper es sich handelt. Dagegen sind in neuester Zeit einige Untersuchungen gemacht über die Abhängigkeit der Temperatur der unbedeckten menschlichen Haut von den Witterungsbedingungen, welche wohl verdienen fortgesetzt zu werden, so wenig sie auch auf Exaktheit Anspruch machen können. Die bedeutendste Beobachtungsreihe hat Vincent in Brüssel 1889 angestellt. In der Zeit vom Juni bis November hat er 360 Ableesungen an einem Thermometer angestellt, dessen kleines cylindrisches Gefäß er im Freien langsam an dem Ballen der linken Hand rieb — Wind und Sonne thunlichst ausgesetzt. Es ergab sich, daß man seinen Stand H innerhalb mäßiger Fehlergrenzen durch die Formel:

$$H = 26,5 + 0,3 L + 0,2 S - 1,2 W$$

ausdrücken konnte, worin L der Abstand der Lufttemperatur von 0 Grad, S die Strahlung, gemessen durch den Ueberschuß der Temperatur des geschwärzten Thermometers im Vakuum und W die Windgeschwindigkeit in Metern p. Sek. sind.

Die Temperatur der Haut und der Kleideroberfläche stellt sich nach Rubner bei Winterkleidern ohne Mantel so:

bei Lufttemperatur	unbekleidete Stellen	unter d. Kleidern wärmer um	über d. Kleidern kälter um
10°	29.0°	3.2°	9.7°
15°	29.2°	2.4°	8.2°
17.5°	30.0°	1.4°	7.1°
25.6°	31.2°	1.0°	4.6°

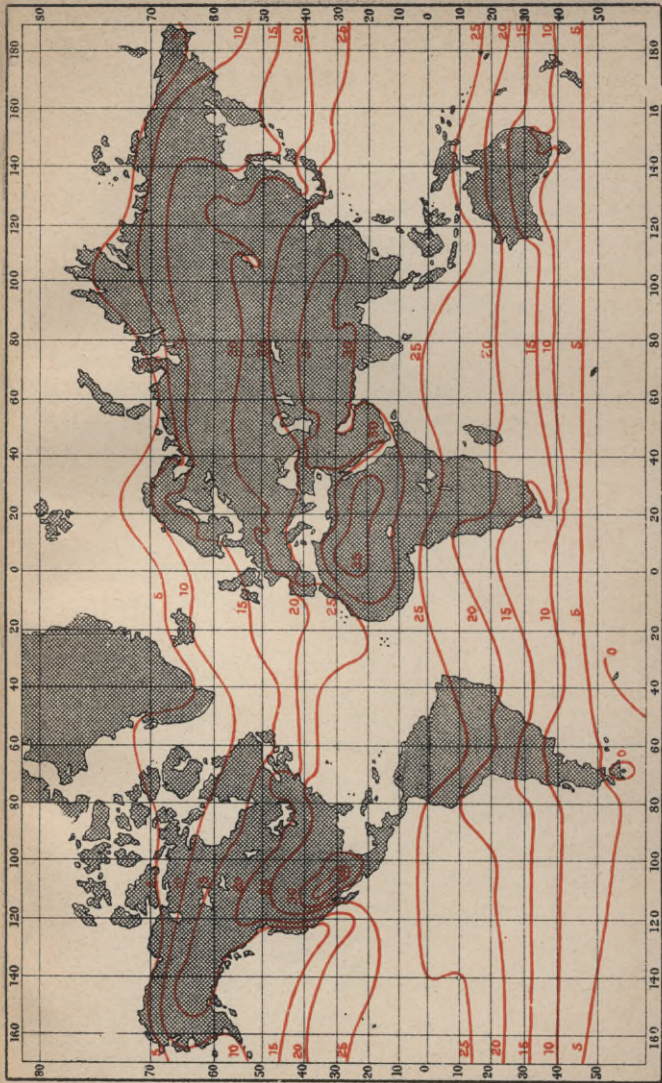
Einen Einfluß der Feuchtigkeit der Luft auf die Temperatur der Haut hat Vincent nicht gefunden. Dennoch wirkt sie in wärmeren Klimaten offenbar stark auf die Schweißabcheidung und auch wohl auf die Wärmeabgabe durch die Haut ein, da der Mensch trockene Hitze weit leichter ertragen kann, als feuchte. Im Juli ist der Stand des feuchten Thermometers in der Arizona-Wüste bei einer Luftwärme von 30—34 Grad nur 15 bis 21, an der Atlantischen Küste bei 20—27 Grad Luftwärme dagegen 18—25 Grad. Hitzschlag ist hier viel häufiger als dort.

§ 11. Hauptsätze über die horizontale Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche.

Die Vorstellungen, die wir in den vorhergehenden §§ erworben haben, finden ihre weitgehende Anwendung bei der Betrachtung der räumlichen Verbreitung der Wärme über die Oberfläche der Erdfugel, welche in den Isothermenkarten Tafel 3 und 4 dargestellt ist. Neun große Prinzipien sind es hauptsächlich, welche diese Verteilung im horizontalen Sinne bestimmen.

A. Wirkungen der Unterschiede in der Sonnenstrahlung.

1. Das Jahresmittel der Temperatur nimmt vom



Tafel 4 Isothermen im Juli. — Temperaturen über Null. - - - - - Temperaturen unter Null.

Aequator nach den beiden Polen ab, wegen der abnehmenden Summe der Sonnenstrahlung.

2. Die jahreszeitlichen Unterschiede in der Temperatur nehmen vom Aequator nach den Polen zu, weil die jahreszeitlichen Unterschiede in den zugestrahlten Wärmemengen in derselben Richtung wachsen.

Ihren einfachsten numerischen Ausdruck erhalten diese zwei Sätze durch die folgenden mittleren Temperaturen der Breitengrade (Mittel aus den beiden Berechnungen von Spitaler und Batchelder):

Geogr. Breite:		0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
Nördl. Halbkugel	Jahr	26.2	26.7	25.3	20.3	14.0	5.7	-1.0	-10.0	-16.7
	Januar	26.4	25.8	21.9	14.6	4.9	-7.0	-15.8	-26.0	-33.5
	Juli	25.6	26.9	28.3	27.3	24.0	18.1	14.0	7.0	1.8
	Differ.	0.8	1.1	6.4	12.7	19.1	25.1	29.8	33.0	35.3
Südl. Halbkugel	Jahr	26.2	25.3	23.0	18.4	12.0	5.6	-0.6		
	Januar	26.4	26.3	25.4	21.8	15.6	8.3	1.6		
	Juli	25.6	23.9	20.0	14.6	9.0	2.9	(-3.8)		
	Differ.	0.8	2.4	5.4	7.2	6.6	5.4	(5.4)		

In diesen Zahlen sind aber auch die Wirkungen des verschiedenen Raumanteils von Land und Wasser mit enthalten, entsprechend den Sätzen 4 und 5.

3. Die Beeinträchtigung der Strahlung durch Bewölkung wirkt am Tage, im Sommer und in niedriger Breite abkühlend, in der Nacht, im Winter und in hohen Breiten erwärmend. An ganz trüben Tagen weicht die Lufttemperatur durchschnittlich um folgende Größen vom Mittel der ganz heiteren Tage ab:

	um 3 Uhr Nachmittags im Sommer	um 6 Uhr Morgens im Winter
in St. Petersburg	- 7 Grad	+ 16 Grad
in Tiflis	- 8 "	+ 6 "

B. Wirkungen der thermischen Verschiedenheit von Wasser und Land

4. Die Abnahme des Jahresmittels der Temperatur vom Aequator zum Pol ist größer über dem Lande, als über dem Wasser, wegen der Beweglichkeit des Wassers und seiner größeren Befähigung zur Aufspeicherung der Wärme. Die Oberfläche des Wassers ist durchschnittlich in niedrigen Breiten etwas kühler, in höheren bedeutend wärmer, als die unterste Luftschicht, besonders bei Lufttemperaturen unter Null über offenem Wasser.

Nach einer Berechnung, die Zenker auf theoretischer Grundlage mit Hülfe von Erfahrungs-Konstanten durchgeführt hat und die sich den beobachteten Werten befriedigend anschließt, ist die Normaltemperatur der untersten Luftschicht im Landklima (L) und Seeklima (S):

Br.	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	⊖
L.	34.6	33.5	30.0	24.1	15.7	5.0	-7.7	-19.0	-24.9	-26.1
S.	26.1	25.3	22.7	18.8	13.4	7.1	0.3	-5.2	-8.2	-8.7

5. Aus denselben Ursachen ist der Temperatur-Unterschied der Jahres- und Tageszeiten auf dem Lande größer als auf dem Meere und verspäten die Wendepunkte der Jahresperiode auf dem letzteren. In derselben Breite von circa 60 Grad N ergeben sich im Durchschnitt von 9 Stationen in Sibirien die mittleren Monatstemperaturen der Reihe L, in jenem von 5 Inselstationen auf dem Atlantik die der Reihe S, beide in ganzen Graden (nach Hann):

J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	
L-	29°	-24°	-15°	-4°	6°	16°	19°	15°	8°	-4°	-19°	-27°
S	4°	4°	4°	6°	8°	11°	12°	12°	11°	8°	6°	5°

Stellt man die Mitteltemperaturen des wärmsten und kältesten Monats einiger Orte Europas und Asiens zusammen, die ungefähr auf 52 Grad N. Br. liegen, so erkennt man die stetige Zunahme der Winterkälte und der Sommerwärme von der Westküste nach dem Inneren des Festlandes deutlich. Der Unterschied dieser Monate nimmt auf dieser Strecke von 8 Grad auf 52 Grad zu.

	Balen- tia Isl.	Münster, Westf.	War- schau	Dren- burg	Irkutsk (490 m)	Nertschin- sk (600 m)
Januar	7.3	1.3	-4.3	-15.3	-20.8	-33.6
Juli	15.1	17.3	18.7	21.6	18.4	18.2

6. Gegen abkühlende Einflüsse verhält sich mit hinreichend dickem Eis bedecktes Wasser wie Land und zeigt mit Schnee bedecktes Land die Eigenschaften des Landes in erhöhtem Maße. Gegen Erwärmungen hingegen, die über den Gefrierpunkt hinausführen, verhalten sich beide noch stumpfer, als Wasser.

C. Wirkungen der Winde und Meeresströmungen.

7. Die Bewegung der Luft wirkt, auch wo sie nicht überwiegend nach einer Richtung geschieht, auf die durch Unterschiede in der Ein- oder Ausstrahlung erzeugten Temperatur-Unterschiede mäßigend ein. Durch die vorherrschenden Winde werden diese Temperaturverhältnisse in deren Richtung verschoben: Winde von der Polarseite des Horizonts bringen die Kälte, solche von der Äquatorialseite die Wärme in andere Breiten, landeinwärts wehende Winde bringen das Seeklima auf das Land, seewärts wehende das Landklima auf die See.

Die Richtung, aus der die durchschnittlich wärmsten und kältesten Winde kommen, stellt sich deshalb verschieden, und zwar nach Hann so:

	Richtung	NW Europa	Dtsch= land	Mittel= rußland	West= sibir.	Ost= Asien	Oestl. Union
Winter	fältefter	ENE	NE	NNE	N	NW	NNW
	wärmster	SW	SW	SSW	SSW	SSE	SSE
Som= mer	fältefter	NNW	NNW	NW	NNW	—	NE
	wärmster	SE	SE	SE	SSE	—	SSW

Der Unterschied beträgt im Winter in Westsibirien 11 Grad, in Deutschland 7, in Nordwest-Europa nur $5\frac{1}{2}$ Grad; im Sommer allgemein 3 bis $4\frac{1}{2}$ Grad. Sehr gemildert wird er dort, wo nach der Seite der kältesten Winde ein Gebirge liegt oder ein Wasserbecken, das sie vorwärmt; so ist z. B. der erwärmende Einfluß der Ostsee auf den NE in Hamburg oft bemerkbar.

Wegen des Vorherrschens der westlichen Winde in den gemäßigten Zonen haben die Orte gleicher Breite in Westsibirien ein weniger kontinentales Klima, insbesondere geringere Jahreschwankung der Wärme als Nikolajewsk, obwohl erstere recht im Centrum des alten Kontinents, letzteres an der Ostküste Asiens liegt.

8. Ebenso verschoben die Meeresströmungen die Temperatur-Verhältnisse in der Richtung ihrer Bewegung: polwärts fließende sind relativ warm, äquatorwärts fließende oder aus der Tiefe aufgestiegene Wassermassen sind kalt und beeinflussen auch die auf ihnen liegende Luft in gleichem Sinne.

Die Luft über den warmen Meeresströmungen — dem Golfstrom, Kuro Siwo, Brasilien- und Agulhas-Strom — ist relativ zur Breite warm, die über den kalten Strömen und dem emporquellenden Küstenwasser an den Küsten von Peru und Südwest-Afrika relativ kalt. Aber die Wirkung dieser Ströme pflanzt sich, be-

sonders im Gebiet der starken westlichen Winde, ganz ungleichseitig fort, die des Golfstroms z. B. nach Europa, nicht nach dem so viel näheren Nordamerika.

9. Die Behinderung der Winde durch Gebirge ertheilt dem Klima lokale Wärmeeigenschaften: ist die Behinderung allseitig, so kann die Strahlung, besonders die Ausstrahlung, unbehindert ihre Wirkung entfalten (Thalldlima); ist sie nur von der kälteren, polaren und Landseite gegeben, so kann die mittägliche Exposition oder das warme Meer oder beides seine wärmende Wirkung ausüben (Winterkurorte). Kommt ein bedeutender Luftdruck-Unterschied zwischen beiden Seiten des Gebirges zustande, so wirkt derselbe dahin, daß die Luft auf der Seite des niedrigen Drucks stürmisch herabgezogen wird und hier als trockener und, je nach ihrem Ursprung, heißer oder kalter Wind (Föhn, Bora) empfunden wird (§ 10).

Die Sätze 1—5 sind an den Isothermenkarten Taf. 3 und 4, trotz ihres kleinen Maßstabes, leicht zu illustrieren.

§ 12. Verteilung der Temperatur nach der Höhe.

In den bisher betrachteten Fällen entsprach im großen und ganzen überall der stärkeren Sonnenstrahlung höhere Lufttemperatur, zwar mit manchen Verschiebungen, Skalenänderungen u., aber doch ohne Umkehrung. Ganz anders bei der vertikalen Verteilung beider; hier ist der Gegensatz Regel. Je höher wir uns in die Atmosphäre erheben, desto intensiver wird die Kraft der Sonnenstrahlen, weil sie um so weniger von den Schirmwirkungen der Atmosphäre beeinträchtigt

ist; und dennoch desto niedriger wird in der Regel die Lufttemperatur. Und zwar ist ihre Aenderung in vertikaler Richtung weit schneller, als in horizontaler. Eine Erhebung um 1 Kilometer bringt durchschnittlich eine Temperatur=Erniedrigung von 4 bis 8 Grad Celsius hervor, also ebenso viel, wie eine Annäherung an den Pol um etwa 10 Breitengrade oder mehr als 1000 Kilometer.

Es wirken mehrere Ursachen bei diesem Ergebnis zusammen. Bestimmend für die Größe der Temperatur=abnahme mit der Höhe sind vor allem drei:

1. Beim Auf= oder Absteigen ändert sich der Druck, unter dem die Luft steht; jedes Gas aber erwärmt sich bei zunehmendem Druck und kühlt sich bei abnehmendem Druck ab; die Größe der Temperaturänderung beträgt für trockene Luft 10 Grad Celsius für jedes Kilometer Höhenänderung.

2. In feuchter Luft führt aber diese Abkühlung nach einiger Zeit zur Ausscheidung eines Teils des Wassers in Tropfenform (Wolken); die dabei freiwerdende Wärme verlangsamt die Abkühlung bei weiterem Aufsteigen etwa auf die Hälfte. Umgekehrt bringen herabfallende Wassertropfen niedrigere Temperatur von oben mit und erzeugen auch durch Verdunstung Kühle.

Die in diesen beiden Sätzen ausgesprochene Temperaturänderung in auf= oder absteigenden Luftmassen ist nur eine Umsehung der Energie aus der Wärmeform in die Form der Disgregation und umgekehrt, ohne notwendig mit einem Uebergang von Energie auf andere Massen oder deren Zufuhr von außen verbunden zu sein,

wie dies doch bei den in den vorigen §§ betrachteten Erscheinungen stets der Fall war.

3. Da die Neigung zu vertikalen Bewegungen um so größer ist, je schneller die Temperatur nach oben abnimmt, dagegen das Gleichgewicht stabil ist, wenn die Luft oben wärmer oder doch wenig kälter ist als unten, so sind die letzteren Zustände langdauernd, die ersteren vorübergehend, und ist im Mittel daher die vertikale Temperaturänderung nicht 10 Grad, sondern nur 4 bis 8 Grad pro Kilometer.

Diese Ursachen würden in einem bloßen Gasball ohne festen Kern ebenso wirken, wie in der Atmosphäre der Erde und wahrscheinlich auch der Größe nach eine ähnliche Temperaturabnahme nach der Peripherie hin bewirken. Die absolute Höhe aber der Temperatur wird in der Erdatmosphäre vorzugsweise bestimmt durch

4. diejenige Temperatur, bei welcher auf der festen oder flüssigen Erdoberfläche ein Gleichgewicht zwischen Einnahme und Ausgabe der Wärme stattfindet. Und diese Prozesse, deren fundamentalster die Strahlung ist, die ihren Hauptsitz an der festen Erdoberfläche hat, wirken modifizierend auch auf die vertikale Wärmeverteilung in der Luft ein. Infolge ihrer ist diese Verteilung in Gebirgen nicht dieselbe, wie in der freien Atmosphäre.

Ueber die letztere sind wir nur sehr unvollkommen unterrichtet, da die bisherigen Hilfsmittel nicht gestatten, ununterbrochene Aufzeichnungen aus der freien Atmosphäre zu erhalten. Vielleicht wird dieses jetzt mit Hilfe der Drachen anders werden. Die zahlreichen Ballonfahrten Glaishers in den Jahren 1862—1865 in Höhen von 5—8000 Metern und die neueren Aufstiege

unbemannter Ballons in Höhen von 10 000—18 450 Metern haben eine Verlangsamung der Temperatur=Abnahme in den oberen Schichten ergeben; allein bei allen diesen Fahrten waren die Thermometer nicht ausreichend gegen den Einfluß der in diesen Höhen und bei der relativen Windstille im Ballon sehr starken Sonnenstrahlung geschützt; dagegen haben die von Berlin aus 1893—94 unternommenen Fahrten in Höhen von 4000—9150 Meter, bei denen dieser Schutz genügend war, in den oberen Schichten eine noch etwas stärkere Temperatur=Abnahme (7 Grad pro Kilometer) ergeben, als in den unteren (6 Grad).

Im Gebirge wächst die vertikale Temperatur=Abnahme im allgemeinen mit der Steilheit der Abhänge. Auf Plateaus und schwach geneigten Bodenschwellen verschwindet sie oftmals gänzlich. In den oberen, steileren Teilen der Gebirge nähert sie sich dagegen sehr den Verhältnissen der freien Atmosphäre. Vergleicht man nur Stationen auf Berggipfeln oder Steilhängen mit einander, als normale Temperatur=Abnahme, die in Europa im Januar auf 5—6 Grad sinkt, zum Mai oder Juni auf 7—8 Grad zunimmt. Nur im Innern von Hochdruck=Gebieten wird sie auch hier viel geringer.

Geringer ist die Temperatur=Abnahme, wenigstens im Winter, wenn man Thäler mit Höhen vergleicht.

