

WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW

BIBLIOTEKA GŁÓWNA



~~26~~

L. inw.

Druk. U. J. Zam. 356. 10.000.

Von

Dr. Karl Kähler

Mit 19 Abbildungen



649

3915011

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000297962

Sammlung Göschen

Luftelektrizität

Von

Dr. Karl Kähler

wissenschaftlichem Hilfsarbeiter am Preuß. Meteorologisch-
Magnetischen Observatorium Potsdam

Zweite Auflage

Mit 19 Abbildungen



Berlin und Leipzig

Vereinigung wissenschaftlicher Verleger
Walter de Gruyter & Co.

vormals G. J. Göschen'sche Verlagshandlung • J. Guttentag, Verlags-
buchhandlung • Georg Reimer • Karl J. Trübner • Veit & Comp.

1921



~~IX 26~~

Alle Rechte, insbesondere das Übersetzungsrecht,
von der Verlagshandlung vorbehalten

I 301441



Druck
der Spammerschen
Buchdruckerei in Leipzig

Akc. Nr. 4127/51

BPV-B-1/2017

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung und Geschichtliches	7
I. Abschnitt. Das natürliche elektrische Feld der Erde	
1. Negative Erdladung und Schönwetterelektrizität Verlauf der Potentialflächen — Reduktion der Potentialgefällemessungen — Messung auf Schiffen.	9
2. Messungen des Potentialgefälles Kollektoren — Elektrometer.	14
3. Das normale elektrische Feld am Erdboden Absolute Werte — Jährliche Schwankung — Tägliche Schwankung — Harmonische Analyse.	22
4. Zusammenhang zwischen Meteorologie und Potentialgefälle (Elektrische Meteorologie) Temperatur — Luftdruck — Windrichtung und Stärke — Feuchtigkeit — Nebel — Dunst — Wolkeneinfluß — Störungen durch Niederschläge — Empfangsstörungen der drahtlosen Telegraphie — Einfluß einer Sonnenfinsternis.	30
5. Die Änderungen des Erdfeldes mit der Höhe Praxis der Messungen im Ballon — Beobachtungsergebnisse — Die Raumladungen der Atmosphäre.	40
II. Abschnitt. Das elektrische Leitvermögen der Atmosphäre	
1. Die „Zerstreuung“ der Elektrizität an der Luft Coulombsches Gesetz — Elsters und Geitels Zerstreuungsapparat — Messungen der Zerstreuung.	44
2. Das elektrische Leitvermögen der Luft Allgemeine Gesetze — Messung des Leitvermögens — Scheringsche Drahtmethode — Gerdienscher Apparat — Absolute Werte — Jährliche, tägliche Schwankung — Einfluß des Wetters.	48
3. Anzahl und Geschwindigkeiten der Elektrizitätsträger Größe des elektrischen Elementarquantums — Wiedervereinigung der Träger — Der Ebertsche Aspirationsapparat — Beobachtungsergebnisse — Änderung von Leitfähigkeit und Trägerzahl mit der Höhe — Reichweite der drahtlosen Telegraphie — Messungen der Wanderungsgeschwindigkeiten.	61
III. Abschnitt. Die elektrischen Ströme in der Luft	
1. Der Strom Luft gegen Erde Allgemeine Gesetze — Direkte Messungen — Indirekte Messungen — Jährlicher, täglicher Gang — Zusammenhang mit dem Erdmagnetismus.	73

	Seite
2. Ströme durch Niederschläge (Elektrizität der Wolken)	80
Meßanordnung — Vorzeichen der Regenladungen — Stromdichte der Niederschläge — Regenelektrizität und Regenstärke — Ladungen des Schnees, der Graupeln, des Hagels — Niederschlags Elektrizität und Potentialgefälle — Die Elektrizität der Wolken und ihre Ursachen.	
3. Die sichtbaren elektrischen Entladungen (Elektrizität der Gewitter)	90
St.-Elms-Feuer — Der Blitz — Meteorologische Ursachen der Gewitter — Fortpflanzung und Häufigkeit.	
IV. Abschnitt. Die radioaktiven Vorgänge in der Atmosphäre	
1. Allgemeine Eigenschaften der radioaktiven Bestandteile der Luft	95
2. Die Zerstreung der Boden- und Kellerluft	98
Elsters und Geitels Versuche — Die Emanation der Bodenluft — Schwankungen des Emanationsgehalts — Absolute Werte.	
3. Radioaktivität der Erdoberfläche	105
Die Gesteine — Die Quellen — Das Meereswasser.	
4. Radioaktivität der atmosphärischen Luft	107
Elsters und Geitels Versuche — Messungen der Aktivierungszahl — Absolute Bestimmungen des Emanations- und Induktionsgehalts — Radium, Thorium und Aktinium in der Atmosphäre — Wanderungsgeschwindigkeit der Induktionsträger — Anteil der Induktionen an der Leitfähigkeit.	
5. Radioaktivität der Niederschläge	117
6. Die durchdringende Strahlung in der Atmosphäre	118
Meßapparat — Meßergebnisse — Die Ursachen der durchdringenden Strahlung.	
V. Abschnitt. Elektrische Wirkungen des Sonnenlichts	
1. Das ultraviolette Licht	123
Chemische und elektrische Wirkungen.	
2. Die Hallwachs-Wirkung am Erdboden	124
VI. Abschnitt. Ursprung der Luftelektrizität	
1. Ältere Vorstellungen	126
2. Die Kondensationstheorie	126
3. Die Adsorptionstheorie	127
4. Die Quanten(Korpuskular)theorie	129
Namen- und Sachverzeichnis	131

Literatur.

I. Zusammenfassende Darstellungen und Lehrbücher.

- A. Gockel, Die Lufterlektrizität. Leipzig, S. Hirzel, 1908.
H. Mache und E. v. Schweidler, Die atmosphärische Elektrizität. (Bd. 34 der Sammlung: Die Wissenschaft.) Braunschweig, F. Vieweg, 1909.
R. Süring, Kapitel Luft- und Wolkenelektrizität in Hann: Meteorologie, 3. Aufl., Leipzig, Tauchnitz, 1914.
A. Nippoldt, Kapitel Erdelektrizität in Müller - Pouillet: Lehrbuch der Physik, 10. Aufl., 4. Bd., Buch 5, Braunschweig, Vieweg, 1914.
E. v. Schweidler und K. W. F. Kohlrausch, Kapitel Atmosphärische Elektrizität in Graetz: Handbuch der Elektrizität, Bd. III, S. 269, Stuttgart, Engelhorn, 1915.

II. Zeitschriften, periodisch erscheinend, in denen die neuesten luftelektrischen Arbeiten zu finden sind.

Physikalische Zeitschrift. Leipzig, S. Hirzel.

Meteorologische Zeitschrift. Braunschweig, F. Vieweg.

Annalen der Physik. Leipzig, J. A. Barth.

Jahrbuch der Radioaktivität und Elektronik. Leipzig, S. Hirzel.

Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften zu Wien.
Wien, A. Hölder.

Nachrichten der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.
Berlin, J. Weidmann.

Von ausländischen Zeitschriften:

Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity. Cincinnati, Jennings and Graham. Enthält auch Arbeiten in deutscher Sprache.

Philosophical Magazine. London, Taylor and Francis.

Alle bahnbrechenden Arbeiten Elsters und Geitels, sowie die wichtigsten anderen Untersuchungen finden sich in der Physikalischen Zeitschrift, die Beziehungen zur Meteorologie in der Meteorologischen Zeitschrift.

Neuerdings enthält das Terrestrial Magnetism eine Fülle von Arbeiten. Gute zusammenfassende Darstellungen der einzelnen Gebiete bringt das Jahrbuch der Radioaktivität und Elektronik.

Außerdem finden sich Arbeiten in den Jahresberichten, Beobachtungsergebnissen und Abhandlungen der großen meteorologischen Institute, so z. B. von Berlin-Potsdam, Paris und Washington.

Aus der **Sammlung Göschen** behandeln folgende Nummern verwandte Gebiete:

Nr. 54. W. Trabert, Meteorologie.

Nr. 78. G. Jäger, Theoretische Physik. III. Elektrizität und Magnetismus.

Nr. 175. A. Nippoldt, Erdmagnetismus, Erdstrom und Polarlicht.

Nr. 317. W. Frommel, Radioaktivität.

Nr. 374. G. Jäger, Theoretische Physik. IV. Elektromagn. Lichttheorie und Elektronik.

Einleitung und Geschichtliches.

Die Lehre von der **Luftlektrizität** macht es sich zur Aufgabe, den elektrischen Zustand der Atmosphäre zu erforschen und seine Ursachen aufzufinden. Das Interesse an den elektrischen Vorgängen wird wachgerufen und ständig rege gehalten durch die Gewitter. Es kann daher nicht wundernehmen, wenn die Gewitterelektrizität vielfach den Mittelpunkt von Betrachtungen und Theorien über die Luftlektrizität gebildet hat und noch bildet. Die wissenschaftliche Forschung hat jedoch gelehrt, diese sichtbaren und hörbaren Entladungen nur als Teilvorgänge anzusehen und sie allgemeineren Erscheinungen untergeordnet. Die klimatologische Gewitterkunde, welche die Häufigkeit und Zugrichtung der Gewitter feststellt, steht ohnehin nur noch in losem Zusammenhang mit der eigentlichen Luftlektrizität.

Franklin ist in der Mitte des 18. Jahrhunderts der erste gewesen, der in seinen bekannten Blitzableiter- und Drachenversuchen luftelektrische Messungen anregte, während Coulomb am Ende desselben Jahrhunderts die Gesetze zu ergründen suchte, die beim Entweichen der Elektrizität in die Luft stattfinden. Peltier wandte zuerst den Begriff des elektrischen Feldes auf die Atmosphäre an. In der Mitte des 19. Jahrhunderts verdanken wir W. Thomson (Lord Kelvin) eine Fülle von Anregungen, sowie eine Vervollkommnung der Meßgeräte. In den achtziger Jahren war es F. Exner in Wien, der das Interesse für das Feld der Erde neu erweckte und eine

große Anzahl Messungen in verschiedenen Erdteilen und Höhen ausführte oder veranlaßte.

Einen neuen Aufschwung nahm die Wissenschaft seit 1899 durch die ausgezeichneten Arbeiten der beiden Wolfenbütteler Physiker Elster und Geitel, die befruchtend auf alle Gebiete wirkten und gleichzeitig ganz neue Vorstellungen über die elektrischen Vorgänge einführten. Die seitdem eingetretene große Entwicklung ist eine Folge des Ausbaus zweier Gebiete der Physik gewesen, der Elektrizitätsleitung in Gasen und der radioaktiven Umwandlungen.

I. Abschnitt.

Das natürliche elektrische Feld der Erde.

1. Negative Erdladung und Schönwetterelektrizität.

Es ist bekannt, daß bei Gewittern starke elektrische Spannungsunterschiede zwischen der Wolke und der Erde bestehen. Aus einer isoliert aufgestellten Metallstange mit Spitze vermochte d'Alibard kurze Zeit nach Franklin beim Herannahen einer Wolke Funken zu ziehen. Unmittelbar nach diesen ersten Versuchen kam die Erkenntnis, daß auch bei gutem Wetter ebensolche, wenn auch kleinere Spannungsunterschiede zwischen Erde und Atmosphäre vorhanden sind. P. Beccaria, der schon im 18. Jahrhundert in Bologna regelmäßige Beobachtungen darüber anstellte, nannte das die „Schönwetterelektrizität“. Er benutzte bei seinen Messungen die isolierte Stange, die er anfangs mit der Erde, dann mit einem einfachen Elektroskop, zwei sich abstoßenden Markkugeln, verband. Es zeigte sich dann fast stets ein langsames Auseinandergehen der Kugeln bis zu einem ungefähr konstanten Wert, und zwar hatte die Elektrizität dasselbe Vorzeichen, wie es bei der Reibung von Glas auftritt, d. h. sie war positiv. Bei schönem Wetter ist also die Luft positiv gegenüber der Erde, und zwar um so stärker positiv, je höher die Spitze sich über dem Erdboden befindet; denn, da das Elektroskop stets den Spannungsunterschied zwischen der Stangenspitze und der Erde angibt, ist bei einer Entfernung von 2 m über dem Boden der Ausschlag doppelt so groß als bei 1 m usf.

Der Franklinsche Drache mit langem Metalldraht gibt daher, wenn er hoch genug über dem Erdboden steht, so große Spannungsunterschiede, daß die entstehenden Funkenentladungen unter Umständen lebensgefährlich werden können.

Peltier nahm, um die Schönwetterelektrizität zu erklären, eine negative Oberflächenladung der Erde an. Diese Vorstellung gilt noch heute. Sie ist schon durch Rechnung aus der Zunahme der Spannungsdifferenz mit wachsender Höhe ableitbar und durch eine ganze Reihe von Beobachtungstatsachen, die wir im Laufe der folgenden Betrachtungen kennenlernen werden, zu beweisen. Die Erde ist dabei als elektrischer Leiter anzusehen, eine Vorstellung, die uns aus vielen Versuchen, bei denen die „Erdleitung“ eine Rolle spielt, ja schon geläufig ist. Die Folge der negativen Erdladung (und, wie wir eigentlich hinzufügen müssen, des elektrischen Leitvermögens der uns umgebenden Luft) ist, daß in der Atmosphäre dauernd ein elektrisches Kraftfeld besteht, dessen Potential- (oder Niveau-) Flächen¹⁾ parallel, dessen Kraftlinien senkrecht zur Erdoberfläche verlaufen. Alle Punkte in einer Ebene parallel zum Boden haben dasselbe Potential, d. h. es ist dieselbe Arbeit nötig, um einen elektrischen Körper von ihr bis zur Erde zu bringen. Bezeichnet man das Potential mit V , die Höhe über dem Erdboden mit h , dann ist die in der Senkrechten wirkende Kraft V' , die durch das Feld hervorgerufen wird, gleich $\frac{\text{Arbeit}}{\text{Weg}} = \frac{dV}{dh}$.

Daher rührt die Bezeichnung „Potentialgefälle“ für elektrische Kraft oder Feldstärke.

Nach der Potentialtheorie¹⁾ steht die Oberflächen-

¹⁾ Vgl. Sammlung Göschen Nr. 78: Theoretische Physik III von Gustav Jäger, § 14.

dichte σ der Erdladung zum Potentialgefälle V' in der Beziehung

$$V' = \frac{dV}{dh} = -4\pi\sigma. \quad (1)$$

Es ist eine Erfahrungstatsache, daß jeder Körper an der Luft seine elektrische Ladung verliert. Genau so wird auch die negative Oberflächenladung der Erde wieder verschwinden müssen. Diese Abnahme des σ mit der Zeit t wird einmal von dem Potentialgefälle und dann dem Leitvermögen λ der Luft abhängen. So erhält man nach Swann

$$-\frac{d\sigma}{dt} = V' \cdot \lambda \quad (2)$$

Aus Gleichung (1) und (2) folgt

$$-\frac{dV'}{dt} = 4\pi\lambda \cdot V',$$

und durch Integration

$$V'_t = V'_0 \cdot e^{-4\pi\lambda \cdot t},$$

wenn V'_0 das Potentialgefälle für $t = 0$ ist. Für $t = 10$ Minuten ergibt sich, wenn man für λ die Werte auf S. 55 setzt, hieraus ungefähr $V'_t = \frac{1}{10} \cdot V'_0$, d. h.: Schon in 10 Minuten müßte unter den tatsächlich vorhandenen Bedingungen das Potentialgefälle und damit die negative Erdladung auf etwa den zehnten Teil sinken, wenn nicht durch irgendeine elektromotorische Kraft die Ladung der Erdoberfläche unverändert aufrechterhalten würde. Die Hauptaufgabe der luftelektrischen Forschung ist, diese Kraft aufzufinden.

Die Oberflächenladung σ läßt sich ungefähr schätzen: Nimmt man ein mittleres Gefälle von 100 Volt/m an, was

nach S. 25 berechtigt ist, so ergibt sich, wenn man berücksichtigt, daß

$$1 \text{ Volt/m} = \frac{1}{300 \cdot 100} \text{ elektrostatischen Einheiten ist:}$$

$$\sigma = -2,6 \cdot 10^{-4} \text{ E. S. E.}$$

Die Gesamtladung E der Erde ist $4 \pi r^2 \sigma$ ($r = \text{Erdradius}$), also ungefähr $-1 \cdot 10^{15}$ E. S. E. oder rund $-3 \cdot 10^5$ Coulombs.

Das Potential der Erde $\frac{E}{r}$ wird gleich $-3 \cdot 10^6$ E. S. E. $= -1 \cdot 10^9$ Volt.

Bei all diesen Betrachtungen ist die Erde als geladene Kugel angesehen worden. Dieser ideale Fall ist aber auf der Erdoberfläche selten erfüllt. Deswegen muß das regelmäßige Feld in der Atmosphäre durch jeden Gegenstand, also z. B. durch ein Haus, einen Baum usw. unterbrochen werden. Die Potentialflächen werden dadurch in die Höhe gehoben, die Kraftlinien drängen sich oben zusammen. Am Fuße eines Turmes ist das Kraftfeld sehr viel geringer, an der Spitze stärker, als wenn der Turm nicht dastände. Die Fig. 1 zeigt den Verlauf der Potentialflächen über einem Hügel und über einer Senkung. Aus diesem Verhalten ergibt sich die Notwendigkeit, den Ort, an dem man Messungen des Erdfeldes vornehmen will, erst einmal daraufhin zu untersuchen, ob die Potentialflächen an ihm nicht gestört sind. Das ist vor allem bei den Beobachtungen vor Exner oft nicht beachtet worden. Daher diese Messungen vielfach nur „relative“, nicht „absolute“ waren. Da man meistens gezwungen ist, Registrierungen an einem Hause, also im stark gestörten Feld vorzunehmen, so sind häufige Vergleichsmessungen auf freier Ebene, sogenannte „Reduktionsmessungen“,

nötig. Daraus berechnet man den „Reduktionsfaktor“ der Registrierung, der erst die aufgezeichneten Werte in absolute umwandelt.

Besondere Schwierigkeiten bereitet die Messung auf dem Wasser. Das Schiff, auf dem man gezwungen ist, die Beobachtungen auszuführen, stört nicht nur wie ein Haus das Erdfeld in gleichbleibender Weise, sondern bei

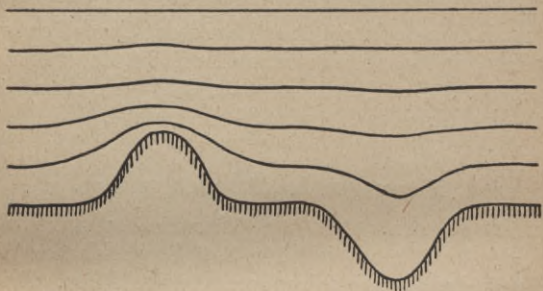


Fig. 1. Störung der Potentialflächen durch Berg und Tal (nach Dieckmann).

jeder Bewegung, jedem Schlingern und Rollen des Schiffes ist die Störung anders. Hier kann man sich durch einen Kunstgriff helfen, der zuerst von Angenheister angewandt wurde und der darauf beruht, daß die Meßvorrichtung (der „Kollektor“) schnell um 180° gedreht und aus dem durch Influenz des Erdfeldes entstehenden Ausschlag eines Elektrometers die Stärke des Erdfeldes berechnet wird. Die Reduktionsmessungen lassen sich meistens nur an Land anstellen, wenn das Schiff im Hafen liegt.

Benndorf hat den Betrag der Störung in einfachen Einzelfällen berechnet. Danach bewirkt eine senkrecht zum Boden stehende Stange in der Entfernung ihrer

Länge vom Fußpunkt an noch eine Fälschung von 5%. Ein Talkessel, der 40 mal so breit als tief ist, sowie ein Hügelrücken, der 26 mal breiter als hoch ist, ergeben ebenfalls 5% Abweichung in ihrer Mitte. Bei den Messungen auf freiem Felde kann ein stehender Beobachter die Werte fälschen, 3 m von einer 1 m hohen Stange beträgt diese Störung noch 5%.

Ebert hat große Veränderungen des Erdfeldes bestimmt, indem er ein getreues Abbild der Gegend entwarf und dieses in einem künstlichen Felde im Laboratorium untersuchte. Der Störungsverlauf läßt sich dann etwa durch einen kleinen Tropfkollektor messen.

2. Messungen des Potentialgefälles.

Kollektoren. Aus der Wirkung des natürlichen Erdfeldes kann man sich den S. 9 beschriebenen Versuch mit der Stange folgendermaßen erklären. Bringt man einen Leiter in die Richtung der Kraftlinien, so tritt unter der Influenz des Erdfeldes eine Trennung der positiven und negativen Elektrizität in ihm ein. Der untere Teil wird positiv, der obere negativ. Wird die Stange mit einer Spitze versehen, so wird wegen der bekannten Spitzenwirkung so lange negative Elektrizität ausströmen, bis zwischen der Spitze und der durch sie gehenden Potentialfläche keinerlei Spannungsunterschied mehr besteht. Weil sich die positive Elektrizität in der Stange sammelt, nannte man sie im 18. Jahrhundert einen „Kollektor“.

Volta setzte an das obere Ende der Stange eine Flamme, die infolge ihrer leitenden Verbrennungsgase die negative Elektrizität viel schneller als eine Spitze fortleitet und daher ein rascheres Aufladen des Elektro-

skops zur Folge hat. Diese Flammenkollektoren, die vor allem von Exner und Elster und Geitel in verbesserter Form, meist als von Petroleum gespeiste Lampen, angewandt worden sind, geben das Potential einer Fläche an, die etwas über dem oberen Schornsteinrand der Lampe liegt. Da man nach Exner das Potentialgefälle in Volt/m ausdrückt, macht man, wenn möglich, die senkrechte Entfernung zwischen Kollektor und Erde genau gleich 1 m. Die Unsicherheit der Abstandmessung läßt sich nach Daunderer (S. 42) durch Verwendung von zwei Flammenkollektoren vermeiden. Man bringt die eine Flamme in einer Vertiefung des Bodens so an, daß der obere Rand in Erdbodenhöhe liegt, die andere in einigen Metern Abstand davon 1 m über dem Boden. Die untere Flamme tritt dann an die Stelle der Erdleitung. Die älteren Flammenkollektoren haben den Nachteil, daß sie bei Wind erlöschen. Diesem Übelstand hat Lutz (1906) abgeholfen durch Bau eines Kollektors, der auch bei stärkerem Wind nicht versagt und deswegen zu den Vergleichsmessungen auf freiem Felde sehr geeignet ist. Er besteht aus einer dicken Kerze, die in einem Metallgehäuse durch eine Feder ständig nach oben gegen einen festen Rand gedrückt wird, so daß die Flamme stets an derselben Stelle brennt.

Simpson (1911) hat vorgeschlagen, als Kollektor einen mehrere Meter langen Kupferdraht zu benutzen, der an Isolierhaken in einer Potentialfläche 1 m über dem Boden ausgespannt ist, und an dem mehrere Flammen- oder Ioniumelektroden angebracht sind. Diese Meßweise hat den Vorteil, daß man von zufälligen Schwankungen einer Luftstelle unabhängig wird.

Die Übelstände der älteren Flammenkollektoren veranlaßten W. Thomson, an die Stelle der Flammengase

als Ausgleicher abtropfendes Wasser zu setzen. Verbindet man ein isoliert aufgestelltes Metallgefäß, das mit Wasser gefüllt und mit einem Ausflußrohr versehen ist, mit einem Elektroskop, so zeigt dieses das Potential derjenigen Stelle an, wo der austretende Strahl in Tropfen zerrißt. Diese Wasserkollektoren sind vor allem an festen Stationen in Gebrauch. Man stellt das isolierte Gefäß meistens im Innern eines Hauses auf und führt das Ausflußrohr frei durch die Hauswand oder durch ein Fenster hindurch nach außen. Auch bei strengem Frost ist dieser Kollektor anwendbar, wenn man den Meßraum heizt und das Ausflußrohr mit dichtem Wollstoff umwickelt. Die Wasserkollektoren haben den Flammenkollektoren gegenüber den Nachteil, daß ihre Kapazität wegen des großen Metallbehälters größer ist. Da aber das abtropfende Wasser schneller und besser wirkt als eine Kerze oder Flamme, so ist die Aufladezeit, d. h. die Zeit, die der Kollektor gebraucht, um sich auf das Potential der Abtropfstelle einzustellen, nicht größer als beim Flammenkollektor. Die Aufladezeit beträgt beim Lutzschen Kollektor 27 Sekunden, bei größeren Wasserkollektoren $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ Minute, bei einem Spritzkollektor, wo das Wasser durch eine sehr enge Öffnung unter erhöhtem Druck austritt, 6 Sekunden und weniger. Diese „Spritzkollektoren“ vermögen am ehesten raschen Schwankungen des Potentialgefälles zu folgen und sind überall da am Platze, wo es auf schnelle und genaue Messungen ankommt.

Nach einem Vorschlage Paulsens benutzt man neuerdings oft radioaktive Präparate als Kollektoren. Man spricht hier vielfach auch von „Elektroden“. Ihre Wirkung beruht darauf, daß sie die umgebende Luft stark leitend machen und dadurch die negative Elektrizität fortschaffen. Man kann z. B. einen solchen Kollektor her-

stellen, indem man eine radioaktive Substanz elektrolytisch auf einer kleinen Metallscheibe niederschlägt und mit der wirksamen Seite nach unten unter einen Metalltrichter oder in ein unten offenes Messinggehäuse setzt. Da Radiumsalze, weil sie auch β - und γ -Strahlen aussenden (S. 96), nicht verwendbar sind, nimmt man jetzt entweder Polonium (RaF) oder Ionium. Zu berücksichtigen ist aber, daß die Wirksamkeit des Poloniumkollektors in 143 Tagen auf die Hälfte sinkt. Er muß also von Zeit zu Zeit erneuert oder regeneriert werden. Das Ionium besitzt dagegen eine Halbwertszeit von vielen tausend Jahren, so daß seine Wirkung praktisch konstant bleibt. Die Fläche, deren Potential gemessen wird, liegt, da die Reichweite der α -Strahlen nur wenige Zentimeter beträgt, nahe an der Elektrode. Die Aufladezeit der Radiokollektoren ist größer als die der guten Flammen- und Wasserkollektoren. Bei starker Reif- und Rauhreifbildung versagen sie meistens, ebenso mitunter bei hoher Feuchtigkeit und längerem, ergiebigem Regen, weil sie sich dann mit einer Wasserschicht überziehen.

Ein anderer, zuerst von Ebert bei Ballonfahrten benutzter Kollektor besteht aus einer frisch amalgamierten Zinkplatte oder einer abgeschmirgelten Magnaliumscheibe, die unter dem Einfluß des Sonnen-, in reiner Luft auch des Tageslichts wegen des Hallwachs-Effektes (S. 124) ausgleichend wirkt. Solche Kollektoren sind aber mit großer Vorsicht zu verwenden. Bei trübem Wetter versagen sie in den untersten Luftschichten ganz.

Die auf der Influenzwirkung beruhende sogenannte „mechanische Elektrode“ ist bereits S. 13 erwähnt worden.

Elektrometer. Natürlich kann als Meßinstrument bei Potentialgefälle- und anderen luftelektrischen Beob-

achtungen jedes Elektroskop oder Elektrometer verwendet werden, das einen passenden Meßbereich hat. Die Praxis der luftelektrischen Messungen hat es jedoch mit sich gebracht, daß ganz bestimmte Meßgeräte bevorzugt

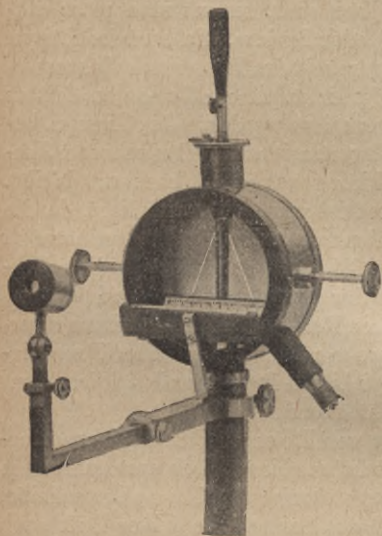


Fig. 2. Elektroskop nach Exner, mit den Verbesserungen nach Elster und Geitel.

werden. Am meisten wurde früher das von Exner konstruierte Elektroskop benutzt, das in einem flachen zylindrischen Gehäuse zwei feine Aluminiumblättchen trägt. Die Stellung der Blättchen kann entweder mit bloßem Auge durch eine Hilfsskala oder nach Elster und Geitel besser mit Lupe und Spiegelskala abgelesen werden. Der Metallstab, der die Blättchen trägt, steht auf einem Bernsteinstopfen und geht frei oder durch ein zweites Bernsteinstück durchs Gehäuse. Seitlich befinden sich zwei Schutzbacken, die beim Transport an die Blättchen herangeschoben werden. Bei einer Messung muß das Gehäuse gut geerdet oder mit dem unteren Flammenkollektor verbunden sein. Das Elektroskop ist von Zeit zu Zeit, am besten mittels einer Akkumulatorenbatterie, zu eichen.

entweder mit bloßem Auge durch eine Hilfsskala oder nach Elster und Geitel besser mit Lupe und Spiegelskala abgelesen werden. Der Metallstab, der die Blättchen trägt, steht auf einem Bernsteinstopfen und geht frei oder durch ein zweites

Das Aluminiumblattelektroskop hat einen Meßbereich von etwa 80—220 Volt. Man ist bestrebt gewesen, die Elektroskope zu verfeinern und die Empfindlichkeit zu steigern, ohne die Kapazität zu vergrößern, die etwa 10 bis 15 cm beträgt. An die Stelle der Aluminiumblättchen hat man deswegen feine Fäden aus dünnem Platin („Wollastonfäden“) oder aus bestäubtem Quarz gesetzt. Außerdem ist durchweg die Augen- oder Lupenablesung durch ein Mikroskop ersetzt worden. Man kann verwenden:

1. Zweifadenelektrometer (Wulf 1909, siehe Fig. 14, S. 65, Wiechert). Beim Wulfelektrometer ist ein versilberter Quarzfaden an den beiden Enden aufgehängt und durch ein Gewicht gestrafft. Im Gesichtsfeld des Mikroskops sieht man die beiden Fäden in der Ruhelage nahe zusammen. Beim Aufladen spreizen sie sich auseinander, was an einer geeichten Okularskala abgelesen wird.
2. Einfadenelektrometer (Saitenelektrometer) (Lutz 1908, Fig. 3, Elster und Geitel, Wulf). Meistens befindet sich der Faden zwischen zwei Metallschneiden, an die Hilfspotentiale gelegt werden können. Man kann auf diese

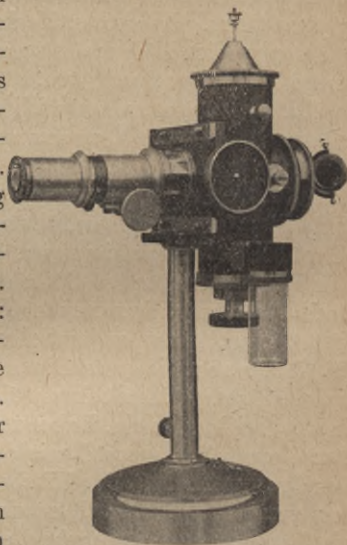


Fig. 3. Lutz-Edelmannsches Saitenelektrometer.