In den europäischen Gebirgen ist sie durchschnittlich am langsamsten im Dezember, wo sie nur 3 bis 4 Grad pro Kilometer, am schnellsten im Mai, wo sie circa 7 Grad pro Kilometer beträgt. In der Höhe ist also der jährliche Temperaturgang geringer

als unten und verspätet, — Eigenschaften, in denen das Höhenklima mit dem Seeklima übereinstimmt. Anders dort, wo an eine Küste oder ein Tiefland mit sehr limitiertem Klima an ein trockenes Plateau grenzt; in solchen Fällen ist die Temperatur=Abnahme im Sommer kleiner als im Winter; so im NW.=Himalaya, in Chile und in SW.=Afrika, wo das hochgelegene Innere im Sommer wärmer als die Küste ist. In größeren Höhen der freien Atmosphäre nimmt indessen der Unterschied der Jahreszeiten wohl überall ab; in Europa dürfte er in 10 000 Meter Höhe fast null sein. Noch weit schneller verschwindet natürlich die tägliche Temperatur=Schwankung. In klaren Nächten, wo der Boden stark ausstrahlt, ist in der That Zunahme der Wärme nach oben für die unteren 30 Meter vor Sonnenaufgang selbst im Sommer normal. An Abhängen fließt dabei die erkaltete, schwerere Luft herab, in Thalkesseln sammelt sie sich an. Daher sind letztere Früh- und Spätfrösten viel mehr ausgesetzt, als Ruppen und Hänge mit guter „Luftdrainage“. Im großen findet dasselbe in Hochdruckgebieten mit heiterem Himmel im Winter statt.

Während in der Atmosphäre gewöhnlich die Temperatur (ebenso wie im festen Erdboden, nur langsamer) mit der Entfernung vom Erdmittelpunkt abnimmt, ist in den Meeren und Seen die umgekehrte Verteilung die Regel. Die Dichtigkeit nimmt mit abnehmender Temperatur beim süßen Wasser bis 4 Grad Celsius zu, beim Meerwasser sogar bis unter dessen Gefrierpunkt, der bei $-2,2$ Grad Celsius liegt; in Folge dessen sinkt Wasser, das an der Oberfläche erkaltet, in die Tiefe. Flüssigkeiten ändern aber ihre Temperatur bei Aenderungen des Druckes fast

gar nicht, die kalten Wassermassen sammeln sich daher in der Tiefe an. Die Erwärmung durch die Sonnenstrahlen ist dagegen von viel beschränkterem Einfluß, weil die warmen Wassermassen an der Oberfläche bleiben; erst die damit verbundene Verdunstung, die ihren Salzgehalt und damit ihre Dichtigkeit steigert, läßt sie bis zu einer gewissen Tiefe hinabsteigen. Die Folge ist, daß isolierte Wasserbecken in der Tiefe das ganze Jahr hindurch ungefähr die Temperatur zeigen, die ihre Oberfläche in der kältesten Jahreszeit annimmt, während in den großen Weltmeeren die kalten Wassermassen der hohen Breiten in der Tiefe sich zum Äquator bewegen und hier unter der Linie selbst sich schon von etwa 1000 Meter Tiefe an bis zum Grunde Temperaturen zwischen 0 Grad und 4 Grad finden, wo die Oberfläche 26—28 Grad C aufweist.

Durch den verschiedenen Salzgehalt werden diese Verhältnisse allerdings in mannigfaltiger Weise modifiziert, worauf wir hier nicht näher eingehen können.

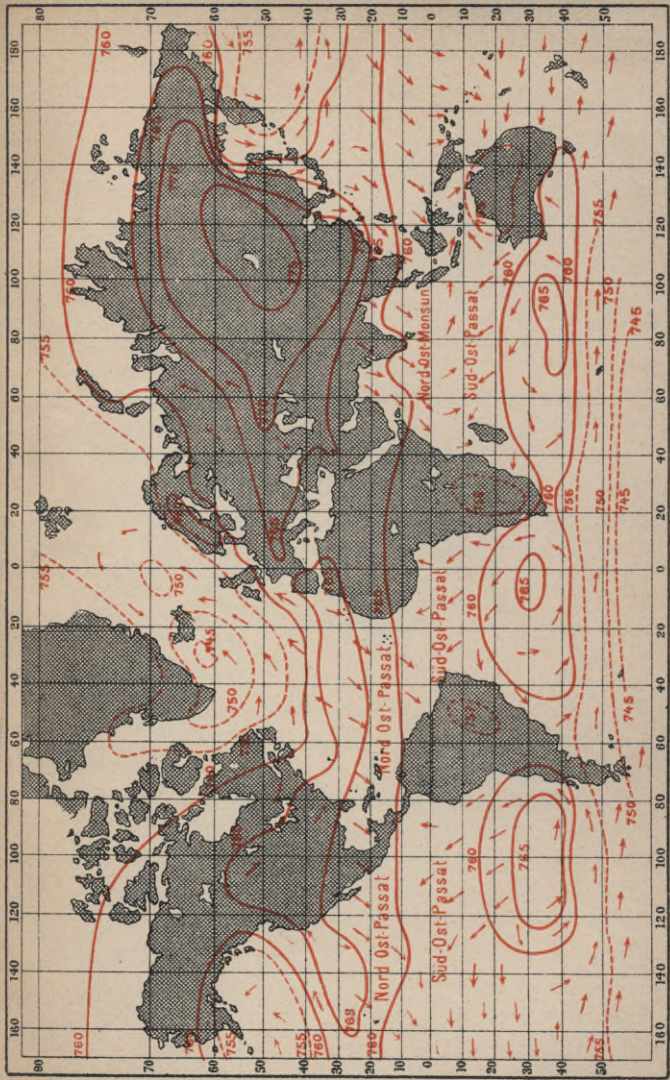
Kapitel 4.

Wind.

§ 13. Ursachen des Windes und dessen Beziehung zum Luftdruck

Wirken auf eine Luftmasse in verschiedener Richtung ungleiche Kräfte ein, so setzt sie sich in der Richtung des überwiegenden Antriebes in Bewegung.

In vertikaler Richtung besteht Gleichgewicht, wenn die Luftdruckabnahme für einen beliebigen Höhenzuwachs gleich ist dem Gewicht der zwischenliegenden Luftsäule



Tafel 5. Isobaren und Winde im Januar. — Hoher Luftdruck. - - - - - Niedriger Luftdruck. Die Pfeile geben die herrschende Windrichtung an.

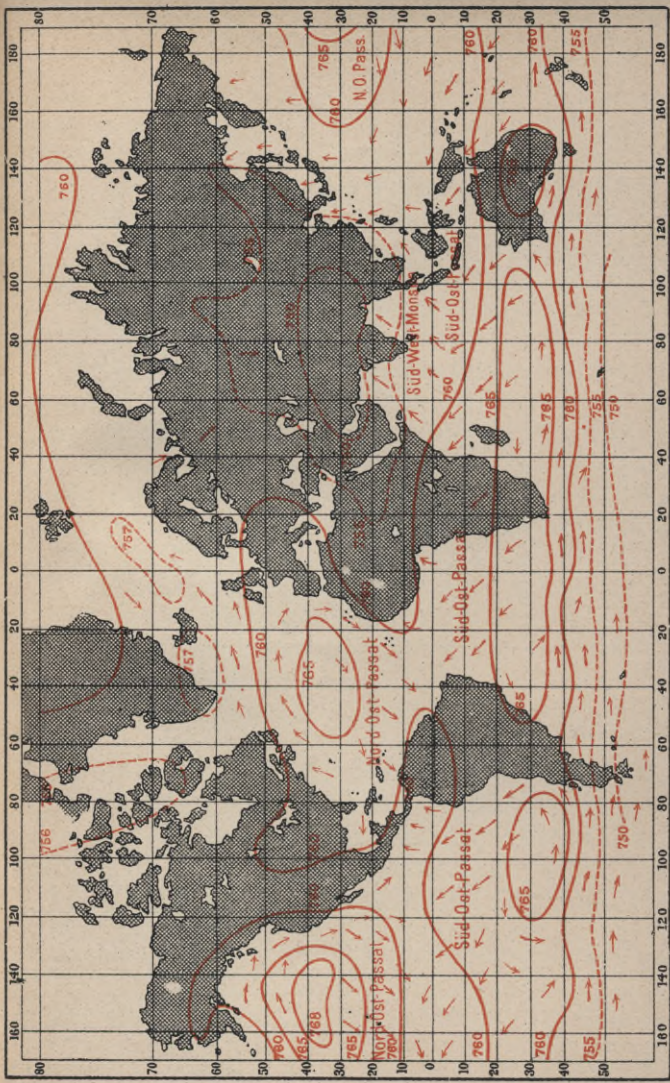
— beide auf gleiche Einheiten reduziert. Nun nimmt aber der Druck in warmer Luft langsamer mit der Höhe ab, als in kalter, nach einem Ausdruck, den man als die barometrische Höhenformel bezeichnet. Wenn in zwei benachbarten Luftsäulen von verschiedener Temperatur der Druck in irgend einem Niveau gleich ist, so muß in allen höheren Niveaux ein Ueberdruck auf seiten der wärmeren, in allen tieferen ein solcher auf seiten der kälteren Säule bestehen. Unten wird daher eine Strömung von der kalten zur warmen, oben eine entgegengesetzte sich einstellen, wie dieses sich leicht mit der Lichtflamme zeigen läßt, wenn man eine Thüre aus warmem nach kaltem Raume öffnet (vgl. Fig. 2, Seite 31).

Dieses einfache Schema finden wir aber in der freien Atmosphäre nur in beschränktem Maße vertreten; vor allem in den Land- und Seebriesen. Da, wie wir gesehen haben (§ 11), am Tage das Land, in der Nacht das Meer wärmer ist, so strömt die unterste Luftschicht am Tage vom Meere zum Lande hin (Seebriese), in der Nacht umgekehrt (Landbriese). Das ist an vielen Küsten, namentlich der Tropenzone, ein täglich sich abspielender Vorgang zu den Zeiten, wo nicht allgemeynere Strömungen diese lokalen verdecken, also sei es in einem ausgedehnten Kalmengebiet oder im Schutze von Gebirgen, nicht nur an der Meeresküste, sondern auch an größeren Seen. In manchen Fällen ist es auch gelungen, den entgegengesetzten Rückstrom in der Höhe nachzuweisen. Auch die treibende Druckdifferenz, den etwas höheren Barometerstand auf dem Wasser am Tage, auf dem Lande in der Nacht, läßt sich vielfach in der Verschiedenheit des täglichen Barometerganges nachweisen.

Der Seewind pflegt bedeutend stärker zu sein, als der nächtliche Landwind.

Würde die Erde ruhen und die Sonne sie umkreisen, so würde voraussichtlich der Temperaturunterschied der Breitengrade nach demselben einfachen Schema eine untere Luftströmung von den Polen zum Aequator und eine obere von da zu den Polen zurück hervorrufen. Die Erfahrung zeigt uns jedoch ein ganz anderes Bild: zwischen 30 Grad N und S allerdings unten eine vorwiegend zum Aequator, aber auch nach Westen gerichtete Luftbewegung — die Passate —, zwischen 30 und 60 Grad Breite aber auf beiden Halbkugeln sogar eine nicht nur überwiegend nach Osten, sondern meist zugleich auch polwärts gerichtete Luftbewegung am Erdboden — die Region der vorwaltend westlichen und äquatorialen Winde. Zugleich finden wir, auch unten, in den Breiten zwischen 30 und 60 Grad Breite, besonders auf der südlichen Halbkugel, keine Zunahme, sondern eine ausgesprochene Abnahme des Luftdrucks mit wachsender Breite.

Die Ursache dieser Abweichung liegt in der täglichen Umdrehung der Erde. Auf eine ausreichende Darlegung ihrer Wirkungen auf den Kreislauf der Atmosphäre müssen wir hier verzichten. Nur erinnert möge hier an das höchst wichtige Gesetz sein, das die Richtung und Stärke des Windes mit der horizontalen Verteilung des Luftdrucks verknüpft. Dieses Gesetz hat schon vor 2 bis 4 Jahrzehnten seinen Ausdruck in einer Formel gefunden, in welche auch die Reibung und die Aenderungen („Beschleunigungen“) der Bewegung eingehen; sein praktisch wichtigster Teil läßt sich, für den Erdboden, in



Tafel 6. Isobaren und Winde im Juli. — Hoher Luftdruck. - - - Niedriger Luftdruck.
 Die Pfeile geben die herrschende Windrichtung an.

folgenden Sätzen ausdrücken: Ein Beobachter, der mit dem Winde geht, hat den niedrigeren Luftdruck auf der nördlichen Halbkugel zu seiner Linken, auf der südlichen zu seiner Rechten, zugleich auf beiden etwas vor sich; den höheren Druck auf der entgegengesetzten Seite. Die ablenkende Wirkung der Erdrotation ist unabhängig von der Richtung des Windes*). Der Wind ist um so stärker, je stärker das Gefälle des Luftdrucks (der „Gradient“ bezw. die Druckdifferenz auf die Einheit der Entfernung) ist. Die Hindernisse, die die Erdoberfläche der Luftbewegung entgegengesetzt, verkleinern den Winkel zwischen dem Gefälle und dem Wind und verringern die Stärke des Windes; sie sind in unebener, von Bergen umgebener Landschaft am größten, kleiner in der Ebene, noch kleiner auf dem Meere, am geringsten in den höheren Schichten der freien Atmosphäre.

Wie in jedem Augenblick, so zeigen auch in den Mittelwerten Windrichtung und Druckverteilung einen innigen Zusammenhang, der aus den Tafeln 5 und 6 deutlich hervortritt. Die Kurven stellen Linien gleichen Luftdrucks — Isobaren — dar, in Millimetern Höhe eines Quecksilber-Barometers (vgl. Trabert, Meteorologie S. 58), reduziert auf den Gefrierpunkt, das Meeresniveau und die Schwere auf dem Parallel 45 Grad.

Gelegentlich, aber selten und lokal, kommen auch Winde vor, deren Energie nicht, wie die der bisher betrachteten, in der Sonnenstrahlung ihre Quelle hat, so

*) Die ältere Auffassung, wonach nur die nord-übliche Komponente der Bewegung diese Ablenkung erfährt, beruhte auf Irrtum. Eine gemeinverständliche Darstellung der neueren habe ich an anderer Stelle gegeben (Grundlinien der Maritimen Meteorologie. Hamburg 1899).

3. B. die Stoßwinde von Lawinen und Bergrutschten, die in den Alpen sehr gefürchtet sind.

Der Wind wirkt sowohl unmittelbar durch seine mechanische Kraft, als mittelbar durch seinen bestimmenden Einfluß auf Temperatur und Feuchtigkeit, mächtig auf das Leben des Menschen und der übrigen Organismen ein. Seine enge Verknüpfung mit der Verteilung des Luftdrucks giebt auch der letzteren große Wichtigkeit für die Klimatologie, während der direkte Einfluß des Luftdrucks auf die organische Natur geringfügig ist; erst in Höhen von mehreren tausend Metern wird die Druckverminderung für den Menschen fühlbar (Bergkrankheit, § 23).

§ 14. Kreislauf der Atmosphäre; planetarische Winde.

Auf den Ozeanen der Erde, besonders auf dem Atlantischen, finden wir eine zonenweise Anordnung des Luftdrucks und der Winde, die wahrscheinlich, wenn die Erdoberfläche gleichmäßig von Wasser oder von ebenem Land gebildet sein würde, sich überall finden würde, und auch in der Atmosphäre anderer Planeten angenommen werden darf, da sie durch die Verteilung der Sonnenstrahlung nach der geographischen Breite und die Wirkungen der täglichen Umdrehung bedingt ist. In der Nähe des Aequators liegt ein Gürtel mit Stillen und veränderlichen Winden, der äquatoriale Kalmengürtel, die Mallungen der deutschen, Doldrums der englischen Seeleute. Nördlich daran stößt der Gürtel des Nordostpassats, südlich jener des Südostpassats. Die Passate sind Winde, die Tag für Tag aus derselben Richtung und mit annähernd derselben mäßigen Stärke wehen.

In der Nähe von 30 Grad Breite folgt je ein zweiter Gürtel mit Massungen, aber nicht, wie der äquatoriale, mit niedrigem, sondern mit hohem Luftdruck. Man bezeichnet von altersher jenen im Norden als die Rossbreiten (*horse latitudes*), und da eine kurze Bezeichnung erwünscht ist, können wir auch den im Süden so bezeichnen. Weiter nach den Polen zu findet man bis in die Nähe von 60 Grad ein ausgesprochenes Uebergewicht westlicher Winde. Findet aber schon in den vorhergehenden Gürteln jedes Schiff etwas andere Verhältnisse: die Kalmengürtel bald breit, bald schmal, den Passat bald mehr, bald weniger stetig und frisch, so sind in den Rossbreiten und zunehmend nach 60 Grad hin Wind und Luftdruck äußerst veränderlich. Nach den Polen zu sind diese Gürtel der westlichen Winde begrenzt durch je einen Gürtel veränderlicher, oft stürmischer Winde aus allen Richtungen, niedrigsten mittleren Luftdrucks und stärkster Luftdruckschwankungen, wo der Beobachter sich fast ebenso oft auf der Nord- wie auf der Südseite eines barometrischen Minimums befindet. Auf der nördlichen Halbkugel ist noch weiter polwärts ein Gebiet erkennbar, wo im Winter nördliche oder östliche Winde bereits ein entschiedenes Uebergewicht haben, während im Sommer teils diese, teils Windstillen überwiegen. Auf der südlichen Halbkugel sind bisher nur wenige Schiffe über das Gebiet der vorwaltenden Westwinde hinausgekommen.

Die Erklärung dieser Luftdruck- und Wind-Gürtel ist ein schwieriges Problem, das jedoch durch die von Ferrel 1858 gegebene Theorie der atmosphärischen Zirkulation eine wahrscheinliche Erklärung gefunden hat

(vgl. das Schema auf S. 72 von Bd. 54 dieser Sammlung). Nach dieser Darstellung ist der Ring hohen Luftdrucks bei 30 Grad Breite, sowie die allgemeine westliche Strömung zwischen 35 und 60 Grad ein Produkt der Erdumdrehung und ist ihre bei uns überwiegend aus Südwest kommende Richtung in der untersten Luftschicht durch die Reibung am Erdboden bedingt. In den mittleren Höhen, zwischen 2 und 10 Kilometer, soll die Bewegung auf unserer Halbkugel überwiegend nordwestlich sein, was die Beobachtungen an den Cirruswolken bestätigen. In noch größeren Höhen verlangt die Theorie wiederum eine südwestliche Strömung, deren Nachweis noch nicht gelungen ist, weil in diesen Höhen selten sichtbare Wolken auftreten.

Infolge der wechselnden Stellung der Sonne müssen im Jahreslaufe die planetarischen Windgürtel eine Schwankung ausführen; an den Zonen hohen Druckes kann man dieselbe auch auf Taf. 5 und 6 erkennen. Die südliche Systemhälfte ist stärker entwickelt, als die nördliche, der äquatoriale Kalmengürtel tritt daher kaum auf die Südhalbkugel über, sondern bewegt sich zwischen 0 Grad im März und etwa 10 Grad N im September.

§ 15. Einfluß der Festländer auf die Zirkulation der Atmosphäre.