Weise die Empfindlichkeit so steigern, daß Potentialschwankungen von einem Volt genau ablesbar sind. Die Fadenelektrometer haben den weiteren Vorteil, daß sie gegen Erschütterungen ziemlich unempfindlich sind. Vor allem bei Ballon- und Schiffsbeobachtungen ist das von großem Wert. Ein großer Nachteil liegt in Elastizitätsänderungen der Fäden; deswegen ist es nötig, die Eichkurven häufig nachzuprüfen.

Die genauesten, wenn auch nicht so bequemen Messungen ergeben die Quadrantenelektrometer, mit Fernrohr und Spiegelablesung, bei denen eine lemniskatenförmige Aluminiumnadel zwischen zwei in je vier Teile zerschnittenen Metallplatten schwingt. Sie sind vor allem bei Dauerregistrierungen, die überall, vor allem an den Hauptmeßorten, an Stelle der mühsamen und dabei doch stets unvollkommenen Einzelbeobachtungen getreten sind, nicht zu entbehren. Schon 1861 richtete W. Thomson die erste Daueraufzeichnung des Potentialgefälles mit seinem bekannten Quadrantenelektrometer in Kew bei London ein. Er benutzte die „Nadelschaltung“: Der Tropfkollektor wird mit der Nadel verbunden, an den Quadranten liegt eine Hilfsbatterie. Ein mit der Nadel fest verbundener Spiegel entwirft von einer Lichtquelle ein Bild auf eine sich drehende Trommel mit lichtempfindlichem Papier. Natürlich ist es nötig, entweder die ganze Registrierung in einem dunklen Zimmer vorzunehmen oder Elektrometer und Trommel in einen lichtdichten Kasten einzubauen. Die Linie, die der Lichtzeiger auf der Trommel beschreibt, ergibt den Gang und die Schwankungen des Potentialgefälles. Ähnliche photographische Registrierungen führte Mascart in Paris aus. Auch jetzt noch sind sie an manchen Orten in Gebrauch.

Neuerdings hat man an Stelle der teuren und nicht

so übersichtlichen photographischen Aufzeichnung vielfach die mechanische gesetzt, vor allem, nachdem Benndorf (1902) ein bequem zu handhabendes Quadrantenelektrometer dafür gebaut hat (Fig. 4). Bei diesem Instrument ist die Nadel an zwei Platinfäden aufgehängt. Außerdem trägt sie einen horizontalen Zeiger, der über einer sich langsam abwickelnden, 10 cm breiten Papierrolle schwingt. Der Zeiger wird alle Minute durch einen von der Elektrometeruhr ausgelösten elektromagnetischen Kontakt auf ein Farbband gedrückt, das quer über der Papierrolle liegt. Auf diese Weise entsteht an der Stelle, wo der Zeiger sich befand, ein farbiger Punkt auf dem Papier. Die Registrierkurve setzt sich aus lauter solchen Punkten zusammen. Zur vollen Stunde wird außerdem von der Uhr ein anderer Kontakt betätigt, der an den beiden Rändern des Papiers je einen Punkt hinterläßt (siehe Fig. 6 u. f.). Mit Hilfe dieser Stundenpunkte ist es möglich, die Zeit genau aus der Kurve zu entnehmen. Als Dämpfung und Zuleitung zur Nadel dient wie beim Thomsonschen und Mascartschen Elektrometer Schwefelsäure. Die Benndorf-Registrierkurven sind nicht fortlaufend wie die photographischen, sondern unterbrochen. Sie erwecken aber wegen der nahen Aufeinanderfolge der Punkte durchaus den Eindruck von fortlaufenden

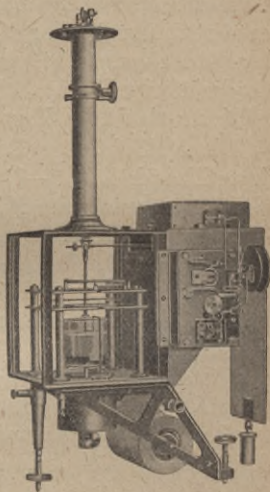


Fig. 4. Benndorf-Elektrometer.

Fig. 6 u. f.). Mit Hilfe dieser Stundenpunkte ist es möglich, die Zeit genau aus der Kurve zu entnehmen. Als Dämpfung und Zuleitung zur Nadel dient wie beim Thomsonschen und Mascartschen Elektrometer Schwefelsäure. Die Benndorf-Registrierkurven sind nicht fortlaufend wie die photographischen, sondern unterbrochen. Sie erwecken aber wegen der nahen Aufeinanderfolge der Punkte durchaus den Eindruck von fortlaufenden

Kurven. Der Hauptnachteil des Benndorf-Elektrometers ist beschränkter Meßbereich und eine zu große Kapazität (etwa 40 cm).

Man kann auch die Fadenelektrometer zur photographischen Registrierung einrichten. Stellt man eine Lichtquelle, am besten eine Glühlampe, so auf, daß das Licht durch das Elektrometer auf eine Walze mit lichtempfindlichem Papier fällt, so wird die Stelle, welche dem Faden entspricht, gar nicht oder weniger geschwärzt als das übrige Papier. Man erhält also nach der Entwicklung eine helle Kurve auf dunklem Grunde.

Die Nulllinie aller Registrierungen (siehe die punktierte Linie in Fig. 6—10) ergibt sich durch Erdung des Kollektors, was beim Wasserkollektor von selbst beim Auffüllen geschieht. Bei dieser Gelegenheit sei darauf hingewiesen, daß bei luftelektrischen Messungen und Registrierungen eine gute Erdleitung von großer Wichtigkeit ist. Am besten schließt man an einen Blitzableiter oder eine Wasserleitung an. Eine Gasleitung ist schon weniger gut. Steht keine solche gute Leitung zur Verfügung, so muß man eine Metallplatte in einen See, Brunnen oder Quell versenken, selbst wenn dazu einige hundert Meter Drahtleitung nötig sein sollten.

3. Das normale elektrische Feld am Erdboden.

Es ist leicht einzusehen, wie wichtig für uns die Kenntnis des natürlichen elektrischen Erdfeldes, seines Vorzeichens, seiner absoluten Werte und seiner regelmäßigen Schwankungen ist; denn erst das wird uns in den Stand setzen, das ganze elektrische Verhalten der Erde zu verstehen, sowie Schlüsse auf die Ursachen zu ziehen. Auch heute noch ist unsere Kenntnis vom

Erdfeld ziemlich gering. Da das Potentialgefälle sehr unbeständig und den allergrößten Schwankungen unterworfen ist, so liefern meistens erst mehrjährige Registrierreihen ein einigermaßen vollkommenes Bild. In Europa sind die wichtigsten Meßorte Kew bei London (W. Thomson, Chree), Paris (Mascart, Chauveau), Kremsmünster i. Ö. (Zölß, Blumenstein, Rankl), Potsdam (Lüdeling, Kähler), München (Lutz), Davos (Dorno), Tortosa in Spanien (Ebro-Observatorium), Moskau (Speranski). In anderen Erdteilen: Batavia, Heluan in Ägypten (Hurst), Samoa (Observatorium), Simla in Indien (Simpson), Buenos Aires (Berndt). Außerdem ist auf einer Reihe von Expeditionen das Potentialgefälle gemessen und vielfach auch mit dem Benndorf-Elektrometer registriert worden. Von größeren Meßreihen seien hier erwähnt die von Karasjok in Lappland (Simpson), Danmarkshavn in Grönland (Wegener), ferner von vier Südpolarfahrten, den beiden französischen auf Grahamland (Rey) und Petermann-Insel (Rouch), und den beiden englischen nach Viktorialand (Bernacchi und Simpson).

Über das Potentialgefälle auf den großen Wasserflächen der Erde sind wir außer aus einer ganzen Reihe von kürzeren Beobachtungsreihen verschiedener Beobachter vor allem durch Messungen auf der „Carnegie“ unterrichtet, die von der Carnegie-Stiftung in Washington eigens für magnetische und andere Messungen auf den Ozeanen gebaut worden ist.

Bei der Bearbeitung des Kurvenmaterials las man früher, z. B. in Kew, alle Werte zur vollen Stunde ab und vereinigte sie zu Tages- und Monatsmitteln. Diese Mittelwerte enthalten also die zum Teil recht beträchtlichen Störungen mit, die vor allem bei Niederschlägen

eintreten können und naturgemäß oft den normalen Gang vollkommen verwischen. Neuerdings mittelt man nur die ungestörten, ruhigen, sog. „normalen“ Tage. Man läßt also alle Tage mit Niederschlägen, Nebel, einer tiefen geschlossenen Wolkendecke, mit Staub- und sonstigen größeren Störungen fort. Ferner wertet man jetzt meistens nicht mehr die zufälligen Abstände der Kurve von der Nulllinie zur vollen Stunde aus, sondern bildet nach einem einfachen graphischen Verfahren die Mittelwerte des ganzen Stundenzwischenraums.

Absolute Werte des Potentialgefälles. Zunächst mag hervorgehoben werden, daß bei gutem Wetter in allen Erdteilen, auch auf dem Ozean, das Vorzeichen des Gefälles fast ausnahmslos positiv gefunden wurde, so daß also nicht daran zu zweifeln ist, daß die gesamte Erd- und Wasseroberfläche im Verhältnis zur Atmosphäre negativ erscheint.

In der Tabelle I sind einige Mittelwerte, sowie mittlere monatliche Höchst- und Tiefstwerte zusammengestellt worden. Man erkennt aus den scheinbar regellos schwankenden Zahlen mehrere Gesetzmäßigkeiten: Einmal eine deutliche Abnahme des Potentialgefälles mit der Meereshöhe, ferner eine Abnahme nach den Tropen zu; doch wird auch nach den Polen zu das Erdfeld wieder kleiner, so daß es die höchsten Werte in den Festländern der gemäßigten Zone aufweist. Über den großen Wasserflächen scheint das Potentialgefälle ziemlich gleichmäßig zu sein. Johnston fand auf dem Atlantischen Ozean den Mittelwert 93 Volt/m, Swann aus Messungen auf dem Stillen Ozean 1915/16 109 Volt/m, 1916/17 134 Volt/m, und auf einer Fahrt rund um die Erde in den Gewässern von etwa 50° südl. Br. 119 Volt/m. Die auf dem Landeis der Antarktik gefundenen Werte sind von derselben Größenord-

Tabelle 1.

Mittelwerte, monatliche Höchst- und Tiefstwerte des Potentialgefälles.

Meßort	Meereshöhe m	Mittelwert	Höchstwert	Tiefstwert
Kew	—	292	409	207
Kremsmünster . .	400	105	155	76
Triest	—	73	100	60
Potsdam	80	243	344	181
München	500	168	265	104
Davos	1600	64	101	33
Moskau	100	112	184	67
Tortosa	50	113	147	97
Heluan	120	133	171	117
Batavia	—	97	114	71
Samoa	—	(86)	130	59
Buenos Aires . .	—	126	163	67
Karasjok	130	139	209	90
Antarktis (Vikto- ria-Land)	?	88	120	71

nung. So berechnet Simpson aus Messungen der beiden englischen Expeditionen im Dezember einen Mittelwert von 120 Volt/m, im Juni 71 Volt/m. Die Wegenerschen Messungen auf Grönland (77° nördl. Br.) lieferten im Sommer einen Mittelwert von 80 Volt/m.

Aus diesen Zahlen einen Mittelwert des Potentialgefälles für die ganze Erdoberfläche abzuleiten, ist noch nicht möglich. Der Gesamtmittelwert läßt sich auf etwa 110—120 Volt/m schätzen.

Jährliche Schwankung des Potentialgefälles. In der gemäßigten Zone der nördlichen Halbkugel ist das Erdfeld am höchsten im Januar, am niedrigsten im Juni. Über dem Ozean ist die Schwankung sehr viel geringer als

über dem Festlande. Auf der südlichen Halbkugel treten ebenfalls über Land die höchsten Werte im südlichen Winter, die tiefsten im Sommer ein. Dagegen ist übereinstimmend im Südpolargebiet das Umgekehrte, also ein Maximum im Sommer, Minimum im Winter, gefunden worden. Diese Abweichung von der allgemeinen Regel wird sich vielleicht durch die häufigen Schneestürme des Südpolargebiets erklären.

Die tägliche Schwankung des Potentialgefälles. Charakteristisch für einen Ort als der jährliche ist der regelmäßige tägliche Gang. In Mitteleuropa ergibt sich auch hier ein ausgesprochener Unterschied zwischen Winter und Sommer. In der kalten Jahreszeit, vor allem im Dezember und Januar, hat die Schwankung die Tiefstwerte frühmorgens um 4 Uhr und die Höchstwerte nachmittags, d. h. im wesentlichen eine einfache tägliche Welle. In der wärmeren Jahreszeit dagegen tritt dazu noch ein Vormittagsmaximum und ein Mittagsminimum, so daß die Schwankung jetzt eine ausgeprägte Doppelwelle darstellt. In der Fig. 5 sind die von Lüdeling berechneten fünfjährigen Mittel von Potsdam 1904—1908 dargestellt als Abweichungen der einzelnen Stundenwerte vom Monatsmittel.

Die tägliche Schwankung wechselt je nach dem Klima des Meßortes. Nahe dem Meere ist auch im Winter die doppelte Welle merklich (so in Kew); in den Tropen (in Batavia z. B.) herrscht sie das ganze Jahr vor. Über den Ozeanen ist meistens ebenfalls eine Doppelwelle festgestellt worden; doch ist die Amplitude etwa dreimal kleiner als auf dem Lande. Die doppelte Welle ist merkwürdigerweise über dem Meere manchmal ausgeprägter als die einfache. Dagegen überwiegt in den nördlichen Meeren der Erde, ebenso wie in den Nordpolargebieten,

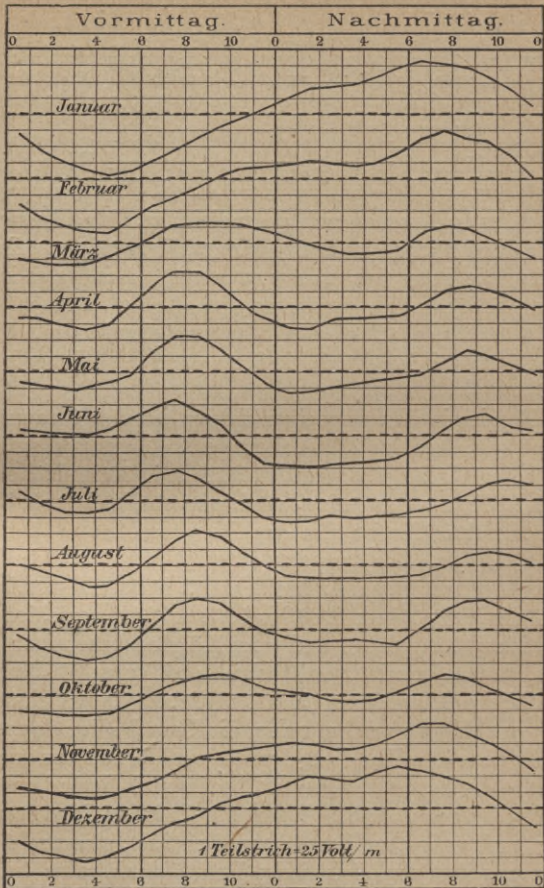


Fig. 5. Täglicher Gang des luftelektrischen Potentialgefälles in Potsdam 1904—1908. (Nach Lüdeling.)

die einfache Schwankung. Im Südpolargebiet finden sich wieder Abweichungen. Während die beiden französischen Expeditionen auf Grahamland nachts Tiefstwerte und mittags Höchstwerte erhielten, war es bei den beiden englischen auf Viktorialand gerade umgekehrt.

Erklärung des täglichen Ganges. Die negative Erdladung und die positive der Luft (S. 40) wirken gegeneinander und suchen sich auszugleichen. Im allgemeinen wird die Ladung der Erde gleichmäßiger sein als die der Luft. Die Potentialgefälleschwankungen sind also in der Hauptsache auf die Veränderungen der Luftladungen (der Trägerzahl und Beweglichkeit) zurückzuführen. Diese wiederum werden durch die Sonne und das Wetter beeinflußt.

Bereits in den neunziger Jahren ist von Chauveau durch gleichzeitige Registrierungen in Paris und auf dem Eiffelturm gezeigt worden, daß schon in 300 m Höhe über dem Erdboden das ganze Jahr hindurch die einfache Welle vorherrscht. Sie ist also das Hauptgesetz der täglichen Schwankung. Die doppelte entsteht nur durch die Wirkung der untersten Luftschichten. Parallelregistrierungen, die in Potsdam 1907 bis 1909 an fünf verschiedenen Stationen ausgeführt und von Kähler bearbeitet wurden, haben gezeigt, daß schon auf kurze Entfernung erhebliche Abweichungen im täglichen Gange eintreten können. Es liegt daher nahe, die Ursache der doppelten Welle über dem Lande in der starken Wirkung zu suchen, welche die Sonne auf den Erdboden und die bodennahen Luftschichten ausübt. Wenn die Luft am kältesten ist und am wenigsten Wasserdampf enthält, also um 4 Uhr morgens, hat das elektrische Feld überall seine tiefsten Werte. Die höchsten Werte treten in den oberen Luftschichten ein am frühen Nachmittage, nachdem durch

die Wärmewirkung der Sonne die aufsteigende Luft vom Erdboden, die mit Wasserdampf und Staubkernen gesättigt ist, nach oben gelangt ist. Durch die schnelle Wirkung der Morgensonne kommt in der wärmeren Jahreszeit nahe dem Erdboden ein viel früheres Maximum, das Morgenmaximum, zustande. Darauf folgt ein Mittagsminimum, weil am Boden die negative Elektrizität durch lichtelektrische Wirkung (vgl. S. 124) und durch die Reibung des Staubes (vgl. S. 32) vergrößert wird.

Im Winter steht in der gemäßigten Zone die Sonne zu tief, um die doppelte Schwankung hervorbringen zu können. Doch ist sie an Orten, die viel Sonne haben, oft angedeutet. Das Maximum, das in größerer Höhe schon um 2—3 Uhr nachmittags auftritt, verspätet sich am Erdboden und wird durch die stark zunehmende Feuchtigkeit bei Sonnenuntergang noch verstärkt. Auf den Bergen scheint die tägliche Schwankung das ganze Jahr eine einfache Welle mit kleiner Amplitude zu haben. Weil die Sonnenstrahlung auf die großen Wasserflächen und damit auf die Luft über ihnen weit weniger erwärmend wirkt, ist der tägliche Gang über den Ozeanen ebenfalls erheblich kleiner als über dem Land. Oft ist, wie Swan n gezeigt hat, auf dem Stillen Ozean das Mittagsminimum tiefer als das um 4 Uhr morgens. An eine Staubwirkung ist hier natürlich nicht zu denken, vielleicht hängt die Potentialgefälleschwankung mit den allgemeinen Luftschwingungen zusammen, die auch die regelmäßigen Luftdruckschwankungen verursachen.

Da die tägliche Schwankung des Erdfeldes als eine Überlagerung von verschiedenen Wellen, vor allem einer einfachen und einer doppelten, aufgefaßt werden kann, ist es möglich, sie durch die harmonische Analyse in

die einzelnen Schwingungen zu zerlegen. Dadurch erbringt man beim Potentialgefälle den Beweis, daß es durch Übereinanderlagerung von ganz verschiedenen Erscheinungen zustandekommen muß. So ist vor allem im Sommer auch die dreifache Welle oft recht merklich. Ähnlich kann man die Beobachtungsergebnisse anschaulich machen durch die Isoplethendarstellung. Man nimmt als Abszissen in einem Koordinatenkreuz die Zeiten von Mitternacht über Mittag bis Mitternacht, als Ordinaten die zwölf Monate und zieht dann in der so festgelegten Ebene die Linien gleichen Potentialgefälles.

4. Zusammenhang zwischen den meteorologischen Erscheinungen und dem Potentialgefälle (Elektrische Meteorologie).

Temperatur. Am selben Ort besteht in großen Zügen Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Stärke des Erdfeldes. Die höchsten Gefällewerte treten ein bei den tiefsten Temperaturen und die kleinsten bei hohen Temperaturen. Von zwei nahe benachbarten Meßorten hat, wie Kähler zeigte, stets der den höchsten Wert des Erdfeldes, an dem die Temperatur am tiefsten ist. Auf diese Weise erklären sich recht beträchtliche Abweichungen. An einem Steinturm erhält man im Sommer und Herbst nachmittags oft ein drittes Minimum des Gefälles, das zurückzuführen ist auf die warme Luft, die um diese Zeit im Gegensatz zum Erdboden am Turme lagert. An entfernteren Orten hört natürlich jeder Zusammenhang zwischen Temperatur und Gefällewerten auf; die kältesten Erdteile haben ja keineswegs das höchste Potentialgefälle.

Luftdruck. Zwischen der täglichen Luftdruck-

schwankung und der des Gefälles besteht oft eine große Ähnlichkeit, wahrscheinlich, weil beide aus einer Über-einanderlagerung einer einfachen und einer doppelten Welle entstehen und weil in der einfachen Welle beider die starke Erwärmung der Atmosphäre und des Erdbodens zum Ausdruck kommt.

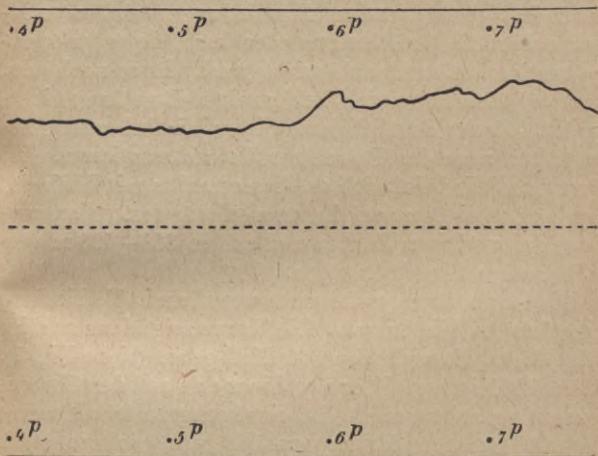


Fig. 6. Ruhige Kurve des Potentialgefälles (Potsdam).

Windrichtung und Stärke. Eine Beziehung des Gefälles zur Windrichtung ist in den Mittelwerten meistens nicht vorhanden; wenn nicht gerade der Kollektor so ungünstig aufgestellt ist, daß durch gewisse Windrichtungen örtliche Einflüsse zur Geltung kommen. Das gilt z. B. für eine Station, die am Stadtrande angebracht ist, für die Winde aus der Stadt. Aber selbst dort, wo in den Mittelwerten der Windeinfluß nicht hervor-

tritt, ist er doch in unendlich vielen Einzelheiten vorhanden. Augenfällig folgt das schon daraus, daß die Kurven nachts meistens ruhig verlaufen und morgens, wenn die Windschwankung einsetzt, unruhiger werden, um sich erst abends wieder zu glätten. Von größtem Einfluß sind vor allem mit dem Winde ziehender Rauch und Staub. Jener gibt positive Zacken in der Kurve, dieser hat eher negative Eigenladungen und vermindert daher die Gefällewerte oder kann sie sogar negativ machen. Der Rauch wirkt auch dann noch ein, wenn er schon lange nicht mehr mit bloßem Auge sichtbar ist. Recht deutlich kam dieser Einfluß zum Ausdruck bei einer der Potsdamer Versuchsstationen. Bei günstigem Wind ließ sich an dieser nachts mit Hilfe des Kursbuches ein genauer Zusammenhang feststellen zwischen den positiven Zacken und den in 300—400 m vorbeifahrenden Eisenbahnzügen.

Die Staubstörungen kommen vor allem in Verbindung mit stärkeren Winden vor. Die Kurve zeigt dann zackige tiefe Werte, die vielfach unter Null gehen (siehe Fig. 7). Schon 1860 ist von Werner Siemens auf der Cheopspyramide gezeigt worden, daß eine hochgehaltene Flasche, die mit feuchtem Papier umhüllt war, sich so stark negativ auflud, daß er aus ihr Funken ziehen konnte. Staubstürme in Südafrika und Indien haben ebenfalls starkes negatives Potentialgefälle zur Folge. Die Wirkung beschränkt sich nicht nur auf den Bodenstaub. Im Winter kann der aufgewirbelte, hartgefrorene Schneestaub an seine Stelle treten. Auch der Blütenstaub der Bäume kann, wie Kähler gezeigt hat, ähnliche Störungen zeitigen. Man sieht hieraus, wie mannigfach die elektrischen Vorgänge am Erdboden sind, und auf welche anscheinend nebensächlichen Umstände man bei den

Messungen oft achten muß. Bei Feldmessungen kann z. B. ein vorüberfahrender Wagen einige Minuten so stören, daß ein Beobachten unmöglich wird.

Auch auf den täglichen Gang des Potentialgefälles ist die Windstärke von Einfluß. Bei nahe benachbarten Stationen hat stets diejenige die tiefsten Werte, welche den

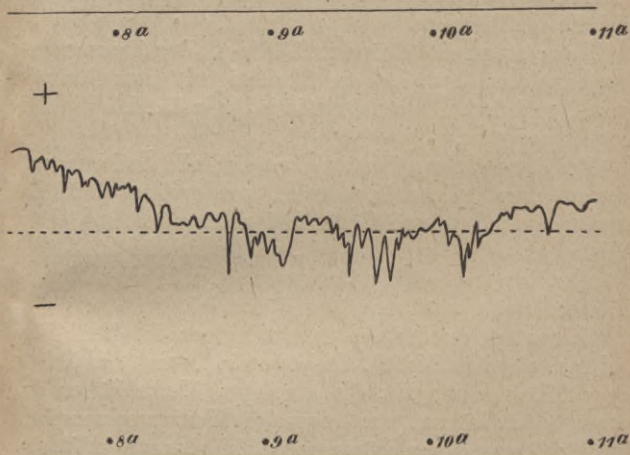


Fig. 7. Staubstörung des Potentialgefälles (Potsdam).

stärksten Wind hat. Die Bildung des Mittagsminimums ist also zum Teil auf das um diese Zeit am Erdboden herrschende Windmaximum zurückzuführen. Das Abendmaximum des Potentialgefälles fällt mit einem Windminimum zusammen.

Besondere Wirkungen treten ein bei den Fallwinden der Alpen und anderer Gebirge. So hat der Föhn, der bekannte milde, trockene Südwind der Nordalpen, fast

stets eine starke Abnahme des Gefälles zur Folge. Bei Registrierungen ergeben sich meistens ruhige Werte nahe Null, die auch ins Negative gehen können, oder heftige Schwankungen von etwa -200 bis $+300$ Volt/m. Die Erklärung ist in den starken elektrischen Ladungen der warmen Föhnluft zu suchen. Auch die Bora, der in Triest auftretende stürmische Wind, wirkt vermindern auf die Gefällewerte.

Feuchtigkeit (Exner, Kähler). Der Zusammenhang zwischen der absoluten Feuchtigkeit (dem Dampfdruck) und dem Potentialgefälle ist ganz ähnlich wie bei der Temperatur.

Bei der relativen Feuchtigkeit sind alle Änderungen, vor allem plötzliche Zunahmen, von großem Einfluß. Bodennebel, Tal- und Flußnebel sind von allergrößter Wirkung, so daß an Stationen, wo sie sich leicht bilden können, der regelmäßige Gang vor allem in allen klaren Herbstnächten vollkommen gestört wird.

Sehr stark werden die Schwankungen des Erdfeldes bei Nebel (siehe Fig. 8). Meistens sind, wenn der Nebel den Kollektor umgibt, die absoluten Werte höher als sonst, doch können auch negative Werte vorkommen. Die Erklärung dieser Störungen wird in der steten Wechselwirkung zu suchen sein zwischen der positiven und negativen Elektrizität der Luft und den Wasserdampf- und Nebelteilchen (S. 60).

Dunst. Der Einfluß großer Dunstmassen ist oft ähnlich wie beim Nebel. Offenbar treten hier an die Stelle des Wasserdampfes andere gasförmige und vor allem feste Verunreinigungen der Luft. Das Potentialgefälle weist dann große, oft zackige Schwankungen auf, die den regelmäßigen Gang ganz verwischen können. Diese Störungen sind sehr lokal, so daß eine 1 km entfernte Station schon

ganz andere Werte zeigt. Löst sich der Dunst auf, so wird bei zunehmender Fernsicht das Gefälle kleiner. Es besteht also auch eine Beziehung zwischen der Stärke des Feldes am Erdboden und der Fernsicht bzw. der Luftreinheit: Wasserdampf und Staubgehalt der Luft, welche die Fernsicht verschlechtern, erhöhen gleichzeitig das

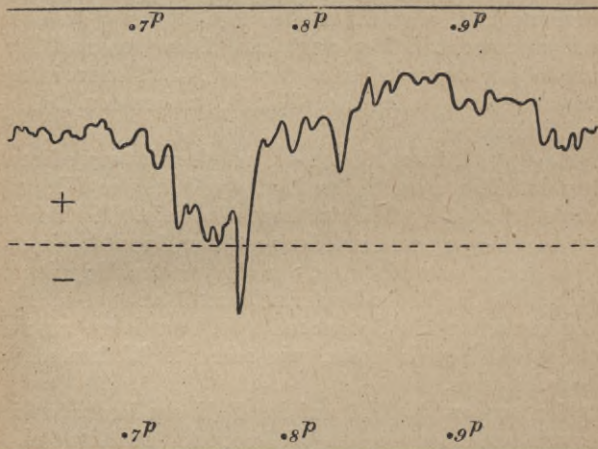


Fig. 8. Potentialgefälle bei Nebel (Potsdam).

Potentialgefälle. Die Trübungen der Luft durch Dunst können sich bekanntlich über große Teile der Erde erstrecken und oft von sehr langer Dauer sein. So war die durch den Vulkanausbruch auf Alaska im Sommer 1912 verursachte große Trübung fast zwei Jahre nachweisbar. Dorno hat gezeigt, daß während dieser Zeit in Davos das Potentialgefälle merklich höher war als in den Jahren vor der Störung.

Einfluß der Wolken auf das Erdfeld am Boden (Exner, Zölß, Kähler). An Cirrus- und Kumulustagen sind die Werte des Potentialgefälles ebenso groß als an heiteren Tagen. Beim Cirrus (der Federwolke), die meistens 5—10 km hoch ist, ist von vornherein eine Einwirkung auf das elektrische Feld am Boden unwahrscheinlich. Beim Kumulus (Haufenwolke), der bis 1 km herunterreicht, wäre schon eher eine Wirkung denkbar, denn man weiß, daß er elektrische Ladungen mitführt; doch ließ sich in Potsdam nachweisen, daß Zacken in den Kurven nicht dem Zuge der Wolken, sondern dem Bodenwind folgen.

Dagegen können Böen- und Gewitterwolken, ohne daß Regen aus ihnen fällt, von stärkster Wirkung auf das Potentialgefälle am Erdboden sein. Vielfach ist nur ein einziger positiver oder negativer Ausschlag in der Registrierkurve vorhanden, der sich regelmäßig mit der Wolke über den Erdboden fortpflanzt. Doch treten, auch wenn es nicht regnet, oft schon zwei Vorzeichen auf; es ist das ein Beweis dafür, wie sehr die Wolkenladung wechseln kann.

Von großem Einfluß auf das Feld am Erdboden ist auch eine tiefe, geschlossene Wolkendecke. Die Mittelwerte der Kurven fallen an solchen Stratustagen um etwa ein Drittel zu tief aus, und es zeigen sich große Schwankungen im Gefälle, die oft denen bei Nebel ähnlich sind. Aufklaren macht sich in der Kurve meistens sofort bemerkbar: die Werte werden ruhiger und gehen in die Höhe.

Die Störungen des luftelektrischen Feldes durch die Niederschläge. Die stärksten Störungen im Potentialgefälle am Erdboden treten ein durch die Niederschläge. Schon ganz leichter Regen sowie Sprüh-

regen bewirken eine Abnahme der positiven Werte. Landregen beginnen fast immer mit negativem Gefälle, und auch während ihrer Dauer überwiegt das negative Vorzeichen bei weitem. Im allgemeinen geht das Potentialgefälle nicht über -1000 Volt/m hinaus. Über den Ozeanen sind aber, wie Swann hervorhebt, die negativen

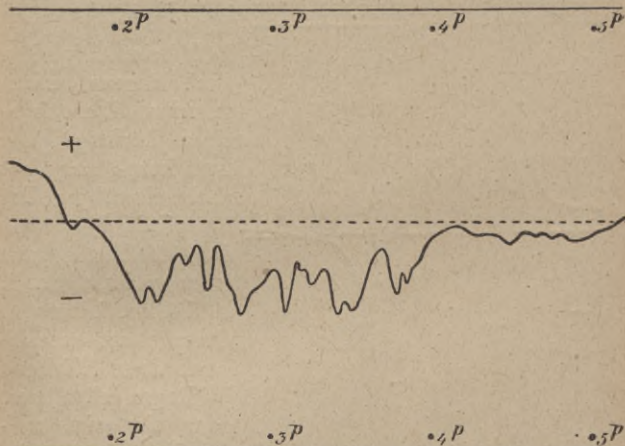


Fig. 9. Potentialgefälle bei Landregen (Potsdam).

Felder bei Regen sehr selten. Es finden sich meistens hohe positive Werte. Stärkere Regen sowie Regenschauer weisen auch auf dem Festland zwischen den negativen oft positive Felder auf, die schon auf mehrere Tausend Volt steigen können. Am größten ist die Schwankung bei Regenböen und vor allem bei Gewittern, wo oft in ganz kurzer Zeit, z. B. bei jedem Blitz, enorme positive mit negativen Werten regellos wechseln. Der Zeichenwechsel kann so schnell sein, daß die Registrierapparate mit ihrer

großen Kapazität den Änderungen nicht mehr zu folgen vermögen. Einzelwerte gehen dann über $\pm 10\,000$ Volt/m hinweg, während die höchsten Werte, die in Mitteleuropa bei gutem Wetter im Winter eintreten können, etwa $+1000$ Volt/m sind.

Das negative Potentialgefälle bei ruhigem Regen ist zum Teil der von Lenard 1892 gefundenen negativen

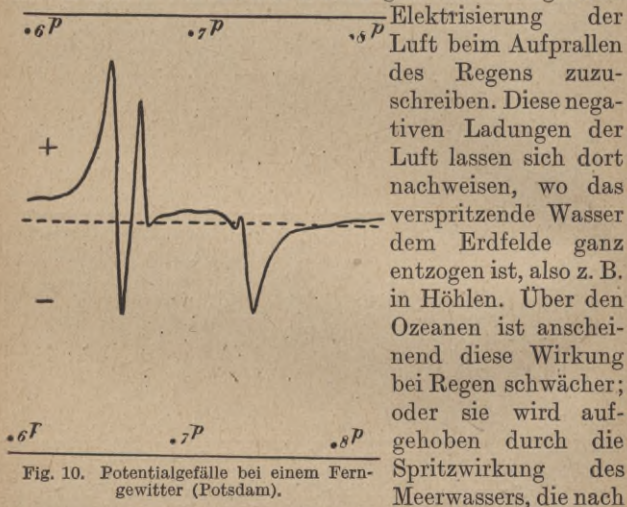


Fig. 10. Potentialgefälle bei einem Ferngewitter (Potsdam).

Elektrisierung der Luft beim Aufprallen des Regens zuzuschreiben. Diese negativen Ladungen der Luft lassen sich dort nachweisen, wo das verspritzende Wasser dem Erdfelde ganz entzogen ist, also z. B. in Höhlen. Über den Ozeanen ist anscheinend diese Wirkung bei Regen schwächer; oder sie wird aufgehoben durch die Spritzwirkung des Meerwassers, die nach Lenards Versuchen umgekehrt die Luft eher positiv, das Meer negativ elektrisiert.

Anders als Regen wirkt der Schneefall auf das Erdfeld ein. Man erhält zackige positive Werte, die meistens etwas höher als sonst sind, die aber auch negativ werden können. Beim Schnee treten an Stelle der Lenardwirkung des Regens Reibungs- und Influenzvorgänge (S. 89). Stark wechselnde Felder gibt ein Gemenge von Schnee

und Regen. Graupel- und Hagelfälle, auch Schneeböen haben dieselbe Wirkung wie jede Regenbö.

Wie Kähler aus den Potsdamer Parallelregistrierungen zeigte, pflanzen sich die luftelektrischen Störungen durch Niederschläge über den Erdboden hin so regelmäßig fort, daß man aus dem Zeitunterschied zweier benachbarter Registrierungen die Geschwindigkeit der Regenwolken bestimmen kann. Bei Böen ist vielfach der erste Ausschlag, „die Frontwirkung“, die im wesentlichen auf die heranziehenden geladenen Wolken zurückzuführen ist, positiv. Zieht eine Bö zwischen zwei Orten hindurch, so kann sie auf den einen eine positive, auf den zweiten eine negative Frontwirkung ausüben. Man sieht hier wieder die Mannigfaltigkeit der Wolkenladungen.

Atmosphärische Störungen der drahtlosen Telegraphie. Es ist seit langem bekannt, daß in der Funkentelegraphie regelmäßige und unregelmäßige Störungen auftreten, von denen die Verständigungsmöglichkeit abhängt. In den Empfangsapparaten machen sich diese „Gleichgewichtsstörungen der Luftelektrizität“, wie man sie auch genannt hat, durch Geräusche bemerkbar. Sie sind nach K. Schmidt - Halle im Sommer zahlreicher und stärker als im Winter und zeigen regelmäßige tägliche Schwankungen, die anscheinend umgekehrt wie die des normalen Potentialgefälles verlaufen, aber parallel gehen mit den schnellen Potentialgefälleschwankungen. Sie nehmen zu beim Vorübergang einer Wolke, sowie bei Böen und sind am stärksten bei Gewittern. In größerer Höhe über dem Erdboden werden sie schwächer. Es handelt sich bei den Vorgängen außer um Influenzwirkungen des Potentialgefälles auf die Antennen um stoßweise Änderungen der Luftladungen, wie sie vor allem von der Sonne hervorgerufen werden können (S. 69).

Mehrfach ist versucht worden, die Wirkung einer Sonnenfinsternis auf die atmosphärische Elektrizität festzustellen. Beim Potentialgefälle war trotz günstigen Wetters kaum eine Einwirkung nachzuweisen. Dagegen ist an mehreren Orten eine Abnahme der Leitfähigkeit oder der Trägerzahl während der Sonnenfinsternis wahrgenommen worden.

5. Die Änderungen des Erdfeldes mit der Höhe.

Die negative Oberflächenladung der Erde würde, wenn sie allein vorhanden wäre, ein gleichmäßiges Feld zur Folge haben. Das Potentialgefälle hätte dann mit wachsender Höhe dasselbe zu bleiben. Eine weitere Folge wäre, daß die Erde als Himmelskörper eine negative Ladung haben müßte. Diese Ansicht hat vor allem Peltier vertreten. Die in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ausgeführten Messungen im Luftballon ergaben aber übereinstimmend eine Abnahme des Potentialgefälles mit der Höhe. Daraus ging hervor, daß die negative Erdladung allein nicht ausreicht, um die Erfahrungstatsachen zu erklären. Vielmehr muß man noch eine Eigenladung der Atmosphäre annehmen; und zwar muß es eine positive Raumladung sein. Das ist schon von W. Thomson vermutet worden, der auch im Gegensatz zu Peltier hervorhob, daß die Erde nach außen hin wahrscheinlich elektrisch neutral ist.

Die Messungen im Ballon. Bei den Messungen liegt die Hauptschwierigkeit darin, daß der Ballon selber das Erdfeld fälscht. Bei der Abfahrt, wenn er noch mit der Erde in Verbindung steht, wird er wie alle Gegenstände auf dem Erdboden eine negative Ladung annehmen. Durch eine Reihe ausgleichender Wirkungen, durch

die „Zerstreuung“, die Sonnenstrahlung usf., wird sich die Ladung zwar bald verlieren. Sie kann aber leicht einer positiven Platz machen, die dadurch entsteht, daß der abfließende Sandballast sich durch die Reibung negativ ladet und den Ballon positiv zurückkläbt. Diese Wirkung beseitigt man durch Anwendung von Wasserballast, oder besser, indem man durch schnell wirkende Spritzkollektoren den Ballon wieder ausgleicht. Man mißt etwa 10 m unterhalb des Korbes mit zwei Wasser- oder Ioniumkollektoren, die sich 1 m senkrecht übereinander befinden.

Für absolute Messungen in Luftschiffen und Flugzeugen verwendet man wohl am besten den auf S. 13 beschriebenen Kollektor („mechanische Elektrode“).

Beobachtungsergebnisse. Die gefundenen Werte schwanken in den untersten 1500 m sehr. Linke hat gezeigt, daß sich vor allem an den Dunstschichten dieser Höhen das Potentialgefälle sprungweise ändert. In den höheren Schichten erfolgt aber eine schnelle Abnahme. In 4000—6000 m hat man Werte von 10—6 Volt/m erhalten. In 9000 m fand Everling noch 3 Volt/m. Man wird also annehmen dürfen, daß sich die positiven Raumladungen der Luft im wesentlichen auf die untersten 5 km zusammendrängen.

Die Raumladungen der Atmosphäre. Für die Änderung des Potentialgefälles mit der Höhe gilt die Poissonsche Gleichung¹⁾:

$$V'' = \frac{dV'}{dh} = \frac{d^2V}{dh^2} = -4\pi\rho \quad (3)$$

wo ρ die Raumladung in der Luft ist.

¹⁾ Vgl. Sammlung Göschen Nr. 78: Theoretische Physik III von Gustav Jäger, S. 14.

Aus zwei Potentialgefällebeobachtungen in zwei verschiedenen Höhen h_1 und h_2 berechnet sich die Raumladung ρ_m der Zwischenschicht nach der Formel:

$$-4\pi\rho_m = \frac{V'_2 - V'_1}{h_2 - h_1}. \quad (4)$$

Nach roher Schätzung ergibt sich so für die untersten 1000 m, wenn man am Erdboden $V'_2 = 100$ Volt/m, in 1000 m $V'_1 = 25$ Volt/m setzt, ein mittleres $\rho = 2,0 \cdot 10^{-9}$ E. S. E. im ccm. Für die Schichten 1000—5000 m kommt noch ein ρ von $0,2 \cdot 10^{-9}$ hinzu, weiter nach oben ist die Raumladung wenig von Null verschieden. Soll die Erde nach außen elektrisch neutral sein, dann muß das ρ der 5 km die negative Oberflächenladung eines qcm Erdoberfläche $\sigma = -2,6 \cdot 10^{-4}$ E. S. E. gerade aufheben. Aus den mittleren ρ berechnet sich das Gesamt- ρ zu $+2,8 \cdot 10^{-4}$ E. S. E. Das ist in der Tat fast genau der entgegengesetzte Wert von σ .

Nach Y. Homma (1907) kann man die V' -Werte in der Höhe h durch Integration aus der Raumdichte ρ , wenn man die Raumladung ρ_0 am Erdboden kennt, angenähert berechnen nach der Formel

$$\rho = \rho_0 \cdot e^{-\frac{h}{k}},$$

wo k eine Konstante ist, die den Beobachtungen anzupassen ist.

Da underer hat gezeigt, daß auch nahe dem Erdboden stets eine große Änderung des Potentialgefälles, also auch eine merkliche freie Raumladung der Luft vorhanden ist. Er maß zu dem Zwecke in Oberbayern ein Jahr hindurch täglich das Gefälle mit drei Flammen-

kollektoren, von denen der eine sich am Boden, der zweite in 1, der dritte in 2 m Höhe befand. Während des größeren Teils des Jahres war die Raumladung positiv, und nur von Januar bis März negativ, was Da u anderer durch Eigenladungen von Staub erklärt. Diese Messungen beweisen auch, daß es im allgemeinen nicht richtig ist, wenn man bei Potentialgefällebeobachtungen irgendeine Entfernung zwischen den beiden Kollektoren annimmt und nachher durch die Entfernung dividiert. Nach Gockel treten negative Werte der Raumladung nur bei ruhenden Dunstschichten ein. Starkes Überwiegen der negativen Werte deutet in der Schweiz immer auf Gewitterstimmung.

Man kann die freie Raumladung der Atmosphäre, also den Überschuß des einen Vorzeichens über das andere, nach einem Vorschlage von W. Thomson bestimmen, indem man inmitten eines mit geerdetem Drahtnetz umgebenen Raumes das Potentialgefälle etwa durch einen Tropfkollektor mißt oder registriert. Bei ruhigem Wetter ergeben sich am Erdboden recht geringe Ausschläge, die aber z. B. bei Gewittern stark in die Höhe gehen können. Chauveau fand am Eiffelturm im Mittel $+0,4 \cdot 10^{-6}$ E. S. E., die in den Einzelwerten bis auf $12 \cdot 10^{-6}$ E. S. E. in die Höhe gingen. Mache wies bei Gewittern in Wien Schwankungen zwischen $+0,8$ und $-0,6 \cdot 10^{-6}$ innerhalb weniger Minuten nach.

II. Abschnitt.

Das elektrische Leitvermögen der
Atmosphäre.

1. Die „Zerstreuung“ der Elektrizität an der Luft.

Stellt man einen mit einer bestimmten Elektrizitätsmenge geladenen Leiter, also etwa eine Metallkugel, isoliert in freier Luft auf, so verliert er allmählich seine Ladung. Man nannte das früher „Elektrizitätszerstreuung“. Coulomb, der als erster 1785 den Vorgang experimentell verfolgte, erkannte schon die beiden wichtigen Tatsachen, daß die Zerstreuung proportional der Ladung vor sich geht und von dem jeweiligen Wetter abhängig ist. Nach Coulomb ist die Abnahme der Elektrizitätsmenge E mit der Zeit t , also der Ladungsverlust der Größe E , der Ladung selbst proportional

$$-\frac{dE}{dt} = a \cdot E, \quad (5)$$

wo a eine Konstante ist, der sogenannte „Zerstreuungskoeffizient“. a bedeutet den Ladungsverlust in Prozenten. Aus (5) folgt durch Integration:

$$E_t = E_0 e^{-at}. \quad (6)$$

E_0 ist die Anfangsladung zur Zeit $t = 0$, E_t Ladung zur Zeit t , a ist die Größe, die mit dem Wetter wechselt.

$$a = \frac{1}{t} \log. \text{nat} \frac{E_0}{E_t} = \frac{1}{t} \log. \text{nat} \frac{V_0}{V_t}, \quad (7)$$

denn statt der Elektrizitätsmengen kann man auch die Anfangs- und Schlußspannung V_0 und V_t setzen.

Coulomb erklärte seine Versuche dadurch, daß die Luftteilchen, sowie der Staub und Wasserdampf durch die Berührung mit dem geladenen Körper elektrisch werden und so dessen Ladung forttragen. Er erhielt bei stärkerer Feuchtigkeit größere a und deutete dies so, daß die Zerstreuung in feuchter Luft größer sei als in trockener, während in Wahrheit der größere Ladungsverlust durch eine feuchte Haut auf den Isolationsstücken zu erklären war. Hundert Jahre hindurch hat sich dieser Irrtum aufrechterhalten. Erst Linß in Darmstadt zeigte 1887, daß gerade umgekehrt die Zerstreuung bei heiterem Wetter am größten ist. Auch die Linßschen Versuche wurden wenig beachtet, bis sie im Jahre 1899 von Elster und Geitel wieder aufgenommen wurden. Sie benutzten das von ihnen verbesserte Exnersche Elektroskop, auf das sie den Zerstreuungskörper, einen geschwärzten Messingzylinder von 10 cm Länge und 6 cm Durchmesser, mit einem dünnen Stift direkt aufsetzten. Um das Erdfeld zu entfernen und den Zerstreuungskörper gegen das Sonnenlicht zu schützen, umgaben sie den Messingzylinder mit einem geerdeten, geschwärzten Schutzzyylinder von 14 cm Länge und 18 cm Durchmesser, der oben durch einen Deckel verschlossen war. Bei der Messung ladet man den Zerstreuungskörper mit einer Zamboni-Säule auf eine Anfangsspannung V_0 , die man aber erst nach etwa 2 Minuten an den Blättchen abliest, damit der Bernstein des Elektroskops sich erst polarisiert. Nach der Zeit t (meist 15 Minuten) liest man die Spannung V_t ab. Dann macht man denselben Versuch ohne Zerstreuungskörper, um den Isolationsverlust des Bernsteins und die Zerstreuung im Innern des Elektroskops zu erhalten. Die Spannung falle in derselben Zeit von V'_0 bis V'_t . Ist die Kapazität des Elektroskops C , die des Zerstreuungskörpers

Z, setzt man $n = \frac{C}{C + Z}$ und multipliziert, um bequemere Zahlen zu erhalten, mit 100, so wird unter der, wie wir später sehen werden, irrigen Voraussetzung, daß das Coulombsche Gesetz gilt:

$$a = \frac{100}{t} \cdot \frac{1}{1-n} \cdot \log. \text{ nat. } \frac{V_0}{V_t}$$

$$\left[-\frac{100}{t} \cdot \frac{n}{1-n} \cdot \log. \text{ nat. } \frac{V'_0}{V'_t} \right].$$

Bei guter Isolation kann man das eingeklammerte Korrektionsglied ganz außer Betracht lassen. Die Konstante n , die mit Schutzzylinder ungefähr 0,4 ist, wird folgendermaßen bestimmt: Man ladet in das Elektroskop allein eine Elektrizitätsmenge, liest deren Spannung V_1 ab und setzt dann mit einem isolierten Stab den Zerstreungskörper auf. Die neue kleinere Spannung V_2 wird ebenfalls abgelesen. Das Verhältnis der beiden Spannungen $\frac{V_2}{V_1}$ gibt das n .

Mit diesem Elster und Geitelschen Zerstreungsapparat erhält man einen Abfall im Elektroskop sowohl bei positiver wie negativer Ladung des Zerstreungskörpers. Die positive Zerstreung bezeichneten Elster und Geitel mit a_+ , die negative mit a_- , das Verhältnis beider mit $q = \frac{a_-}{a_+}$. Im Raum zwischen Zerstreungszylinder und Schutzzylinder besteht ein allerdings nicht regelmäßiges Kraftfeld, in dem die elektrischen Ladungen in Richtung der Kraftlinien wandern müssen. Solche elektrischen Ladungen sind nun nach Elster und Geitel stets in der uns umgebenden Luft vorhanden. Bei posi-

tiv geladenem Zerstreuungskörper (a_+) werden die negativen Teilchen der Luft angezogen, die positiven abgestoßen. Durch die heranwandernden —Teilchen wird die +Ladung des Zerstreuungszyinders allmählich aufgehoben, die +Teilchen der Luft entladen sich am Schutzzyinder, und ihre Ladung geht zur Erde. Der Vorgang ist also gerade umgekehrt, wie man früher angenommen hat: Die Ladung entweicht nicht etwa in die Luft, sondern die elektrische Luft neutralisiert die Ladung.

Elster und Geitel nannten die elektrischen Teilchen der Luft „Ionen“. Weil aber die Analogie mit den Ionen der Elektrolyse nicht in allen Punkten zutrifft, tut man wohl besser daran, sie nach dem Vorbilde englischer Physiker als „Elektrizitätsträger“ oder kurz „Träger“ zu bezeichnen; Träger deswegen, weil sie offenbar nicht als reine Elektrizität, wie in den Quanten der Kathodenstrahlen, in der Atmosphäre sind, sondern an etwas Körperliches gebunden, das die Elektrizitätsladung trägt.

Mit dem Elster und Geitelschen Apparat sind in den verschiedensten Teilen der Erde Messungen des a_+ und a_- angestellt worden. In der Tabelle 2 sind einige solche Reihen zusammengestellt worden, die sich auf mindestens

Tabelle 2.

Mittelwerte der Elektrizitätszerstreuung
(Prozente der Gesamtladung in der Minute.)

Beobachter	Meßort	a_-	a_+	q
Elster und Geitel	Wolfenbüttel . .	1,34	1,26	1,06
Zölß	Kremsmünster .	1,43	1,26	1,13
Mazelle	Triest	0,60	0,55	1,09
Chree	Kew	0,80	0,54	1,47
Simpson	Karasjok	3,82	3,33	1,15
Rouch	Petermann-Insel	2,57	1,59	1,62

ein Jahr beziehen. In der Norddeutschen Tiefebene ist a_+ und a_- , wie schon Li nß gezeigt hatte, ungefähr gleich 1, q gleich 1,1, d. h., die negative Zerstreuung, die durch die positiven Ladungen der Luft verursacht wird, überwiegt meistens und im Mittel die positive Zerstreuung.

Auf Bergspitzen findet man a -Werte, die bis auf 20, q -Werte, die bis auf 15 in die Höhe gehen. Diese hohen Werte sind auf das starke Feld zurückzuführen, das an den Bergen besteht. Die Messungen können also als ein fernerer Beweis für die negative Ladung der Erde angesehen werden. Bestimmt man die Elektrizitätszerstreuung im Gebirge an Stellen, wo kein starkes Erdfeld besteht, also etwa unter einem Felsen, so findet man ein a_- , das wenig von dem a_+ abweicht, also ein normales q . Die jährliche und tägliche Schwankung der Zerstreuung sowie die Beziehungen zum Wetter sind ähnlich wie beim elektrischen Leitvermögen (S. 58).

Lüdeling hat 1904 eine Vorrichtung zum Registrieren der Zerstreuung mit dem Benndorfelektrometer angegeben.

2. Das elektrische Leitvermögen der Luft.

Allgemeine Gesetze. Der Hauptnachteil der Zerstreuungsmessungen ist, daß sie nur relative Werte geben. Dazu kommt nun aber noch, daß sie nicht nach einem gleichmäßigen Abfallgesetz erhalten werden. Die Luft zwischen Zerstreuungskörper und oben geschlossenem Schutzzylinder ruht in gewissem Grade, die elektrischen Ladungen in ihr können sich erschöpfen, nur stärkerer Wind kann sie von unten erneuern. Daraus folgt ein nicht beabsichtigter Einfluß der Windstärke. In der Tat lassen fast alle Zerstreuungsmessungen eine deutliche Zunahme der Werte mit wachsendem Wind erkennen. Das Be-

streben mußte daher dahin gehen, Meßvorrichtungen zu bauen, die diese Fehler vermeiden und absolute Werte geben. Schon 1901 hat Ebert mit seinem Aspirationsapparat (vgl. S. 65) diesen Weg beschritten. Riecke zeigte 1903, daß für eine frei aufgehängte Metallkugel, die der Einwirkung des Erdfeldes entzogen ist und sich in bewegter Luft befindet, das Coulombsche Gesetz, Gleichung (5) S. 44, gilt, vorausgesetzt, daß immer nur ein Teil der Luftladungen abgefangen wird, daß also die in den Leiter geladene Elektrizitätsmenge E oder deren Spannung V nicht zu groß ist. In diesem Fall wird für einen verhältnismäßig kleinen Zerstreuungskörper, der ringsum von der Luft umspült ist, $a = 4 \pi \lambda$, wo λ das elektrische Leitvermögen der Luft ist. Schering (1904) benutzte außer der Kugel als Zerstreuungskörper einen dünnen langen Kupferdraht. Swann (1914) hat nachgewiesen, daß das Gesetz

$$-\frac{dV}{dt} = 4 \pi \lambda \cdot V \quad (8)$$

allgemein für jeden Zerstreuungskörper in irgendwie bewegter Luft gilt. Nur für den Fall der ruhenden Luft oder bei zu kleiner Windgeschwindigkeit, wo sich in der Nähe des Zerstreuungskörpers freie Ladungen anhäufen können, sind die Formeln nicht anwendbar.

Das Leitvermögen λ setzt sich, ähnlich wie im Elektrolyten, aus positiver und negativer Leitfähigkeit zusammen:

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_- .$$

Das einzelne λ ist proportional einmal der spezifischen Ladung ε der einzelnen Träger, ferner der Anzahl n der Träger in ccm und der Wanderungsgeschwindigkeit v der einzelnen Träger:

$$\begin{aligned}\lambda_+ &= \varepsilon \cdot n_+ \cdot v_+ \\ \lambda_- &= \varepsilon \cdot n_- \cdot v_- \\ \lambda &= \varepsilon \cdot \Sigma (n_+ v_+ + n_- v_-). \quad (9)\end{aligned}$$

Ferner sei wieder

$$q = \frac{\lambda_+}{\lambda_-} 1).$$

Messungen des Leitvermögens. Kähler richtete im Jahre 1909 in Potsdam eine Registrierung beider Vorzeichen der Leitfähigkeit λ_+ und λ_- mit Schering'schem Zerstreungsdraht ein. Es wurden zwei 20 m lange geschwärzte Kupferdrähte verwandt, die in 50 cm Entfernung von ebenfalls geschwärztem, geerdetem Drahtnetz umgeben waren. Bei Spannungen kleiner als 300 Volt läßt sich dann das Coulombsche Gesetz anwenden. Beide Drähte wurden durch eine Benndorf-Elektrometer-Uhr alle 10 Minuten aufgeladen, der eine Draht auf +200, der zweite auf -200 Volt. Der Abfall dieser Anfangsspannung wurde von je einem Benndorf-Elektrometer registriert. Dann ist

$$\lambda_+ \text{ oder } \lambda_- = \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{Z+C}{Z} \cdot \frac{1}{t} \log. \text{ nat. } \frac{V_0}{V_t},$$

wobei

$$Z = \frac{1}{2} \frac{l}{\log. \text{ nat. } \frac{R}{r}}$$

die Kapazität des Zerstreungsdrahtes ist, dessen Länge l und Radius r sei. R ist die Entfernung zwischen Draht und Netz, C die Kapazität aller an den Draht angeschlossenen Teile, der Isolationsstücke und des Elektrometers.