Dadurch, daß 27% der Erdoberfläche von festem, zum Teil gebirgigem Lande eingenommen wird, erleidet das planetarische Windsystem tiefgreifende Aenderungen. Die in § 9 dargestellten Temperatur-Unterschiede zwischen Land und Meer erzeugen jahreszeitlich

wechselnde Winde, die eine den täglichen Land- und Seebrisen analoge, aber ungleich großartigere Erscheinung sind; denn sie reichen stellenweise bis nahe zur Mitte der Ozeane und der Festländer. Im Winter ist der Luftdruck in den unteren Niveauen auf den Festländern größer, als auf den Ozeanen, und fließt die kalte Luft aus den ersteren an der Erdoberfläche (unter dem durch die ablenkende Wirkung der Erdrotation bedingten Winkel) nach den letzteren ab; im Sommer ist umgekehrt der Druck in den unteren Schichten auf den Festländern geringer, als in der Umgebung, und es wird Seeluft, wieder mit der entsprechenden Ablenkung, dorthin angesaugt. Die Druckverteilung und die Luftbewegung in den höheren Schichten ist übrigens dieser unteren nicht direkt entgegengesetzt, sondern sie schließt sich oberhalb 1000 Meter Seehöhe näher dem planetarischen System (§ 14) an.

Vor allem ist die Süd- und Ostseite des größten der Kontinente, Asiens, der Schauplatz einer großartigen Entwicklung solcher, als *Monjune* bezeichneten, jahreszeitlichen Winde. Die Wirkung Asiens und seiner ausgedehnten Hochländer wird hier noch unterstützt durch die entgegengesetzte jährliche Schwankung in den Wüsten Australiens und Südafrikas. Von 10 Grad bis 23 Grad Nördl. Breite und von Afrika bis zu den Philippinen herrscht im Sommer der SW-Monsun, auf dem Arabischen Meere mit stürmischer Kraft, auf dem Chinesischen nur schwach; im Winter aber der NE-Monsun, der mäßig bis schwach weht. An der chinesischen Küste reicht der NE, und zwar frisch wehend, bis 30 Grad Nördl. Breite; im übrigen wechseln an der Ostküste Asiens, bis hinauf

zur Beringsstraße, schwache südliche Winde des Sommers mit stärkeren nordwestlichen Winden der kälteren Jahreszeit ab.

Ähnlich, wenn auch minder ausgeprägt, ist der Wechsel an der Ostküste Nordamerikas in 30 Grad bis 47 Grad Nördl. Breite zwischen dem Vorwiegen starker WNW=Winde im Winter und mäßiger SW=Winde im Sommer.

§ 16. Periodische und unperiodische Aenderungen des Windes.

Wir haben somit zweierlei jahreszeitliche Windwechsel kennen gelernt: einerseits Pulsationen der beiden Hälften des großen planetarischen Windsystems, deren jede dann größer ist, wenn die betreffende Halbkugel Winter hat; andererseits die Wirkungen der Luftanhäufung im Winter und der Luftabfuhr im Sommer, die auf den Festländern stattfindet. Bei den Monsunen Asiens überwiegt der letztere Einfluß; auf anderen Gebieten, besonders auf offenem Meere, ist der erstere vorherrschend. So kann der SW.=Monsun an den Südwestküsten bei Sierra Leone und Costa Rica im Nordsommer als der über den Aequator übergetretene und dem Ablenkungsgesetz der Nordhemisphäre verfallene SE.=Passat angesehen werden; ebenso der NW.=Monsun auf dem Indischen Ozean zwischen 0 Grad und 10 Grad S. Br. im Südsommer; die Erhitzung der Sahara und Australiens wirkt nur verstärkend auf gewisse Teile dieser Monsune.

Den Monsunen analog, jedoch nur auf die Nähe der Küste beschränkt, sind die täglichen Land- und Seebrisen (§ 11). Ihr Eintritt erfolgt meist erst gegen

Mittag, und zwar zuerst auf dem offenen Meere, worauf die oft sehr scharfe Grenzlinie der Briesse allmählig an die Küste und bis 30 und mehr Kilometer landeinwärts vorrückt. Wo eine ausgesprochene allgemeine Luftströmung vorhanden ist, wechselt deren Richtung im Tageslauf um einen gewissen Winkel, indem sie sich mit dem Druck vom Meere am Tage, vom Lande in der Nacht kombiniert.

Im Gebirge pflegt am Tage der Wind thalaufwärts, in der Nacht thalabwärts zu wehen, vergl. § 23.

Im Flach- und Hügellande besteht die tägliche Schwankung des Windes hauptsächlich in einer Zunahme der Windstärke vom Morgen zum Mittag, worauf sie von 2 Uhr bis nach Sonnenuntergang wieder abnimmt. In einiger Höhe über dem Boden (schon auf dem 300 Meter hohen Eiffelturm) und auf freigelegenen Bergspitzen findet umgekehrt eine Abschwächung des Windes bei Tage statt. Die Erklärung für beide Erscheinungen liegt wahrscheinlich in dem Austausch von Luftmassen zwischen den unteren, retardierten, und den oberen, schneller fließenden Luftmassen. Dieser Austausch ist am frühen Nachmittag am stärksten, in der Nacht am geringsten. Dort, wo er schneller bewegte Massen herbeiführt, bewirkt er Zunahme, dort, wo er überwiegend schwächer bewegte bringt, Abnahme der Windstärke. Auf dem offenen Ozean ist fast gar keine tägliche Stärkeperiode vorhanden.

In niederen Breiten überwiegen diese periodischen Schwankungen des Windes, in höheren die unperiodischen. Diese werden größtenteils durch die Bewegung zeitlich bestehender Wirbel bedingt, deren Drehungsinn ent-

weder der scheinbaren Bewegung der Sonne in der betr. Halbkugel entgegen ist — das sind Cyklonen mit niedrigem Luftdruck in der Mitte — oder mit dieser geht; diese nennt man Anticyklonen, in ihrer Mitte steht das Barometer hoch. Da diese Wirbel in beständigem Wandern, Wachsen und Vergehen begriffen sind, so wechselt an jedem Orte der höheren Breiten die Windrichtung in sehr launenhafter, aber immerhin nicht gefloßener Weise. Weil nämlich diese Wirbel, besonders die cyclonischen, sich vorwiegend von West (NW, SW) nach Ost (Südost, Nordost) bewegen, und zwar vorzugsweise in den polaren Theilen der gemäßigten Zonen, so kommen Orte dieser Zone auf der nördlichen Halbkugel öfter auf die rechte, auf der südlichen öfter auf die linke Seite des Wirbels zu liegen, und das bedingt bei Wirbeln beider Art, wie man sich leicht durch eine Zeichnung veranschaulichen kann, ein Uebergewicht der Winddrehungen im Sinne N—E—S—W auf der nördlichen, N—W—S—E auf der südlichen Halbkugel. Die Seeleute nennen eine Drehung dieser Art „Auschießen des Windes“, eine entgegengesetzte „Krimpen“.

§ 17. Stürme und besondere Winde. Wirkungen des Windes.

Weitaus am eingehendsten untersucht, besonders ihrer praktischen Wichtigkeit wegen, sind die stärksten Winde, die Stürme und Orkane. Die meisten Stürme gehören cyclonalen Luftwirbeln an, doch ist nicht oft der ganze Umkreis der Cyklone stürmisch. Die Unterscheidung in Wirbelstürme und andere Stürme ist daher nicht strenge durchführbar. In mittleren und höheren

Breiten, wo die Richtung und Stärke des Windes fortwährend wechselt, erreicht die letztere oft hohe Werte und sind die Stürme nicht so scharf von dem übrigen Verlaufe des Wetters abgesetzt, wie in den Tropen, wo sie sich von der Regelmäßigkeit und Ruhe der übrigen Witterung abheben. Gerade diese isolierten tropischen Orkane erreichen aber die regelmässigste Ausbildung und zuweilen die größte Gewalt. Die Mehrzahl dieser Orkanwirbel entsteht in der Nähe von 10 Grad Breite, bewegt sich nach einer westwärts und zugleich vom Aequator weg gerichteten Bahn bis etwa zum Wendekreise und biegt darauf erst polwärts, dann in die allgemeine Bahn der Wirbel der gemäßigten Zone einschwenkend ostwärts ab; zugleich verbreitet sich ihr Durchmesser rasch, während ihre Intensität gewöhnlich abnimmt. Nicht alle Teile der Tropenzone werden jedoch von ihnen heimgesucht. Nicht nur die nächste Nachbarschaft des Aequators — etwa 5 Grad N bis 3 Grad S — ist frei davon, sondern auch große Meeresteile und die angrenzenden Festländer sind entweder ganz frei — so der ganze Südatlantische und der Osten des Großen Ozeans südlich der Linie — oder erhalten sie sehr selten: so der Osten des Nordatlantischen, des Nordpazifischen und des südlichen Indischen Ozeans. Die Jahreszeit ihres Auftretens ist — von vereinzelt Fällen abgesehen — in Westindien und dem Nordatlantik August bis Oktober; im Chinesischen Meer September und Oktober; in der Bai von Bengalen Mai und Oktober; im Arabischen Meere Mai und Juni; im südlichen Indischen Ozean Januar bis April; im südlichen Großen Ozean Januar bis März. Der Ausdruck „Orkan“ stammt aus Westindien; die

Orkanwirbel des Chinesischen Meeres werden Taifune genannt.

Es sind hauptsächlich einige Inselgruppen: die großen und kleinen Antillen, die Maskarenen (Mauritius), die Samoa-, Tonga- und Fidji-Inseln nebst Neukaledonien und die Philippinen nebst Formosa, auf denen diese furchtbaren Erscheinungen, trotz ihrer Seltenheit, in der Charakteristik des Klimas zu beachten sind, weil ihre Verwüstungen den Wohlstand der Bevölkerung manchmal auf viele Jahre beeinträchtigen.

Winde, die für einzelne Landschaften wichtig sind, haben vielfach besondere Namen erhalten. Bei den alten Griechen und Römern trugen alle Richtungen eigene Namen; das zweckmäßigere System der Bezeichnung nach vier Hauptrichtungen und deren Verbindungen hat sich erst seit Karl dem Großen ausgebildet, vor allem natürlich bei den Seefahrern. Bei den Italienern waltet auch jetzt das ältere System vor. Ueber Föhn, Bora und Gebirgswinde vgl. § 23.

Für das westliche Mittelmeer sind hauptsächlich der drückend warme „Scirocco“ (in Spanien Leveche) aus SE, S oder SW und der bei heiterem Wetter vorwaltende „Maestro“ aus NW charakteristisch. Im südöstlichen Frankreich, resp. vom Ebro bis Genua, wird der NW als „Mistral“ wegen seiner Heftigkeit und Dauer der bestimmende Zug des Klimas, wohl am schlimmsten bei Avignon.

Feindlich in das Leben des Menschen eingreifende Mächte sind die mit Staub und Sand beladenen, austrocknenden Wüstenwinde, die als Samum, Chamsin (Aegypten), Harmattan (Oberguinea) u. s. w. bekannt

sind, und die Schneestürme, die in Sibirien als Burán und Púrga, in Nordamerika als Blizzard bezeichnet werden. Bei der Púrga ist die Luft ein Chaos von beweglichem, hartem Schneestaube, der die Augen verschließt, das Atmen beklemmt, in die feinsten Ritzen der Kleidung eindringt und Menschen und Tiere umstößt; nur der Wald bietet Schutz; wo er fehlt, müssen Mensch und Tier entweder sich hinlegen und, vom Schnee bedeckt, das Ende des Sturms abwarten, oder sie treiben willenlos ins Verderben. Jede Orientierung geht in diesen Schneestürmen verloren, und selbst in Südrußland erfrieren Menschen dabei in nächster Nähe ihrer Wohnungen und gehen ganze Herden Vieh im Burán zu Grunde.

Vielfach wirkt der Wind schädigend auf die Vegetation durch übermäßig gesteigerte Verdunstung, der die Wurzelthätigkeit nicht zu genügen vermag, weil der Boden entweder zu wasserarm oder zu kalt ist. Am sichtbarsten sind diese Wirkungen bei heißen trockenen Winden. Außer den erwähnten Wüstenwinden ist z. B. der „Northers“ im südlichen Australien und der „Suchowéi“ in den Steppen Südrußlands zu erwähnen; an dem furchtbaren Mißwachs, der einige Teile Rußlands 1891 heimsuchte, hatten wenige Tage dieses Windes wesentlichen Anteil.

Um den durchschnittlichen Charakter der verschiedenen Windrichtungen für einen Ort zu ermitteln, berechnet man sogen. thermische, atmische, Bewölkungs-, Regen- und Stärke-Windrosen, die die mittlere Temperatur, Dampfspannung u. s. w. bei den einzelnen Richtungen angeben. Da der Wind die Luft selbst ist,

in der wir leben, und er seine Eigenschaften während dieser Ortsveränderung theils weiter trägt, theils in gesetzmäßiger Weise ändert, so gestaltet sich der Zusammenhang dieser Erscheinungen mit der Windrichtung sehr charakteristisch, vgl. S. 52. Der Raum verbietet ein näheres Eingehen darauf.

Außer den schon erwähnten Wirkungen des Windes müssen wir diejenigen, die er durch seinen mechanischen Stoß ausübt, erwähnen. Er wirft Wellen auf, sowohl auf dem Meere, als auf einer Sandfläche (Dünen, Wellenfurchen), die in seiner Richtung fortschreiten. Er entführt in trockenen Gegenden alles leicht bewegliche Bodenmaterial, erhöht die Unfruchtbarkeit der Wüsten und zugleich die Fruchtbarkeit derjenigen Nachbargebiete, wo er den Staub fallen läßt; er ist auch der Haupttreiber der Meeresströmungen; ihm ist auch wahrscheinlich ein großer Theil der verschieden steilen Ränder der Flußthäler zuzuschreiben, indem zur Zeit hohen Wasserstandes die Wellen an demjenigen Ufer branden und nagen, nach dem die vorherrschende Richtung der gleichzeitigen starken Winde gerichtet ist.

Kapitel 5.

Das Wasser in der Atmosphäre.

§ 18. Kreislauf des Wassers in der Atmosphäre.

Neben ihren fast unveränderlichen Bestandteilen Stickstoff, Sauerstoff und Kohlensäure, zu denen in neuester Zeit noch Argon, Erypton u. s. w. getreten sind, enthält die Atmosphäre auch mehr oder minder große Mengen Wasser in gasförmiger, flüssiger und fester

Form. Dessen Wandlungen bilden einen großen Teil dessen, was wir „Wetter“ nennen.

Ein Kubikmeter Raum kann nur begrenzte, je nach der Temperatur verschiedene Mengen Wassers in Gasform enthalten, z. B. bei 0 Grad höchstens 4,9 gr, bei 30 Grad höchstens 30,1 gr. Wird feuchte Luft unter die „Sättigungstemperatur“ oder, was dasselbe ist, unter ihren „Thaupunkt“, abgekühlt, so verdichtet sich der überschüssige Wasserdampf in tropfbar flüssige oder in feste Form.

Die Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft werden daher einerseits durch ihren absoluten Wasserdampfgehalt — sei es in Grammen, sei es in Millimetern Dampfspannung — ausgedrückt, andererseits durch das Verhältnis der letzteren Größe zu ihrem höchsten bei der bestehenden Temperatur möglichen Werte — die sog. relative Feuchtigkeit. Neben dem Gehalt der Luft an Wassertropfen oder an Eis (Schnee) ist die relative Feuchtigkeit erfahrungsgemäß dasjenige Moment, das sich am meisten der Wahrnehmung des Menschen aufdrängt, vor allem dadurch, daß mit ihr die Leichtigkeit, mit der sich der atmosphärische Wasserdampf kondensiert, und die Schwierigkeit der Verdunstung von feuchten Oberflächen annähernd parallel geht. Die Versuche, andere Funktionen des Dampfgehaltes der Luft, namentlich Sättigungsdefizit, Thaupunkt oder psychrometrische Differenz, an die Stelle der relativen Feuchtigkeit zu setzen, erweisen sich als nicht glücklich, obwohl diese Größen für bestimmte Zwecke Bedeutung haben. Schon der Umstand, daß man die Formänderungen gewisser organischer Körper benutzt, um direkte Messungen der relativen

Feuchtigkeit zu machen (z. B. am Haarhygrometer), zeigt die unmittelbare Einwirkung der letzteren auf die organische Welt. Auf den Menschen hat (nach Thomas) trockene Luft folgende Wirkungen: nervöse Aufregung, Schlaflosigkeit, Pulsbeschleunigung, größere Hauttrockenheit, Wärmeverminderung; Desor schreibt speziell neben der Bartlosigkeit auch den geringeren Fettansatz der Bewohner der Vereinigten Staaten im Vergleich zu den Europäern der größeren Lufttrockenheit zu. Verringerter Luftdruck, der die Verdunstung fördert, hat dieselben Wirkungen, wie eine Verringerung der relativen Feuchtigkeit. Feuchte Luft (und erhöhter Luftdruck) haben die entgegengesetzten Wirkungen.

Daß sich feuchte Kälte sowohl als feuchte Hitze uns viel unangenehmer bemerkbar machen, als dieselben Temperaturen bei trockener Luft, weiß jeder; bei naschkaltem Wetter ist es die Wärmeentziehung durch die große Wärmekapazität des in der Luft befindlichen flüssigen oder festen Wassers, bei feuchter Schwüle umgekehrt der Fortfall der wärmeentziehenden Verdunstung, was so ungünstig ist. Daher sind auch Temperaturschwankungen bei feuchter Luft empfindlicher und gefährlicher, als bei trockener.

Die Atmosphäre ist ein gewaltiger Destillier-Apparat. Die Verdampfung, d. h. der Uebergang des Wassers aus dem flüssigen oder festen in den gasförmigen Zustand, geht auf allen Wasserflächen, feuchten Landflächen, der Pflanzendecke und endlich auch auf Schnee und Eis vor sich; sie ist um so größer, je höher die Temperatur, je weiter die Luft von der Sättigung entfernt und je größer die Windgeschwindigkeit ist. Die Wiederverdich-

tung des Wassers in tropfbare oder feste Form geschieht entweder in der freien Atmosphäre — Nebel respektive Wolken — oder an festen Oberflächen — Thau, Beschlag, Reif (z. T. auch Raufrost und Glatteis). Wie sich aus den mikroskopischen Tröpfchen einer Wolke Regen, Schnee und Hagel bilden, ist noch ungenügend geklärt. Der Regen entsteht durch Zusammenfließen der Tropfen, in einem dem Buttern ähnlichen Vorgang, der wohl hauptsächlich durch das Aufschlagen rascher fallender größerer Tropfen auf kleinere, langsam fallende bedingt ist. Die größeren Tropfen selbst sind wahrscheinlich stets ein Produkt des Zusammenfließens kleinerer. Welche Bedingungen aber in einem Falle dieses Zusammenfließens befördern, in anderen Fällen es bei anhaltend bedecktem Himmel doch zu keiner Regenbildung kommen lassen, ist noch unbekannt. Von den Schneesternern ist nicht nur die erste Bildung, sondern auch ihr regelmäßiges Wachsen unbekannt, nur die Zusammenballung bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt ist leicht erklärlich. Das Wachsen der Graupel- und Hagelkörner scheint jenem des Raufreiß und Glatteises (s. unten) ähnlich zu sein, die Unterseite des fallenden Kornes verhält sich wie die Windseite des Raufreiß.

Nebel und Wolken bestehen ebenfalls aus Tropfen — die Annahme von hohlen Bläschen war ein Irrthum —, aber diese haben wegen ihrer Kleinheit keine merkbare Fallgeschwindigkeit. Da nämlich bei einem n -mal kleineren Tropfen das Gewicht n^3 -mal, der Luftwiderstand aber nur n^2 -mal geringer ist, so fallen die Tropfen um so langsamer, je kleiner sie sind, und

schon eine geringe aufsteigende Bewegung der Luft erhält die kleinsten schwebend.