¹⁾ Zu beachten ist, daß die Vorzeichen bei λ umgekehrt gewählt sind als bei a.

Zu dem so erhaltenen, bisher zweijährigen Potsdamer Registriermaterial kommt eine einjährige Reihe von Davos (1910), wo Dorno nach derselben Methode ebenfalls λ_+ und λ_- gesondert registrierte.

Nun hat Swann (1914) nachgewiesen, daß durch das zur Erde abgeleitete Drahtnetz unter Umständen eine große Fälschung eintreten kann. Wenn ein leitender Körper im Erdfeld geerdet ist, so bedeutet das nicht, daß er ohne Ladung ist. Er muß im Gegenteil, um die Ladung Null der Erde anzunehmen, sich gegen das Potentialgefälle bei gutem Wetter negativ aufladen. Beispielsweise muß ein in 1 m Höhe über dem Erdboden gespannter Draht in einem Feld von +100 Volt/m die Ladung -100 Volt haben. Unter Umständen kann in freiem Erdfeld bei geringen Windgeschwindigkeiten durch die Influenzwirkung des negativ geladenen Drahtnetzes auf die eintretenden Träger der Luft ein scheinbares Leitvermögen gemessen werden, das nur halb so groß ist als das wirkliche. In Davos ist der Fehler durch Abschirmvorrichtungen ganz vermieden, auch in Potsdam, wo in einer Waldlichtung gemessen wird, ist das Potentialgefälle stets klein. Am besten wird danach das Leitvermögen an einem Orte gemessen, wo kein Erdfeld, aber freie Luftströmung vorhanden ist. Man kann diesen Fall angenähert mit dem Elster und Geitelschen Zerstreungsapparat nachahmen, indem man ihn in einer Laube oder einem Zelt aufstellt und den Schutzzylinder fortläßt. Die so erhaltenen Zerstreungskoeffizienten, die ungefähr drei- bis viermal so groß sind als die mit Schutzzylinder, kann man durch einen konstanten Faktor, nach v. Schweidler

$$4,5 \cdot 10^{-3} \frac{1}{V} \frac{dV}{dt},$$

wo $\frac{dV}{dt}$ die Änderung der Spannung $\frac{\text{Volt}}{\text{min}}$ bedeutet, in absolute Leitfähigkeitswerte umwandeln.

Auf dem Grundsatz, daß einem durchgesaugten Luftstrom nur ein Teil seiner Träger durch ein künstliches Feld entzogen wird, beruht der 1904 von Gerdien gebaute Leitfähigkeitsmeßapparat, mit dem seitdem in allen Erdteilen Messungen, meistens allerdings kürzere Reihen, ausgeführt worden sind. Der Gerdienapparat hat als Zerstreungskörper einen dicken Stab von 25 cm Länge und 1,5 cm Durchmesser, der auf ein Exnersches Elektroskop oder ein Fadenelektrometer gesetzt ist. In etwa 8 cm Abstand von dem Stab umgibt ihn geschwärztes Magnaliumblech von 56 cm Länge, das sich an der Stelle, wo die Luft eintritt, trichterförmig erweitert. Mittels einer Kurbel wird durch den Beobachter oder durch einen kleinen Motor während der ganzen Messung ein Ventilator betätigt und so dauernd ein Luftstrom, dessen Menge und Geschwindigkeit nicht bekannt zu sein braucht, am Zerstreungskörper vorbeigesaugt. Dann berechnet sich λ_+ oder λ_- nach der Formel

$$\lambda = \frac{1}{t} \log. \text{ nat.} \frac{V_0}{V_t} \cdot \frac{C}{4\pi \cdot C'}$$

C ist dabei die Gesamtkapazität des isolierten Systems, einschließlich des Elektroskops, C' die Kapazität der Teile, die von Trägern umspült werden. $\frac{C}{4\pi C'}$, die Apparatkonstante, ist etwa 0,2.

Die Wirkungsweise des Gerdienschen Apparates ist von Swan n und Hewlett (1914/15) sehr gründlich untersucht worden. Danach soll beim Beobachten die an den

Zerstreuungsstab gelegte Spannung nicht über 60 Volt steigen, weil sonst λ zu klein ausfallen würde. Bei einem auf einem Tisch oder Sockel in freier Luft stehenden Apparat darf das Potentialgefälle nicht über 100 Volt/m anwachsen, sonst fällt wegen der Influenzwirkung des Erdfeldes auf das Magnaliumblech λ_- zu klein, q daher zu groß aus. Bei hohem Potentialgefälle kann man sich helfen, indem man den Apparat, statt ihn zu erden, isoliert aufstellt und durch einen kleinen Tropfkollektor dauernd die Ladungen entfernt. Ohne den Trichter ergab sich ein um 13% kleinerer Wert als mit dem Trichter. Der Hauptfehler entsteht dadurch, daß das künstliche Feld im Apparat sehr unregelmäßig ist und daher die angewandten Formeln nicht zutreffen. Vor allem darf die Kapazität C' des Kondensators nicht aus den Maßen berechnet, sondern muß ebenso wie C durch Versuch bestimmt werden. Die berechneten C' geben λ -Werte, die mehr als 20% zu hoch ausfallen. Die bei gleichzeitigen Messungen zwischen der Scheringschen und der Gerdienschen Methode gefundenen Abweichungen von 20 bis 30% erklären sich wahrscheinlich aus diesem Fehler. Bei negativer Ladung der Achse schlagen sich außer den gewöhnlichen Elektrizitätsträgern auch die positiv geladenen radioaktiven Induktionen (S. 96) auf ihr nieder. Bei positiver Ladung der Achse gehen sie an die Röhrenwand, wo sie aber eine viel kleinere Dichte besitzen und deswegen ziemlich unwirksam sind. Dadurch wird λ_+ und damit q um mehr als 5% zu hoch.

Swann hat 1918 die Leitfähigkeit mit einem dem Gerdienschen ähnlichen Apparat mittels eines Quadrantelektrometers photographisch registriert. Den durch die radioaktiven Induktionen entstehenden Fehler hat er vermieden, indem er einen zweiten Kondensator vor-

schaltete, der alle Stunde einmal kurze Zeit auf 250 Volt (gegen 100 Volt im Hauptkondensator) aufgeladen wurde. Dadurch wird der Hauptteil der leichtbeweglichen Träger im Vorschaltkondensator abgefangen; aus dem kleinen Ausschlag, der im Hauptkondensator verbleibt, läßt sich die Wirkung der Induktionen berechnen. Gleichzeitig kann man so Schlüsse auf die Trägerbeweglichkeit ziehen (S. 72).

Absolute Werte des Leitvermögens. Der Mittelwert an den normalen Tagen war in Potsdam (80 m Seehöhe):

$$\begin{aligned} \lambda_+ &= 0,51, \quad \lambda = 0,95 \times 10^{-4} \text{ E. S. E.}, \quad q = \frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1,16, \\ \lambda_- &= 0,44, \end{aligned}$$

in Davos (1600 m Seehöhe):

$$\begin{aligned} \lambda_+ &= 1,47, \quad \lambda = 2,77 \times 10^{-4} \text{ E. S. E.}, \quad q = 1,13. \\ \lambda_- &= 1,30, \end{aligned}$$

Die Leitfähigkeit ist also in der reinen Davoser Höhenluft ungefähr dreimal so groß als in Potsdam, während q annähernd gleich bleibt. Einzelwerte des λ erreichen in Davos 8 bis $9 \cdot 10^{-4}$, in Potsdam 2 bis $3 \cdot 10^{-4}$. Die tiefsten gehen bis nahe Null herunter, in Potsdam bis auf $0,08 \cdot 10^{-4}$.

Die Tabelle 3 enthält die wichtigsten Beobachtungsergebnisse, die mit dem Gerdienapparat erhalten worden sind. Meistens ist, so auf den „Carnegie“-fahrten, täglich zur selben Zeit, 2 Uhr nachmittags oder 10 Uhr vormittags, abgelesen worden. Die größten absoluten Werte erhält man in den Polargebieten, wo die Luft am klarsten und wasserdampfärmsten ist. Hier wird auch das q am höchsten. Die Ozeanwerte sind ebenfalls recht groß und durchaus nicht kleiner als die Landwerte. q ist über den großen Wasserflächen, wahrscheinlich wegen der

Lenardwirkung des Salzwassers, etwas höher als über dem Festland.

Tabelle 3.

Messungen des Leitvermögens mit dem Gerdien-Apparat.

Beobachter	Meßort	λ 10^{-4} E.S.E.	q
Gerdien	Göttingen	2,2	1,02
v. Schweidler	Seeham (Salzburg)	2,8	1,02
Huber	Altdorf (Schweiz)	2,2	1,04
Berndt	Buenos Aires	1,0	1,0
Kohlrausch	Portoriko	3,7	1,02
Angenheister	Samoa	4,5	1,04
Ansel	Island	3,0	1,2
Wegener	Grönland	5,3	1,28
Rouch	Antarktis (Petermann-Insel)	4,2	1,6
Kohlrausch	Atl. Ozean	2,1	1,14
Dike	Stiller Ozean	3,0	1,12
Kidson	Atl. Ozean	3,2	1,21
Johnston	Stiller Ozean	2,5	1,24
Johnston	Atlantischer Ozean	3,5	1,21
Swann	Still. Ozean 1915/16	2,6	1,23
Swann	Still. Ozean 1916/17	2,4	1,23

Die jährliche Schwankung des Leitvermögens ist der des Potentialgefälles entgegengesetzt. In Mitteleuropa treten also die Höchstwerte ein im Juni und die Tiefstwerte im Januar. Im Südpolargebiet (Petermann-Insel) fand sich das Maximum ebenfalls im Juni, das Minimum im März. Ebenso wie beim Potentialgefälle ist also auch bei der Leitfähigkeit der jährliche Gang nahe dem Südpol anders, als man erwarten sollte. Dagegen erhielt Wegener in Grönland die höchsten Werte im August bis Oktober, die tiefsten im Mai (der Winter fehlt).

Die tägliche Schwankung des Leitvermögens ist in der Norddeutschen Tiefebene, wie die Fig. 11 zeigt, in den einzelnen Monaten recht verschieden. Doch ist zu beachten, daß sich die Kurven nur auf ein Jahr beziehen, im Gegensatz zu Fig. 5 vom Potentialgefälle, der fünfjährige Mittel zugrunde liegen. Im Winter besteht ungefähr eine einfache Periode mit einem Höchstwert 4 Uhr morgens und einem Tiefstwert nachmittags. Im Sommer ergibt sich eine doppelte, mitunter auch eine dreifache Schwankung, die aber fast stets das Hauptmaximum frühmorgens beibehält. Vergleicht man diese Kurven mit den gleichzeitigen des Potentialgefälles, so findet man entgegengesetzten Gang in der Nacht und in den Vormittagsstunden, während vor allem in den Mittags- und Nachmittagsstunden diese Gesetzmäßigkeit aufhört.

In Davos dagegen ist der tägliche Gang das ganze Jahr hindurch derselbe; es findet sich stets ein ausgeprägter Höchstwert 4 Uhr morgens mit darauffolgendem Tiefstwert 9 Uhr vormittags. Auch über dem Ozean ergaben sich bei einigen auf der „Carnegie“ angestellten 24stündigen Messungen nachts höhere Werte als am Tage. Die Ursache dieser einfachen täglichen Schwankung ist sicherlich die Sonne. Daher ist auch im reinen und sonnenreichen Davos die mittlere tägliche Schwankung etwa viermal so groß als in Potsdam. Der Sonneneinfluß auf die staub- und dunstreichen Luftschichten in der Tiefebene ergibt vor allem in der wärmeren Jahreszeit die doppelte und zum Teil dreifache Periode, die oft örtlich sehr verschieden sein kann. Auf einem Berggipfel und in der freien Atmosphäre werden die tiefsten Werte des Leitvermögens wahrscheinlich bald nach Mittag eintreten.

Die Größe q hat in Potsdam die höchsten Werte im Winter (Januar 1,3), also zur Zeit des größten Potential-

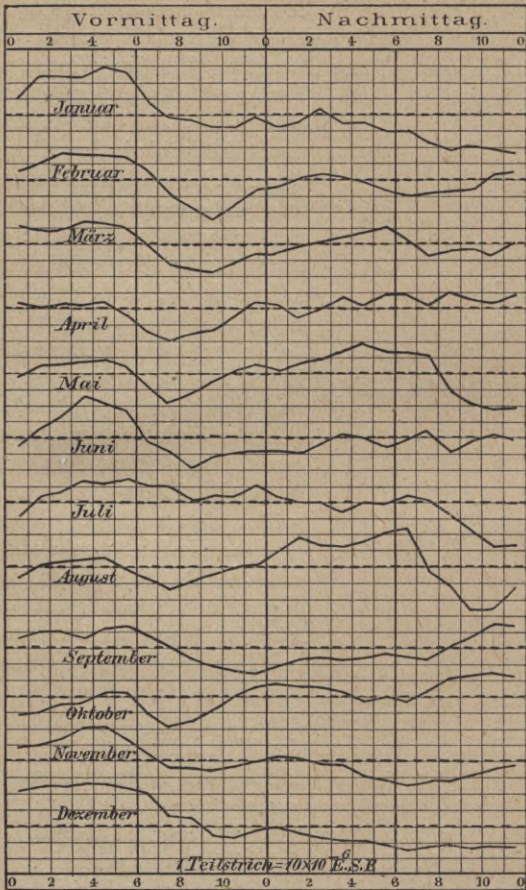


Fig. 11. Täglicher Gang des gesamten Leitvermögens in Potsdam 1901—11 (Kähler).

gefälles, die tiefsten im Sommer (Juni bis August 1,1). Von dem größeren positiven Überschuß rührt wahrscheinlich das größere Potentialgefälle im Winter her.

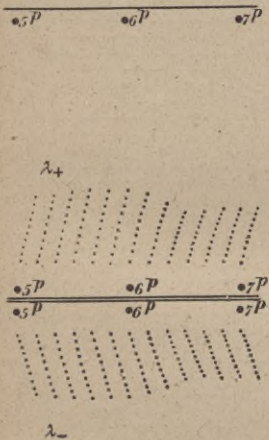


Fig. 12. Ruhige Kurven des positiven und negativen Leitvermögens zu Potsdam. (Gleichzeitiges Potentialgefälle s. Fig. 6, S. 31.)

Ferner ist q schon im Winter, aber vor allem im Sommer nachts höher als in den Mittagsstunden. Diese tägliche Schwankung des q ergibt also denselben Einfluß wie die jährliche: mit zunehmendem Sonnenschein Abnahme des q , d. h. durch die Sonnenstrahlen werden am Erdboden entweder mehr negative Elektrizitätsträger erzeugt oder positive entfernt. Wahrscheinlicher erscheint das erstere. Bei den Messungen auf dem Ozean war q ebenfalls nachts deutlich größer als am Tage.

Der Einfluß des Wetters auf die Leitfähigkeit ist im allgemeinen recht groß. Die höchsten Werte von λ treten ein bei klarem Wetter, die kleinsten bei starkem Dunst. Im allgemeinen entspricht einem großen Wert im Potentialgefälle ein kleiner im Leitvermögen und

umgekehrt. Doch gibt es von dieser Regel viele Ausnahmen. So können z. B., während sich V' gar nicht ändert, beide λ für $1/4$ bis $1/2$ Stunde auf die Hälfte des vorherigen und nachherigen Wertes heruntergehen. Es handelt sich offenbar um Anlagerung von Wasserdampf an beide Elektri-

zitätsträger, wodurch λ ruckweise geringer wird, ohne daß V' sich ändert. Der umgekehrte Fall, daß V' schwankt, ohne daß λ Änderungen zeigt, ist häufiger. Vor allem wirken mit dem Winde ziehende Rauch- und Dunstschichten, die sich im Gefälle durch eine kurze Erhöhung bemerkbar machen, meistens auf das Leitvermögen nicht ein. Die Elektrizitätsträger der Dunst- und Rauchschicht sind so unbeweglich, daß sie zum größten Teile λ nicht beeinflussen. Auf das Potentialgefälle sind sie aber von Einfluß wegen ihrer elektrischen Ladung. Solche schwerbeweglichen Träger entstehen auch durch Staubwirkung. Es kann dann stundenlang negatives Potentialgefälle herrschen, ohne daß sich die Leitfähigkeit merklich ändert. Auch im Nebel und unter einer tiefen Wolkendecke muß es sich größtenteils um Vorgänge an schwerbeweglichen Trägern handeln. Während das Gefälle meistens starke Sprünge zeigt, sind die λ -Werte bei Nebel gleichmäßig gering. Das Einsetzen des Nebels ist vielfach mit einer ruckweisen Abnahme des Leitvermögens verbunden.

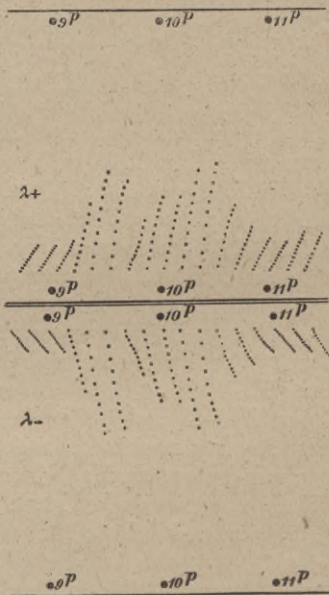


Fig. 13. Positives und negatives Leitvermögen der Luft bei starkem Dunst (Potsdam).

Schon Elster und Geitel wiesen im Jahre 1900 darauf hin, daß die positiven und negativen Träger im Nebel steckenbleiben müssen. Bei Bodennebel z. B. werden die positiven an der oberen Grenze, die negativen aber nahe dem Boden in ihrer Bewegung durch den Nebel gehemmt. Das Gefälle muß also steigen. Bisweilen weist λ bei Nebel auch große Schwankungen auf. Noch häufiger tritt das bei starkem Dunst ein, wo λ innerhalb weniger Minuten Änderungen von mehreren hundert Prozenten zeigen kann (siehe Fig. 13).

Die Zahl q ist am größten bei Nebel und Dunst, wo ja auch das Potentialgefälle hoch ist. q geht hier bis zu 1,7 und 1,8. Die tiefsten Werte, die aber nicht viel unter 1,0 gehen, treten, abgesehen von Staub- und Regenstörungen, an heiteren Mittagen im Sommer und an den Stratustagen im Winter ein. Abnorme Werte von q beobachtet man vor Böen und Gewittern. Hin und wieder zwar bleiben große Ausschläge im Potentialgefälle ohne jeden Einfluß auf beide Vorzeichen der Leitfähigkeit. Hier handelt es sich also wohl um Influenzwirkung der heranziehenden, stark geladenen Wolken auf das Erdfeld. Häufig aber nimmt bei stark steigendem Gefälle λ_- ab, d. h. q zu und bei stark negativem Gefälle λ_+ ab oder λ_- zu, d. h. q ab. Auf diese Weise können Werte von q erreicht werden, die bis über 3 und bis unter 0,4 gehen. Bei Föhn ist die Leitfähigkeit stets sehr groß.

Erwähnt seien noch Versuche von Dorno in Davos, der eine Zeitlang die Leitfähigkeit der Zimmerluft registrierte. Er fand bei geschlossenem Fenster ein Ansteigen von λ einige Stunden lang, was offenbar auf die radioaktive Strahlung der Wände zu schieben ist. Beim Öffnen der Fenster fiel λ unmittelbar. Bei offenem Fenster hat man denselben Tagesgang wie drau-

ßen, auch bei geschlossenem bleibt er angedeutet. So sind z. B. die absoluten Werte bei Föhn auch im Zimmer größer. Die starken Schwankungen vor Gewittern erstreckten sich bis in das Innere des Hauses hinein, so daß also empfindliche Menschen diese starken Änderungen des Gefälles und der Raumladungen auch im Innern der Häuser spüren müssen.

3. Anzahl und Geschwindigkeiten der Elektrizitätsträger.

Größe des elektrischen Elementarquantums ϵ . Die Leitfähigkeit ist das Produkt der drei Größen $\epsilon \cdot n \cdot v$. ϵ , die spezifische Ladung eines jeden Elektrizitätsträgers, ist im Laboratorium zuerst von J. J. Thomson bestimmt worden, der 1901 $\epsilon = 3,4 \cdot 10^{-10}$ E. S. E. fand, eine Zahl, die den meisten Berechnungen bis 1911 zugrunde gelegt worden ist. Neuere Messungsreihen von Millikan lieferten 1910 den Wert $4,9 \cdot 10^{-10}$, 1912 $4,65 \cdot 10^{-10}$, 1913—1916 $4,77 \cdot 10^{-10}$ E. S. E. Natürlich müssen die älteren luftelektrischen Beobachtungen, bei denen das kleinere ϵ verwandt wurde, umgerechnet werden, um mit den späteren vergleichbar zu werden. Es sei an dieser Stelle wenigstens darauf hingewiesen, daß eine namhafte Schule in der Physik (Ehrenhaft) andere Grundanschauungen über die Zusammensetzung der Elektrizität vertritt und in zahlreichen Versuchen das Vorkommen sehr viel kleinerer Ladungen als $4,8 \cdot 10^{-10}$ nachgewiesen zu haben glaubt.

Die Anzahl der Elektrizitätsträger. Da wir ϵ als konstant annehmen, bleibt als das Veränderliche in λ die Größe $n \cdot v$. Die Kenntnis von Anzahl und Beweglichkeit ist von großer Wichtigkeit für die Luftelektrizität, ja sie ist unter Umständen der Kenntnis des λ vor-

zuziehen, weil sie genauere Einblicke in die Vorgänge gewährt.

Ebensowenig wie die negative Erdladung kann sich die Ladung in der Luft konstant erhalten. Es muß eine stete Wiedervereinigung („Molisierung“) der Träger vor sich gehen, denen eine dauernde Neuerzeugung gegenübersteht. Als „Ionisierungsstärke“ q_J bezeichnet man die Anzahl der in der Zeiteinheit neugebildeten Trägerpaare. Für die Abnahme der Trägerzahl gilt die Beziehung

$$-\frac{dn}{dt} = \alpha \cdot n_+ \cdot n_-,$$

wobei α Koeffizient der Wiedervereinigung genannt wird. Es bildet sich in der Luft bald ein Gleichgewicht heraus, so daß ebensoviel Träger entstehen wie verschwinden, d. h. es wird

$$q_J = \frac{dn}{dt} = -\alpha n^2,$$

wenn die Anzahl beider Trägersorten als gleich angenommen wird ($n_+ = n_-$). In der freien Atmosphäre ist α etwa gleich 2 bis $3 \cdot 10^{-6}$ gefunden worden. Ist also $n = 700$, so wird $q_J = 1,2$ in der Sekunde und im ccm neu gebildete Trägerpaare. Für $n = 920$ wird $q_J = 1,8$. α ist aber nicht konstant. Nach Gockel verhalten sich die Wiedervereinigungskoeffizienten bei verschiedenem Wetter etwa umgekehrt wie die Trägerzahlen. α ist also bei Dunst und starker Bewölkung am größten, bei klarem Wetter, vor allem bei Föhn, am kleinsten. v. Schweidler (1918) zeigte, daß die aus der bisherigen Meßweise von α in freier Luft berechneten q_J kaum ausreichen, um den Anteil der Radiumemanation

(S. 116) an der Ionisierung der Luft zu erklären. Weil dazu noch die Anteile des Thoriums und des Bodens, sowie vor allem die durchdringende Strahlung kommen, müßte das wirkliche q_J viel größer sein. Bei einer Neubestimmung des α , indem er den Trägergehalt eines Hohlraums durch rasche Entionisierung mittels eines starken Feldes maß, fand v. Schweidler $29 \cdot 10^{-6}$, also etwa den zehnfachen Wert. Dieses α würde für ein $q_J = 1,2$ nur ein n von 200 (statt 700) ergeben.

Der Ebertsche Aspirationsapparat. Um n zu bestimmen, baute Ebert 1901 den nach ihm benannten Aspirationsapparat („Ionenzähler“), der allerdings nicht n , sondern die Größe $n \cdot \varepsilon$, oft „Ionendichte“ genannt, mißt. n läßt sich aber mit Hilfe des als konstant angenommenen ε berechnen. Der Apparat hat in seiner älteren Form einen dünnen, etwa 30 cm langen wagerechten Metallstab als Zerstreungskörper, der auf etwa 200 Volt geladen wird. Neuerdings (s. Fig. 14) stellt man ihn senkrecht auf und benützt nicht mehr ein Exnersches Elektroskop, sondern ein Wulfsches Zweifaden-elektrometer. Der Metallstab befindet sich in der Achse eines Hohlzylinders von etwa 3 cm Weite, der beim Versuch ebenso wie das Gehäuse des Elektrometers zur Erde abgeleitet wird. In dieses axiale Feld („Cylinderkondensator“) wird nun durch einen am unteren Ende fest eingebauten Ventilator, der durch einen Aspirator getrieben wird, eine meßbare Luftmenge („Fördermenge“) gesaugt. Um einen merklichen Abfall im Elektroskop zu erzeugen, ist eine Aspiration von etwa 10 Minuten notwendig. Bei den angewandten Spannungen herrscht ganz gesättigter Strom, d. h. es werden alle zwischen Achse und Wand befindlichen Träger entladen. Aus der Anfangs- und Schlußspannung V_0 und V_t , der Fördermenge M , der

Zeit t , der zu messenden Kapazität C des Kondensators ergibt sich die abgegebene Ladung E

$$E = n \cdot \varepsilon = \frac{C (V_0 - V_t)}{M \cdot 300 \cdot t} \text{ E. S. E.},$$

wenn V in Volt $= \frac{1}{300}$ E. S. E. gemessen wird. Man erhält ein doppeltes E , bei negativer Ladung der Achse E_+ , bei positiver E_- , woraus sich wieder ein $Q = \frac{E_+}{E_-} = \frac{n_+}{n_-}$ bilden läßt. Manchmal wird auch $E_+ - E_-$ als Maß für den Überschuß eines Vorzeichens benützt.

Auch die mittlere Geschwindigkeit v der Träger läßt sich nach Mache wenigstens angenähert mit dem Ebertschen Apparat bestimmen. Man setzt zu diesem Zweck, nachdem zuerst der Ladungsverlust V_1 der durchgesaugten Luft bestimmt ist, einen kleinen Zusatzkondensator von der Länge l , den Radien R und r , den sog. Mache-Kondensator, an den Apparat an und ladet diesen Hilfskondensator mit einer Hilfsbatterie auf etwa $V_h = 15$ Volt auf. In dem Vorschaltkondensator wird der Luft nur ein Teil der Ladung entzogen (und zwar $\lambda = \varepsilon \cdot n \cdot v$), der neue kleinere Ladungsverlust V_2 wird im Hauptapparat gemessen. Dann ist

$$v = \frac{M \cdot \log. \text{ nat. } \frac{R}{r}}{2\pi \cdot l \cdot V_h \cdot \frac{V_1}{V_1 - V_2} \cdot t}.$$

Doch ist die Genauigkeit dieser Messung nicht groß. Außerdem erfordern die vier Beobachtungen für beide Vorzeichen eine zu lange Zeit, als daß E und λ konstant blieben.

Beim Ebertschen Apparat können dieselben Fehlerquellen auftreten wie beim Gardienschens. In der senkrechten Form, ohne die in Fig. 14 sichtbare, oben aufgesetzte Schutzkappe, findet, wenn der Apparat in freiem Erdfeld benutzt wird, eine starke Influenzwirkung des Potentialgefälles auf den Außenzylinder und damit auf die eintretenden negativen Träger statt. Dadurch kann nach Swann n_- um 26% zu klein ausfallen, während n_+ unbeeinflusst bleibt. Nichols hat jedoch gezeigt, daß mit der Schutzkappe auch bei hohem Gefälle der Fehler vermieden wird. Swann hat die Meßzeit ganz erheblich abgekürzt, indem er statt des Stabes den Außenzylinder auf 200 Volt auflud und das Heranwandern der Träger an den ungeladenen Stab mit einem empfindlichen Einfadenelektrometer maß. Zum Schutz des geladenen Außenzylinders ist dann eng um ihn herum ein weiterer, zur Erde abgeleiteter angebracht, der oben einen die Träger ungehindert eintreten lassenden Endaufsatz trägt. Der durch die radioaktiven Induktionen verursachte Fehler ist beim Ebertschen Apparat kleiner als beim Gardienschens. Das Feld im Ebert ist

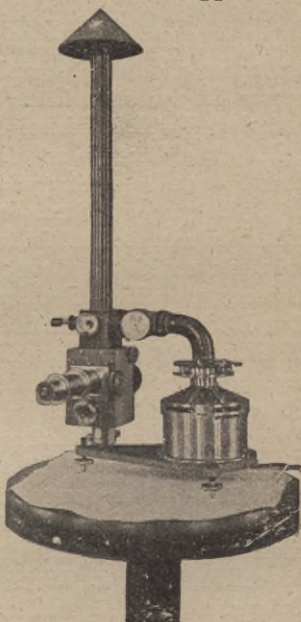


Fig. 14. Ebertscher Aspirations-
apparat mit Wulf-Elektrometer.

gleichmäßiger, trotzdem wird auch hier C besser durch Versuch bestimmt und nicht berechnet.