Die Verwandlung des Wassers aus Dampf in Flüssigkeit und in Eis geschieht in der Atmosphäre nicht immer beim Thaupunkt und Gefrierpunkt, vielmehr sind „Uebersättigung“ mit Dampf und „Unterkaltung“ unter 0 Grad ohne Gefrieren häufige Erscheinungen. Die Berührung mit festen oder flüssigen Gegenständen — Staub und Rauch einerseits, den Objekten an der Erdoberfläche anderseits — ist deshalb oft eine wichtige Bedingung zur Kondensation. Daher die dichten Nebel in großen Fabrikstädten, und der starke Beschlag und Raureif an Bäumen u. s. w. Nebel und Wolken bestehen auch bei starkem Frost überwiegend aus flüssigem Wasser, das erst beim Anfliegen an rauhe Flächen gefriert, als „Raureif“; ist die Temperatur ungefähr 0 Grad, so kann der unterkaltete Tropfen vorher sich ausbreiten, es entsteht durchsichtiges „Glätteis“.

Sinkt bei klarer Nacht die Temperatur der Bodenoberfläche und der untersten Luftschicht unter den Sättigungspunkt der letzteren (den Thaupunkt), während die Pflanzen und tieferen Bodenschichten fortfahren, Wasser abzugeben, so bedecken sich Gegenstände an der Oberfläche mit Thau oder Reif, um so stärker, je stärker sie ausstrahlen und je schwerer sie Wärme aus der Tiefe zugeführt erhalten. Durch die „Kondensationswärme“ wird die weitere Abkühlung sehr verlangsamt. Deshalb ist Nachtfrost nicht zu fürchten, wenn der Thaupunkt abends erheblich über dem Gefrierpunkt liegt. Erstreckt sich die Abkühlung auf eine größere Luftschicht, so bilden sich Nacht- und Morgennebel; das ist hauptsächlich in

Bertiefungen der Fall, wo kalte Luft aus der Umgebung zusammenfließt. So gefährlich für den Gartenbau diese Abkühlungen selbst sind, so sind die Kondensationen dabei sowohl als Dämpfer der Frostgefahr, wie auch als Wasserspender in trockener Zeit von Vorteil.

Da Luft beim Aufsteigen erkaltet, beim Absteigen sich erwärmt (§ 10), wenn sie nicht Zeit hat, unterwegs größere Mengen Wärme aufzunehmen oder abzugeben, so begünstigen vertikale Luftbewegungen die Bildung von Wolken (in der Höhe), während Nebel (am Boden) sich nur bei Abwesenheit derselben bilden kann. Nebel ist daher am häufigsten in solchen Gegenden und Zeiträumen, wo Umkehrung der normalen Temperatur-Abnahme mit der Höhe stattfindet: in winterlichen Hochdruckgebieten und über kalten Meeresströmungen. Ueber warmen Wasserflächen, deren Ausdehnung zu gering ist, um die Temperatur der darüberliegenden Luft zu beeinflussen, tritt übrigens bei Kälte auch Nebel — sog. Frostrauch — auf, so über Waken im Eise, aber ganz lokal.

Umgekehrt bewirken aufsteigende Luftbewegungen, wenn die Luft in ihnen nicht gar zu trocken ist (Sahara), leicht Wolkenbildung und, wenn diese mächtiger wird, auch Regen. Man kann zwischen Nieselregen und Schlagregen unterscheiden. Erstere sind kleintropfig, oft nur nässende Nebel, dauern gewöhnlich lange und geben nur wenig Wasser: das sind die vorherrschenden Regen der höheren Breiten und der kälteren Jahreszeit. Letztere sind großtropfig, meist kurz, aber ergiebig. Das ist der vorherrschende Typus der Regen in niedrigeren Breiten und im Sommer; unsere stärksten Gewitterregen geben

nur einen schwachen Begriff von den Güssen, die in den meisten Gegenden der Tropenzone die Regenzeit kennzeichnen. So stehen die Nebel an dem einen, die Gewitter am anderen Ende der Reihe in einem gewissen Gegensatz (§ 17).

§ 19. Horizontale Verteilung der Hydrometeore.

In der Verteilung der Hydrometeore über die Erde zeigt sich eine ähnliche, nur viel weniger durchgreifende Tendenz zur zonenweisen Anordnung, wie bei den Temperatur-Verhältnissen.

Die Verteilung der Dampfspannung über die Erde ist im Winter in den Hauptzügen übereinstimmend mit der Verteilung der Temperatur. Im Sommer sind die Abweichungen bedeutender, weil das Innere der Festländer sich durch geringere Dampfspannung trotz höherer Temperatur auszeichnet.

Umgekehrt ist die relative Feuchtigkeit im allgemeinen da und dort hoch, wo die Temperatur niedrig ist, doch zeigt sie viel mehr selbstständige Züge, als die Dampfspannung, so daß sie feuchte und trockene Klimate in den Tropen wie in der Polarzone erkennen läßt.

Mit der relativen Feuchtigkeit der untersten Luftschicht parallel geht die Neigung zur Nebelbildung, während die Bildung von Wolken große relative Feuchtigkeit in höheren Schichten der Atmosphäre zur Voraussetzung hat. Der am Schluß des vorigen § besprochene Gegensatz zwischen der Nebelbildung an der Erdoberfläche und der Ausbildung der bis in 5 und selbst 10 Kilometer über dem Meere reichenden Haufenwolken und großtropfigen Kondensationen, die den aufsteigenden

Luftbewegungen ihren Ursprung verdanken, spricht sich in der horizontalen Verteilung der Hydrometeore deutlich aus. Ueber warmen Meeresströmungen sind Gewitter und Schlagregen, über kalten sind Nebel häufig; unter 15 bis 40 Grad Breite sind darum die Westhälften der Ozeane — mit Golfstrom, Kuro Siwo, Brasil- und Agulhas-Strom — weit gewitterreicher, als deren Osthälften mit Kanarien-, Kalifornien-, Peru- und Benguela-Strömung, dagegen letztere reich an Nebeln. Am interessantesten ist dieser Gegensatz zwischen Ost- und Westküsten der Festländer bei Südafrika, wo er sich südwärts über das Festland hinaus weit ins freie Weltmeer fortsetzt. Ueberall, wo man auf der Karte kalte Strömungen angegeben findet, darf man Neigung zu Nebeln und Regenarmut, über warmen aber Neigung zu Regen, eventuell auch Gewitter und Hagel erwarten. Sehr ausgesprochen ist dieser Gegensatz auch in etwas höheren Breiten, wo die Nebel auf dem kalten Wasser der Neufundland-Bank und des Okhotskischen Meeres in scharfem Gegensatz stehen zu den Gewitterregen und Stürmen des Golfstroms und des warmen Japanischen Stromes.

Es ist zwar klar, daß die von den Flüssen aus den Festländern den Meeren zugeführten Wassermengen in der Höhe, als Wasserdampf und Wolken, wieder zu den Festländern zurückkehren; man darf aber darum nicht annehmen, daß aller Wasserdampf im Innern der Kontinente direkt vom Meere stamme. Auf dem langen Wege findet hingegen vielfach Niederschlag und Wiederverdampfung statt, so daß das Wasser der Regen im Innern der großen Festländer überwiegend in der Nachbarschaft

verdunstet ist. Da nun im Winter in den gemäßigten und höheren Breiten wegen der niedrigen Temperatur im Binnenlande wenig Wasser verdunstet, so beschränken sich in diesen Jahreszeiten die Niederschläge größtenteils auf die Nachbarschaft der größeren Wasserbecken, insbesondere der Ozeane; zum Sommer dagegen, wenn die Festländer wärmer als die angrenzenden Meere sind, nimmt die Stärke und, in freilich viel geringerem Grade, auch die Häufigkeit der Regen im Innern der Festländer so zu, daß die Regenmenge in ihnen oft diejenige an den benachbarten Küsten übertrifft. Aufsteigende Luftbewegungen, welche die Hauptursache des Regens bilden, sind dann auf dem Festlande, wo um diese Jahreszeit auch der niedrigere Luftdruck sich findet, häufiger, als auf dem Meere, und die hohe Temperatur ermöglicht dort einen starken Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und eine starke Verdunstung.

§ 20. Die Regengürtel und ihre Störung durch die Festländer.

Die drei Größen, nach denen man den Prozeß des Flüssig- oder Festwerdens des Wassers in der freien Atmosphäre gewöhnlich untersucht: Größe der Bewölkung, Zahl der Tage mit Niederschlag und Niederschlagsmenge*) gehen in der Tropenzone einander auch in der jährlichen Periode ziemlich parallel; in höheren Breiten laufen sie infolge der Zunahme der jährlichen Temperaturschwankung stellenweise weit auseinander.

In den Grundzügen der Verteilung ihrer Jahres-

*) Der Kürze wegen werden für diese Größen gewöhnlich die Ausdrücke „Regentage“ und „Regenmenge“ gebraucht, auch wo ein Teil der Niederschläge als Schnee niederfällt.

werte über die Erde stimmen sie indessen überein. Auch bei ihnen ist eine Anordnung nach Zonen ausgeprägt, die aber viel mehr, als bei der Temperatur, durch einen zweiten Faktor, die Lage des Ortes zum Meere und zu den vorherrschenden Winden, durchkreuzt wird.

Wie bei Wind und Luftdruck, so kann uns auch hier als Ausgangspunkt der Atlantische Ozean dienen. Ein schmaler Wolken- und Regengürtel liegt nahe vom Aequator, zwischen den beiden Passaten, am Ende des Nordsummers bis nach 10 Grad Nördl. Breite sich verschiebend, im Ausgang des Südsommers aber nicht weiter als bis an den Aequator zurückweichend, da die Grenze zwischen dem süd- und nordhemisphärischen Windsystem vorwiegend nördlich von 0 Grad liegt (§ 12). Von diesem äquatorialen Regengürtel aus nehmen beiderseits bis nach den Wendekreisen Wolken und Regen immer mehr ab, besonders an der Ostseite des Ozeans. Einzelne, kleine Haufenwolken, viel Sonnenschein und vereinzelte kurze und wenig ergiebige Regenschauer sind das charakteristische Wetter der äußeren Teile der beiden Passate und des Hochdruckgebiets der Kopfbreiten. Regenlos sind die Passatzonen zwar auf dem Meere keineswegs. Entfernt man sich vom Aequator weiter in das Gebiet der westlichen Winde, so nehmen Wolken und Regen mit dem Sinken des Luftdrucks wieder rasch zu. Im Gebiete niedrigsten Drucks südlich von Island erreichen die Regen, wenn auch nicht die Stärke, so doch die Häufigkeit wie am Aequator und ist die Trübung des Himmels im Winter noch viel größer als dort; noch stärker ist die Zunahme der Regen polwärts vom süd-

lichen Wendekreis. Dagegen ist jenseits der Gürtel der Westwinde, in den Polarzonen (wahrscheinlich in beiden Hemisphären), die Häufigkeit der dort ganz überwiegend als Schnee fallenden Niederschläge wieder geringer und besonders die Menge derselben ist, entsprechend dem durch die niedrige Temperatur bedingten geringen Dampfgehalt der Atmosphäre, vergleichsweise unbedeutend.

Zwischen dem Ostlande und Westlande des Atlantischen Ozeans zeigt sich indessen, durch die Windverhältnisse bedingt, ein beträchtlicher Unterschied. Soweit die jährliche Wanderung des äquatorialen Regengürtels reicht, in diesem Falle etwa von 5 Grad Südl. Breite bis 15 Grad Nördl. Breite, sind die Regenmengen an beiden Küsten ungefähr gleich. Darüber hinaus aber ist die amerikanische Küste, wo der Passat als Seewind weht und, namentlich im Sommer, mit wachsender Breite eine vom Aequator abgewandte Richtung annimmt, weit regenreicher, als die afrikanische, wo der Wind beständig aus hochpolarer Richtung weht. Im Gebiete der westlichen Winde sind wiederum die Westküsten von Island, Großbritannien und Norwegen erheblich reicher an Niederschlägen als Labrador.

Dieselbe Anordnung der Regengebiete, wie im und am Atlantischen Ozean finden wir nun, mit lokalen Abänderungen, auch anderswo. Dazu tritt die Regenarmut solcher Gebiete, die vom Meere, in der Richtung gegen den herrschenden Wind, durch Gebirge oder durch übergroße Entfernung getrennt sind. Das Ergebnis ist, daß sich in den westlichen und inneren Teilen der Festländer in den Breiten zwischen 15 und 50 Grad ausgedehnte regenarme Gebiete mit mehr oder weniger

Wüstencharakter finden, und zwar innerhalb folgender ungefährender Breitengrenzen:

	Westküste	Inneres
Alte Welt, nördl. Hem.	18—30° N	16—50° N
Nord-Amerika	25—33 "	30—44 "
Süd-Amerika	5—32 S	17—50 S
Süd-Afrika	17—32 "	18—34 "
Australien	20—27 "	20—32 "

Das nebenstehende schematische Kärtchen Taf. 7 zeigt die Hauptzüge der Regenverteilung über die Erde. Der feuchte Äquatorialgürtel schließt sich an den Ostküsten der Kontinente und auf dem westlichen Teil der Ozeane an die Regengürtel der mittleren Breiten an, und diese letzteren sind durch regenarme Gebiete im Innern der Festländer auf der nördlichen Hemisphäre in mehrere Stücke zerpalten, auf der südlichen nur eingengt.

Der mehrfach erwähnten Verschiebung des ganzen Systems der Luftdruck-, Wind- und Regengürtel gegen den nördlichen Pol entspricht das Hinabreichen der Trockengebiete der südlichen tropischen Westküsten bis in die Nähe des Äquators, das namentlich in Peru hervortritt. Als eine wesentliche Störung in der Anordnung der Regengürtel tritt aber die Regenarmut der Südostküste von Arabien und Afrika nördlich vom Wendekreise uns entgegen. Die Ursache derselben dürfen wir zum großen Teile in der Lage des asiatischen Festlandes im Nordosten sehen, infolge deren die östlichen Winde im Sommer, der normalen Regenzeit dieser Breiten, durch SW-Winde ersetzt werden, die der Küste entlang wehen, ebenso wie die NE-Winde des Winters. Daß die Frage damit nicht erschöpft ist, zeigt allerdings die ebenso ver-

laufende Südostküste von Vorderindien, die weit mehr Regen hat, wenn auch nicht entfernt so viel, wie die SW-Küsten von Vorder- und Hinter-Indien.

Gebiete, wo, wie an den letztgenannten Küsten während des SW-Monsuns, ein mit Dampf beladener Wind durch ein quer sich ihm entgegenstellendes Gebirge zum Aufsteigen genötigt wird, liefern in der ganzen Welt die größten Regenmengen. Dieser Fall liegt z. B. vor: an der Küste von Guyana und von Brasilien von Kap Roque bis Kap Frio, sowie der Ostküste von Madagaskar das ganze Jahr hindurch für den Passat, an den SW-Küsten von Liberia und Sierra Leone, wie von Malabar, Aracan, Tenasserim im Sommer für den SW-Monsun, ebenso in der wärmeren Jahreszeit an der Ostküste von Australien für den Passat, an den Südostküsten von China, Japan und Kamtschatka für den Süd-Monsun, umgekehrt in der kälteren an der NW-Küste von Japan für den NW-Monsun, an den Ostküsten von Formosa, den Philippinen und Hinterindien für den NE-Monsun, an der NE-Küste von Neuguinea im allgemeinen im Südsommer für den Nordmonsun, aber bei Finschhafen, das nach SE exponiert ist, ebenso wie bei Amboina, im Südwinter für den Passat; in höheren Breiten für die Westwinde, besonders im Winter und Herbst, an den Westküsten von Norwegen, Großbritannien, Galicien, von Nordamerika zwischen 40 und 60 Grad N, von Südamerika südlich von 37 Grad S., von Neuseeland u. s. w.

Aber auch ohne starkes Ansteigen des Terrains bewirkt das Festland bei starken von der See kommenden Winden ein Empordrängen der Luftmassen in der

Weise, daß es sie durch Reibung zurückhält und nötigt, was sie an Geschwindigkeit verlieren, durch vergrößerten Querschnitt — in diesem Falle vergrößerte Höhe — des Stroms zu ersetzen, um eine kontinuierliche Strömung zu ermöglichen. Der große Regenreichtum der Ebenen am Amazonas und unteren Brahmaputra, der landeinwärts in noch größere Regenmengen an den die Ebene abschließenden Gebirgen übergeht, dürfte so zu erklären sein. Auch auf dem Ozean scheinen die Räume, wo die Luftmassen durchschnittlich in abnehmender Bewegung sind, mehr Regen zu haben, als die, wo sie in zunehmender sich befinden.

Zu beachten ist auch, daß für die Regenerzeugung nicht so sehr die Windrichtung am Erdboden, als jene in Wolkenhöhe maßgebend ist, die von ersterer um mehrere Strich, auf der Nordhemisphäre meist nach rechts, abweicht. So z. B. ist am unteren Indus die Regenmenge sehr gering, trotzdem der Unterwind in der Regenzeit direkt vom Meere kommt; wahrscheinlich kommt der Wolkenzug überwiegend vom trockenen iranischen Plateau.

In der Nähe des Aequators fallen Regengüsse vielfach bei Windstille, und ist der Gürtel der äquatorialen Mallungen (d. h. Stillen und veränderlichen Winde) auf seiner jährlichen Wanderung von großen Regen begleitet.

Durch das Zusammenwirken dieser wichtigsten Ursachen mit anderen, wohl zur Zeit nur teilweise erkannten, setzt sich das komplizierte Bild der Regenverhältnisse der Erde nach Quantität und jahreszeitlicher Verteilung der Regen zusammen. Der regelmäßige Wechsel

von Trockenzeiten und Regenzeiten ist dabei nur in niederen Breiten scharf ausgeprägt, jenseits etwa 45 Grad Breite wird die Veränderlichkeit der Jahrgänge so groß, daß dieser periodische Wechsel mehr oder weniger sich vermischt, und sorgt andererseits die Kälte des Winters dafür, daß am Ausgange der kalten Jahreszeit bedeutende Wasservorräte selbst dort vorhanden sind, wo Winter und Frühling nur wenig Niederschlag bringen.

Die Regen der tropischen Zone „folgen der Sonne“ in ihrem Jahreslaufe vom Norden nach dem Süden und zurück; die Regenzeiten setzen in den meisten Gegenden dann ein, wenn die Sonne am höchsten steht; dem zweimaligen Durchgange der Sonne durch das Zenit entspricht vielfach eine zweimalige Regenzeit, mit einer großen und einer kleinen Trockenzeit dazwischen. In der Nähe des Aequators sind diese Trockenzeiten am wenigsten ausgeprägt und bringen alle Monate mehr oder weniger Regen. In der Regel liegt, wie die Theorie auch erwarten läßt, der Gürtel mit doppelter Regenzeit dem Aequator näher, als derjenige mit einfacher Sommerregenzeit; allein diese Aufeinanderfolge ist, selbst auf den Ozeanen, keineswegs überall vorhanden. Namentlich treten an vielen Stellen, auch in sehr niedrigen Breiten, Herbstregen an Stelle beider Typen; die große Trockenzeit rückt dabei in den Frühling vor. Lokal findet auch eine vollständige Umkehrung statt: Regenzeit im Winter der betreffenden Halbkugel, relative Trockenzeit im Sommer; so ist es außer in den oben bei der Wirkung der Winde schon erwähnten Gegenden auch an der Küste von Pernambuco und auf dem Ozean westlich von Peru zwischen 5 und 15 Grad Südl. Breite.

Typisch aber sind Winterregen und regenarme Sommer für die dem 35. Parallel benachbarten Breiten beider Hemisphären im westlichen Teile der großen Festlandsmassen und im östlichen der benachbarten Ozeane. Das klassische Beispiel dafür sind die Umgebungen des Mittelmeers, nebst den Atlantischen Inseln im Westen und den gebirgigen Teilen Persiens und West-Turkestans im Osten. Dasselbe aber finden wir in Kalifornien, Chile, Kapland und SW-Australien. Alle diese Gegenden nehmen im Sommer an der Regenlosigkeit der auf ihrer Äquatorial-Seite liegenden Wüsten teil, im Winter an dem Regenreichtum der angrenzenden höheren Breiten. Die beiden regenarmen Gürtel nehmen also an der Bewegung des äquatorialen Regengürtels teil, sie liegen jeweils im Sommer ihrem Pole näher, als im Winter.

In den Breiten über 50 Grad hinaus fallen die Niederschläge in allen Jahreszeiten, besonders im Seeklima, häufig, aber selten stark; im Innern der Festländer fällt dabei die größte Regenmenge im Sommer, auf den Ozeanen im Winter, an den Westküsten meist im Herbst.

Die Äquatorialgrenze des Schneefalls liegt in der Ebene größtenteils zwischen 25 und 35 Grad Breite. Den Wendekreis überschreitet sie nur in China und Südamerika. In der tropischen Zone kommt Niederschlag in fester Form in der Ebene wohl als Hagel, aber nicht mehr als Schnee vor. Ueber schwere Hagelfälle liegen, allerdings als über höchst seltene Ereignisse, Berichte aus vielen Gegenden der heißen Zone, besonders aus dem Binnenlande, vor; da kleine Hagelkörner beim

Durchfallen der heißen unteren Luftschichten schmelzen, so sind es nur besonders große Schloßen, die bis zur Erdoberfläche gelangen. Daher kennt man in Indien keine Graupeln, wohl aber Fälle des Erschlagens von Menschen und Tieren durch Hagelschloßen.

Gewitter sind auch in ihrer geographischen Verbreitung und in ihrer Verteilung auf die Jahreszeiten enge an das Auftreten großtropfiger Niederschläge gebunden, also wie diese an hohe Dampfspannung resp. an das Vorhandensein warmer, feuchter Luft, und an aufsteigende Bewegungen der Atmosphäre. Damit hängt ihre Zugehörigkeit zum Sommer in unseren Gegenden zusammen.

In der Polarzone sind Gewitter äußerst seltene Erscheinungen, doch sind solche selbst auf Spitzbergen und Növaja-Semlja schon beobachtet worden. Im kurzen, aber warmen Sommer Sibiriens sind Gewitter nicht selten, in einem Streifen vom Weißen bis zum Okhotskischen Meere beträgt die mittlere jährliche Anzahl der Tage mit Gewitter 5—10; an den Küsten senkt sich dieser Streifen südlicher, im Westen über Schweden nach England, im Osten nach Japan. Im folgenden Streifen, der von Dänemark über Südsibirien nach Korea sich zieht, beträgt die Gewitterzahl 10—15; Norddeutschland, Böhmen, Ungarn, die Ukraina haben 15—20, die Nordufer des Schwarzen und Kaspischen Meeres wieder weniger Gewitter; die Alpenländer 20—30; in Italien und Dalmatien steigt die Zahl der Gewittertage teilweise über 30, dagegen ist sie in Portugal, wohl angesichts der kühlen Meeresströmung, geringer; dieselbe Meeresströmung bedingt in Marocco Gewitterarmut;

in viel großartigerer Weise haben diese Wirkung der Perú- und der Benguela-Strom. Mit dem Eintritt in den äquatorialen Regengürtel steigt dann die Gewitterfrequenz außerordentlich: sie beträgt 80—110 Tage jährlich in Westafrika, auf den Sundainseln und einem großen Teile von Hinterindien, von Mittelamerika und dem Nordwesten von Südamerika.

In den Wüsten Nordafrikas und Asiens sinkt die Gewitterfrequenz wieder auf den Wert herab, den sie in Island und dem nördlichen Norwegen hat, nämlich unter 5 jährlich; in Nordamerika scheint, außer in den östlichen Vereinigten Staaten, die Gewitterzahl erheblich kleiner zu sein, als in gleichen Breiten des alten Kontinents, oder doch die analogen Gürtel südlicher zu liegen.

§ 21. Verteilung der Hydrometeore nach der Höhe.

Der Dampfdruck nimmt in der Regel mit wachsender Höhe viel rascher ab, als es in einer selbständigen Atmosphäre von Wasserdampf möglich wäre. Das Dalton'sche Gesetz vom Partialdruck der Gase ist also auf die freie Atmosphäre nicht anwendbar, und zwar, weil der Ruhezustand, den es voraussetzt, nicht erreicht wird. Die Ursache davon liegt darin, daß „in den oberen Regionen der Atmosphäre vermöge der Temperaturabnahme nicht so viel Dampf in elastischer Gestalt vorhanden sein kann, als dieser Ausdruck angiebt“ (Rämz, Lehrbuch I, 343). Würde der Dampfdruck an der Erdoberfläche nicht höher steigen können, als dem Dalton'schen Gesetz und dem Sättigungsdruck in den obersten Luftschichten entspricht, so würden wir unten stets eine so geringe relative

Feuchtigkeit haben, wie in der Sahara. Die Abnahme des Drucks mit der Höhe in jeder selbständigen Atmosphäre folgt dem Gesetz $p_h = p_0 - \frac{h}{c}$; die Konstante c , die für Luftdruck 18400 ist, müßte für den spezifisch leichteren Wasserdampf im Verhältnis 1:0,623 größer, also 29539 sein; sie ist aber durchschnittlich, nach Hann's Bestimmungen, nur 6517.

Überall, wo vertikale Luftbewegungen mit genügender Schnelligkeit vor sich gehen, um eine Annäherung an die adiabatische Temperaturänderung beim Druckwechsel zu gestatten, muß die relative Feuchtigkeit mit der Höhe zunehmen. Ist die Bewegung groß genug, resp. der Wasserdampfgehalt der Luft genügend, so führt dies zur Wolkenbildung in der Höhe. Nebel in der Tiefe dagegen sind ein Zeichen von völliger Abwesenheit von schnellen relativen Bewegungen in der Luft und sind in der Regel mit einer Zunahme der Lufttemperatur nach oben verbunden. Die Aenderung der relativen Feuchtigkeit mit der Höhe hat sich nach den bisherigen Beobachtungen auf Berggipfeln und in der freien Atmosphäre als äußerst veränderlich erwiesen, ohne daß das Material bis jetzt zur Ableitung von Gesetzen ausgereicht hätte, abgesehen von dem Satze, daß im allgemeinen je größer die Temperaturabnahme, um so bedeutender die Feuchtigkeitszunahme ist, und umgekehrt. Am Tage und im Sommer nimmt die Feuchtigkeit daher nach oben zu, in der Nacht und im Winter häufiger ab. Der jährliche und zum Teil auch der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit ist auf größeren Höhen umgekehrt wie in der Niederung: im Winter und am Morgen ist die Luft

dort trockener, als im Sommer und am Abend. Große Lufttrockenheit ist in hohen Niveaux im Ganzen nicht viel seltener, als in der Tiefe, und die Verdunstung dabei oben weit stärker.

Die Bewölkung und die Dauer des Sonnenscheins zeigen interessante Beziehungen zur Höhe. Die mittlere Bewölkung beträgt nach Hann

	Höhe, m.	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
ebene Schweiz	420	7.3	5.8	5.2*	6.2
Säntis	2467	5.1*	6.1	6.5	6.2

Auch der tägliche Gang der Bewölkung ist oben anders als unten, wenigstens im Sommer. Die sonnigste Tageszeit, die im Winter auf Obir und Sonnblick ebenso bei Mittag liegt, wie in Wien und Klagenfurt, verschiebt sich zum Sommer auf 9 h morgens, und ebenso stetig zum Winter auf Mittag zurück. Die Wahrscheinlichkeit, um Mittag Sonnenschein auf jenen Gipfeln zu treffen, ist im Dezember fast doppelt so groß, als im Juni.

Die Wirkung der Gebirge auf die Niederschläge ist für die dem Winde zugekehrte (Luv-) Seite und die von diesem abgekehrte (Lee-) Seite verschieden. Auf der ersteren wird durch die aufsteigende Bewegung, zu der die Abhänge die Luft nötigen, die Wahrscheinlichkeit einer Regenbildung stets vergrößert, und zwar bis auf einige Entfernung vom Gebirge; auf der letzteren werden die gebildeten Wolken beim Herabsteigen der Luft wieder rasch aufgelöst und hat die ihres Wasserdampfs teilweise beraubte Luft weniger Neigung zu Kondensationen, als vor ihrer Annäherung an das Gebirge. Die Ebene an der Lee-seite des Berges ist daher trocken. Ist die Wind-

richtung veränderlich, sind die verschiedenen Winde annähernd gleich feucht oder streicht das Gebirge in der Richtung des vorherrschenden Windes, so ist der Gegensatz von Luv- und Leeseite wenig auffällig; wo sich aber einem anhaltend wehenden Winde — Passat oder Monsoon — ein Gebirge quer entgegenstellt, oder die vorherrschenden Winde vom Meere, die gelegentlichen entgegengesetzten Winde vom Festlande, kommen, dort ist er höchst ausgeprägt. Immerhin ist er auch in Deutschland deutlich nachweisbar. So hat Auggen in der oberen Rheinebene in 290 Meter Höhe nur 108 Centimeter jährlichen Regenfall, Badenweiler am Abhang des Schwarzwaldes in 420 Meter 132 Centimeter, Höchenschwand auf der Höhe von 1010 Meter 188 Centimeter, Donaueschingen aber auf der Leeseite trotz einer Seehöhe von 690 Meter wieder nur 108 Centimeter.

Der Regenfall nimmt im Gebirge mit der Höhe zu, aber nur bis zu einer gewissen Seehöhe, von welcher ab die Niederschlagsmenge sich wieder verringert. Das Maß der Zunahme und die Höhe der Maximalzone ist je nach Umständen sehr verschieden, in den bayerischen Alpen liegt die letztere im Winter zwischen 600 und 1000 Meter, im Sommer höher; im Himalaya bei 1200 Meter Seehöhe.

Kapitel 6.

Klimatische Typen.

§ 22. Landklima und Seeklima. Wüstenklima, Küstenklima und Monsunklima.

Die oben geschilderten klimatischen Elemente verbinden sich je nach den verschiedenen geographischen Bedingungen zu verschiedenen Klimatypen, deren einzelne Züge wir schon kennen gelernt haben; da diese Züge in bestimmter Verbindung auftreten, so giebt ihre Zusammensetzung die Möglichkeit, die Hauptzüge der Klimate der einzelnen Länder durch deren Einreihung in diese Typen viel klarer und schneller zu erfassen, als dies ohne solchen Schlüssel möglich wäre.

Das Seeklima zeichnet sich vor dem Landklima durch größere Gleichmäßigkeit der Temperatur, größere Feuchtigkeit der Luft, stärkere Bewölkung, regenreiche Winter, größere Windgeschwindigkeit und größere Reinheit der Luft von Staub aus. Im Landklima*) ist die tägliche und jährliche Schwankung aller Elemente, mit teilweiser Ausnahme des Luftdrucks und der Windrichtung, größer, auch die unregelmäßigen Nenderungen der Temperatur von Tag zu Tag und von Jahr zu Jahr sind bedeutender, die mittlere Windstärke ist geringer, Windstillen sind viel häufiger, der Regenfall (in der Ebene), besonders im Winter seltener, die Luft

*) In der Ebene; Gebirgsklima vergl. den folgenden §. — Das Seeklima wird auch als maritimes, das Landklima als kontinentales, das Küstenklima als Vittoraliklima bezeichnet.

trockener, oft stauberfüllt. Sowohl Sonnenstrahlung, als Ausstrahlung sind hier kräftiger. Kalte, windstille, sternklare Nächte, heiße Tage, um Mittag mit starkem Wind und zunehmenden Haufenwolken, in der warmen Jahreszeit zuweilen zum Gewittersturm und Regenguß sich steigend; dagegen in der kalten Jahreszeit überwiegend ganz klare oder durch niedrige Wolken ganz bedeckte Tage, selten gebrochene Bewölkung; das sind Charakterzüge des Landklimas. Die stärkeren Gegensätze der Temperatur im Landklima werden durch die Trockenheit der Luft, die Windstille bei Kälte und die mittäglichen Winde, zum Teil auch durch die stärkere Ein- und Ausstrahlung erträglicher gemacht.

Die ausgeprägteste Form des Landklimas ist das Wüstenklima. Nur einen Zug hat es mit dem Seeklima gemeinsam: die gesunde, von Krankheitskeimen freie Luft, die den Wüsten aller Breiten (auch der Polarzone) eigen ist, und die sie, ebenso wie das Meer, dem Mangel eines geeigneten Nährbodens für diese Keime verdankt. Die Abwesenheit von Bäumen und Büschen und der starke mittägliche Luftaustausch zwischen den erhitzten untersten Schichten und der freien Atmosphäre bewirkt auch in den Wüsten, wenigstens periodisch, bedeutende Windstärke. In allen anderen Hinsichten ist das Wüstenklima dem Seeklima ganz entgegengesetzt. Die Luft der binnenländischen Wüsten ist so wasserarm, daß trotz dieser aufsteigenden Luftbewegungen Wolken kaum, Regen fast nie sich bilden. Die Erwärmung und Abkühlung der Oberfläche der Felsen im Laufe des Tages ist so schnell, daß sie zu ihrer Zerstörung führt (§ 10). Die kleineren Trümmer werden, da sie durch keine

Feuchtigkeit verklebt sind, vom Wind erfaßt und so durch „Deflation“ der Boden der Wüste aller lockeren feinen Teile beraubt, so daß Kies und harter, wegen der mangelnden Auslaugung salzhaltiger Thon zurückbleibt.

Während der nächtlichen Ruhe der unteren Luftschichten klären diese sich vom Staube, der niederfinkende Staub wird am Tage wieder aufgewirbelt, bis er in Gewässern oder in regenreicheren Landstrichen am Rande der Wüsten festgehalten wird (Lößbildung). Da die Erosion durch fließendes Wasser fehlt, sind die abflußlosen Becken für die Wüste charakteristisch, deren Mitte meist durch brakische oder salzige Seen eingenommen wird. Ausnahmsweise vorkommende Regengüsse bewirken daher zeitweise Ueberschwemmungen (besonders in Australien), zugleich wecken sie zahlreiche schlummernde Pflanzenkeime. Gegen die übermäßige Verdunstung schützen sich die Pflanzen durch Behaarung, ätherische Oele oder Verkleinerung der Oberfläche und eine Epidermis ohne Spaltöffnungen, der Mensch durch Einsetzen der Haut und Verhüllen.

Wasserbecken von beschränkter Ausdehnung oder ein von polarer Strömung kühl gehaltener Teil des Ozeans lassen die Wüste bis an ihre Ufer heranreichen (Kaspisches und Rothes Meer, Persischer und Kalifornischer Meerbusen, Westküste der Sahara, Deutsch-Südwestafrika, Westaustralien, Peru und Nordchile). Sie erzeugen, wo nicht der vorwaltende Wind von ihnen und gegen ein Gebirge weht (wie im östlichen Kaukasus), keine Regenbildung, sondern nur eine Sättigung der untersten Luftschicht mit Wasserdampf und als Folge

Nebel oder Thaubildung, die aber nicht für Baumwuchs genügt. Da sie kühler als die umgebende Wüste sind, steigt diese feuchte Luft nicht auf und fehlen Wolken und Regen (Küstenwüsten).

Im allgemeinen aber zeigen Küstenlandschaften alle möglichen Uebergänge zwischen dem Klima des Innern und der hohen See, je nachdem von wo sie ihre Luft vorwiegend zugeführt erhalten. Daneben ist ihnen, besonders in niederen Breiten, der tägliche Wechsel der Land- und Seebriesen eigen. Viele Küsten sind, besonders in den Tropen, durch stagnierende Wasser als Krankheitsherde gefährlich, so weit die Luft nicht durch die Seebriesen oder einen vom Meere kommenden beständigen Wind (Passat oder Monsun) rein gehalten wird. In der gemäßigten Zone genießen die nach Westen exponierten Küsten die meiste Seeluft.

Da die Monsune bis in die Mitte der großen Festländer hineinreichen, so nimmt das Monsunklima weite Gebiete der Küsten und des Binnenlands ein. Im regelmäßigen Monsunklima wehen im Sommer Seewinde, im Winter Landwinde und herrscht im Sommer Seeklima, im Winter Landklima. Gestörtes Monsunklima haben diejenigen Küsten großer Inseln und Halbinseln, die dem Festlande zugekehrt sind oder auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links von dieser Richtung gewendet sind, wie die NW-Küsten von Japan, NE-Küsten von Formosa und den Philippinen, Ostküsten von Süd-Devan und Ceylon. Hier tritt der allgemeine Wintermonsun lokal als Seewind, der Sommermonsun als Landwind auf, und zwar, wenn das vorliegende Meer und Land

breit genug ist, mit den dazu gehörigen Eigenschaften.

In niederen Breiten ist zwar die Beständigkeit der Monsune am größten; allein das regelmäßige Monsunklima zeigt hier keine so tiefgreifende Abweichung vom Klima monsunfreier Gebiete, wie in mittleren Breiten. Denn seine Regenzeit im Sommer und Haupttrockenzeit im Winter ist auch im stetigen Passat die Regel, und die Wirkungen des Ursprungs des Windes auf die Temperatur sind hier bei den geringen räumlichen Wärmeunterschieden nicht sehr bedeutend. Die größte Hitze wird zur Zeit des Frühlings-Monsunwechsels, im Mai, erreicht, der Herbst-Monsunwechsel bringt weniger hohe Temperaturen, ist aber wegen der windstillen, feuchtschwülen Luft die drückendste Jahreszeit (vgl. Indien, Sierra Leone).

In höheren Breiten wirken die Monsune erniedrigend auf die Temperatur sowohl im Winter wie im Sommer, und bringen sie in Breiten, wo Regen und Bewölkung ihr normales Maximum im Winter haben, trockene heitere Winter und nasse trübe Sommer, sowohl an den Küsten als im Binnenland hervor. Dies gilt namentlich für Ostasien, das in allem das Gegenstück von Europa ist.

§ 23. Gebirgsklima, Höhenklima.

Die Unebenheiten der festen Erdoberfläche beeinflussen das Klima in zweierlei Weise: durch ihre absolute Höhe und durch ihre Böschung. Die konstanteste Wirkung der ersteren ist die Abnahme des Luftdrucks. Ist die Temperatur der Luft bekannt, so ergibt die baro-

metrische Höhenformel*) das Verhältniß der Drucke in jeden zwei Niveaug. Einer Druckabnahme um 1 Millimeter entspricht eine Erhebung (bei 0 Grad Celsius) am Meeresniveau um 10,5 Meter, in 1000 Meter Seeshöhe um 11,8 Meter, in 2000 Meter um 13,4 Meter**). Den Luftdruck im Meeresniveau zu 762 Millimeter und die Temperaturabnahme zu 5 Grad pro 1000 Meter angenommen, ergibt sich der Druck in verschiedenen Höhen wie folgt, wenn die Temperatur im Meeresspiegel gleich t ist:

Höhe m:	0	500	1000	2000	3000	4000
$t=0^\circ$	762	716	671	590	517	452
$t=25^\circ$	762	720	679	604	536	475

Die höchsten ständig bewohnten Punkte haben fast nur die Hälfte des Luftdrucks, der am Meeresspiegel herrscht; es sind dies in Europa die meteorologische Station auf dem Sonnblickgipfel (Tauern): Höhe 3106 Meter, mittl. Barometerstand 520 Millimeter, in Amerika das Dorf S. Vincente in Bolivia: Höhe 4850 Meter, Barometerstand 436 Millimeter, in Asien das Kloster Ganle in Tibet: Höhe 4160 Meter, Barometerstand 433 Millimeter. In Höhen oberhalb 4000 Meter beginnen

*) Ist h der Höhenunterschied in Metern, B und b der (wegen Schwere red.) Druck in mm für das untere und obere Niveau, t die mittlere Temperatur der zwischenliegenden Luftsäule, so ist mit genügender Annäherung

$$\log \frac{B}{b} = \frac{h}{18432 (1 + 0.004t)}.$$

**) Nennen wir die Höhendifferenz in Metern, die einer Luftdruckänderung von 1 mm entspricht, h , den Barometerstand b , die Temperatur der Luft t , so ist

$$h = \frac{7992}{b} (0.0037t).$$

für die meisten Menschen die Erscheinungen der Bergkrankheit: Schwindel, Atemnot, Schlassheit, Herzklopfen, Uebelkeit; doch hängt dies sehr von Disposition und Umständen (Anstrengung!) ab. Die größten Seehöhen sind im Ballon durch Einatmen von Sauerstoff überwunden worden: Berzon erreichte am 4. Dezember 1894 9100 Meter. Im April 1875 sind zwei Luftscharfer in circa 8500 Meter erstickt.