In der Nähe des Erdbodens bleibt die mit dem Ebert-Apparat gemessene Trägerzahl n stark vom Potentialgefälle abhängig. Außerdem wirkt jeder Gegenstand, z. B. jeder Baum, durch den die Luft vorher gestrichen ist, mehr oder weniger auf n ein. Deswegen wäre am besten, in etwa 20 m Höhe über dem Boden zu beobachten; doch hat beispielsweise ein Turm wieder den Nachteil, daß auf ihm die negativen Träger gegen das starke Erdfeld zum Apparat gesaugt werden müssen.

Zu betonen ist aber noch, daß der Ebert-Apparat nur die leichtbeweglichen Elektrizitätsträger zählt. Von den schwerbeweglichen gelangt nur derjenige Teil an die Achse, der in ihrer Nachbarschaft in das Feld eintritt. Durch diese sich ebenfalls entladenden Träger wird also die Anzahl der leichtbeweglichen zu groß ausfallen. Dieser Fehler wird nur dann zu vernachlässigen sein, wenn Träger von mittlerer Beweglichkeit nicht vorhanden sind (vgl. S. 71). Nach Gockel werden die Träger von der Beweglichkeit 0,4 cm/sec. noch in großer Zahl abgefangen.

Beobachtungsergebnisse des E und n . Die an vielen Orten der Erde ausgeführten Messungen geben uns einen ungefähren Überblick über die Menge der leichtbeweglichen Träger. Die Tabelle 4 enthält die mittleren Trägerdichten, Trägerzahlen, sowie das Q von einigen Meßorten. E ist das Mittel von E_+ und E_- , ebenso n von n_+ und n_- . E ist in der norddeutschen Tiefebene ungefähr gleich 0,2 bis 0,4 E. S. E. im cbm, n_+ und n_- also gleich 400 bis 800 im ccm, $Q = \frac{E_+}{E_-}$ etwa gleich 1,1 bis 1,2.

Ähnlich ist es in allen anderen Erdteilen. Auch auf den großen Wasserflächen der Erde wird das n kaum kleiner.

Tabelle 4.

Mittlere Trägerdichte, Trägerzahl und Überschub der positiven Träger.

Beobachter	Meßort	mittleres E	mittleres n	Q
Ebert	München	0,48	990	1,24
Gockel	Freiburg (Schw.) . .	0,30	620	1,36
Huber	Altdorf (Schw.) . .	0,40	820	1,10
Lüdeling	Swinemünde	0,25	520	1,27
Speranski	Moskau	0,32	670	1,13
Berndt	Buenos Aires	0,31	640	1,28
Simpson	Karasjok	0,36	740	1,15
Wright u. Smith	Manila	0,27	560	1,14
Wright u. Smith	Mt. Pauai (2500 m)	0,67	1390	1,5
Linke	Stiller Ozean	0,20	420	1,22
Eve	Atlantischer Ozean	0,30	620	1,24
Swann	Stiller Ozean	0,34	700	1,21
Swann	Subantarktis	0,32	670	1,23

Die lange Messungsreihe auf der vierten Fahrt der „Carnegie“, die sich über viele Monate im Stillen Ozean und in den südlichen Meeren erstreckte, ergab fast dieselben Mittelwerte wie an Land. Vielleicht ist das Q ein wenig größer. Höhere Werte des E finden sich auf Bergspitzen, in den Alpen bis 0,8; in den bolivischen Anden in 5000 m Höhe ist der Mittelwert 1,1, d. h. n etwa gleich 2000 im ccm. Auch das Q nimmt auf Bergen zu. Es ist das eine Wirkung des höheren Potentialgefälles. So fand Mercanton in Lausanne am Fuße eines auf einer Kuppe gelegenen Turmes ein Q von 0,7 bis 1,5, auf dem Turm selber gleichzeitig 1,7 bis 4,5. Bei starkem Wind wurden die Unterschiede zwischen oben und unten kleiner.

Der jährliche Gang des E und n zeigt ähnlich wie Zerstreung und Leitvermögen höhere Werte im Sommer

als im Winter. Der tägliche Gang scheint, soweit er bisher untersucht ist, ebenfalls ähnlich zu sein wie bei der Leitfähigkeit. In Kew trat bei gleichzeitigen Messungen bei λ der Höchstwert um 2 Uhr nachmittags, bei n schon um 11 Uhr vormittags ein. Auf dem Ozean war die Trägerzahl bei den Messungen von Berndt und Swann mittags oder kurz nach Mittag am höchsten, gegen Mitternacht am kleinsten.

Auch die Beziehung zum Wetter ist ganz ähnlich wie bei der Gesamtleitfähigkeit. Es ist das ein Beweis dafür, daß vor allem die leichtbeweglichen Elektrizitätsträger das Leitvermögen beeinflussen. Bei Nebel und Dunst ist E am kleinsten. Unmittelbar vor Böen und Gewittern treten ebenfalls oft recht hohe und unipolare Werte ein. In der Ebene gehen die E dann über 1,0 hinweg. Auf Bergspitzen besteht ein direkter Zusammenhang zwischen E und dem Staubgehalt der Luft. Je größer der Staubkerngehalt, um so geringer ist E . Daraus geht also wieder hervor, daß die leichtbeweglichen Träger sich an die Staubkerne anlagern. Da der Staubgehalt auf den Bergen sein Minimum frühmorgens, sein Maximum gegen 2 Uhr nachmittags hat, muß sich für den Gang des E und n genau das Umgekehrte ergeben, also eine einfache Periode mit den Höchstwerten frühmorgens und den tiefsten nachmittags.

Änderung der Leitfähigkeit und Trägerzahl mit der Höhe. Durch Messungen im Ballon ist von Gerdien und Wigand gezeigt worden, daß λ ebenso wie im Gebirge mit wachsender Höhe zunimmt. Auch hier finden sich in den untersten 1500 m wegen der dort lagernden Dunstschichten große Schwankungen, vor allem in Höhen über 3000 m tritt aber das Anwachsen sehr deutlich hervor. So wurde in 6000 m eine Gesamtleit-

fähigkeit von $20 \cdot 10^{-4}$ E. S. E. gefunden; in 9000 m von Wigan d 37×10^{-4} E. S. E., das 68fache des gleichzeitigen Wertes am Erdboden. Diese größere Leitfähigkeit ist wenigstens zum Teil verursacht durch eine Zunahme der Trägerzahl; denn auch die Messungen mit dem Ebertschen Apparat ergeben, wie schon Ebert selbst nachwies, eine Zunahme des E und n mit der Höhe. In 4000 bis 6000 m ist meistens E größer als 1 gefunden worden, also $n =$ über 2000 im ccm. Neuerdings hat Wigan d auch Messungen mit dem Ebertapparat in Flugzeugen ausgeführt.

Es ist anzunehmen, daß die obersten dünnen Atmosphärenschichten ebenfalls ein hohes Leitvermögen aufzuweisen haben. Man weiß ja aus Lenards Versuchen, daß die ultraviolette Sonnenstrahlung diese Schichten leitend macht. Dazu kommt wahrscheinlich noch eine starke Wirkung der durchdringenden Strahlung.

Das Leitvermögen dieser hohen atmosphärischen Schichten ist wahrscheinlich von großem Einfluß auf die Reichweite der drahtlosen Telegraphie, die wenigstens zum Teil durch Reflexion an diesen Schichten zustande kommt. Je größer die Ionisation ist, um so leichter werden sich die elektrischen Wellen fortpflanzen. Daher ist die Reichweite bei Nacht viel größer als am Tage. Charakteristisch ist eine plötzliche Abnahme der Lautstärke nach Sonnenaufgang. Etwas Ähnliches zeigt sich nach Sonnenuntergang. Auch ein Einfluß des Wetters ist vorhanden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß wir durch die drahtlose Telegraphie auf diese Weise noch weitere Aufschlüsse über das Leitvermögen der Luftschichten erhalten werden.

Messung der Wanderungsgeschwindigkeiten der Träger. Diese Messungen sind deswegen von großer Wichtigkeit, weil sie Schlüsse gestatten auf die Natur und

Zusammensetzung der Elektrizitätsträger. Man kann aus der gemessenen Geschwindigkeit v direkt die Masse des Trägers berechnen. Die praktische Einheit für v hat man folgendermaßen festgesetzt: Ein Träger hat die Wanderungsgeschwindigkeit $v = 1$, wenn er sich in der Sekunde 1 cm bewegt in einem Felde von 1 Volt/cm, also etwa zwischen zwei Platten in 1 cm Abstand, von denen die eine auf + 1 Volt geladen ist. Um v zu messen, kann man entweder einen solchen Plattenkondensator (Zeleny 1898) oder einen Zylinderkondensator (Kähler 1903) benutzen. Dieser gestattet ein bequemes Messen als jener. Die Bahnen, welche die Elektrizitätsträger in ihm beschreiben, sind annähernd Parabeln, die für die eine Trägersorte auf der Achse, für die andere an der Röhrenwand enden. Verändert man Spannung und Durchsauggeschwindigkeit, so kann man aus den Ausschlägen eines mit der Achse verbundenen Elektrometers die Wanderungsgeschwindigkeit der Träger berechnen.

Bei den vielen Bestimmungen der Beweglichkeiten, die nach diesen Methoden im Laboratorium in Luft und anderen Gasen ausgeführt wurden, ist als allgemeines Gesetz gefunden worden, daß die Geschwindigkeit der negativen Träger stets größer ist als die der positiven. Für Luft ergab sich so z. B. (Gerdien)

$$\begin{aligned} v_- &= 1,5 \text{ bis } 1,8 \text{ cm/sec für } 1 \text{ Volt/cm,} \\ v_+ &= 1,3 \text{ bis } 1,4 \quad ,, \quad ,, \quad 1 \quad ,, \quad . \end{aligned}$$

Auch die Bestimmungen mit dem Macheschen Zusatzkondensator liefern im Mittel etwa 1 cm/sec, und ebenfalls ein größeres $v_- \cdot \frac{v_-}{v_+}$ ist etwa 1,1. In Kew, nahe London, war v nur 0,5, auf der vierten Ozeanfahrt der „Carnegie“ ergab sich für beide v etwa 1,3.

Laboratoriumsversuche von Schülern J. J. Thomsons und Lenards haben gezeigt, daß schon beim Entstehen der Träger vor allem die positiven oft außerordentlich langsam wandern. Es wurden Geschwindigkeiten gefunden, die bis auf mehr als ein Tausendstel der normalen heruntergingen. Diese sehr schwer beweglichen Träger hat Langevin 1905 auch in der Atmosphäre nachgewiesen. Nach ihm hat man sie vielfach Langevin-Ionen genannt. Die leichtbeweglichen sind, trotzdem sie die wirksamsten sind, in der Minderheit. Langevin fand in Paris 50 mal so viel schwer- als leichtbewegliche, Gockel bei seinen Messungen in Freiburg (Schweiz) und im Schweizer Jura aber nur zwei- bis dreimal so viele. Pollock stellte 1910 in Sydney auch Träger mittlerer Beweglichkeit fest, mit einem v von etwa 0,01 cm/sec. für 1 Volt/cm. Die Anzahl der leichtbeweglichen gibt er infolgedessen nur auf etwa 40 im ccm an, also weniger als ein Zehntel der sonst erhaltenen. Auch λ wird aus demselben Grunde nur etwa ein Zehntel des sonst gemessenen. Für die schwerbeweglichen ermittelte Pollock bei den positiven $n = 1900$, den negativen 2200 im ccm. Hier überwiegen also im Gegensatz zu den leichtbeweglichen die negativen Träger. McClelland und Kennedy erhielten in der Stadt Dublin im Mittel eines Jahres 16 000 schwerbewegliche Träger und nur 80 leichtbewegliche. Träger von mittlerer Beweglichkeit fehlten vollkommen. Auf dem Lande in der Nähe von Dublin sank die Zahl der schwerbeweglichen auf etwa 1000. Pollock zeigte ferner, daß die Beweglichkeit der schweren Träger allein von der Feuchtigkeit der Luft abhängt: bei größerer Feuchtigkeit nimmt sie ab. Auch die Zahl der Träger mittlerer Beweglichkeit ist eine Funktion des Dampfdrucks. Pollock glaubt, daß die schwerbeweglichen aus einem festen Kern

mit flüssiger Wasserhülle, die mittelbeweglichen aus Luftmolekülen mit einer Wasserdampfhülle bestehen. Bei höherem Dampfdruck kann sich die Dampfhülle in die flüssige Hülle, d. h. der mittelbewegliche in einen schwerbeweglichen Träger verwandeln. Bei seinen Messungen im Schweizer Jura fand Gockel in niederschlagsfreien Stunden $E_+ = 1,16$, $E_- = 1,15$. Davon fielen auf die leichtbeweglichen $E_+ = 0,33$, $E_- = 0,30$. Auch Gockel erhielt Träger mittlerer Beweglichkeit. Groß ist nach ihm der Einfluß der Dunstschichten auf die Beweglichkeit der Träger. Im Dunst nimmt stets die Anzahl der schwerbeweglichen zu. Im Winter sind sie zahlreicher als im Sommer, bei starkem Wind und vor allem nach Niederschlägen nehmen sie ab. Offenbar lagern sie sich an die Wassertröpfchen. Nach Gockel ist etwa die Hälfte der in der Luft enthaltenen Staubkerne elektrisch geladen. Auch die Träger mittlerer Beweglichkeit können nach ihm durch Anlagerung an Verbrennungsprodukte entstehen, die nach Barkow, Pringal u. a. im wesentlichen die Kondensationskerne bilden. Messungen über den Ozeanen liegen bisher nicht vor. Swann schließt aus Beobachtungen der durchdringenden Strahlung, daß die Anzahl der schwerbeweglichen über See sehr klein werden muß (S. 123).

Schon 1900 zeigte Lenard durch Rechnung, daß die Masse der leichtbeweglichen Träger ungefähr gleich der der Luftmoleküle sein muß. Den genauen Molekülradius erhält man bei einem v von 10 bis 13 cm/sec. Diese Wanderungsgeschwindigkeit fand Altberg 1912 in der Tat, als er die ganz frisch erzeugten negativen Träger untersuchte, die bei der Wasserfallelektrizität entstehen. Man kann diese Geschwindigkeitsmessungen frisch erzeugter Träger sogar dazu benutzen, um genau die Durchmesser

der Luftmoleküle zu messen. Die Abnahme der Beweglichkeit kann man sich durch Anlagern neutraler Moleküle an das elektrische erklären. Der Wanderungsgeschwindigkeit der schwerbeweglichen Träger entspricht nach der Lenardschen Rechnung ein Molekülhaufe von mehr als dem Hundertfachen des Luftmoleküldurchmessers. Man gelangt so auf die Größenordnung der kleinen Staub- und Wasserdampfteilchen. Die Annahme, daß bei den schwerbeweglichen Trägern die Ladungen an diese gelagert sind, ist also berechtigt.

III. Abschnitt.

Die elektrischen Ströme in der Luft.

1. Der Strom Luft gegen die Erde.

Allgemeine Gesetze. Die negative Ladung der Erde, das Vorhandensein positiver und negativer Träger in der Atmosphäre hat ein dauerndes Strömen der Elektrizität zur Folge. Die positiven Träger wandern zur Erde, wo sie ihre Ladung abgeben, die negativen vom Erdboden fort. Gerdien (1905) nannte diesen Strom, weil er durch Leitung der Elektrizität entsteht, den normalen Leitungsstrom (i_L). Nun ist aber die Luft nie in Ruhe. Sie bewegt sich auch in senkrechter Richtung. Das hat ein mechanisches Forttragen elektrischer Ladungen, also ebenfalls einen Strom zur Folge, den Konvektionsstrom i_K . Die Gesamtstromstärke i setzt sich aus drei Komponenten zusammen, $i_x = i_h$ in der Vertikalen, i_y und i_z in der Horizontalen. Im Abschnitt I ist gezeigt worden, daß i_y und i_z , d. h. vor allem der Trans-

port der Ladungen durch den Wind unter Umständen ins Gewicht fallen können. Bei ruhigem, ungestörtem Wetter kommen i_y und i_z weniger in Betracht. Dann beschränkt sich i im wesentlichen auf i_h . So wird

$$i = i_L + i_K.$$

i_K ist proportional der Raumladung ρ und der Geschwindigkeit G_h , mit der sich die Luft in der Vertikalen bewegt.

$$i_K = \rho \cdot G_h.$$

Eine ungefähre Schätzung des Konvektionsstromes bei ruhigem Wetter ergibt sich aus Folgendem: Nahe dem Boden ist G_h sicherlich klein. Nehmen wir es gleich 1 cm/sec. und ein $\rho = 10^{-8}$ E. S. E., so wird $i_K < 10^{-17} \frac{\text{Amp.}}{\text{qcm}}$.

In größerer Höhe allerdings wird G_h größere Werte haben können. Nimmt man $G = 100$ cm/sec, ρ , das oben ja sicher kleiner ist, gleich $1 \cdot 10^{-9}$ E. S. E., so wird i_K erst etwa 10^{-7} E. S. E., d. h. etwa $0,3 \cdot 10^{-16}$ Amp./qcm, während i_L (vgl. S. 77) im Mittel etwa das Achtfache beträgt. Man ist also bei ruhigem Wetter berechtigt, sich auf den vertikalen Leitungsstrom zu beschränken. Dieser ist proportional der Feldstärke $-V'$, negativ zu rechnen, weil sie entgegengesetzt der $x = h$ -Achse gerichtet ist; sowie ferner proportional dem elektrischen Leitvermögen λ der Luft. Es wird also:

$$i = -V' \cdot \lambda,$$

d. h.: Kennt man außer dem Potentialgefälle auch das Leitvermögen der Atmosphäre, so kann man aus dem Produkt den vertikalen Strom Luft gegen Erde berechnen. Weil sich λ aus λ_+ und λ_- zusammensetzt, so ist

auch $i = i_+ + i_-$. i_+ fließt zur Erde hin, i_- von der Erde fort.

Direkte Messungen. Daß auch bei gutem Wetter Ströme aus der Luft zum Erdboden fließen, ist schon länger bekannt. L. Weber maß in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts galvanometrisch die Elektrizitätsmengen, die in einen isoliert aufgestellten Baum einströmen. Diese Stromstärke kann unter Umständen, wenn das Erdfeld am Meßort sehr groß ist, recht beträchtlich werden. So gibt eine 45 m hohe Antenne schon 10^{-9} Amp./qcm. Um einwandfreie Messungen des Leitungsstromes zu erhalten, muß man also an Stellen beobachten, wo das elektrische Feld der Erde ungestört ist.

Ebert führte 1901 die erste genauere Meßreihe aus. Er setzte Rasenstücke auf eine 2 qm große, 4 m über dem Boden auf isolierenden Pfählen stehende Metallplatte, die anfangs geerdet und dann eine bestimmte Zeit isoliert und durch ein Galvanometer entladen wurde. So ergab sich $i_+ = 1,7 \cdot 10^{-16}$ Amp./qcm · sec. Das gesamte i wäre etwa doppelt so groß zu setzen. Die Messung ist aber deswegen noch nicht einwandfrei, weil die Platte mit den Grasstücken während der Versuchsdauer nicht das Erdpotential beibehält, so daß man dadurch Verhältnisse schafft, die von den natürlichen abweichen. Diesen Fehler zu vermeiden, ist der Zweck zweier sinnreicher Anordnungen von C. T. R. Wilson (1906) in Edinburg, dessen Methode von Lutz verfeinert wurde und von G. C. Simpson (1910) in Simla.

Wilson und Lutz benutzen eine runde, mit einem elektrostatischen Schutzring umgebene Metallplatte, die mit einem Fadenelektrometer verbunden ist. Wird der Schutzdeckel des Apparats abgehoben, so entsteht durch die Influenzwirkung des Erdfeldes ein Ausschlag, aus dem

sich die Oberflächendichte σ auf der Platte und damit das Potentialgefälle V' berechnen läßt (S. 11). Der durch den Leitungsstrom bewirkte Ausschlag im Elektrometer wird ebenso wie der erste Influenzausschlag durch Kapazitätsänderungen stets genau kompensiert. Aus der Größe dieser Änderungen kann i_+ berechnet werden. Da die Wilsonsche Methode gleichzeitig V' und i_+ gibt, ist es möglich, daraus λ_+ und damit angenähert $\lambda = 2\lambda_+$ zu berechnen. Die Messungen sind noch nicht sehr zahlreich; die längste Messungsreihe (175 Mittagswerte) stammt von Lutz in München. Er fand übrigens ein mittleres σ von $8,3 \cdot 10^{-4}$ E. S. E.

Simpson, dessen Methode den Vorzug hat, daß sie den Strom registriert, benutzte eine sehr große Platte von 17 qm. Sie war nahe dem Erdboden isoliert aufgestellt und mit einem Tropfkollektor verbunden, der die Platte dauernd auf dem Potential der Erdoberfläche hält. Die Tropfen fallen durch ein geerdetes Metallrohr in ein isoliertes Metallgefäß, das mit der Nadel eines Benndorf-Elektrometers verbunden ist. Es wird dadurch ständig das Potential der positiven Ladungen registriert, welche der Platte zu- und mit den Tropfen wieder abfließen. Durch die Elektrometeruhr wird alle 2 Minuten das Metallgefäß und damit die Elektrometernadel entladen. Die Registrierung gibt also stets den mittleren Strom i_+ während 2 Minuten. Ein zweites Benndorf-Elektrometer zeichnete gleichzeitig das Potentialgefälle auf, so daß sich wieder λ_+ und λ berechnen lassen. Simpsons Messungen beziehen sich leider auch nur auf 10 Tage. Der tägliche Gang des i_+ zeigte eine ähnliche Schwankung wie das Potentialgefälle.

Indirekte Messungen aus Potentialgefälle V' und Leitfähigkeit λ . Absolute Werte des

Vertikalstroms (Tabelle 5). Naturgemäß heben sich die vielfach entgegengesetzten Schwankungen von V' und λ auf, so daß der vertikale Leitungsstrom kleineren Veränderungen unterworfen ist als seine beiden Faktoren. Die aus den Registrierungen von Potsdam und Davos erhaltenen Mittelwerte des Stromes stimmen genau überein. Auch die an anderen Orten der Erde, sowie auf den Ozeanen ausgeführten indirekten Messungen des Stromes geben annähernd den gleichen Wert, bis auf die der Antarktis, wo offenbar die Störungen überwiegen. Selbst bei Ballonbeobachtungen zeigt sich eine so gesteigerte Leitfähigkeit, daß die Abnahme des Potentialgefälles dadurch ungefähr wettgemacht wird.

Tabelle 5.

Vertikaler Leitungsstrom in 10^{-16} Amp./qcm.

Beobachter	Meßort	$i = i_+ + i_-$
I. Direkte Messungen.		
Wilson u. a.	Edinburg	3,6
Lutz	München	2,0
Simpson	Simla.	3,6
II. Indirekte Messungen.		
Kähler	Potsdam	2,4
Dorno	Davos	2,3
Gerdien	Göttingen	2,7
v. Schweidler	Seeham (Salzburg)	2,7
Gockel	Freiburg (Schw.)	3,0
Berndt	Buenos Aires	1,9
Ansel	Island	3,0
Wegener.	Grönland	4,3
Rouch	Antarktis	7,1
Angenheister	Indisch., Still. Ozean	2,1
Johnston	Atlantischer Ozean.	2,6
Swann.	Stiller Ozean	3,2

Es scheint also, als ob der vertikale Leitungsstrom an ruhigen Tagen auf der ganzen Erde und in allen Höhen konstant ist.

Jährlicher Gang. Der vertikale Leitungsstrom der ruhigen Tage hat seine höchsten Werte im Winter, seine tiefsten im Sommer.

Die tägliche Schwankung ist ausgeprägter als die jährliche. In Davos ist der Strom bei Tage stets klein; das Minimum liegt gegen Mittag, nachts herrscht hoher Strom, meistens mit einem Maximum einige Stunden nach Sonnenuntergang. Im Mittel ist die Davoser Schwankung viermal so groß als in Potsdam, wo nur im Frühjahr und Sommer ein ähnlicher Gang vorhanden ist. Im Spätherbst und Winter ist in der Ebene der tägliche Gang des Vertikalstroms vielfach umgekehrt als in der übrigen Jahreszeit (vgl. Fig. 15, die sich aber ebenso wie die Fig. 11 nur auf einjährige Messungen stützt). An manchen Orten, wie in München, Freiburg (Schweiz) und Altdorf, zeigt der Vertikalstrom auch im Sommer mittags höhere Werte als vor- und nachher. Hier sind die Ursache vielfach Dunstschichten, die das Potentialgefälle und damit den Vertikalstrom erhöhen. Die örtlichen Einflüsse spielen also eine große Rolle.

Der tägliche Gang folgt in der Ebene (Potsdam), sowie in Freiburg (Schweiz) dem Potentialgefälle, in der Höhe (Davos, Schneekoppe), sowie über dem Ozean dem Leitvermögen.

Zusammenhang mit Schwankungen des Erdmagnetismus. Die luftelektrischen Elemente mit ihren verhältnismäßig kleinen Schwankungen sind ohne Einfluß auf den Magnetismus der Erde. Die Ströme, welche die erdmagnetischen Störungen verursachen, müssen etwa 10 000 mal so groß sein wie die normalen vertikalen,

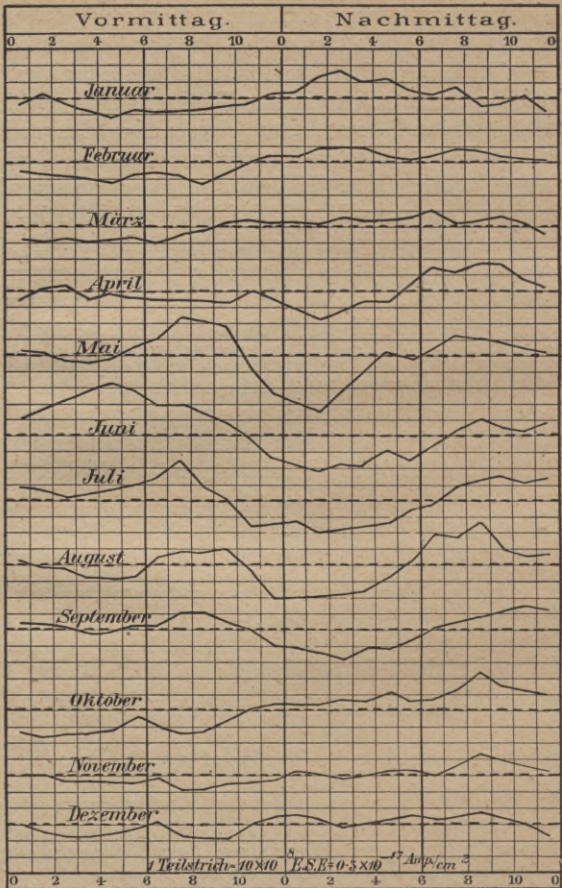


Fig.15. Täglicher Gang des gesamten Vertikalstroms in Potsdam 1910—1911 (Kähler).

luftelektrischen Ströme¹⁾. Dennoch ist, worauf Gockel hingewiesen hat, eine unverkennbare Ähnlichkeit im täglichen Gange beider vorhanden. Die gleichzeitigen luftelektrischen und magnetischen Registrierungen in Potsdam ergeben z. B. im Mittel gleichartige Schwankung beim Vertikalstrom einer-, der Horizontal- und Vertikalintensität andererseits. Vielleicht rührt es daher, daß die Sonnenstrahlung die Ursache beider, sowohl der luftelektrischen wie der magnetischen Schwankung ist. Die Störungen des magnetischen Feldes, die ja Vorgängen in den höchsten Schichten der Atmosphäre ihre Entstehung verdanken, stimmen mit den ganz anders gearteten luftelektrischen Störungen am Erdboden gar nicht überein. Im Zusammenhange mit dem luftelektrischen Erde-Luft-Strom stehen aber, wie zu erwarten war, die Erdströme. Die täglichen Schwankungen des Vertikalstroms in Potsdam gehen parallel mit denen der Erdströme in langen Leitungen, die Weinstein untersucht hat. Die Störungen des Vertikalstroms, also auch die des Potentialgefälles, sind fast immer von Schwankungen des Erdstroms in kurzen Leitungen begleitet. Das Umgekehrte gilt allerdings nicht.

2. Ströme durch Niederschläge (Elektrizität der Wolken).

Da die elektrischen Ladungen an die flüssigen und festen Formen des Wassers gebunden sind, müssen die Niederschläge Elektrizität zur Erde führen. Wir können sie als gestörte Vertikalströme, und zwar Konvektionsströme auffassen.