Kleinere Schwankungen des Luftdrucks haben auf den Menschen keine Wirkung. Der Kondor ist auch gegen so große offenbar unempfindlich.

Man hat vorgeschlagen, daß dem Menschen feindliche Klima der Regionen oberhalb 2000—4000 Meter als Höhenklima von dem Gebirgsklima der unteren Stufen zu unterscheiden, daß durch die Reinheit und Kühle der Luft und die kräftige Übung, die es für Lunge und Herz bietet, dem Menschen heilsam ist.

Die Intensität der Sonnenstrahlung sowohl als der Ausstrahlung nimmt mit der Höhe zu, die Lufttemperatur dagegen ab (§ 12). Es ist nicht nur die Luftschicht, die die Strahlen zu durchdringen haben, in der Höhe geringer, sondern auch ihre Durchlässigkeit ist dort größer. Auf den Hochebenen von Tibet stellen sich ferne Gegenstände ebenso scharf dar, wie nahe, der Luftton fehlt fast ganz, jede Schätzung der Entfernung wird unmöglich. Die Ursache dafür liegt in der Armut der Luft in diesen Höhen an Staub und an Wasserdampf und dessen Kondensationsprodukten.

Der Gehalt an Wasserdampf nimmt nach oben weit schneller ab, als der Luftdruck. Bei 5500 Meter Höhe ist der letztere etwa auf die Hälfte, der Druck des Wasser-

dampfs aber bereits auf ein Siebentel seiner Größe im Meeresspiegel gesunken.

Die relative Feuchtigkeit zeigt dagegen keine regelmäßige Aenderung mit der Höhe. In der Höhe der Wolken erreicht sie natürlich ihre größten Werte. In der Windseite tropischer Gebirge liegt der Wolkengürtel gewöhnlich 1300—1600 Meter hoch. Bei uns rückt er im Sommer höher und ist daher in großen Höhen die Feuchtigkeit im Sommer bedeutend größer, als im Winter.

Der Niederschlag nimmt im Gebirge bis zu gewissen Grenzen mit der Höhe und mit der Steilheit der Abhänge zu, ist aber an den verschiedenen Seiten des Gebirges verschieden; er ist am größten auf der Seite, gegen welche am häufigsten feuchte Winde anwehen. Dieser Gegensatz der Hänge des Gebirges wird sehr groß, wenn ein beständiger Wind quer zum Kamme weht, oder wenn der eine Hang zum Meere, der andere zu trockenen Hochebenen abfällt. So nimmt die jährliche Regenmenge in Kalifornien am Westabhang der Sierra Nevada für jede 100 Meter Erhebung um 8 Centimeter zu, erreicht auf dem Kamme 230 Centimeter, um am Ostabhang äußerst rasch abzunehmen bis zu 8—10 Centimeter am Humboldt-Flusse. Wo die Unterschiede der Häufigkeit und Feuchtigkeit der verschiedenen Windrichtungen nicht sehr groß sind, hat die Regenkarte eines gebirgigen Landes viel Aehnlichkeit mit einer Höhengichtenkarte. In Steppen und Wüsten stellen Gebirge Dasen größerer Feuchtigkeit dar, die besonders durch ihre Waldbedeckung und die aus ihnen hervorbrechenden Bäche die menschliche Kultur in ihrer Umgebung beeinflussen.

Infolge der im Sommer und um Mittag raschen vertikalen Temperatur=Abnahme (§ 12), ist das Klima der Höhen besonders durch die Abwesenheit von Hitze ausgezeichnet. Im Winter und in der Nacht sind dagegen nicht selten die Hänge und Gipfel gleich warm oder wärmer, als die Thäler. Die Gipfel haben also kleinere tägliche und jährliche Temperatur=Schwankung; hierin, und in der größeren Windgeschwindigkeit, ähnelt das Klima der Höhen dem Seeklima. Doch ist dabei nicht die absolute Seehöhe, sondern die relative gegen die Nachbarschaft entscheidend; Hochthäler zeigen zum Teil die kontinentalen Eigenschaften des Thalklimas in besonders hervorragendem Grade. So hat der Rigi=Gipfel eine Januar=Temperatur von $-5,1$ Grad, im oberen Engadin ist sie in gleicher Seehöhe $-10,4$ Grad.

Dort, wo die Wärme des Sommers nicht ausreicht, um die in der kälteren Jahreszeit sich ansammelnde Schneemenge zu schmelzen, gelangen wir in das Gebiet des ewigen Schnees. Seine untere Grenze, die „Schneelinie“, hängt also einerseits von der Temperatur des Sommers, andererseits von der Menge des bei Temperaturen unter 0 Grad fallenden Niederschlags ab. In vielen Gebirgen liegt sie auf der wärmeren Südseite dennoch niedriger, als auf der kälteren Nordseite, wenn die letztere zugleich schneeärmer ist; so in Island (600 bis 900 Meter gegen 1100—1300 Meter), im westlichen Kaukasus (2920 Meter gegen 3400 Meter), im Himalaya (4900 Meter gegen 5600 Meter). In hohen antarktischen Breiten sinkt sie bis an das Meeresufer hinab, was man in der arktischen Zone noch nicht angetroffen hat. Auf Franz=Josefs=Land liegt sie bei circa 200

Meter, auf Spitzbergen bei 460 Meter, im mittleren Norwegen an der Küste bei 1200 Meter, im trockenen Innern bei 1500 Meter, in den Alpen bei 2600—2900 Meter, am Aequator bei 4—5000 Meter, in den trockenen subtropischen Gegenden beider Halbkugeln steigt sie am höchsten, auf 5—6000 Meter, z. B. im südlichen Peru und im Karakorum. Die starken Niederschläge an der Westküste von Südamerika südlich von 40 Grad bewirken, daß dort die Schneelinie fast mit der oberen Baumgrenze zusammenfällt, die in den Alpen etwa 800 Meter unter ihr liegt. Weit unter die Schneelinie herab reichen die unteren Enden der Gletscher, in Neuseeland bis in die Regionen, wo Fuchsjen wachsen.

Einen bedeutenden Einfluß üben die Gebirge auf die Winde aus; sie behindern und modifizieren die allgemeinen Luftströmungen und erzeugen selbst örtliche Winde.

Bei ruhigem Wetter pflegt in den Thälern und Schluchten am Tage der Wind bergaufwärts, in der Nacht (meist von 9 h p. m. bis 9 h a. m.) thalabwärts zu wehen; der Nachtwind ist wegen seiner Kälte bemerkbarer und darum bekannter. Vielfach werden jedoch beide Winde durch besondere Namen bezeichnet, z. B. am Como=See der Tagwind als *la Breva*, der Nachtwind als *Tivano*.

Dadurch, daß die Gebirge die horizontale Bewegung der Luft in den unteren Schichten behindern oder unmöglich machen, bewirken sie, daß Druck, Temperatur und Feuchtigkeit der Luft zu ihren beiden Seiten sehr verschieden werden können; sie wirken als Klimascheiden, namentlich wenn sie sich in der Richtung

des Breitenkreises erstrecken, wie Alpen, Kaukasus und Himalaya, oder ein Küstenland vom Binnenland scheiden, wie das skandinavische, die kalifornische Coast-Range oder das Stanowoi-Gebirge in Ostsibirien. Sie machen auch, gelegentlich oder anhaltend, größere Druckunterschiede auf kleine Entfernungen möglich, als in der Ebene, außer in Orkanen, irgendwo vorkommen. Ueber Pässe, die bis zur Region dieser Druckunterschiede hinabreichen, stürzt sich die dichtere Luft in die Thäler der anderen Seite, oft mit verheerender Gewalt. Dabei nimmt ihre Temperatur auf 100 Meter Abstieg um 1 Grad Celsius zu (§ 12); da die Luft keine Zeit hat, neuen Wasserdampf aufzunehmen, so kommt sie unten sehr trocken an. Ob sie aber als auffallend warm oder kalt erscheint, hängt von ihrem Ursprung ab. Weht sie aus einem sehr kalten Hinterlande nach einer sehr warmen Küste, so tritt sie trotz dieser Temperaturzunahme unten als kalter Wind auf; so die Bora an den Nordostküsten des Adriatischen und des Schwarzen Meeres, die im Winter durch ihre wütenden Stöße zeitweise allen Verkehr in Triest und in Noworossijsk verhindert. Ist dagegen kein solcher Temperaturunterschied zwischen den beiden Seiten des Gebirges vorhanden, und beträgt die Abnahme der Temperatur mit der Höhe, wie dies im Winter die Regel ist, weit unter 1 Grad pro 100 Meter, so wird die herabstürzende Luft wärmer als ihre ganze Umgebung und als in der Jahreszeit normal ist, mag sie nun auf der Rückseite des Gebirges unter Regenfall aufgestiegen sein (wobei ja die vertikale Temperaturabnahme nur circa $\frac{1}{2}$ Grad pro 100 Meter beträgt), oder bis dahin in der Höhe geflossen sein.

Solche warme, sehr trockene, thalabwärts wehende Winde werden gelegentlich in vielen Gegenden der Erde beobachtet. Die bekanntesten sind der Föhn an der Nordseite der Alpen, der Chinook an der Ostseite der Rocky Mountains, und der warme Wind an der Küste von Grönland. Ihre Erklärung verdankt man Hann (1866—68, 1882). Ihre Wärme und Trockenheit sind lokale Produkte, auf dem Kamm trifft man gleichzeitig scharfen kalten Wind und Wolken oder Schneegestöber, an der anderen Seite des Gebirges starken Regen, kühles Wetter und wenig Wind. So herrschte am 1. Febr. 1869 in Altdorf (454 Meter) Föhn mit 14 Grad Wärme und nur 28% Feuchtigkeit, auf dem Gotthard (2100 Meter) Südwind mit —4 Grad, in Bellinzona (229 Meter) Nordwind mit Regen bei 3 Grad. Die Temperaturänderung für je 100 Meter betrug also auf der Südseite nur 0,37 Grad, auf der Nordseite dagegen über 1 Grad.

Kapitel 7.

Die klimatischen Zonen.

§. 24. Die fünf Klimazonen.

Das Klima jedes einzelnen Landes zeigt uns die im Vorhergehenden dargelegten Thatsachen in immer neuer, mannigfaltiger Verbindung. Die klimatischen Gegensätze zwischen Binnenland und Küste, zwischen Ebene und Gebirge, zwischen Gebieten hohen und niedrigen Druckes treten, wenn wir auf die Betrachtung der einzelnen Länder eingehen, immer aufs neue uns entgegen. Sie im einzelnen zu verfolgen, ist Aufgabe der

speziellen Klimafunde, der ein anderes Bändchen dieser Sammlung gewidmet sein soll. Hier dagegen bleibt uns noch die Aufgabe, die großen Züge der zonenförmigen Anordnung der Klimate zwischen den Polen und dem Aequator ins Auge zu fassen, die Klimazonen, die sich den Zonen der Sonnenstrahlung, denen sie ihren Ursprung verdanken, nahe anschließen, und wie diese in Fünffzahl vorhanden sind; nämlich die heiße, die zwei gemäßigten und die zwei Polarzonen. Nicht nur nach der Höhe der Temperatur, sondern nach dem ganzen Charakter der Witterung, des organischen Lebens und der menschlichen Kultur sind diese Zonen in höchst bezeichnender Weise von einander unterschieden.

In der „heißen Zone“ zwischen den Wendekreisen erreicht die Mittagshöhe der Sonne zweimal im Jahre den Zenit und sinkt sie nie unter 43 Grad, die Tageslänge nie unter $10\frac{1}{2}$ Stunden. Infolge dessen ist die jahreszeitliche Schwankung in der Temperatur dort sehr gering und mehr mittelbar durch den daselbst meist ausgeprägten Wechsel zwischen Regen- und Trockenzeiten, als durch den Wechsel in der Sonnenstellung bedingt. Es ist die Sommerzone der Erde, gewöhnlich, durch Uebertragung der Bezeichnung ihrer Grenzen auf sie selbst, die Tropenzone genannt.

Außerhalb der Tropen nimmt der Gegensatz der Jahreszeiten polwärts rasch zu. Eine zweite bezeichnende astronomische Grenze liegt dort, wo die Mittagshöhe der Sonne am kürzesten Tage auf 0 herabsinkt (66 Grad 32' Br., Polarkreise). Auch in klimatischer Hinsicht bieten diese Breiten bemerkenswerte Schwellen. In dem der Sommer dort so kurz und so kühl wird, daß

sein Wärmeverrat für weitaus die meisten Pflanzenarten, insbesondere alle Bäume, nicht mehr ausreicht, können die darüber hinauszuliegenden Polarzonen in klimatischer Hinsicht als die Winterzonen bezeichnet werden. Für die beiden Gürtel in mittleren Breiten ist nicht etwa das Vorherrschende „gemäßigter Temperaturen“, sondern der Wechsel zwischen Sommer und Winter das Charakteristische. Es sind die Jahreszeiten-Gürtel der Erde.

§ 25. Die wichtigsten Kennzüge dieser Zonen.

Die hohe Bedeutung dieser Dreiteilung jeder Halbkugel der Erde für das organische Leben und für die menschliche Kultur beruht nicht auf der Höhe der mittleren Jahrestemperatur, sondern auf dem Vorhandensein oder Fehlen einer genügend kühlen und einer genügend warmen Jahreszeit. Auf derselben Jahresisotherme von 0 Grad liegen die reichen Wälder am mittleren Amur, wo wilde Reben um Eichen sich schlingen und wohin der Tiger hinüberstreift, und die eisstarrten Küsten Ost-Grönlands. Aber die Mitteltemperatur des Juli ist dort 22 Grad Celsius, hier nur 6 Grad. Auf dem nur oberflächlich auftauenden Eisboden von Jakutsk, wo die normale Januar-temperatur — 41 Grad ist, wachsen Wälder und ist Ackerbau möglich.

Umgekehrt ist in niederen Breiten die Unterbrechung der Hitze durch eine kühlere Jahreszeit für die Europäer und deren Abkömmlinge eine Bedingung zur vollen Bethätigung der körperlichen und geistigen Kräfte, sie setzt daher, wenigstens gegenwärtig, auch der Verbreitung einer höheren Kultur gewisse Grenzen. Ein heißer, sogar sehr heißer Sommer verhindert das atemlose „going

ahead“ in Nordamerika nicht; wo sich aber die Hitze, wenn auch gemildert, über das ganze Jahr erstreckt, wohin der stimulierende Winter nicht mehr reicht, da kann wohl gelegentlich der Nordländer die mitgebrachten idealen Ziele oder groß angelegten Spekulationen Jahre hindurch mit Energie verfolgen, aber Schlassheit und Sorglosigkeit ist sicherlich der allgemeine Charakterzug des Menschengeschlechts in diesen Gegenden, der auch die eingewanderten Europäer je länger je mehr ergreift. Dazu kommt die für den Europäer notorische Unmöglichkeit, in dieser Zone auf dem Festlande ohne Lebensgefahr harte körperliche Arbeit zu leisten und sich der Sonne auszusetzen — eine Schranke, deren Ursachen noch nicht genügend aufgeklärt sind und welche auf dem Ozean, an Bord wie auf ozeanischen Inseln, nicht entfernt in demselben Maße besteht.

Für die beiden Zwischenzonen, die eigentlichen Kulturzonen des Menschengeschlechts, ist also die Abgrenzung gegen den Aequator zu nach der Temperatur der kältesten, gegen die Polen zu nach jener der wärmsten Jahreszeit festzulegen; und zwar zeigt sich als Aequatorialgrenze eine Mitteltemperatur des kältesten Monats gleich 18 Grad und als Polargrenze eine solche des wärmsten gleich 10 Grad als besonders kennzeichnend. Letztere fällt sehr nahe mit der Baumgrenze zusammen; 18 Grad, unsere „Zimmerwärme“, ist die Temperatur, unterhalb deren der Europäer in der Ruhe friert und oberhalb deren er bei körperlicher Arbeit lästige Wärme empfindet (vgl. jedoch über Kältegefühl § 27).

Da die jährliche Schwankung der Temperatur auf

den Festländern größer ist, als auf den Weltmeeren, so sind die so definierten beiden Jahreszeitengürtel enger auf den letzteren, und also auch auf der Südhalbkugel, als auf den Kontinenten der nördlichen. Am engsten sind sie dort, wo zugleich die Temperatur am schnellsten polwärts abnimmt, also an der Ostküste von Nordamerika und im Süden von Afrika. Doch wird eben durch den Umstand, daß die gewählten Grenzen im ganzen ziemlich parallel den Breitenkreisen verlaufen, ihre Brauchbarkeit für die Klimafunde erhöht. Denn die mehr oder weniger direkten Wirkungen der geographischen Breite und der Sonnenhöhe auf alle meteorologischen Erscheinungen sind so bedeutend, daß die Verteilung eines einzelnen Elementes, und sei es auch des wichtigsten, keine allgemein verwendbare Unterlage abgeben könnte, wenn sie von derjenigen dieser wesentlichsten Faktoren weit abweiche.

In anderer Weise wird jedoch dieser Anschluß der Wärmegürtel an die Breitenzonen an hundert Stellen durchbrochen: durch die verschiedene Erhebung der Erdoberfläche über das Meeresniveau. Allerdings ist ihre Wirkung eine wesentlich andere, als die der höheren Breite, weil sie nur Abnahme der Wärme, aber keine jahreszeitliche Schwankung hervorruft.

Neben (1a) den Folgen der beständig großen Mittagshöhe der Sonne und der annähernd unveränderlichen Tageslänge sind folgendes die wichtigsten Unterschiede der verschiedenen Breitenzonen:

(1b) die in den „gemäßigten Zonen“ großen, in der heißen und den kalten viel geringeren räumlichen Unterschiede der Temperatur — eine Folge der in den

Geogr. Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70	80°
Bewölkung*)	{ nördl. 58	{ 50	{ 40	{ 42	{ 49	{ 58	{ 61	{ 59	{ ?
	{ südl.	{ 57	{ 48	{ 46	{ 56	{ 66	{ 75	{ ?	{ ?

In der Nähe der Polarkreise finden wir den niedrigsten Luftdruck und die stärkste Bevölkerung; die Verhältnisse der antarktischen Zone sind zwar noch fast ganz unbekannt, aber das Wenige, was wir darüber wissen, zeigt die Grenze zwischen gemäßigter und Polarzone dort ebenso deutlich, wie im Norden. Der höchste Luftdruck liegt im Norden zwischen 30 und 40 Grad, im Süden zwischen 20 und 30 Grad; die Seeleute bezeichnen diese Gürtel als die „Roßbreiten“; die geringste Bevölkerung fällt auf beiden Halbkugeln zwischen 20 und 30 Grad. In der Nähe des Aequators liegt ein zweites Minimum des Drucks und Maximum der Bevölkerung: es ist der Gürtel der veränderlichen Winde und Stillen, der „äquatorialen Mallungen“ der Seeleute. Zwischen ihm und den „Roßbreiten“ wehen die beständigen Passatwinde, im Norden der Nordost-Passat, im Süden der Südost-Passat. Der Gürtel der Mallungen schwankt mit der Jahreszeit, hält sich aber fast durchweg nördlich vom Aequator; die durchschnittlichen Grenzen sind auf den Ozeanen:

	März		September	
	Atlant.	Stiller	Atlant.	Stiller
Nordost — Passat	26°N	25°N	35°N	30°N
Mallungen	3°N	5°N	11°N	10°N
Südost — Passat	0°	3°N	3°N	7°N
	25°S	28°S	25°S	20°S

Das geschickte Passieren des äquatorialen Kalmen-

*) Wolkenmenge in Prozenten des Himmelgewölbes.

gürtels ist auch jetzt eine der wichtigsten Aufgaben der Schiffsführung; seine einstigen Schrecken hat er aber durch die Kenntniß der Verhältnisse und die Fortschritte im Schiffbau verloren.

§ 26. Klima und Kultur.

Wo immer ein mehr oder weniger langer Zeitraum im Jahre normale Tagesmittel zwischen 10 und 18 Grad liefert, ist das Klima für europäische Arbeiter geeignet, und auch die spontanen Kultur-Regungen anderer Rassen haben meist in solchen Gebieten ihren Ursprung. Ein Wechsel der Jahreszeiten, der da nötig, vorzusehen und nicht auf morgen zu verschieben, die Notwendigkeit, für einen Teil des Jahres sich mit Nahrung, Wohnung und Kleidung zu versehen, ist eine mächtige Anregung zur Thätigkeit. Lohnende Arbeit reizt, und zwar weit über das unmittelbare Bedürfnis hinaus.

Der Tropenbewohner gleicht dem im Reichtum Geborenen, der nicht arbeiten lernt, weil er es nicht braucht; der Polarmensch dem Proletarier, der keine lohnende Arbeit finden kann, da kein Acker, seinen Schweiß zu lohnen, da ist. Der Bewohner der Mittelzone aber ist der arbeitgewohnte und unternehmungslustige Mittelstand, der ohne Arbeit Not leidet, mit der Arbeit aber immer neue, steigende Bedürfnisse befriedigt.

Die Geschichte zeigt uns indessen, daß die Gunst des Klimas für die Kultur auch von der Höhe der letzteren selbst abhängt. Denn die Brennpunkte der Kultur sind deutlich polwärts gewandert. Aus dem subtropischen Gürtel, wo sie bis ins 6. Jahrhundert v. Chr. lagen, haben sie sich in den Gürtel mit zwar heißen

Sommern, aber kühlen (0—10 Grad) Wintern, und weiter in jene mit gemäßigten (10—22 Grad) Sommern und die mit kalten (unter 0 Grad) Wintern verlegt. Im ganzen ist die Wanderung von den produktreichen nach den für den großen Verkehr begünstigten und an geistiger und materieller Energie (Unternehmungsfinn und Kohle) reichen Ländern gegangen. Denn die Produkte der heißen Länder kann der unternehmende Nordländer sich holen, seine Energie kann er aber nicht dorthin auf die Dauer verpflanzen. Von Natur arme Randgebiete der Festländer, die auf früheren Entwicklungsstufen der Menschheit weit im Rückstande bleiben, gewinnen im Zeitalter des Weltverkehrs dominierende Stellung — man vergleiche Nordwest-Europa, Japan, und andererseits Feuerland, dessen Häfen vielleicht auch einst von stolzen Schiffen wimmeln und dessen Wasserfälle eine reiche Industrie mit Kraft versehen werden. Für eine auf Despotie und Sklaverei gegründete Kultur, wie die des alten Orients, liegen auch die Bedingungen wohl anders, als für die eines freien Volkes; dort kommt es hauptsächlich auf die Energie der Herren an, und diese scheint manchmal aus kühleren Nachbarländern importiert gewesen zu sein (Indien, Yufatan u. s. w.). Die Kulturen von Peru und Mexiko gehörten kühlen Hochländern an.

Die Art der Kultur wird neben der Temperatur besonders durch die Niederschläge bedingt. Feuchte Waldgebiete bringen Jägervölker hervor, die viel Raum brauchen, um ein ärmliches, unsicheres Dasein zu fristen*). Trockene Steppengebiete erzeugen Nomaden,

*) Auf derselben Stufe stehen die Polarvölker, die auf Jagd im Meere angewiesen sind.

bei denen Arbeit Aufgabe des Weibes ist, die des Mannes aber Krieg und Raub. In Mischgebieten entstand der Ackerbauer, der von Natur friedlich, nur durch die Kultur zum Großstaat geführt wird; ohne Bewässerung ist er Hungersnöten ausgesetzt, mit solcher führt er ein gesichertes arbeitsreiches Dasein — und hier ist wohl die Quelle der menschlichen Kultur zu suchen.

§ 27. Charakteristik der Tropenzone.

Da auf dem ganzen weiten Gebiete der Tropenzone, das 40% der Erdoberfläche ausmacht, die Temperatur im gleichen Niveau nur wenig Verschiedenheiten aufweist, so fehlt hier der Wechsel ausgedehnter kalter und warmer Strömungen der höheren Breiten. Da ferner der ablenkende Einfluß der Erdrotation hier gering ist, so sind größere Barometerschwankungen und wandernde Luftwirbel hier seltene Ausnahmen, die bei uns die Regel bilden. Aus beiden Ursachen fehlt der Tropenzone die Unbeständigkeit, die unser Wetter kennzeichnet. Wo nicht Windstillen herrschen, wehen Tag für Tag Winde aus derselben Richtung, daher der große Einfluß örtlicher Bedingungen; denn jedes Gebirge hat dort seine ausgeprägte feuchte Luv- und trockene Lee-seite; wechselt die Windrichtung nach Jahreszeiten, so sind die Regen- und Trockenzeiten auf beiden Seiten des Gebirges verschieden.

Wie die Temperatur, so zeigen auch Bewölkung und Charakter der Niederschläge in der Tropenzone die Verhältnisse unseres Sommers meist in verstärktem Maße. Trübe Tage mit Rieselregen, wie deren unser Winter

so viele bringt, sind nur in den Gebieten, wo kalte Meeresströmungen in niedere Breiten hinabreichen (Peru, Benguela) häufig, sonst sind gebrochener Himmel mit Cumulo-Nimbus, Gewittern und großtropfigen Güssen in den Regenzeiten, Wolkenlosigkeit oder kleine Cumuli in den Trockenzeiten der herrschende Zustand.

Den Tagesanbruch unter dem Aequator schildert Wallace wie folgt: „Noch um $5\frac{1}{4}$ Uhr ist die Dunkelheit vollkommen; dann aber unterbricht hier und da ein Vogelruf die Stille der Nacht, wohl ein Zeichen, daß Spuren von Dämmerlicht am östlichen Horizont sich merkbar machen. Etwas später hört man den melancholischen Laut der Ziegenmelker, Froschquaken, Klage-töne der Bergdrossel und fremdartiges Geschrei von allerhand Vögeln und Säugetieren, wie sie gerade der Gegend eigen sind. Etwa um $\frac{1}{2}6$ Uhr bemerkt man den ersten Lichtschimmer; erst nimmt er langsam, dann so rasch zu, daß es um $5\frac{3}{4}$ Uhr fast taghell ist. Nun tritt die nächste $\frac{1}{4}$ Stunde hindurch keine bedeutende Aenderung ein; dann aber taucht plötzlich der Rand der Sonne auf und bedeckt die von Tau strotzenden Blätter mit goldglänzenden Perlen, schießt goldene Lichtstrahlen weithin in den Wald und weckt die Natur zu Leben und eifrigem Treiben. Vögel zwitschern und flattern, Papageien kreischen, Affen schwätzen, Bienen summen, prachtvolle Schmetterlinge wiegen sich langsam in den Lüften oder sitzen mit ausgebreiteten Flügeln im belebenden Lichte: die erste Morgenstunde ist in den Tropen mit einem zauberischen Reize ausgestattet, den man nie vergessen kann.“

Ganz heitere Tage sind in der Nähe des Aequators sehr selten, und auch sonst sind in der Tropenzone,

außer in den Wüsten, gewöhnlich einzelne Wolken am Himmel, die aber selten die Sonne dauernd verdecken.

Ueber die Lichtfülle des tropischen Tages, die im Anfange dem Auge des Nordeuropäers fast unerträglich ist, sagt Paul Reichard: „Der leuchtende, fast ewige Sonnenschein . . . erhöht die Lebensthätigkeit des Menschen, macht heiter und lebensfroh. Dieser lachende Sonnenschein ist es auch, der immer wieder die Sehnsucht nach jenen Gegenden wachruft. Was die so oft gerühmte tiefe Bläue des südlichen Himmels angeht, so ist diese entschieden ins Reich der Fabel zu verweisen. Nach Gewittern . . . können wir sie in derselben Stärke bei uns beobachten, wie irgendwo im Süden. Während der trockenen Zeit, wo die Atmosphäre über ganz Afrika mit dem Höhenrauche der Grasbrände verhüllt ist, zeigt die Luft stets ein weißliches, selbst ganz weißes, fremdartiges Aussehen.“

Der tropische Sonnenschein hat indessen, selbst bei geringer Sonnenhöhe, eine noch unerklärte verderbliche Wirkung auf die unbedeckte Haut; Europäer verfallen tödlichem Sonnenstich, wenn sie unbedeckten Hauptes sich der Sonne für wenige Minuten aussetzen; auf dem Meere und auf kleinen Inseln ist das weniger der Fall.

Mit der steigenden Sonne wird die Hitze am Vormittage bald drückend, bis der aufspringende Wind (§ 16) sie erträglicher macht. An der Meeresküste wird die Ankunft der Seebrise, die gewöhnlich zwischen 9 h und 12 h erfolgt, mit Ungeduld erwartet; in die erschlafften Menschen kommt neues Leben, wenigstens für kurze Zeit. Läßt der Seewind angesichts eines heraufziehenden Ge-

witters nach, so wird die Schwüle unerträglich, bis der Regenguß wieder Erfrischung bringt. In manchen Gegenden tritt der Seewind erst nach 12 h plötzlich in Form einer Böe auf, wobei die Temperatur um mehrere Grade sinkt. Doch nicht nur die verhältnismäßige Kühle, sondern namentlich die Reinheit der Luft macht die Seebrise höchst wertvoll, so daß freier Zutritt derselben das wichtigste Erforderniß für gesunde Lage eines tropischen Küstenortes auf 30—40 Kilometer landeinwärts ist.

Die Regen treten in den Tropen meist in der Form von Güssen und zu ganz bestimmter Tageszeit auf, die je nach der Gegend zwischen Mittag und Mitternacht schwankt; am Vormittag regnet es selten.

Durch die beständige Wärme wird der Mensch in den Tropen so verwöhnt, daß er friert, wenn die Temperatur auf 22 Grad fällt, und doch über Hitze klagt, wenn sie über 30 Grad steigt; auch bei dem Weißen tritt diese Empfindlichkeit nach wenigen Monaten ein. Die Pulloneger in Centralafrika haben geheizte Bettstellen für die kühle Jahreszeit, deren Mitteltemperatur etwa 23 Grad ist!

Nicht nur körperliche, auch geistige Anstrengungen bringen in den Tropen weit rascher Ermüdung hervor, als in Europa. Diese Schwäche ist theils als Wirkung der gleichmäßig hohen Temperatur anzusehen, theils als solche der häufigen Tropenkrankheiten. „Fast alle tropischen Länder haben einige endemische Krankheiten gemeinsam; es sind das vorzugsweise die Malaria in ihren verschiedenen Formen und die Dysenterie; diese sind die eigentlichen Feinde der in den Tropen leben-

den Europäer. Andere tropische Krankheiten, wie Beri-Beri, Lepra, Elephantiasis u. s. w. befallen vorzugsweise die farbigen Rassen. . . . Gelbfieber und Cholera beschränken sich in ihrem Auftreten auf bestimmte Gegenden und können durch gute sanitätspolizeiliche Maßnahmen wesentlich eingeschränkt werden. Ein mehr oder weniger erfolgreicher Schutz gegen die Malaria ist zu erzielen durch gute, geräumige und kühle Wohnungen, durch eine an Abwechslung reiche gemischte Kost mit thunlichstem Ausschluß der Fleischkonserven, durch eine verständige, sich von allen Extravaganzen frei haltende Lebensweise, durch den fleißigen und methodischen Gebrauch von Chinin, entweder in prophylaktischem Sinne (wöchentlich 1—2 gr) oder im Anschluß an bereits überstandene Krankheiten, endlich durch einen rechtzeitigen Klimawechsel. Gegen Dysenterie schützt vorzugsweise eine mäßige Lebensweise mit Vermeidung von Diätfehlern". (D. Schelling: Klimatologie der Tropen. Bericht, Berlin 1893.)

Ueber tropische Orkane und Monſune vgl. §§ 17 und 15.

§ 28. Charakteristik der gemäßigten Zonen.

Mit zunehmender Breite machen sich die ablenkenden Wirkungen der Erdrotation mehr und mehr geltend, die die Ausglei chung entstehender Druckdifferenzen erschweren und zur Bildung beweglicher Wirbel führen, die oft stürmische Luftbewegung auch am Erdboden erzeugen.

Da in den mittleren Breiten die Temperatur rasch nach den Polen zu abnimmt, so haben die Winde hier

je nach ihrem Ursprung sehr verschiedene Temperatur und, da die einen in Abkühlung, die andern in Erwärmung begriffen sind, ist auch ihre Neigung zu Kondensationen verschieden.

Mit der Entfernung vom Aequator nimmt ferner auch die Jahreschwankung der Temperatur zu. An der äquatorialen Grenze dieser Zone genügt sie, um wenigstens für eine kurze Zeit die Temperatur so weit herabzudrücken, daß einerseits viele reine Tropenpflanzen nicht mehr gedeihen können, und andererseits die erschlaffenden Wirkungen der Hitze auf die menschliche Bevölkerung lange nicht so stark hervortreten, wie in der Aequatorialzone, obgleich in denselben Gegenden zum Teil (im Innern der Festländer) die Temperatur des heißesten Monats höher steigt, als irgendwo am Aequator. Weiter polwärts stellt sich, auf den Festländern, der Winterfrost mit Schnee und Eis mehr und mehr als regelmäßige Erscheinung ein, aber auch hier bleibt die Temperatur der wärmsten Jahreszeit hoch genug, um Ackerbau und hochstämmige Wälder zuzulassen. So sind denn dies die eigentlichen Zonen der menschlichen Kultur.

Auch die Veränderlichkeit der Temperatur von Jahr zu Jahr nimmt mit der Breite zu. In den höheren Breiten dieser Zone ist in einem Januar der Boden anhaltend mit Schnee bedeckt, in dem nächsten vielleicht die ganze Zeit offen und weich; in einem Sommer gedeihen selbst Früchte wärmerer Erdstriche, in dem folgenden reift vielleicht das Korn nicht vollständig aus.

Die unperiodischen Aenderungen des Wetters sind im nördlichen Teil dieser Zone am größten, besonders auf den Festländern. Sie erfolgen am schnellsten dort,

wo die atmosphärischen Wirbel die schnellste Fortbewegung zeigen: im östlichen Nordamerika; in Europa sind sie langsamer, aber andauernder, weil hier die gelegentlich auftretenden Hochdruckgebiete ihren Ort weniger zu ändern pflegen. Die Unterschiede im Charakter einzelner Wochen und Monate sind daher hier größer. Westsibirien aber ist in beiden Hinsichten, besonders jedoch in der letzteren, hervorragend.

Da sich die atmosphärischen Wirbel überwiegend in der polaren Hälfte beider gemäßigten Zonen von West nach Ost bewegen, so erfolgen die Windänderungen in diesen Zonen überwiegend im Sinne des Ausschließens (§ 16). Da diese beweglichen Wirbel höherer Breiten überwiegend Cyclonen sind, während in niedrigeren Breiten stationäre Anticyklonen lagern, so sind von 30 bis 40 Grad an westliche Winde vorherrschend und ist der typischste Vorgang in der Witterung dieser Breiten, der sich in 1 bis 6 Tagen abzuspielen pflegt, die Ablösung warmer Äquatorialwinde durch starke Westwinde mit Niederschlägen, die dann in kalte nördliche Winde übergehen, nach deren Abflauen der Wind wieder nach der äquatorialen Seite zurückgeht (krimpt), die Temperatur steigt und der ganze Vorgang aufs neue beginnt. Besonders auf der südlichen Halbkugel und in Texas sind diese Wetterstürze scharf ausgeprägt.

§ 29. Charakteristik der Polarzonen.

Wo die Mitteltemperatur auch des wärmsten Monats nicht mehr über 10 Grad Celsius steigt, können auch die am wenigsten anspruchsvollen Bäume — z. B. die sibirische Lärche — nicht mehr gedeihen. Diese Grenze

liegt im kontinentalen Klima nördlich, im maritimen südlich vom Polarkreise, letzteres mit Ausnahme des begünstigten Nordeuropas. Der Mensch ist für seine Ernährung in der nördlichen Polarzone — die südliche ist unbewohnt — auf das Meer angewiesen, nur das Rentier gestattet auch einigen Hirtenstämmen eine dürftige Existenz.

In astronomischem Sinne wird die kalte Zone durch die vieltägige Winternacht und den ebenso langen Sommertag gekennzeichnet. Die Menge der während seiner Dauer zugeführten Sonnenwärme ist zwar bedeutend, aber sie wird zum großen Teil zum Schmelzen von Schnee und Eis verbraucht. Nur dort, wo die Neigung des Bodens die Strahlung der niedrig stehenden Sonne unter günstigerem Winkel auffängt, ein schnelleres Trocknen und Durchwärmen der Erde gestattet und namentlich Schutz vor dem Winde gewährt, entwickelt sich eine reichere Vegetation, die viele Blüten, aber wenig reife Samen bringt; auf den ebenen Flächen stagniert das Schmelzwasser über dem ewigen Bodeneis, und der Boden ist mit Moosen und Flechten bedeckt: das sind die Tundren. Der Baumwuchs zieht deshalb in den Flußthälern weit nordwärts, wo die zwischenliegenden Ebenen und flachen Rücken von Tundra bedeckt sind; die windgepeitschten Küsten flieht er hier natürlich noch mehr, als an der deutschen Nordseeküste.

Rihlmann hat gezeigt, daß die Schädigung der Vegetation, besonders des Baumwuchses, im Polarlima in der ungenügenden Wasserzufuhr von den, im kalten Boden ihre Funktion versagenden Wurzeln zu den in Wind und Sonne stark verdunstenden oberen Theilen be-

steht. Diese verdorren daher, trotzdem die Pflanze im eisigen Morast steht, und zeigen ähnliche Schutzvorrichtungen gegen starke Verdunstung, wie Wüstenpflanzen: gedrängte, halbfugelige Verzweigung, derbe, lineale Blätter, Behaarung u. s. w.