Anordnung zur Messung der Regenelektrizität. Elster und Geitel haben zuerst in den Jahren

¹⁾ Vgl. Sammlung Götschen Nr. 175: Erdmagnetismus, Erdstrom, Polarlicht von A. Nippoldt, § 20, § 25 u. § 28.

1888—1890 Beobachtungen der Niederschlags Elektrizität ausgeführt. Sie fingen die Niederschläge in einer isoliert aufgestellten Zinkschale auf, die mit einem Quadrantenelektrometer verbunden war. Durch das Vorhandensein des Erdfeldes sind jedoch starke Fälschungen der Ausschläge möglich, so daß eine ganze Reihe Vorsichtsmaßregeln nötig wird. Es gilt einmal die Influenzwirkung des Potentialgefälles, sowie das Abspritzen der Tropfen vom Auffanggefäß unwirksam zu machen und dann das Berühren der einfallenden Tropfen mit irgendwelchen Gegenständen, die im Erdfelde stehen und als Kollektor wirken würden, zu verhindern. Elster und Geitel umgaben daher das Auffanggefäß mit doppeltem Erdschutz. Weiß hat den durch verspritzende Tropfen möglichen Fehler 1905 umgangen, indem er eine leitende Bürste mit isolierendem Griff dem Regen aussetzte und dann im Zimmer die Ladung der Bürste, die alle Tropfen aufsaugt, ohne sie abspritzen zu lassen, untersuchte. Diese Versuchsanordnung beseitigt zugleich einen weiteren Fehler. Beim Aufprallen des Regens auf das Metallgefäß wird er sich durch die Lenard - Wirkung positiv aufladen. Diese Ladung addiert sich zu seiner Eigenladung. Sehr beträchtlich wird, wie die Weißschen Versuche beweisen, dieser Einfluß nicht. Außerdem wird er ja beim Aufprallen auf den Erdboden auch eintreten. Handelt es sich also um die Frage, welche Ladungen der Erde durch die Niederschläge zugeführt werden, dann ist die Wasserfallelektrizität mit in Betracht zu ziehen.

Die ersten Registrierungen führte 1902 Gerdien in Göttingen aus. Er leitete die durch den Regen entstehenden Ströme über einen großen Widerstand zur Erde und zeichnete die Schwankungen photographisch mit einem Quadrantenelektrometer auf. 1908 richteten Kähler in

Potsdam und fast gleichzeitig Simpson in Simla (Indien) eine mechanische Registrierung mit dem Benndorf-Elektrometer ein. Es wird das Potential des innerhalb 2 Minuten gefallenen Niederschlags registriert. Durch die Elektrometeruhr wird mit dem Minutenkontakt das Auffanggefäß auf kurze Zeit geerdet und dadurch entladen. Gleichzeitig wird an beiden Orten das Potentialgefälle mit einem zweiten Elektrometer und die Stärke der einfallenden Niederschläge fortlaufend selbsttätig aufgezeichnet. Schindelhauer hat die Potsdamer Meßvorrichtung vervollkommt und 3 Jahre ihrer Ergebnisse bearbeitet. Kürzere Beobachtungsreihen wurden ausgeführt von Baldit in Frankreich, McClelland und Nolan in Dublin, Berndt in Argentinien und von Herath in Kiel, der eine Auffangfläche von 25 qm benutzte und die Ströme photographisch mit einem Galvanometer registrierte.

Vorzeichen der Regenladungen. Nach einer schon von Peltier aufgestellten Hypothese sollte ein negativer Überschuß des Regens wenn auch nicht die einzige, so doch eine der Hauptursachen der negativen Erdladung und damit des ganzen luftelektrischen Feldes sein. Die ausgedehnten Beobachtungen von Elster und Geitel ergaben zwar einen häufigen Wechsel zwischen beiden Vorzeichen, aber doch in der Tat ein deutliches Überwiegen der negativen Ladungen. Auch die kürzere Messungsreihe Gerdiens zeitigte dasselbe Ergebnis.

Die langen Registrierreihen von Potsdam und Simla bewiesen aber, daß nicht das negative, sondern eher das positive Vorzeichen bei den zur Erde gelangenden Niederschlägen überwiegt. Vor allem in Indien ist der Überschuß der positiven Ladungen recht bedeutend, etwa dreimal mehr positiv als negativ, während in Mitteleuropa der Menge nach sich beide Vorzeichen annähernd die Wage

halten und in einigen Monaten sogar regelmäßig das negative überwiegt. Der Dauer nach sind aber auch in Potsdam die positiven Regen mehr als doppelt so häufig. Die größten Elektrizitätsmengen gelangen in Potsdam im Frühjahr zur Erde, in dieser Jahreszeit besteht ein kleiner negativer Überschuß; dann folgt der Winter, der die größten

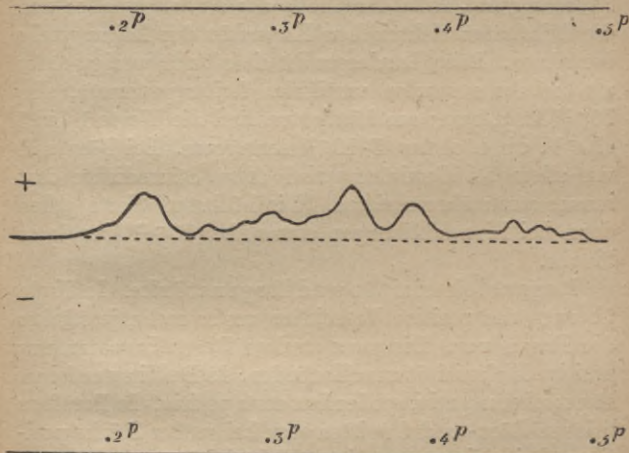


Fig. 16. Eigenladungen des Regens bei Landregen (Potsdam). (Gleichzeitiges Potentialgefälle s. Fig. 9, S. 37.)

positiven Überschüsse aufweist, dann der Sommer, und am geringsten ist die elektrische Tätigkeit der Niederschläge im Herbst. In Mitteleuropa sind die Landregen zu mehr als 90% positiv elektrisch, ebenso in Indien, in Argentinien eher negativ. Während in Simla und in Argentinien die Gewitterregen große positive Ladungen zur Erde führen, halten sich in Potsdam beide Vorzeichen ungefähr die Wage. Die Böenregen geben in Potsdam

sogar einen deutlichen negativen Überschuß. Ein Vorzeichenwechsel innerhalb desselben Regens ist beim Landregen nicht oft vorhanden (vgl. Fig. 16), bei stärkeren Böen und Gewittern dagegen die Regel.

Stromdichte der Niederschläge. Die elektrische Stromdichte der Regen läßt sich aus der registrierten Spannung mit Hilfe der Größe des Auffanggefäßes und der bekannten elektrischen Kapazität der Leitungsteile berechnen. Beim Landregen ist sie oft nur wenig größer als die des normalen vertikalen Leitungsstromes, also 10^{-16} Amp./qcm; am häufigsten sind die Werte 1 bis $5 \cdot 10^{-15}$, die höchsten $5 \cdot 10^{-14}$ Amp./qcm. Bei Böen und vor allem bei Gewittern wird diese Stromdichte fast immer stark überschritten. Die höchsten Werte gehen dann bei Einzelablesungen etwas über 10^{-12} Amp./qcm hinaus.

Regenelektrizität und Regenstärke. In Simla überwog das positive Vorzeichen um so mehr, je stärker der Regen war. Die ganz starken Regen brachten nur positive Elektrizität zum Erdboden. In Dublin war feiner Regen eher negativ, großer fast stets positiv. In Potsdam bringen Böen- und Gewitterregen bei großer Stärke positiven, bei geringer negativen Elektrizitätstransport zum Boden.

Aus der aufgezeichneten Regenstärke und der Niederschlagselektrizität kann man die Ladung berechnen, die ein ccm des Regens trägt. Diese Ladungen der Volumeneinheit nehmen durchweg mit wachsender Regenstärke ab, d. h. die schwachen Regen sind verhältnismäßig am stärksten elektrisch. In Potsdam überwiegt das positive Vorzeichen bei den weniger elektrischen Regen bedeutend, mit zunehmender Einheitsladung nimmt auch die Dauer des negativen Vorzeichens zu.

Die mittlere Ladung der Volumeneinheit betrug in Potsdam 0,38 E. S. E./ccm, oder, wenn man auch die nicht-elektrischen Regen berücksichtigt, nur 0,17 E. S. E./ccm. Bei Landregen war das Mittel 0,3, der Höchstwert 4, bei Böen- und Gewitterregen Mittelwert 2 bis 3, Höchstwert 35. Auch an allen anderen Orten sind diese sehr hohen Ladungen der Wassertropfen bei Gewittern gemessen worden. Die negativen Einheitsladungen sind in Potsdam bei Regen durchweg größer als die positiven; in Simla, Dublin und Argentinien ist es umgekehrt.

Da der Tropfendurchmesser von etwa 0,5 bis zu 5 mm schwankt, so beträgt die Ladung einzelner Tropfen etwa 10^{-4} E. S. E.; die Tropfen-

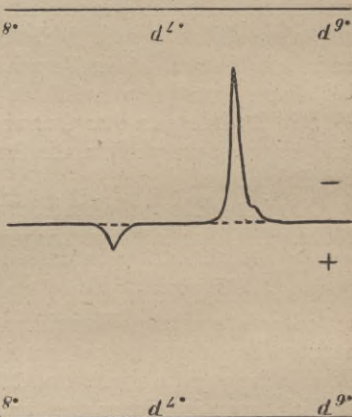


Fig. 17. Eigenladungen des Regens bei einem Ferngewitter. (Gleichzeitiges Potentialgefälle s. Fig. 10, S. 38.)

spannung kann, worauf schon Elster und Geitel hinweisen, bis auf etwa 30 Volt heraufgehen.

Die Ladungen des Schnees. In Potsdam verhält sich der Schnee, wie Schindelbauer zeigte, gerade umgekehrt wie der Regen. So überwiegt deutlich das negative Vorzeichen; und zwar bei stärkerem Schneefall mehr als bei schwächerem. Die positiven Einheitsladungen sind durchweg doppelt so groß als die negativen, doch nimmt auch beim Schnee mit wachsender Intensität für

beide Vorzeichen die Ladung pro Volumeneinheit ab. Mit wachsender Einheitsladung nimmt die Dauer des positiven Vorzeichens zu. Auch in Dublin brachte der Schnee mehr negative Ladungen zur Erde, während in Simla das positive Vorzeichen erheblich überwiegt. Beim Schnee kommen alle Stromdichten vor, die Ladungen pro Kubikzentimeter oder pro Gramm können ebenso hohe Werte aufweisen als bei Regen. Recht beträchtliche Ausschläge und großes Schwanken im Vorzeichen erhält man meistens bei einem Gemenge von Schnee und Regen.

Die Ladungen der Graupeln und des Hagels sind überwiegend positiv, die Stromdichten ähnlich wie bei Regenböen.

Niederschlags Elektrizität und Potentialgefälle. Ein regelmäßiger Zusammenhang zwischen den Eigenladungen der Niederschläge und der Stärke des Feldes am Erdboden ergibt sich nicht. Am häufigsten ist entgegengesetztes Vorzeichen zwischen beiden. Die meisten Landregen haben negatives Gefälle und positive Eigenladung (siehe Fig. 9 und 16). Bei Schnee ist es oft ähnlich, aber im Vorzeichen umgekehrt. Gleiches Vorzeichen zwischen Gefälle und Niederschlags Elektrizität kommt seltener, aber doch hin und wieder deutlich vor. Bei Böen und Gewittern ist meistens nicht an einen Zusammenhang zwischen Feld und Eigenladung zu denken. Nur eine Gesetzmäßigkeit kehrt stets wieder, auf die schon Elster und Geitel hinweisen: die Niederschlags Elektrizität hat immer einfachere Schwankung als das Gefälle (siehe Fig. 10 und 17). Die erste Störung des Potentialgefälles, die „Frontwirkung“ (vgl. S. 39) beim Herannahen der Bö ist fast nie mit einem Ausschlage in der Niederschlags Elektrizität verbunden. Sie ist also wohl auf die Influenz der geladenen Wolken zurückzuführen.

Die Elektrizität der Wolken und ihre Ursachen. Aus den Messungen der Niederschlagselektrizität geht hervor, daß die Wolken des Landregens meistens positiv, die Schneewolken eher negativ sind; in den Böen und Gewittern halten sich beide Elektrizitäten ungefähr die Wage, und zwar muß hier der Zeichenwechsel schon auf kurze Entfernung eintreten. Die heranziehende Wolke hat oft eine andere Ladung als die Hauptmasse, aus der der Regen fällt. Schon eine kurze Bö kann sowohl positive als negative Ladungen zur Erde führen und an zwei nahen Orten dem Vorzeichen nach verschiedene Influenzwirkungen ausüben.

Um diese Vorgänge zu verstehen, muß man vor allem die elektrischen Ladungen der Wassertropfen erklären. Nur ein geringer Teil der Ladungen kann entstehen durch Anlagern der Träger an die Wassertropfen. Mit dem Zusammenfließen von Tropfen ist ebenfalls keine Elektrizitätserzeugung verbunden.

C. T. R. Wilson und Gerdien schrieben der Kondensation des Wasserdampfs in den aufsteigenden Luftströmen eine Trennung der Elektrizitäten zu. Bekanntlich geht die Verdichtung unter gewöhnlichen Umständen an kleinen „Kondensationskernen“ vor sich, das sind meistens Spuren nitroser Gase, des Ammoniaks, des Wasserstoffsperoxyds usw. Aitken hat diese Eigenschaft dazu benutzt, um die Kerne zu zählen. In den untersten Luftschichten werden sie vor allem durch den Rauch stets in großen Mengen in der Luft erzeugt. Wilson zeigte nun im Laboratorium, daß in ganz kernfreier Luft die Verdichtung des Wasserdampfs auch an den Elektrizitätsträgern erfolgen kann, und zwar zunächst bei etwa 4facher Übersättigung mit Wasserdampf an den negativen Trägern und erst bei etwa 6facher

Übersättigung an den positiven. Auf die Atmosphäre angewandt, müßte also die Tropfenbildung im aufsteigenden Luftstrom zuerst an den Staubkernen, dann an den negativen und zuletzt an den positiven Trägern erfolgen.

Es ist aber sehr fraglich, ob die Laboratoriumsversuche auf die Atmosphäre übertragbar sind. Einmal ist die Luft niemals frei von Kernen, und dann sind 4—6 fache Übersättigungen, d. h. relative Feuchtigkeiten von 400 bis 600%, in der Atmosphäre sehr unwahrscheinlich. Aber selbst wenn solche Übersättigungen möglich wären, dann würde die Kondensation allein nicht instande sein, die häufigen großen Ladungen der Niederschläge pro Kubikzentimeter Wasser, sowie das Überwiegen der positiven Ausschläge beim Landregen zu erklären.

Influenztheorie von Elster und Geitel. Schon im Jahre 1885 vermuteten Elster und Geitel, daß durch die Einwirkung des Erdfeldes bei der Trennung oder beim Aneinandergleiten von Tropfen, wie sie zweifellos in der Wolke eintreten müssen, eine Elektrisierung der Tropfen stattfindet. Der Grundvorgang wäre folgender: Wenn ein großer Tropfen, ein Graupel- oder Hagelkorn auf einen kleineren Tropfen, also etwa auf ein Wolkenelement, fällt, so nimmt der kleine Tropfen beim Abprallen an der unteren Fläche des großen eine negative Ladung mit, die er nach oben führt, während der positiv sich ladende schwerere Tropfen heruntermfällt. Das so entstehende Feld wird durch weitere Niederschläge dauernd verstärkt, so daß schließlich Entladungen auftreten können, wie wir sie bei den Gewittern beobachten.

Ein guter Teil der Forschungsergebnisse läßt sich mit dieser Vorstellung in Einklang bringen. Feste Niederschlagsformen müssen sich ähnlich verhalten wie die Tropfen. Das in allen Punkten dem Vorzeichen nach

entgegengesetzte Verhalten des Schnees in Potsdam deutet Schindelhauser als einen Influenzvorgang in einem umgekehrten Feld. In guter Übereinstimmung mit Elster und Geitels Vorstellung steht auch das Ergebnis, daß die kleineren Tropfen eher negativ geladen sind, die großen, sowie Hagel, positiv. Daß mit zunehmender Regenstärke die Ladung in ccm abnimmt, erklärt sich vielleicht aus dem dann eintretenden Sichaufheben der positiven und negativen Ladungen infolge vermehrter Zusammenstöße.

Gewittertheorie von Simpson. Die Wechselwirkung zwischen Tropfen und Luft im aufsteigenden Luftstrom hat Simpson (1909) zur Grundlage einer Regengladungen- und Gewittertheorie gemacht. Er nimmt an, daß die Tropfen zersprengt werden und sich dadurch infolge der Lenard - Wirkung positiv aufladen. Lenard hat neuerdings (1915) gezeigt, daß bloßes Zerteilen des Wassers ebenso elektrisch unwirksam ist wie Zusammenfließen. Dagegen tritt starke Elektrisierung ein, wenn kleinste Tröpfchen aus der Flüssigkeitsoberfläche gerissen werden, vor allem, wenn sich feinsten Wasserstaub bildet, der sich dann als stark negativ geladen erweist. Die Lenard - Wirkung kann also nur eintreten, wenn die Aufwärtsbewegung der Luft stürmisch vor sich geht, also in erster Linie bei Böen und Gewittern, wo ja in der Tat vielfach die großen Tropfen meistens positiv, die kleinen eher negativ geladen sind. Dann reicht diese Wirkung anscheinend auch quantitativ aus, um die vorkommenden großen Ladungen zu erklären. Daß sie aber bei ruhigem Landregen eintritt, ist nicht wahrscheinlich. Ganz versagt die Simpsonsche Vorstellung bei Schneefall und bei den Wintergewittern, wo sie, um überhaupt die Elektrisierung erklären zu können, auf Reibungsvorgänge zurückgreifen muß, wie sie schon vor mehr als 30 Jahren Sohnke vermutet hat.

3. Die sichtbaren elektrischen Entladungen (Elektrizität der Gewitter).

Steigt das Potentialgefälle auf seine höchsten Werte, die es am Erdboden annehmen kann, 10 000 Volt/m, so erstrecken sich die elektrischen Kräfte nicht mehr allein auf die im Feld vorhandenen geladenen Luft- usw. Teilchen, sondern auch in das Innere der Luftteilchen, sowie der Wassertröpfchen hinein. Aus einem Molekül tritt, wie das zuerst von Lenard bei den Kathodenstrahlen nachgewiesen worden ist, beim Zusammenstoß mit einem anderen („Ionenstoß“) ein negatives Quant aus, so daß also das Molekül positiv geladen zurückbleibt. Das freie negative Quant vereinigt sich ebenfalls mit einem Molekül. Auf diese Weise werden also dauernd neue Elektrizitätsträger erzeugt. Die Lichterscheinungen, die damit verbunden sind, erklären sich durch das Leuchten der elektrischen Gasmoleküle.

St.-Elms-Feuer. Für die untersten Atmosphärenschichten sind zwei solche Entladungsformen von Wichtigkeit. Einmal die Spitzenentladungen, meist St.-Elms-Feuer genannt. Sie treten im Kraftfelde der Atmosphäre ein bei hohen Werten des Potentialgefälles, im wesentlichen also bei Böen und Gewittern, auch bei den Schneeböen im Winter. Sie machen sich am ehesten bemerkbar an Blitzableitern, Mastspitzen usw. und sind auch als Knistern vernehmbar. Am häufigsten sind sie auf Bergen, wo sie nicht nur am Gestein, an Gebäuden, sondern auch an Menschen wahrgenommen werden. Aus der Form der Büschel kann man sehen, ob positive oder negative Elektrizität aus der Erde fließt. Die Entladungen, bei denen die Erde Kathode ist, sind schmaler und weniger stark. Auf dem Sonnblick (3100 m) wurden mehr positive

als negative Elmsfeuer beobachtet, nur bei Schnee überwogen die negativen. Die Elektrizitätsmengen, die bei den Elmsfeuerentladungen übergehen, sind im allgemeinen nicht groß, angenähert ist es etwa 1 Ampere für 1 qm der ausstrahlenden Erdoberfläche.

Erwähnt mag noch werden, daß die Entladungen im Hochgebirge oft andere eigentümliche Formen annehmen können, die durch die örtlichen Verhältnisse sowie durch die Bodenbeschaffenheit bedingt sind. In den Kordilleren treten sie nach Knoche als bläulichweißes Licht von starkem Glanz auf, das sich entweder als Kranz oder als flache Schicht um eine Bergkuppe legt. Auch in der Tiefebene kommen ähnliche „stille Entladungen“ vereinzelt vor. Bei Gewitterregen können ferner leuchtende Erscheinungen an Bäumen auftreten, die anscheinend als elmsfeuerartige Entladungen zwischen den Tröpfchen und Ästen zu deuten sind.

Der Blitz. Die zweite, heftigste und bekannteste Form der luftelektrischen Entladung ist der Blitz. Hierbei kann das Potentialgefälle auf etwa 40 000 Volt/cm steigen. Die häufigste Blitzart ist der Linien- oder Zickzackblitz. Naturgemäß wird die Entladung sich nicht schnurgerade vollziehen, sondern je nach der Luftmasse, die durchschlagen wird, sich krümmen und ecken, doch gibt es wohl keine eigentlichen Zickzackblitze, wie man sie häufig gezeichnet findet. Die Blitzphotographien zeigen, daß es sich nie um eine einzige Entladung handelt, sondern um unzählige, zu einer Hauptentladung zusammenströmende Nebenentladungen. Der Blitz sieht aus wie ein Flußlauf mit einer Unmenge Nebenflüssen. Die genaue zeitliche und räumliche Verteilung der Blitze erhält man aus Aufnahmen mit bewegter Kamera und aus Doppelaufnahmen, wie sie zuerst von L. Weber und dann

namentlich von Walter ausgeführt sind. So zeigt sich, daß auch die Hauptentladung aus einer ganzen Reihe von Teilentladungen besteht, die neben- und hintereinander verlaufen. Die Zeit, welche der Blitz gebraucht, um beispielsweise von der Wolke zur Erde zu gelangen, zählt nach Bruchteilen von Sekunden, etwa 10^{-2} , bei Teilentladungen 10^{-4} Sekunden. Der umgekehrte Weg, Erde—Wolke, ist nach Töpler sogar häufiger als der Weg Wolke—Erde. Blitze von Wolke zu Wolke können bis etwa 50 km lang sein. Auch Linienblitze von der Wolke zum Himmel sind beobachtet worden.

Die Farbe der Blitze ist meistens weißlich, kann aber auch ins Gelbe, Rötliche, Blaue und Blauviolette gehen. Nur Grün ist selten. Die Färbung erklärt sich aus den leuchtenden Gasen, welche die Blitzbahn bilden. Genauere Auskunft über diese Gase ergibt das Spektrum, das beim Linienblitz ein Linienspektrum ist. Stets deutlich ausgeprägt sind darin die Stickstofflinien, schwächer, aber doch fast immer vorhanden, die vom Sauerstoff und Wasserstoff; dieser rührt offenbar vom zersetzten Wasserdampf her. Die Farbe der Blitze scheint ferner noch von der Stromrichtung abhängig zu sein. Wenigstens beobachteten Elster und Geitel auf dem Sonnblick bei Blitzen, bei denen die Erde Anode war, eine rötliche, bei solchen, wo sie Kathode war, bläuliche Färbung.

Die Stromdichte des Blitzes berechnete Pockels aus der durch ihn verursachten Magnetisierung eines Basaltblocks zu 10 000—20 000 Ampere, Humphreys aus einem geschmolzenen kupfernen Blitzableiter sogar zu 90 000 Ampere. Die Blitzenergie beträgt 10^{15} bis 10^{16} Erg.

Eine andere Form der Entladung ist der Flächenblitz, der nicht nur ein Linienblitz hinter Wolken ist, sondern eine breite Entladung auf der Wolkenoberfläche

darstellt. Beweis dafür ist, daß er kein Linien-, sondern ein Bandenspektrum hat, dessen Hauptbanden die des Stickstoffs sind. Das Wetterleuchten ist meistens der Widerschein entfernter Gewitter, kann aber auch ein ferner Flächenblitz sein.

Eine dritte Art des Blitzes ist der Kugelblitz, dessen Existenz durchaus verbürgt ist. Meistens tritt er als eine faust- bis kopfgroße feurige Kugel auf, die mit mäßiger Geschwindigkeit sich fortbewegt und mit einem Knall zerspringt. Der Perlschnurblitz, der ebenfalls selten ist, aber schon in Photographien erhalten wurde, ist vielleicht ein Übergang zwischen Linien- und Kugelblitz. Töpler erklärt sein Entstehen durch Büschelentladung an den kleinen Wassertropfchen in einer vorgezeichneten Blitzbahn.

Der Donner ist der Schall der Luftwellen nach der leuchtenden Entladung; er beruht also im wesentlichen auf der Schwingung (abwechselnder Verdichtung und Verdünnung) der Luft. Dazu kommt noch die Wirkung des Echos, die meistens als „Rollen“ wahrgenommen wird. Da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles in Luft ungefähr $\frac{1}{3}$ km beträgt, so läßt sich aus dem Zeitunterschied Blitz—Donner die Entfernung des Gewitters feststellen. Entfernungen bis zu 30 km sind häufig gemessen worden, doch scheint die Hörbarkeit des Donners, vor allem über See, bis auf 70 km und darüber zu gehen.

Der beste Schutz gegen Blitzschlag ist der schon von Franklin vorgeschlagene Blitzableiter. Sein Hauptzweck ist, dem einschlagenden Blitz einen raschen und ungefährlichen Weg zu zeigen. Sein Schutz erstreckt sich daher nur auf einige Meter im Umkreis. Wesentlich für eine gute Wirkung ist die Erdleitung. Am besten

versenkt man eine Metallplatte in einen Brunnen oder ins Grundwasser und schließt, wenn möglich, gleichzeitig an die Wasserleitung an. Eine scharfe Platinspitze am Blitzableiter ist für die Wirkung unwesentlich.

Die meteorologischen Ursachen der Gewitter¹⁾. Die Gewitterbildung ist an die Verdichtung des Wasserdampfes im aufsteigenden Luftstrom gebunden. Die meisten Gewitter, die „Wärmegewitter“, verdanken ihre Entstehung der Erwärmung des Erdbodens und der untersten Luftschichten durch die Sonne. Der aufsteigende Luftstrom kann aber auch verursacht werden durch die allgemeine Wirbelbewegung, die in der Nähe eines Luftdrucktiefs eintritt („Wirbelgewitter“). Die meisten Wintergewitter sind Wirbelgewitter. Die Entstehungsweise der Böen ist ähnlich wie die der Wirbelgewitter.

Die Gewitter bilden sich meistens nicht nur an einer Stelle, sondern auf ganzen Linien und pflanzen sich dann wellenförmig über große Landstrecken fort. Das wird von Beobachtern verfolgt, die alle an eine Zentralbehörde, für Norddeutschland das Meteorologische Institut in Berlin, berichten. Dort zeichnet man die Isobronten, d. h. es werden alle die Orte miteinander verbunden, die gleichzeitig den ersten Donner vernommen haben. Diese Isobronten zeigen eine Veränderung durch Flußläufe und Gebirge. Die Geschwindigkeit der Fortpflanzung beträgt im Mittel etwa 40 km in der Stunde. Ein Einzelgewitter zieht bisweilen schneller als 80 km/std.

Die Zahl der Gewittertage im Jahr ist in den verschiedenen Gegenden der Erde sehr ungleich. Schon geringe Bodenerhebungen können eine Steigerung her-

¹⁾ Vgl. Sammlung Göschen Nr. 54; Meteorologie von W. Trabert, § 38 und § 49.

vorrufen. In Deutschland hat das Binnenland, vor allem Süddeutschland und Schlesien (bis zu 30 Gewittertagen im Mittel), mehr als doppelt soviel Gewittertage als die Nordseeküste (an einzelnen Stellen weniger als 10 Tage). In den Tropen sind die Gewitter am häufigsten (bis zu nahe 100 Tagen im Jahr), dagegen in Wüsten und über den großen Ozeanen am seltensten.

Die größte Gewittertätigkeit tritt im Laufe des Jahres in Mitteleuropa zweimal ein, in der ersten Juni- und zweiten Julihälfte; im Laufe des Tages je nach der Lage des Ortes um 2—6 nachmittags. Eine gesteigerte Tätigkeit wird an vielen Orten, vor allem Nordwestdeutschlands, um Mitternacht wahrgenommen.

IV. Abschnitt.

Die radioaktiven Vorgänge in der Atmosphäre.