Aber auch in den meteorologischen Erscheinungen zeigt die Polarzone Gegensätze gegen das Waldgebiet der gemäßigten Zone: in der Nähe der Polarkreise liegen die Zugstraßen der bedeutendsten barometrischen Minima, und hier finden die kennzeichnenden Züge der gemäßigten Zone: die vorherrschend westlichen Winde, das Dove'sche „Drehungsgesetz“ und die thermische u. s. w. Windrose ihr Ende, der mittlere Druck seinen niedrigsten, die unregelmäßigen Druckschwankungen und die Unruhe des Wetters ihren höchsten Wert; weiter polwärts mehren sich die Windstillen (besonders im Sommer) und Winde aus anderen Quadranten und nehmen langsam die Mittelwerte des Druckes zu, seine Schwankungen ab; Winde aus allen Richtungen bringen Erwärmung, Windstillen Strahlungskälte. Die unregelmäßigen Schwankungen der Temperatur sind, wenigstens im Sommer, gering. Die Jahreschwankung ist zwar groß, allein ihre Bedeutung für den Menschen und die organische Natur überhaupt wird durch die Zahl der Grade, die sie beträgt, nicht voll ausgedrückt, sondern hängt von der Höhe der Temperatur ab. Sommertemperaturen unter 10 Grad lassen eine Ausbeutung der Pflanzenwelt durch den Menschen nicht mehr zu; und unterhalb 0 Grad ist es von geringem Belang, ob der Frost einige Grade mehr oder weniger beträgt. Daher zeigt das Polar-klima in Bezug auf Einförmigkeit eine gewisse Verwandt-

schaft mit dem Tropenklima: „Es ist schwer,“ sagt Barry, „sich vorzustellen, daß zwei Dinge einander ähnlicher sein können, als zwei Winter in den Polarregionen. Sobald einmal die Erde mit Schnee bedeckt ist, bleibt die traurige, weiße, einförmige Decke ohne jede Unterbrechung durch Tauwetter nicht für Wochen oder Monate, sondern für mehr als ein halbes Jahr.“

Trotz ihrer Freiheit von anderen Verunreinigungen ist die Luft in der Polarzone selten durchsichtig, da sie zwar nur wenig Wasserdampf, aber um so mehr Wasser in flüssiger oder fester Form enthält. Ueber offenen Meeresstellen steigt Nebel („Frostrauch“) auf, über Schneeflächen ist bei Wind die Luft mit trockenem, aufgewirbeltem Schnee erfüllt, und auch bei ruhigem Wetter von glitzernden feinen Eiszadeln.

Vermutlich ist es der Keimfreiheit der Luft zuzuschreiben, daß Erkältungskrankheiten in der Polarzone keine Rolle spielen, obgleich man sich fortwährend außerordentlich großen Temperaturwechseln aussetzt. Auch das Kältegefühl ist im Winter gering und wird eher im Sommer, besonders am Wasser, lästig. Dagegen hat die lange Winternacht auf viele Personen schlechten Einfluß; sie macht nervös und blutarm. Der schlimmste Feind früherer Polarreisen, der Skorbut, ist jetzt bei geeigneter Verproviantierung und Lebensweise nicht mehr zu fürchten.

R e g i s t e r.

- Atmosphäre, ihre Zusammen-
 setzung 72.
 — ihr Verhalten zur Strah-
 lung 85.
 Ausstrahlung nach d. Welt-
 raum 41.
 Beobachtungen, Ratschläge
 dafür 12.
 — Termine 14.
 — ohne Instrumente 17.
 Bevölkerung 80, 91.
 Blizzard 71.
 Bodentemperatur 40, 44.
 Bora 103.
 Buran 71.
 Chinook 104.
 Dampfspannung (Dampf-
 druck) 78, 89.
 Eiszeit 28.
 Extreme 23, 25.
 Feuchtigkeit, relative 73,
 78, 91.
 Föhn 104.
 Gebirge, Einfluß auf die
 Niederschläge 91, 100
 Gebirgsklima 97.
 Gewitter 20, 88.
 Hydrometeore 18.
 Klima, Begriff 7.
 — Ableitung d. Wortes 10.
 Klimafchwankungen 28, 33.
 Klimatische Elemente 9.
 — Faktoren 9.
 Kraftvorräte in der Atmo-
 sphäre 29, 34, 37.
 Lage des Beobachtungs-
 ortes 13.
 Landklima 93.
 Land- u. Seebrisen 59, 66.
 Luftdruck, Abnahme mit der
 Höhe 98.
 Lufttemperatur, deren Be-
 stimmung 15.
 — Aenderung nach der
 Breite 49.
 — Desgl. nach d. Länge 51.
 — nach d. Höhe 53.
 — Wirkung d. Windes 52.
 Maestro 70.
 Mistral 70.
 Mittel, arithmetisches 21.
 Monsune 65.
 Monsunklima 96.
 Monsunregen 84.
 Nebel 75, 77, 78.
 Oberflächentemperatur 43.
 Oceane, Unterschied zwi-
 schen der Ost- und
 Westseite 82.
 Orkane 69.
 Passate 60, 62.
 Turga 71.
 Reduktion kurzer Beobach-
 tungsreihen auf lange
 23.
 — des Luftdrucks auf den
 Meeresspiegel 61, 98.
 Regen, Bildung 75.
 —, jährliche Periode 80, 86.
 Regengürtel 80.
 Regenmesser 16.
 Schneedecke, deren Aus-
 strahlung 41.
 Schneefall 75, 87.
 Schneelinie 101.
 Scirocco 70.
 Seebrise 59, 66.
 Seeklima 93.
 Sonnenstrahlung 27.
 Strahlung 27.
 Stürme 68.
 Tage mit Niederschlag
 (Regentage), deren
 Zählung 26.
 Tau 75, 76.
 Temperatur des Bodens
 40, 44.
 — freier Oberflächen 44, 45.
 — der menschlichen Haut 47.
 — Verteilung im Wasser 57.
 — f. Lufttemperatur.
 Temperatur-Aenderung in
 auf- und absteigenden
 Luftmassen 54.
 Temperaturkurve, tägliche
 und jährliche 42.
 Thalklima 101.
 Thermometer 13, 15.
 Trockenheit der Luft, Wir-
 kungen auf den Men-
 schen 74.
 Untersuchungen, Ratschläge
 dafür 21.
 Wind, dessen Ursachen 58.
 —, tägliche Periode der
 Windstärke 67.
 Windrichtung und Wind-
 stärke 19.
 Wind, Ausschließen und
 Krimpen 68.
 —, mechanische Wirkungen
 72.
 Wind, jährliche Periode 66.
 —, tägliche Periode 67.
 Windrosen 71, 52.
 Wirbel, wandernde 67.
 Wolkenzug 19.
 Wüstenklima 94.

Ein bedeutender Fachmann schreibt in einem Kapitel über Klima und Wetter:

„In der That ist jeder Mensch in seinem körperlichen und geistigen Wohlbefinden und dazu die große Mehrzahl der Menschen in ihrem Beruf gar zu sehr vom Wetter abhängig, als daß sie sich nicht beständig für den Gang desselben interessieren sollten. Trotzdem geben wir gern zu, daß die allgemeinen Bemerkungen über schönes und schlechtes Wetter häufig unverständlich und meistens langweilig, und daß der Mond und der Hundertjährige nicht gerade vertrauenswürdige Propheten sind. Aber um ihnen entgegenzutreten, sind bessere, positive Mittel von nöthen, durch die jenes unausrottbare Bedürfnis nach einer Wetterprognose auf richtige Weise möglichst befriedigt wird; schelten und spotten hilft nicht.“

An anderer Stelle:

„Thermometer, Barometer und Hygrometer sind die Uhren für den Gang des Wetters. Von diesen Dreien ist das Thermometer mehr ein Hilfsinstrument und wäre, soweit es sich bloß um das Wetter handelt, am ersten zu entbehren. Die außerordentliche Bedeutung des Hygrometers ist anderen Ortes behandelt soll hier also nur erwähnt sein. Das Barometer ist im allgemeinen dem Publikum nicht unbekannt, aber manches Neue, was in der Herstellung dieses Instrumentes geleistet ist, dürfte noch nicht zur allgemeinen Kenntniß gelangt sein, und manches Alte ist vielfach falsch aufgefaßt oder unzureichend gewürdigt.“

Weiterhin:

„Hoffen wir denn, daß das solide wertvolle Instrument, bereichert durch die zahlreichen Neuerungen Lambrechts, zu verdienten Ehren komme, den Erwachsenen zu vielseitigem Nutzen, der Jugend zu ernsthafter Belehrung. Denn es ist nicht einzusehen, warum die Jugend, die doch mit allerlei buntem, oft bloß theoretischem Wissen vollgepfropft wird, nicht schon von früh an in die Kenntniß der atmosphärischen Vorgänge eingeführt wird, die doch täglich für jeden Menschen von der handgreiflichsten Wichtigkeit sind. Vollends ist es unbegreiflich, wie die physikalischen Zimmer der höheren Schulen eher mit den fernliegendsten Apparaten ausgestattet werden, als mit gutem Barometer und Hygrometer, die allein schon reichen Stoff zur Schulung des Geistes und zum Erwerb bedeutungsvoller Einsichten darbieten. Vermuthlich würde längst die Hygiene und die Heilkunde diejenigen Kenntnisse von dem Einflusse des Luftdruckes und der Luftfeuchtigkeit auf zahlreiche Krankheitserscheinungen besitzen, zu denen in der neuesten Zeit einzelne Forscher den Grund gelegt haben, wenn der Mediziner und Arzt schon als Gymnasiast mit jenen Größen besser vertraut gemacht worden wäre.“

Zum Schluß:

„Das Beste aber wäre freilich, daß jeder Landmann und Bürger selbst ein erprobtes Instrument besäße und diesen Besitz mit Freude und Stolz in Ehren und fleißigem Gebrauch hielte. Dann würde in der That das „langweilige Thema“ aus der Welt kommen; statt ein Langes und Breites über das Wetter zu sprechen und zu raten, würde man sich die kurze Bemerkung zurufen: Das Barometer ist im Steigen, der Taupunkt im Fallen; es bessert sich. — — Mag sich's bessern!“

Illustrierte Preislisten zu Diensten

Wilh. Lambrecht, Göttingen.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA

KRAKÓW

Sammlung Götschen. Je in elegantem Leinwandband. 80 Pf.

G. J. Götschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

- | | | |
|--|---------------------|---|
| 103 Wechselfunde
Mit vielen Formularen. | von Dr. Georg Sunt. | 108 Geschichte d. Malerei II.
von Prof. Dr. Rich. Muther. |
| 104 Oesterreich. Geschichte
von der Urzeit bis 1526
Dr. Franz v. Arones. | von Prof. | 109 Geschichte d. Malerei III.
von Prof. Dr. Rich. Muther. |
| 106 Forstwissenschaft
Prof. Dr. Ad. Schwappach. | von | 114 Klimalehre
von Prof. Dr. W. Köppen. |
| 107 Geschichte d. Malerei I.
von Prof. Dr. Rich. Muther. | | 116 Plastik
von Dr. Hans Stegmann. |
| | | 119 Burgenkunde
von Hofrat Dr. G. Piper. |

Urteile der Presse über „Sammlung Götschen“.

Deutsche Lehrerzeitg., Berlin: Nach den vor-
liegenden Bändchen stehen wir nicht an, die ganze Sammlung auß-
angelegentlichste nicht allein zum Gebrauch in höheren Schulen, sondern
auch zur Selbstbelehrung zu empfehlen.

Natur: Es ist geradezu erstaunlich, wie es der rühmlichst bekannte Verlag ermöglicht, für so enorm billige Preise so vorzüglich ausgestattete Werkchen zu liefern. Das vorliegende Bändchen bringt in knapper und verständlicher Form das Wissenswerteste der Mineralogie zum Ausdruck. Saubere Abbildungen erleichtern das Verständnis.

Globus: Es ist erstaunlich, wie viel diese kleine Kartenkunde bringt, ohne an Klarheit zu verlieren, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß viele Abbildungen den Raum stark beengen. Vortrefflich wird die Kartenprojektionslehre und die Topographie geschildert.

Nationalzeitg.: Es ist bis jetzt in der deutschen Litteratur wohl noch nicht dagewesen, daß ein Leinwandband von fast 300 Seiten in vorzüglicher Druck- und Papierausstattung zu einem Preis zu haben war, wie ihn die „Sammlung Götschen“ in ihrem neuesten Bande, Max Koch's Geschichte der deutschen Litteratur für den Betrag von sage achtzig Pfennige der deutschen Leserschaft bietet.

Leipziger Zeitung: Wer sich rasch einen guten Ueberblick über das Gebiet der deutschen Heldensage verschaffen will, ohne eigene intensivere Studien machen zu können, der greife getrost zu dem Büchlein von Jiriczek.

Prakt. Schulmann: Ein Meisterstück kurzen und bündigen, und doch klaren und vielsagenden Ausdrucks wie die „Deutsche

Litteraturgeschichte" von Prof. M. Koch ist auch die vorliegende „**Deutsche Geschichte im Mittelalter**“.

Natur: In der Chemie von Dr. Klein empfängt der Schüler fast mehr, wie er als Anfänger bedarf, mindestens aber so viel, daß er das Wissenswürdigste als unentbehrliche Grundlage zum Verständnisse der Chemie empfängt. . .

Kunst f. Alle (München): R. Kimmich behandelt in seinem Bändchen „**Zeichenschule**“ benannt, in knapper, kerniger, sachlichzielbewußter Form das weite Gebiet des bildmäßigen Zeichnens und Malens. . . Gleich nutzbringend und in reichstem Maße bildend für Lehrer, Schüler und Liebhaberkünstler, möchte ich das wirklich vorzügliche Werk mit warmen anerkennenden Worten der Einführung in Schule, Haus und Werkstatt zugänglich machen. Die Ausstattung ist dabei eine so vornehme, daß mir der Preis von 80 Pfennigen für das gebundene Werk von 138 Seiten kl. 8° wirklich lächerlich billig erscheint. Nicht weniger als 17 Tafeln in Ton-, Farben- und Golddruck, sowie 135 Voll- und Textbilder illustrieren den äußerst gesunden Lehrgang dieser Zeichenschule in feinsühlender Weise.

Schwäb. Merkur: Prof. G. Mahler in Ulm legt uns eine Darstellung der ebenen Geometrie vor, die bis zur Ausmessung des Kreises einschließlicly geht. Besondere Sorgfalt ist der Auswahl und Anordnung der Figuren zu teil geworden, deren saubere Ausführung in 2 Farben angenehm berührt.

Globus: Hoernes, Urgeschichte. Der bewährte Forscher auf vorgeschichtlichem Gebiete giebt hier in knappster Form die lehrreiche Zusammenstellung des Wissenswertesten der Urgeschichte. **Vortrefflich geeignet zur Einführung und zum Ueberblick.**

Jahresberichte der Geschichtswissenschaft: Hommel, auf dem Gebiet der altorientalischen Geschichte eine anerkannte Autorität, behandelt in diesem Bändchen die morgenländische Geschichte mit großer Genauigkeit und wissenschaftlicher Gründlichkeit in knappster Form. Das kleine Büchlein muß warm empfohlen werden.

Spzgr. Btg. (Wissensch. Beil.): „Die Pflanze“ von Dr. C. Dennert können wir bestens empfehlen. In kürzester, knappster, sehr klarer und verständlicher Form weiß sein Verfasser alles Wissenswerteste über den inneren und äußeren Bau und über die Lebensverrichtungen der Pflanze zur Anschauung zu bringen, wozu seine ganz vortrefflichen, selbstgezeichneten Textabbildungen außerordentlich viel beitragen helfen.

Schwäb. Merkur: Die **Römische Altertumskunde** von Dr. Leo Bloch behandelt kurz und klar die Verfassungsgeschichte, die Staatsgewalten, Heerwesen, Rechtspflege, Finanzwesen, Kultus, das Haus, die Kleidung, die Bestattung und andere öffentliche und häusliche Einrichtungen der Römer. . . .

Weimarsche Zeitg.: Waltharilied. Mit dieser Uebersetzung wird uns eine hochwillkommene und von Litteraturfreunden längst ersehnte Gabe geboten. . . . Von einer guten Uebersetzung ist zu verlangen, daß sie, sinn- und zugleich möglichst wortgetreu, ohne dem Urtext, wie der deutschen Sprache Gewalt anzuthun, den Geist des Originals

klar und ungetrübt wieder spiegelt. Dieser Forderung gerecht zu werden, hat Althof in meisterhafter Weise verstanden.

Blätter f. d. bayr. Gymn.-Schulw.: Swoboda, Griech. Geschichte. Schon der Name und der Ruf des Verfassers bürgt dafür, daß wir nicht etwa bloß eine trockene Kompilation vor uns haben, überall zeigen sich die Spuren selbständiger Arbeit.

Prakt. Schulmann: Seyfert, Schulpraxis. Es wird in gedrängter Darstellung ein reicher, wohlgedachter, den neuesten pädagogischen Bestrebungen gerecht werdender Inhalt geboten und für den, der tiefer eindringen will, ist gesorgt durch reichhaltige Litteraturnachweise.

Zeitschr. f. d. Realschulw.: Es war ein glücklicher Gedanke der rührigen Verlags-handlung, die Abfassung des der Einführung in die Arithmetik und Algebra dienenden Bändchens ihrer „Sammlung“ dem hochgeachteten Fach- und Schulmanne Prof. Dr. Schubert zu übertragen. . . . Der Verfasser wußte die Schwierigkeiten mit großem Geschick zu bewältigen, indem er durch einen streng systematischen Aufbau des arithmetischen Lehrgebäudes der Fassungskraft des Anfängers möglichst Rechnung trug und dabei nur das Hauptsächliche ins Auge faßte. — Formelsammlung und Repetitorium der Mathematik von Prof. Th. Bürklen. . . . Die durch reinen Druck und geschmackvolle Ausstattung sich auszeichnende „Formelsammlung“ wird infolge ihres reichen vielseitigen Inhaltes, ihrer zweckentsprechenden Anordnung und orientierenden Gliederung als Nachschlagebuch vorzügliche Dienste leisten.

Grenzboten: Das Fremdwort im Deutschen von Dr. Rud. Kleinpaul. Ein lehrreiches Büchlein, das in seinen engen Wänden. . . eine Fülle von Sprachbelehrung bietet, die jeden fesseln muß, der nur einigermaßen das Bedürfnis fühlt, sich über Sprachdinge Aufklärung zu verschaffen. Der Verfasser hat sich schon durch zahlreiche volkstümliche Bücher über die Sprache und ihr Leben bekannt gemacht, er hat eine ausgebreitete, sichere Kenntnis der Sprach- und Wortgeschichte, hat mit Ausdauer auf diesem Gebiete gesammelt und weiß seinen Stoff immer geschickt zu gruppieren und vorzutragen. . . .

Staatsanzeiger: Die Römische Litteraturgeschichte ist eine geistvolle glänzende Arbeit. Einsender hat dieselbe von Anfang bis Ende mit größtem Genuß durchgelesen und dabei Art und Entwicklung des römischen Schrifttums und damit des römischen Geisteslebens überhaupt besser und gründlicher verstehen gelernt, als durch manches vielstündige Universitätskolleg oder dickleibige Handbücher.

Meteorologische Zeitschrift: Trabert hat in der Meteorologie seine schwierige Aufgabe vortrefflich gelöst. In allen Fragen vertritt er den neuesten und letzten Standpunkt.

Schweizerische Lehrerzeitung: Wer die Perspektive von Freyberger und das Geometrische Zeichnen von Becker durchgeht, wird seine Freude daran haben. So viel für so wenig Geld wird wohl kaum anderswo geboten. Die Illustrationen sind sauber und exakt. Der Text ist knapp und klar und auch da, wo er mehr andeutet als ausführt, anregend.

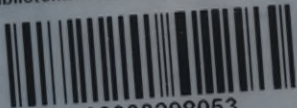
Biblioteka Politechniki Krakowskiej



I-301270



Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000298053