1. Allgemeine Eigenschaften der radioaktiven Bestandteile der Luft.

Als Elster und Geitel ihre Zerstreungsversuche ausführten, hatte gerade die große Entwicklung begonnen, die das neueste Gebiet der Physik, die Radioaktivität, seit Becquerel genommen hat¹⁾. Da sich bald nahe Beziehungen zu den luftelektrischen Vorgängen herausgestellt haben, so seien hier zuvor die hauptsächlichsten allgemeinen Eigenschaften der radioaktiven Körper besprochen, soweit sie für die atmosphärische Luft in Betracht kommen. Von Einfluß auf die Atmosphäre sind

¹⁾ Näheres vgl. Sammlung Göschen Nr. 317: Radioaktivität von W. Frommel.

nur die drei Elemente Radium (Ra), Thorium (Th) und Aktinium (Ac). Ihre Verbindungen senden ein unelektrisches Gas, die „Emanation“, aus, die in der Luft um sich ständig positive und negative Träger erzeugt, die also ebenfalls radioaktiv ist. Sie zerfällt weiter in feste radioaktive Bestandteile, die sog. „Induktionen“, die Ra-Emanation beispielsweise zuerst in Ra A, dieses weiter in Ra B und Ra C. Die Induktionen setzen sich an allen Gegenständen, z. B. an den Wänden, in der Luft auch an Staub und Wasserdampf fest und machen ebenfalls die Luft leitend. Vor allem gehen sie an negativ geladene Drähte heran. Sie müssen also wenigstens zum großen Teil positiv elektrisch sein. Die weiteren Zerfallprodukte, Ra D, Ra E, Ra F, zusammen Radioblei genannt, kommen für die atmosphärische Luft nur noch wenig in Betracht. Die fernere Umsetzung erfolgt in Helium.

Tabelle 6.

Umwandlungen des Radiums, Thoriums und Aktiniums (nach Rutherford und Geiger).

Radiumreihe			Thoriumreihe			Aktiniumreihe		
Produkt	Periode	Strahl.	Produkt	Periode	Strahl.	Produkt	Periode	Strahl.
Ra-Em	3,9 Tage	α	Th-Em	53 Sek.	α	Ac-Em	4 Sek.	α
RaA	3 Min.	α	ThA	0,1 Sek.	α	AcA	0,002	α
							Sek.	
RaB	27 Min.	β	ThB	10,6Std.	β	AcB	36 Min.	β
RaC	20 Min.	$\alpha \beta \gamma$	ThC	55 Min.	$\alpha \beta$	AcC	2 Min.	α
RaD	12 Jahre	β	ThD	3 Min.	$\beta \gamma$	AcD	5 Min.	$\beta \gamma$
RaF	143Tage	α						

Jede Substanz hat eine typische Zerfallskonstante, die es ermöglicht, sie in ihrer Wirkung zu erkennen und von

den ihr ähnlichen zu trennen. Als Halbwertszeit bezeichnet man die Zeit, die vergeht, bis die Radioaktivität auf die Hälfte des Anfangswertes gesunken ist. Man sieht aus Tabelle 6, daß diese Periode recht verschieden ist. So erkennt man sofort das ungeheure Überwiegen der Radiumemanation über die des Thoriums, die 6000-, und die des Aktiniums, die 84000 mal so schnell verschwindet. Beim Thorium bewirkt jedoch die lange Halbwertszeit des Th B, daß sich doch merkliche Mengen nachweisen lassen.

Die von diesen Bestandteilen ausgesandten Strahlen zerfallen in drei Klassen:

1. Die α -Strahlen, ausgesandt von allen Emanationen, dem Ra C, dem Polonium (auch vom Ionium, einem Umwandlungsprodukt des Urans). Es sind positiv geladene Atome, die sich relativ langsam fortbewegen, mit $\frac{1}{12}$ bis $\frac{1}{30}$ Lichtgeschwindigkeit, und die daher nur ein geringes Durchdringungsvermögen besitzen. Ihre Reichweite in atmosphärischer Luft beträgt 4—8 cm. Innerhalb dieser Reichweite machen sie die Luft stark leitend. Anscheinend sind die α -Strahlen Heliumatome.

2. Die β -Strahlen, die von den meisten festen Induktionen B, C und D ausgesandt werden. Es sind negativ geladene Strahlen, deren scheinbare Masse $\frac{1}{1700}$ des Wasserstoffatoms beträgt. Ihre Geschwindigkeit schwankt zwischen 30% („weiche“ β -Strahlen) und 99% („harte“ Strahlen) der Lichtgeschwindigkeit. Sie durchdringen daher dünne Metallblättchen. Die β -Strahlen sind den Kathodenstrahlen ähnlich.

3. Die γ -Strahlen, die von den harten β -Strahlen erregt werden, wenn diese auf feste Körper stoßen. Es sind ungeladene Strahlen von stärkstem Durchdringungsvermögen, also den Röntgenstrahlen ähnlich.

Wir messen die Wirkung einer radioaktiven Substanz, indem wir die Leitfähigkeit bestimmen, die sie verursacht. Die Entaktivierung desselben radioaktiven Körpers, das „Abklingen“, erfolgt nach einem Exponentialgesetz:

$$A_t = A_0 e^{-\lambda t},$$

wo A_0 die Höchstaktivität ist, die erreicht werden kann, A_t die Wirkung zur Zeit t . λ ist eine Konstante, die ebenfalls für die betreffende Substanz eigentümlich ist.

Recht verwickelt werden die Verhältnisse dadurch, daß fast stets verschiedene Bestandteile nebeneinander vorhanden sind, die sich ineinander umwandeln. Das erfolgt ebenfalls nach einem Exponentialgesetz. Unseren Instrumenten direkt zugänglich sind nur die radioaktiven Wirkungen, nicht die Umwandlungen. Diese muß man indirekt aus der Änderung der Radioaktivität mit der Zeit berechnen (S. 112).

2. Die Zerstreung der Boden- und Kellerluft.

Elsters und Geitels Versuche. Bald nach ihren ersten Zerstreungsversuchen untersuchten Elster und Geitel die Elektrizitätszerstreung einer abgeschlossenen Luftmenge, indem sie ihren Zerstreungsapparat unter eine luftdicht aufgestellte große Glasglocke brachten. In einer so abgeschlossenen Luftmenge müßte die Leitfähigkeit eigentlich abnehmen, weil die beiden Elektrizitäten sich vereinigen oder ihre Ladung an die Wände abgeben. Es ergab sich aber statt einer Abnahme eine Zunahme der Zerstreung in den nächsten Tagen, also eine Neuerzeugung von Trägern, ähnlich wie bei der Becquerelstrahlung.

Nun gingen die beiden Forscher dazu über, die ja ebenfalls abgeschlossene Luft in natürlichen Höhlen und Kellern zu untersuchen. Sie fanden in der Baumannshöhle

im Harz die 20fache, in einem Keller mit geschlossenen Fenstern die 6fache Zerstreuung wie an der Außenluft. Desgleichen ergab sich stark erhöhte Leitfähigkeit in Luft, die sie aus dem Erdboden gesaugt hatten und unter der Glasglocke untersuchten. Elster und Geitel erbrachten den Beweis, daß die radioaktive Substanz der Luft beigemischt ist und nicht etwa nur an den Wänden haftet. Sie benutzten dazu eine Eigenschaft, die Rutherford bei Luft nachgewiesen hatte, die über Thoroxyd gestrichen war: die Eigenschaft, auf hohes, negatives Potential gehaltene Drähte radioaktiv zu machen. Wurde ein negativ geladener Kupferdraht unter die Glasglocke gebracht, so erwies er sich nachher in der Tat als radioaktiv. An Stelle der Glasglocke kann man auch ein geschlossenes Metallgefäß benutzen, in dem sich der Zerstreuungszylinder befindet. Mit dem Stiele des Zerstreuungskörpers, der isoliert durch das Gefäß hindurchgeht, kann dieses auf das Exnersche Elektroskop oder ein anderes Elektrometer aufgesetzt werden.

Die Bodenluft gelangt mit einem positiven Überschuß in die Atmosphäre. Der negative Zerstreuungskörper wird stets um einige Prozent schneller entladen als der positive, wahrscheinlich deswegen, weil die beweglicheren negativen Träger ihre Ladung leichter an die Erdschichten und Wände abgeben.

Die Emanation der Bodenluft. Läßt man die Bodenluft durch ein starkes elektrisches Feld, etwa 1000 Volt/cm, streichen, so bleibt ihre radioaktive Wirkung bestehen. Das ist nur möglich, wenn das radioaktive Etwas gasförmig und unelektrisch ist. Es muß also eine in der Bodenluft enthaltene Emanation sein. Erst durch Verdichtung der Luft mit der Lindeschen Luftverflüssigungsmaschine gelang es Ebert, die Emanation von

der Luft zu trennen. Sind beide flüssig, so verdampft zuerst bei -154° reine Luft; man kann auf diese Weise die Emanation „anreichern“. Rutherford hat gezeigt, daß sich die Radiumemanation ebenso verhält. Damit ist der Beweis erbracht, daß die radioaktiven Bestandteile der Erdbodenluft vom Radium ausgesandt werden.

Daß die Bodenluftemanation gleich der des Radiums ist, folgt auch aus dem Abklingen der in Bodenluft erhaltenen Aktivierungskurven negativ geladener Drähte. Doch ist außer dem Radium noch ein starker Prozentsatz Thorium vorhanden. D'adourian wies das folgendermaßen nach: In einem zugedeckten Loch lud er stundenlang einen 50 m langen, auf einen Rahmen gewickelten Draht auf hohes, negatives Potential und untersuchte nachher einige Stunden lang in einem geschlossenen Gefäß die vom Draht ausgehende Leitfähigkeit. Er erhielt so eine Abfallkurve, die sich vor allem anfangs der Exponentialkurve des Radiums anpaßt (S. 112). In den späteren Teilen klingt aber die Aktivität des Drahtes viel langsamer ab. Da nun die Halbwertszeit des Th B $10\frac{1}{2}$ Stunden beträgt, so liegt es nahe, den langsameren Abfall auf diesen Stoff zurückzuführen.

Die Schwankungen des Emanationsgehalts. An verschiedenen Orten sind große Verschiedenheiten in der Bodenluftleitfähigkeit gefunden worden. Ein ungefähr vergleichbares Maß erhält man dadurch, daß man stets dieselbe Luftmenge absaugt und untersucht. Schon auf diese Weise ließ sich zeigen, daß der Emanationsgehalt am selben Orte mit wachsender Tiefe zunimmt; doch geht das nur bis etwa 2 m. Die Luft aus 4 und 6 m gibt keine größere Zerstreung als die aus 2 m gesaugte. Außerdem ist der Emanationsgehalt anscheinend in diesen Tiefen konstant, während er in 0—2 m großen

Schwankungen unterworfen ist. Diese werden augenscheinlich verursacht durch das verschiedenartige Austreten der Emanation aus den gesättigten Tiefen zu den ungesättigten und zur Außenluft. Dieser Ausgleich zwischen Bodenluft und Atmosphäre, den Da underer als Bodenatmung bezeichnet hat, wird abhängen von der Durchlässigkeit des Erdbodens. Niederschläge oder Gefrieren müssen die Verbindung unterbrechen. In der Tat hat Gockel dann eine Anreicherung der Emanation in den obersten Erdschichten bemerkt. Auch eine längere, dichte Schneedecke wirkt ähnlich. Der Schnee erweist sich oft als radioaktiv, offenbar weil die Emanation und die Induktionen in ihm haften bleiben.

An Stelle der Einzelbeobachtungen hat zuerst Ebert Registrierungen gesetzt. Indem er photographisch mit einem Quadrantenelektrometer die Zerstreuung einer Metallplatte in einer Bodenvertiefung aufzeichnete, wies er den Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf die aus der Erde kommenden Ladungen nach. Es treten außer der Emanation schon fertig gebildete Träger in die Atmosphäre; doch beteiligen sich nur die obersten 10 Zentimeter des Erdbodens daran. Aus den größeren Tiefen gelangen keine fertig gebildeten Träger bis an die Oberfläche, sondern sie verschwinden wieder durch Adsorption und Wiedervereinigung. Endrös registrierte mit einer ähnlichen photographischen Methode in einigen Frühjahrsmonaten die Schwankungen des Emanationsgehalts in München und im bayrischen Schwaben in 0—1 m Tiefe. Als Zerstreuungskörper diente ein in einem 1 m tiefen Loch aufgehängter Metallzylinder, der von einem geerdeten Hohlzylinder umgeben war. Ferner hat Kähler im Potsdamer Sandboden über ein Jahr hindurch die Zerstreuung eines dicken, im Boden befindlichen Kupferdrahts

mit dem Benndorf-Elektrometer registriert. Ähnlich wie im oberbayrischen Gesteinsboden ergab sich auch in Potsdam in den Mittelwerten kein Zusammenhang zwischen Luftdruckschwankung der Außenluft und der Bodenluftleitfähigkeit. Beschränkt man sich aber in Potsdam auf die starken Luftdruckänderungen, so erhält man ganz regelmäßig bei stark fallendem Barometer eine große Zunahme, bei stark steigendem Barometer eine deutliche Abnahme des Leitvermögens. Es ist also nicht daran zu zweifeln, daß die Bodenatmung von der atmosphärischen Luftdruckschwankung reguliert wird. Nur können viele andere Umstände die Wirkung überdecken; so vor allem die Sonnenstrahlung, die in der wärmeren Jahreszeit mittags fast stets den Emanationsgehalt vermindert.

Die jährliche Schwankung des Emanationsgehalts in den ungesättigten Tiefen weist höhere Werte im Sommer auf als im Winter; die Winterwerte sind in Potsdam etwa 30% geringer. Die tägliche Schwankung hat meistens eine doppelte Welle, tiefste Werte kurz nach Mitternacht, und vor allem mittags, höchste Werte 6 Uhr morgens und ausgeprägter 7 Uhr abends. Es ist also Ähnlichkeit mit dem Gang des Potentialgefälles und der Luftdruckschwankung vorhanden, was wohl auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen ist. Dagegen besteht zwischen den Schwankungen des Leitvermögens der Außenluft und der Bodenluft kein Zusammenhang.

Absolute Werte des Emanationsgehalts. Man kann nach Mache (1904) den Emanationsgehalt messen, indem man den Sättigungsstrom angibt, den er zu unterhalten vermag. Voraussetzung ist dabei, daß die angewandte Spannung groß genug ist, um alle erzeugten, meist ja leichtbeweglichen Träger an den Zerstreungskörper zu bringen. So fand Endrös den Mittelwert

$1,0 \cdot 10^{-7}$, Kähler $0,4 \cdot 10^{-7}$ E. S. E. Gockel erhielt bei Messungen in Freiburg (Schweiz) sogar Werte von 2 bis $7 \cdot 10^{-7}$. Der Emanationsgehalt ist also in der Schweiz ganz bedeutend höher als im märkischen Sand, wo er aber auch durchaus nicht konstant ist; denn der in einem Jahr registrierte höchste Wert war etwa 40 mal größer als der tiefste. Wird der Sättigungsstrom durch ϵ geteilt, so erhält man aus ihm q_J , die für die Sekunde und im ccm erzeugten Träger. q_J wäre für München etwa 200, für Potsdam 80 Trägerpaare. Das sind Zahlen, die über 100 mal so groß wie für die Außenluft sind (S. 62). Für die gesättigten Tiefen erhöhen sich die Werte noch. Aus $q_J = 200$ folgt nach der Beziehung

$$\frac{dn}{dt} = q_J = \alpha n^2$$

$$n = 9000 \text{ Träger in ccm,}$$

d. h. es sind etwa zehnmal soviel Träger in der Bodenluft wie in der Atmosphäre.

Statt als Sättigungsstrom kann man den Emanationsgehalt direkt als Ra- bzw. Th-Gehalt angeben. Als Einheitsmaß dient dabei das vom Radiumkongreß Brüssel 1910 festgelegte Curie: 1 Curie ist die Emanationsmenge, die man durch 1 g metallisches Radium erhalten kann. Diese sehr große Einheit steht zum Sättigungsstrom in folgender Beziehung: 1 Curie = $2,6 \cdot 10^6$ E. S. E. Emanation und 1 Curie = $6,1 \cdot 10^6$ Emanation, Ra A und RaC zusammen. Der Radium- oder Thorgehalt läßt sich ermitteln entweder durch Vergleich mit Normallösungen eines Ra- bzw. Th-Salzes, die aber schwer erhältlich und heikel zu behandeln sind, oder durch den Normalkondensator von Mache - Flamm, einen Plattenkondensator

mit Schutzring, der mit Hilfe eines α -strahlenden Körpers oder mit Ra C geeicht ist.

Satterly maß ein Jahr lang den Emanationsgehalt in Cambridge (England) in 1 bis $1\frac{1}{2}$ m Tiefe im Mittel zu $200 \cdot 10^{-15}$ Curie/ccm; Wright und Smith fanden während eines Jahres auf Manila Schwankungen in 30 cm Tiefe von 29 bis $70 \cdot 10^{-15}$ Curie/ccm, 70 cm Tiefe von 208 bis 298, in 120 cm war der Gehalt ungefähr konstant 304. Olujić erhielt bei trockenem, lockerem Lehmboden in Freiburg (Schweiz) $1218 \cdot 10^{-15}$ Curie/ccm Em-Gehalt, bei feuchtem Boden ging er bis auf $200 \cdot 10^{-15}$ Curie/ccm herunter.

Die in einer Sekunde auf einen Quadratcentimeter Boden austretenden Em-Mengen berechneten Wright und Smith zu 2 bis $5 \cdot 10^{-17}$ Curie. Smyth maß in Dublin für dieselbe wichtige Größe $7 \cdot 10^{-17}$ Curie/qcm und sek.

Eine Trennung in Ra-Em und Th-Em ist nach Sanderson folgendermaßen möglich: Läßt man dauernd Bodenluft an einem negativ geladenen Zerstreungskörper vorbeisaugen, so ergibt sich in der Zerstreuung nach einigen Tagen ein stationärer Zustand. Stellt man den Luftstrom plötzlich ab, so fällt der Ausschlag im Elektrometer schnell: das ergibt die Thoremation. Auf diese Weise erhielt Sanderson durch Vergleich mit Th- und Ra-Lösungen, daß 1 ccm Bodenluft Radiumemanation enthält, die gleich der von $2,4 \cdot 10^{-13}$ g Ra ist. Das ist gleichbedeutend mit der Erzeugung von Ra-Em durch $9 \cdot 10^{-14}$ g Ra in 1 ccm Erde. Bei der Th-Em ist diese Zahl $1,4 \cdot 10^{-6}$ g Th im ccm Erde. Satterly fand für Cambridge in $1\frac{1}{2}$ m Tiefe einen Ra-Gehalt von $1,1 \cdot 10^{-12}$ pro g Erde und einen Th-Gehalt von $1,4 \cdot 10^{-5}$ g. Das Verhältnis Ra-Em : Th-Em nimmt nach ihm mit der Tiefe zu. Es ist in 4 m Tiefe mehr als 10 mal so groß als dicht unter der Oberfläche.

3. Radioaktivität der Erdoberfläche.

Die Gesteine. Die hohe Zerstreung und Radioaktivität der Bodenluft rührt daher, daß in der Erdkruste ständig radioaktive Beimengungen enthalten sind. Elster und Geitel erbrachten den Nachweis, indem sie Erdproben unter einem verschlossenen Gefäß auf ihre Elektrizitätszerstreung untersuchten. Es ergab sich so, daß fast alle Gesteine radioaktiv sind, wenn auch oft nur in geringem Maße. Die Wirkung erreichte ihren Höhepunkt nach 1—2 Tagen, war aber noch nach Monaten nachweisbar. Auch die gewöhnliche Ackererde erwies sich als schwach aktiv. Jetzt schließt man nach Joly meistens die Gesteine auf, löst sie und kocht nachher die Emanation aus oder reißt sie mit durchgequirelter Luft aus der Lösung. Solche genauen Untersuchungen haben gezeigt, daß im allgemeinen die Eruptivgesteine etwas höher aktiv sind als die Sedimentärgesteine; von jenen am meisten Granit und Porphyr, am wenigsten Basalt; von diesen am meisten Schiefer, am geringsten Marmor, Kreide und Quarzsand. Dementsprechend zeigt sich z. B. die Bodenluft aus ton- und kalkhaltigem Boden stärker leitend als die aus Basalt.

Im Mittel enthält 1 g Gestein oder Erde etwa $1 \cdot 10^{-12}$ g Radium und 1 bis $3 \cdot 10^{-5}$ g Thorium. Auch Aktinium ist in der Erdrinde vorhanden, nur wegen seiner kurzen Lebensdauer quantitativ schwer nachzuweisen.

Die Quellen. Da die Emanation stark in Wasser löslich ist, sind die Quellen radioaktiver als die festen Körper. Elster und Geitel zeigten zuerst, daß Luft, die durch Quellwasser sprudelt, größere Elektrizitätszerstreung gibt. Besser sind folgende Methoden: Man durchschüttelt eine bestimmte Wassermenge der Quelle, die man in ein luftleeres Gefäß hat strömen lassen, mit

Luft und untersucht dann die erhöhte Leitfähigkeit dieser Luft; oder man kocht durch Erhitzen auf über 1000° die Gase (einschließlich der Emanation) aus dem Quellwasser aus, um sie nachher auf ihre Leitfähigkeit zu prüfen. Auf diese Weise läßt sich auch Thorium in den Quellen nachweisen. Man drückt die Radioaktivität meistens aus im Sättigungsstrom, den sie zu unterhalten vermag, und zwar hat man den Strom

$$1000 \cdot C \cdot \frac{dV}{300} \cdot \frac{1}{t}$$

(C Kapazität der Meßvorrichtung, t Zeit in Sekunden, dV Spannungsabfall in Volt) 1 Macheeinheit genannt. Sie ist gleich $3,7 \cdot 10^{-13}$ Curie.

Es ergaben gerade solche Quellen eine hohe Aktivität, die als heilkräftig bekannt waren; so vor allem die von Gastein, Baden-Baden, Karlsbad und auch Nauheim und Kreuznach. Schwach aktive Quellen bleiben unter 1 Macheeinheit; die stärksten gehen über 20 Einheiten hinweg. Einige enthalten nicht nur die Emanation, die ja in etwa 4 Tagen auf die Hälfte abfällt, sondern Spuren vom Radium selber, so daß sie noch nach längerer Zeit radioaktiv sind. Auch die Quellsedimente, vor allem die von heißen Quellen, sind aktiv; ferner die Gase, z. B. die Kohlensäure, die aus ihnen entweicht. Gasreiche Quellen enthalten daher oft weniger Emanation.

Das Meereswasser zeigt ebenfalls in der Nähe der Küsten schwache, aber deutliche Radioaktivität, kleiner als 0,1 Macheeinheiten oder etwa $1 \cdot 10^{-15}$ Curie/ccm. Mitten im Stillen Ozean fand jedoch Hewlett keine Radiumemanation mehr. Das Radium ist im Meereswasser nicht gelöst, sondern sitzt an seinen feinen organischen Bestandteilen.

4. Radioaktivität der atmosphärischen Luft.

Elsters und Geitels Versuche. Die Aktivität der freien Luft wiesen Elster und Geitel folgendermaßen nach: Sie spannten einen etwa 10 m langen Kupferdraht an zwei Isolierhaken über dem Boden aus, luden ihn längere Zeit mit Hilfe einer Batterie von Zambonischen Säulen auf etwa —2000 Volt und untersuchten dann die Elektrizitätszerstreuung, die der aufgerollte Draht in einem geschlossenen Gefäß („Ionisierungskammer“) verursachte. Sie fanden eine starke Zunahme beider Zerstreungskoeffizienten, die nach etwa einer halben Stunde ihre höchsten Werte erreichten und nachher zuerst schnell, dann langsam abklangen. Die radioaktive, offenbar positiv geladene Substanz, die sich auf dem negativ geladenen Draht niederschlägt, läßt sich mit einem Lappen abreiben. Die Aktivierung ist dann auf den Lappen übergegangen. Auch photographische Wirksamkeit besitzen die von dem Lappen ausgesandten Strahlen. Sie gehen durch eine dünne Blei- oder Aluminiumschicht hindurch und bringen ferner einen Bariumplatinzyanürschirm zum Phosphoreszieren. Sie haben also alle Eigenschaften der von den radioaktiven Körpern ausgesandten Strahlen. Bei positiver Ladung des Drahtes erhielten die beiden Forscher weniger als $\frac{1}{30}$ der Wirkung. Daß es überhaupt etwas gibt, erklärt sich daraus, daß im Erdfeld die eine Seite des positiv geladenen Drahtes als Kathode wirkt. Auch an ungeladenen Drähten fand Allen in dunstiger und rauchgeschwängelter Luft radioaktive Niederschläge, die er für Ra C-haltige Rußteile hält.

An Stellen, wo das natürliche Feld der Erde groß ist, also auf Bergen, an Türmen usw., ergeben ungeladene Drähte deutliche Aktivität, ebenso Drähte, die durch Drachen oder Ballone in die Höhe gehoben werden.

Messungen der Aktivierungszahl A . Als Aktivierungszahl A bezeichneten Elster und Geitel den Spannungsabfall in Volt pro Stunde, der von 1 m Kupferdraht von $\frac{1}{2}$ mm Stärke bei zweistündigem Aufladen erhalten wird. Es hat sich gezeigt, daß A sowohl an verschiedenen Orten wie am selben Platze starken Schwankungen unterworfen sein kann. An der norddeutschen Küste war A nur etwa 5 bis 10, in Mitteldeutschland 15 und 20, in den Alpen bis zu 100, in Karasjok (Lappland) 60. Über dem Meer ist A meistens erheblich kleiner als über Land. Auf den großen Ozeanen betragen die kleinsten Werte weniger als 1, die Höchstwerte etwas über 20; Binnenmeere, auch das Mittelländische Meer, geben größere Werte. In größerer Höhe ist A oft ebenso groß als am Erdboden. Recht hohe Werte nimmt A bei Föhn an. Bei Nebel, wo das Leitvermögen der Luft sehr klein ist, hat A trotzdem meistens merkliche Werte.

Absolute Bestimmungen des Emanationsgehalts der Luft. I. Indirekte Bestimmungen. Es ist ohne weiteres klar, daß die Aktivierungszahl A , ähnlich wie der Zerstreuungskoeffizient a , nur ein unvollkommenes Maß darstellt, weil eine Reihe von nicht übersehbaren Wirkungen mitspielen: die Windstärke, die angewandte Spannung, die Zeitdauer des Aufladens, die Höhe des Drahtes über dem Erdboden, die Stärke des Erdfeldes, die Geschwindigkeit der Induktionsträger u. a. Dazu kommt die verschiedene Kapazität K der Versuchsanordnungen, die bei der Elster und Geitelschen 14 cm betragen hatte. Also wären mindestens alle gemessenen

A mit $\frac{K}{14}$ zu multiplizieren. Swan n (1914) vermied einen großen Teil der Fehler, indem er von dem langen Kupferdraht, der durch zwei Poloniumkollektoren auf gleichem

Potential gehalten wurde, das mittelste Stück isolierte und nur dieses Stück durch geschützte Zuleitungsdrähte negativ auflud. Der positive Pol der Batterie lag an den anderen Drahtteilen. Die Menge der sich niederschlagenden Induktionen hängt dann ab von der zu messenden Kapazität C des wirksamen Drahts und dem Spannungsunterschied V zwischen Potentialgefälle und Batteriespannung. Als Maß für die Aktivität A' nimmt Swann die Trägermenge, die von der Ladungseinheit des Drahts 3 Minuten nach dem Einbringen in die Ionisierungskammer erzeugt wird. Es ist dann

$$A' = \frac{K'}{\varepsilon \cdot V \cdot C} \cdot \frac{dV'}{dt},$$

wo K' die Kapazität der Kammer, dV'/dt der Spannungsabfall in ihr ist. Bei der dritten Fahrt der „Carnegie“ auf dem Atlantischen Ozean wurde so gefunden $A' = 0,24$ Träger pro ccm und Sekunde. Dem entspricht ein Emanationsgehalt von $12 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm. Das alte $A = 1$ von Elster und Geitel ist ungefähr gleich 0,03 Trägerpaaren pro ccm und Sekunde.

Eine noch genauere Methode zur Bestimmung des Induktionsgehalts und damit des Emanationsgehalts der Luft ist bereits 1905 von Gerdien angegeben worden. Sie besteht im wesentlichen aus einem Ebertschen Aspirationsapparat mit hoch negativ geladener Achse. Es sind aber eine Reihe von Umrechnungen nötig, die das Endergebnis etwas unsicher machen. Hier seien nur die beiden wichtigsten erwähnt. Einmal geht nach K. W. F. Kohlrausch die halbe Wirkung der auf der Achse sitzenden Induktionsträger in das Innere des Metalls und wird dadurch für die untersuchte Luft unwirksam: Korrektionsfaktor 2,0. Dann wird nach Salpeter ein Teil

der positiven Ra A-Träger durch negative Träger der vorbeigesaugten Luft neutralisiert. Das gibt bei mittlerem n einen Faktor 1,6. Die so umgerechneten Bestimmungen von Gerdien (Göttingen), Kohlrausch (Österreich), Kurz (Gießen), Heß (Wien) und Eve (Nordamerika) ergeben einen mittleren Sättigungsstrom von etwas über $20 \cdot 10^{-11}$ E. S. E. Das entspricht einem Emanationsgehalt von $80 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm. Auf der vierten Fahrt der „Carnegie“ benutzte Swann einen Zylinderkondensator aus Kupfer, 70 cm lang, 20 cm breit, mit einem Pappzylinder als innerer Achse, der von einer Kupferschicht (12×12 cm) umkleidet war. Bei der Untersuchung in der Ionisierungskammer wurde die Kupferschicht umgedreht und an das Gehäuse der Kammer gelehnt, um deren Kapazität nicht zu vergrößern. So wurde auf dem Stillen Ozean 1915—1917 gefunden $3,0 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm, in der nördlichen Antarktis sogar nur $0,4 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm, also ganz wesentlich kleinere Zahlen als über Land.

II. Direkte Bestimmungen. Besser als die indirekten Bestimmungen an negativ geladenen Drähten sind die auf anderen physikalischen Eigenschaften der Emanation beruhenden direkten. Sie erfordern allerdings so umfangreiche technische Hilfsmittel und sind so zeitraubend, daß sie nur selten angewandt werden können.

1. Absorption in Flüssigkeiten. Hofmann und Mache benutzten zur Bestimmung des Emanationsgehalts die Eigenschaft des Petroleums oder Toluols, bei tiefer Temperatur die Emanation zu absorbieren. Bei erhöhtem Druck und durch Sieden wird sie wieder frei.

2. Adsorption an Kohle. Besser werden die Ergebnisse, wenn man statt der flüssigen feste Körper verwendet. Nach Rutherford nimmt vor allem Holzkohle,

die aus Kokosnüssen hergestellt ist, die Emanation bei gewöhnlicher Temperatur auf und gibt sie beim Erhitzen wieder frei. Nach dieser Methode ist von Eve, Wright und Smith und Olujić gemessen worden. Man muß stundenlang die Luft an zerkleinerter Kohle vorbeisaugen, um brauchbare Werte zu erhalten. Auch dann werden nicht viel mehr als 70% der in der vorbeigesaugten Luft enthaltenen Emanation adsorbiert.

3. Verflüssigung der Luft. Deswegen ist die bereits S. 99 erwähnte Anreicherung der Emanation, die man jetzt meistens in langen, von flüssiger Luft umspülten Kupferspiralen vornimmt (Ashman, Satterly, Olujić), wohl die beste Methode.

Als Mittelwert der in Tab. 7 zusammengestellten Messungen (ohne die vom Mt. Pauai) ergibt sich $93 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm, also ein etwas höherer Wert als aus den indirekten Bestimmungen an negativ geladenen Drähten. In größerer Höhe nimmt der Emanationsgehalt ab. Auf dem 2500 m hohen, auf der Insel Luzon gelegenen Mt. Pauai, fanden Wright und Smith nur etwa den vierten Teil wie in Manila in Meereshöhe. Die Höchstwerte, die

Tabelle 7.

Emanationsgehalt der atmosphärischen Luft in 10^{-18} Curie/ccm (nach Olujić).

Beobachter	Meßort	Anzahl der Messungen	Emanationsgehalt		
			Mittelwert	Höchstwert	Tiefstwert
Eve	Montreal	41	60	127	18
Ashman . .	Chicago	6	95	200	45
Satterly .	Cambridge, Engl.	58	105	350	35
J. R. Wright und Smith }	Manila	50	73	154	14
	Mt. Pauai (2500m)	10	19	34	8
Olujić . . .	Freiburg (Schw.)	36	131	305	54

überall bei schönem Wetter eintreten, sind etwa 6- bis 10 mal größer als die Tiefstwerte, die allenthalben, auch auf dem Mt. Pauai bei feuchtem, windigem Wetter oder nach stärkerem Regen gefunden werden. Die Nachtwerte liegen fast immer höher als am Tage. Während Olujić keinen Einfluß der Jahreszeiten feststellen konnte, waren in Manila die Januarwerte 4 mal so groß als im Juli. Auch die indirekt bestimmten Zahlen für den Emanationsgehalt zeigen einen ähnlichen Wettereinfluß. V. Heß fand im Sommer 1909 bei Wien im täglichen Gang Höchstwerte 4 Uhr nachmittags und vor allem 6 Uhr morgens, Tiefstwerte mittags und ausgeprägter 6 Uhr nachmittags, also eine dem Leitvermögen der Luft ähnelnde Schwankung. Er stellte auch einen Einfluß des Luftdrucks fest: fallendes Barometer gab steigenden Induktionsgehalt und umgekehrt.

Radium, Thorium und Aktinium in der Atmosphäre. Das Gesetz, nach dem ein negativ aufgeladener, mit Induktionen besetzter Draht in der Ionisierungskammer abklingt, ist nach Rutherford

$$F = C \cdot e^{-\lambda t} (1 - e^{-\lambda \Theta}).$$

C ist eine Konstante, Θ die Aufladezeit, t die Zeit vom Ende des Aufladens an („Abklingezeit“). Schon Eister und Geitel fanden beim Abklingen der Aktivität eine gute Übereinstimmung mit der von Frau Curie erhaltenen Radiumkurve. In der Hauptsache ist also Radium in der Atmosphäre. Doch fällt die Abklingungskurve ganz am Anfang steiler, dann bald langsamer ab als die Radiumkurve (s. Fig. 18). Das langsame Abklingen ist auf das Th B zurückzuführen, das eine Halbwertszeit von über 10 Stunden hat. Der Thorgehalt nimmt zu mit wachsender Aufladezeit, weil das radioaktive

Gleichgewicht auf dem negativ geladenen Draht, d. h. der Zeitpunkt, in dem die Anzahl der zerfallenden positiven Induktionen ebenso groß ist als die neu sich aus der Luft niederschlagenden, beim Radium in $4\frac{1}{2}$, beim Aktinium in 6, beim Thorium dagegen erst in 109 Stunden erreicht wird. Daher ergab eine 3tägige Aufladung, die Blanc in Rom ausführte, 50—70%

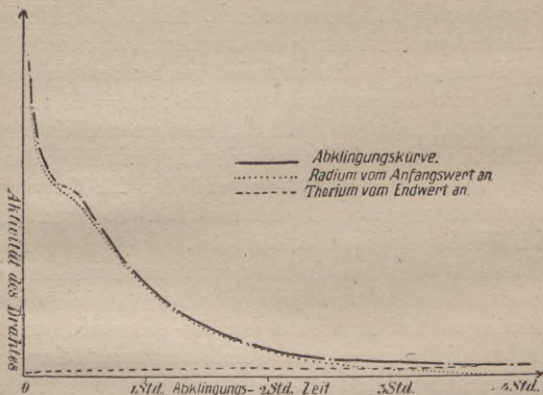


Fig. 18. Abklingen der Induktionen auf einem negativ geladenen Draht.

Thor. Natürlich bedeutet dieser Versuch nicht, daß ebensoviel Prozent Thor in der Luft vorhanden waren. Vielmehr ist der Anteil des Thors an den radioaktiven Bestandteilen der Luft viel geringer. Blanc selbst erhielt nur 5—10% Thor, indem er die Eigenschaft von Metallspitzen benutzte, alle radioaktive Substanz der sie umgebenden Luft auf eine ihnen gegenüberstehende Platte niederzuschlagen. Ebenso nimmt der Thorgehalt auf dem negativen Draht mit wachsender Spannung zu. Das wies Kurz nach bei Drähten, die nicht wie üblich wagerecht,

sondern senkrecht im Erdfeld aufgestellt wurden. Dann war das Verhältnis Ra : Th an einzelnen Teilen des Drahtes verschieden: das Th überwog stets an den Stellen, wo an dem Draht das stärkere Feld bestand. Die Erklärung für dieses Verhalten ist in der größeren Beweglichkeit der Ra-Induktionen zu suchen.

Aus dem Endwert der Abklingungskurve läßt sich der Anfangswert des Thors berechnen. Mit Berücksichtigung der Aufladezeit und unter der Annahme, daß die Trägerbeweglichkeiten von Ra : Th sich wie 3 : 1 verhalten, gelangte Kurz auf ein Verhältnis Ra : Th = 13 : 1. Das langsamere Abklingen am Anfang ist wahrscheinlich auf das Aktinium zurückzuführen, das sich mit Hilfe der Ra-Kurve vom Anfangswert an und der Th-Kurve vom Endwert an ungefähr abschätzen läßt. So fand Kurz auf 100 Teile Ra etwa 3 Teile Ac.

Die Luft über dem Ozean enthält gar kein Thor, aber anscheinend etwas Ac. Die gefundene Aktivität ist im wesentlichen auf Produkte der Ra-Emanation zurückzuführen, die bei ihrer großen Halbwertszeit (4 Tage) sehr wohl durch den Wind vom Festlande auf große Strecken fortgetragen werden kann, ohne ihre Aktivität ganz einzubüßen.

Auf den Bergspitzen ist ebenfalls wenig Th gefunden worden. Da aus dem Felsenboden wahrscheinlich wenig Emanation dringt, wird auch hier der Windtransport die langlebige Ra-Emanation begünstigen. Schon in einigen Metern Höhe über dem Boden nimmt in der Ebene oft der Prozentsatz an Th deutlich ab. V. Heß und W. Schmidt zeigten, daß der Emanationsgehalt mit der Höhe nach einem Exponentialgesetz kleiner wird. Unter der Annahme einfacher Austauschbedingungen läßt sich der Gehalt für alle Höhen berechnen. Die Halbwertshöhe,

d. h. die Höhe, in welcher der Gehalt auf die Hälfte des Betrages am Erdboden gesunken ist, beträgt für die meisten Th- und Ac-Produkte nur wenige m, für das Th B 150 m, für die Ra-Em und -Produkte rund 1200 m, nur für Ra D wird sie sehr groß.

Das Herangehen der Induktionen an geladene Drähte hat zur Folge, daß die Luft am Draht durch die ausgesandten α -Strahlen stark leitend wird. Da die Reichweite der α -Strahlen in Luft etwa 5 cm beträgt, so bildet sich ein leitender Luftzylinder von diesem Radius. Bei hohen Stangen, z. B. bei Antennen, die dauernd auf hohem Potential gehalten werden, kann in diesem Luftzylinder die Leitfähigkeit etwa 100 mal so groß werden wie in gewöhnlicher Luft.

Weil die Erde dauernd negativ geladen ist, so wirkt sie wie ein Draht, auf dem radioaktives Gleichgewicht herrscht. Es werden also ständig feste radioaktive Induktionen auf den Gegenständen der Erdoberfläche sich festsetzen und ebenfalls die Luft um sich herum leitend machen.

Die Wanderungsgeschwindigkeit der Induktionsträger. Gerdien bestimmte 1905 die Beweglichkeit der radioaktiven Induktionen, indem er Luft mit verschiedener Geschwindigkeit durch einen großen Zylinderkondensator saugte. Die negativ mit wechselnder Spannung geladene Achse war spiralförmig mit Papier umwickelt, auf dem sich die Träger niederschlagen müssen, und das stückweise mit einem empfindlichen Quadrantenelektrometer untersucht ward. Das Papier am Anfang der Achse nahe dem Eintritt der Luft ergibt die Geschwindigkeit der leichtbeweglichen Träger; das Papier am Ende der Achse bei hoher Spannung die Geschwindigkeit der schwersten Träger. Auf diese Weise stellte Ger-

dien bei den positiven Radiuminduktionen Wanderungsgeschwindigkeiten von 25 cm/sec bis zu $1 \cdot 10^{-5}$ cm/sec für 1 Volt/cm fest. Am häufigsten waren die Geschwindigkeiten zwischen 0,5 und 1,8 (leichtbewegliche Träger); ein zweiter Schwellenwert findet sich bei 0,02 bis 0,2 (mittlere Beweglichkeit). Die negativ geladenen Ra-Induktionen sind über 100 mal kleiner an Zahl. Die positiven Th-Induktionen hatten Wanderungsgeschwindigkeiten von 15 cm/sec bis zu 0,2.

Der Anteil der radioaktiven Induktionen selber an der atmosphärischen Leitfähigkeit und am vertikalen Leitungsstrom wird nicht sehr groß sein. Die von ihnen dauernd erzeugten Träger beider Vorzeichen fallen aber stark ins Gewicht. Dem Emanationsgehalt $93 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm entspräche nach S. 103 ein Sättigungsstrom $57 \cdot 10^{-11}$ E. S. E./ccm und Sekunde für die Ra-Em und ihre Zerfallprodukte. Das ergäbe, durch ϵ geteilt, ein $q_J = 1,1$, d. h. in der Außenluft wird allein durch ihren eigenen Radiumgehalt ständig mehr als ein Trägerpaar pro ccm und Sekunde erzeugt. Aus der Beziehung

$$q_J = \alpha n^2$$

folgt, wenn man $\alpha = 2,5 \cdot 10^{-6}$ nimmt, ein n von fast 700. Also allein durch das in ihr befindliche Radium entstehen in der Atmosphäre fast 700 leicht- und schwerbewegliche Träger im ccm. Das größere $\alpha = 29 \cdot 10^{-6}$ (S. 63) liefert noch 190 Träger im ccm. Das ist jedenfalls ein recht erheblicher Teil der gesamten Träger im ccm. Die leichtbeweglichen, mit dem Ebertschen Apparat gemessenen sind oft nicht viel größer.

Über den großen Ozeanen, wo der Emanationsgehalt etwa $3 \cdot 10^{-18}$ Curie/ccm oder noch geringer ist, erzeugen die in der Luft enthaltenen Ra-Zerfallprodukte nur

ungefähr alle 25 Sekunden ein Trägerpaar ($q_J = 0,04$). Den 700 Trägern pro ccm über Land entsprechen nur 120 über dem Meer. Wenn trotzdem das Leitvermögen und die Anzahl der leichtbeweglichen Träger ebenso groß ist als über dem Festland, so folgt daraus, daß außer den Induktionen noch andere Träger erzeugende Kräfte wirksam sind, in erster Linie die durchdringende Strahlung (S. 121). Da diese aber auch über Land, und zwar hier noch stärker wirkt, so muß man annehmen, daß über Land nicht nur die Träger erzeugenden, sondern auch die Träger vernichtenden Vorgänge stärker sind als über den Ozeanen.

5. Radioaktivität der Niederschläge.

C. T. R. Wilson hat zuerst nachgewiesen, daß frischgefallener Regen oder Schnee, den man rasch eindampft, radioaktive Rückstände hinterläßt. Die Wirkung sinkt in etwa einer halben Stunde auf die Hälfte, ist also nicht der Radiumemanation, sondern den Induktionen zuzuschreiben. Die Radioaktivität der Niederschläge wechselt. Sie ist im allgemeinen, bezogen auf die gleiche Wassermenge, bei Schnee größer als bei Regen. Zu Beginn eines längeren Regens erhält man meistens höhere Werte als am Schluß.

Das erklärt sich aus der Entstehungsweise. Offenbar werden die Induktionen der Atmosphäre mechanisch von den fallenden Wassertropfen und Schneekristallen mitgerissen. Deswegen ist der Induktionsgehalt der Atmosphäre nach Niederschlägen gering. Schnee ergibt mehr wegen seiner größeren Oberfläche. Vielleicht erklärt sich das Anlagern der positiven Induktionen auch dadurch, daß sie von den negativ geladenen Niederschlägen angezogen und festgehalten werden. Als nicht aktiv

erwiesen sich die Niederschläge in der Antarktis (Petermann-Insel).

Auch Tau und Raufrost können radioaktiv sein. Es handelt sich ebenfalls um Radiuminduktionen.

6. Die durchdringende Strahlung in der Atmosphäre.

Von englischen Physikern, Rutherford, McLennan und Mitarbeitern, ist im Jahre 1903 gezeigt worden, daß die Leitfähigkeit der Luft in abgeschlossenen Gefäßen zum größeren Teil von radioaktiven Stoffen herrührt, die sich außerhalb des Gefäßes befinden müssen. Es läßt sich das am besten dadurch nachweisen, daß man Bleiplatten von wachsender Dicke um das Gefäß legt. Die Leitfähigkeit der Innenluft sinkt dann bis zu einem bestimmten Wert, der auch durch noch so dicke Bleiplatten nicht weiter verringert werden kann. Diese „Reststrahlung“, oft auch „spontane Ionisation“ genannt, zu der auch die geringe, bald verschwindende Aktivität der Innenluft zu zählen ist, erklärt sich durch die Eigenstrahlung der Gefäßwände. Sie ist als eine allgemeine Eigenschaft aller Körper aufzufassen und unter denselben Verhältnissen als konstant anzusehen. Dagegen ist die Strahlung, die durch die Bleiplatten absorbiert wird, die sogenannte „durchdringende Strahlung“, großen Schwankungen unterworfen. Es muß sich bei ihr um die durchdringendsten radioaktiven Strahlen, also um γ -Strahlen, handeln. Dazu kommt noch eine von den γ -Strahlen in den Gefäßwänden ausgelöste, sogenannte sekundäre β -Strahlung.

Meßgerät. Am meisten im Gebrauch ist ein abgeschlossenes Metallgefäß mit Wulfschem Zweifaden-elektrometer, der sogenannte Wulfsche Strahler (1909). Das Fadensystem F ist, wie Fig. 19 zeigt, durch 2 Bern-

steinstopfen *B* fest in einen aufrecht stehenden Zinkhohlzylinder eingebaut. Die Ablesung erfolgt durch ein eingeschraubtes Mikroskop *M*, das durch ein auf der gegenüberliegenden Wand befindliches Fenster *L* Licht erhält. Als Zerstreuungskörper dienen die Fäden selber. Ihre Aufladung erfolgt durch eine abstellbare Kontaktvorrichtung *K*. Temperatur- und Luftdruckeinfluß sind durch sinngemäßen Bau der Fädenhalter beseitigt. *T* ist eine Natrium-Trockenvorrichtung. Der eigentliche Meßraum, der 2 bis 3 Liter umfaßt, kann zur Isolationsprüfung durch ein enges Metallrohr, das für gewöhnlich in den Hals *H* des Gefäßes gezogen ist, von den Fäden getrennt werden. Wegen der Kleinheit der Wirkung erhält man erst in 1 bis 2 Stunden einen merklichen Abfall. Aus dem am Elektrometer gemessenen Sättigungsstrom läßt sich leicht die pro cm und Sekunde erzeugte Trägerzahl berechnen. Campbell hat 1907 zuerst die durchdringende Strahlung registriert, 1915 ähnlich Bergwitz den Wulfschen Strahler photographisch und Gockel mechanisch mit einem Bennedorfelektrometer zum Registrieren eingerichtet.

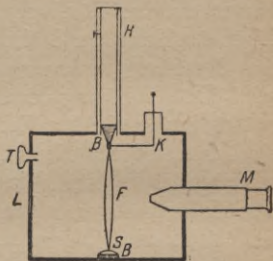


Fig. 19. Skizze des Wulfschen Apparats zur Messung der durchdringenden Strahlung. (Aus den „Naturwissenschaften“ 1914, Berlin.)

Meßergebnisse. Die durchdringende Strahlung, einschließlich der Reststrahlung, schwankt in der freien Atmosphäre nahe dem Erdboden etwa von 3 bis 30 Trägerpaaren. Am größten sind die Werte an Orten mit stark radioaktivem Gestein, z. B. Granit, also vor allem im Gebirge; am kleinsten in großen Mooren und Heiden,

Meßergebnisse. Die durchdringende Strahlung, einschließlich der Reststrahlung, schwankt in der freien Atmosphäre nahe dem Erdboden etwa von 3 bis 30 Trägerpaaren. Am größten sind die Werte an Orten mit stark radioaktivem Gestein, z. B. Granit, also vor allem im Gebirge; am kleinsten in großen Mooren und Heiden,

wo der Untergrund sehr radiumarm ist. Ein gut Teil der Wirkung rührt also vom Erdboden her. Ungefährer Mittelwert über Land ist 6 Trägerpaare pro ccm und Sekunde. In einiger Höhe über dem Boden, beispielsweise am Eiffelturm (Wulf), nimmt die Strahlung deutlich ab um 1 bis 2 Träger. Das wäre ungefähr der Anteil des Erdbodens an der Strahlung. Im Zimmer wird wegen der Eigenstrahlung der Steinwände, fast stets eine Erhöhung der Strahlung wahrgenommen. Ganz nahe der Wand wird diese Wirkung durch Sekundärstrahlung noch vermehrt, auch nahe dem Erdboden, in Entfernungen kleiner als 1 m, zeigt sich dieses „Reflexionsvermögen“. Wasser verschluckt die durchdringende Strahlung. Schon in etwa 4 m Tiefe nimmt sie gegen 1 m über der Wasseroberfläche um etwa 2 bis 3 Träger ab. Das wäre also der Anteil der Strahlung, der aus der Atmosphäre stammt. Über den großen Wasserflächen ist die durchdringende Strahlung merklich kleiner als über Land. Das ist außer von vielen Einzelbeobachtungen auf Binnenseen und Meeren von Simpson und Wright auf dem Stillen Ozean und vor allem aus den langen Fahrten der „Carnegie“ von Swann gezeigt worden. Als Mittelwert findet Swann 3,6 Träger pro ccm und Sekunde, und zwar ist die Strahlung recht gleichmäßig. Merkwürdig ist die Beobachtung, daß die größeren Werte der Küste beim Verlassen des Hafens noch bis auf hoher See nachwirkten. Simpson und Wright schieben das auf die atmosphärischen Induktionen, die sich auf Schiff und Masten niedergeschlagen haben.

Jährlicher Gang. Die jährliche Schwankung ist zuerst von Mache in Wien, dann mit verbessertem Apparat von Gockel in Freiburg (Schweiz), Heß und Kofler auf dem Obir (2040 m, Südkärnten) und von Kähler in Kolberg untersucht worden. Es ergab sich überall, in den

Alpen wie an der Ostsee, ein deutlicher Höchstwert im Hochsommer, Tiefstwert im Spätwinter. Die Größe der jährlichen Schwankung, d. h. der Unterschied zwischen höchstem und tiefstem Monatsmittelwert, beträgt in Freiburg etwa 15%, so daß also auch über Land die Strahlung am gleichen Ort ziemlich gleichmäßig ist. Gockel erklärt den jährlichen Gang dadurch, daß der vom Boden stammende Anteil der durchdringenden Strahlung infolge der Erwärmung und infolge der geringeren Bodennässe im Sommer größer wird. Auf dem Obir und an der Küste in Kolberg war die jährliche Schwankung etwa 3 mal so klein als in Freiburg, vermutlich wegen der zum Teil fehlenden Bodenwirkung.

Der tägliche Gang ist noch viel geringer als der jährliche. So erhielten Gockel in Freiburg und Swann auf dem Großen Ozean überhaupt keine Schwankung. McLennan fand 2%. Auf dem Obir und in Kolberg waren die Nachtwerte etwas tiefer als die Tagwerte.

Der Einfluß des Wetters ist ebenfalls gering. Eine Erhöhung ist vielfach wahrgenommen worden bei starkem Wind, bei fallendem Barometer und bei Niederschlägen. Der Wind- und Luftdruckeinfluß könnte von Schwankungen des Bodenanteils herrühren, die Erhöhung bei Regen von heruntergespülten wirksamen Luftteilen. Eine Herabminderung trat ein durch eine Schneedecke, die vielleicht abschirmend wirkt, und bei steigendem Barometer.

Ballonbeobachtungen. Zu dem Anteil der Atmosphäre, der ja nur vom Ra C und zu einem kleinen Teil vom Th D (Tab. 6, S. 96) herrühren kann, und zu dem des Bodens tritt nun noch ein unbekannter dritter Anteil. Bei Ballonfahrten, vor allem bei Höhenfahrten von Heß und Kolhörster, zeigte sich, daß die Abnahme

der durchdringenden Strahlung nur bis etwa 1500 m reicht und daß in größerer Höhe eine starke Zunahme vorhanden ist. So fand Kolhörster in 6000 m Höhe 30, in 9000 m sogar 90 Träger mehr als am Erdboden. Es muß also noch eine außerirdische Quelle der durchdringenden Strahlung angenommen werden. In Betracht könnten kommen eine punktförmige Quelle, etwa die Sonne, oder eine strahlende Schicht. Die punktförmige Quelle müßte, wie v. Schweidler ausrechnet, etwa 170 mal so radioaktiv sein als reines Uran, also ungeheuer stark wirken. Aus den Kolhörsterschen Messungen folgt ein Absorptionskoeffizient von $7,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^{-1}$, d. h. erst beim Durchgang durch 7 km Luft ginge alles bis auf 1% verloren, während die bisher bekannten durchdringendsten γ -Strahlen schon, wenn sie 1 km durchsetzt haben, auf 1% sinken. Nun kommt die Sonne wohl deswegen kaum als Quelle in Betracht, weil wenig Unterschied zwischen Tag- und Nachtwerten besteht und bei einer Sonnenfinsternis keine Änderung der Strahlung bemerkt wurde. Von mehreren Beobachtern, zuerst wohl von Wigand, ist eine strahlende, feinverteilte Schicht in großer Höhe rings um die Erde als Ursache der bis zum Erdboden reichenden durchdringenden Strahlung angenommen worden. Eine Bestätigung dieser Ansicht könnte in dem Ergebnis gesehen werden, daß der Halleysche Komet im Jahre 1910 bei seinem Durchgang durch die Erdatmosphäre eine deutliche Erhöhung der Strahlung an mehreren Orten, vor allem in Rom (Pacini) bewirkte. Wigand will diese höheren Werte durch Anziehung des Kometenschweifes auf die strahlenden Teilchen erklären. Aber auch diese strahlende Schicht müßte 100 mal so radioaktiv sein als die Erdrinde. Das Ra C in 5000 m Höhe kann nach Heß beispielsweise kaum

$\frac{1}{20}$ der dort gemessenen durchdringenden Strahlung erzeugen.

Schätzungsweise entfallen von den 6 über Land am Erdboden erzeugten Trägern der durchdringenden Strahlung etwa 2 auf die Bodenwirkung („Erdstrahlung“), $\frac{1}{2}$ —1 auf die in der Luft enthaltenen Teilchen („Luftstrahlung“) und 1 bis 2 auf die außerirdische Quelle („Höhenstrahlung“); der Rest, 2, auf die Reststrahlung; über dem Ozean von den 3,6: 1 bis 2 auf die außerirdische Quelle, 2 auf die Reststrahlung. Die $1\frac{1}{2}$ pro ccm und Sekunde von der durchdringenden Strahlung in der Luft über dem Ozean erzeugten Träger reichen nach S. 62 gerade hin, um die dort mit dem Ebertschen Apparat gemessenen leichtbeweglichen Träger zu erklären. Demnach müßten, was nicht gerade sehr wahrscheinlich ist, über den großen Wasserflächen überhaupt keine schwerbeweglichen Träger vorhanden sein.

V. Abschnitt.

Elektrische Wirkungen des Sonnenlichts.

1. Das ultraviolette Licht.

Das von der Sonne ausgesandte Licht kann direkt Elektrizität in der Luft erzeugen, in erster Linie wirken die kleinen Wellenlängen, der ultraviolette Teil des Lichts. Diese Strahlen üben, wie Leonard und Ramsauer gezeigt haben, einmal chemische Wirkung aus, indem sie Ozon bilden und aus diesem Ozon und dem Ammoniak der Luft die wichtigen Kondensationskerne oder Nebelkerne erzeugen (S. 87). Die Entstehung von großen Elektrizitätsträgern durch Dampfkondensation auf ihnen

ließ sich aber bei den Versuchen in keinem Falle nachweisen. Außerdem hat das ultraviolette Licht die Eigenschaft, die Luft, die es durchsetzt, stets leitend zu machen. Das ist so zu denken: Durch die Absorption der Lichtenergie im Molekül tritt aus diesem ein negatives Quant als Kathodenstrahl aus, so daß der Rest als positiver Träger zurückbleibt. Das negative Quant lagert sich ebenfalls bald an ein neutrales Luftmolekül. Diese elektrisierende Wirkung des Lichts ist aber an die kleinsten Wellenlängen 90 bis 180 $\mu\mu$ (Schumannviolett) gebunden, tritt also, da diese Wellenlängen stark von der Luft absorbiert werden, nur in größeren Höhen ein. Die oberen Schichten werden dadurch beständig leitend erhalten. Das Herabdringen nach unten ist behindert durch die Nebelkerne, die noch von größeren Wellenlängen erzeugt werden und daher bis in tiefere Schichten reichen. An der Erdoberfläche selber ist kein elektrisierender Einfluß des ultravioletten Sonnenlichts mehr zu erwarten.

2. Die Hallwachs-Wirkung am Erdboden.

Von Hallwachs ist gezeigt worden, daß einige Metalle, vor allem Zink, die Eigenschaft haben, unter der Einwirkung des direkten Sonnenlichts eine negative Ladung schnell zu verlieren. Auch wenn die Zinkplatte ungeladen ist, sendet sie negative Strahlen aus, ladet sich also positiv auf. Der größte Teil dieser lichtelektrischen Wirkung geht ebenfalls von den ultravioletten Sonnenstrahlen aus. Durch genauere Untersuchungen ist festgestellt worden, daß auch eine Reihe von Mineralien, vor allem Feldspat und Granit, ein ähnliches Verhalten, wenn auch bedeutend geschwächt, zeigen. Man kann also, worauf zuerst Elster und Geitel hingewiesen

haben, annehmen, daß unter der Wirkung des Sonnenlichts aus vielen Gesteinen der negativ geladenen Erdoberfläche negative Elektrizität in die Atmosphäre tritt. Diese zuerst schnell sich bewegenden Ladungen werden aber recht bald unbeweglicher dadurch, daß sie sich an ein Luft- oder ein anderes Teilchen lagern. Auch an Eis und Wasser hat Obolenski die Hallwachswirkung nachgewiesen.

Elster und Geitel haben, um diese lichtelektrische Wirkung der Sonne an verschiedenen Orten zu messen, eigene Aktinometer dafür gebaut. Man benutzt sie meistens umgekehrt dazu, um aus dem erhaltenen Ausschlag im Elektroskop auf die Stärke des zur Erde gelangenden ultravioletten Sonnenlichts zu schließen.

Die lichtelektrische Wirkung zeigt starke Schwankungen von Tag zu Tag. Die Sommerwerte sind ganz bedeutend höher als die Winterwerte. Im Juni bis August waren sie in Wolfenbüttel etwa 75 mal und selbst in größerer Höhe (Davos) etwa 20 mal so hoch als im Dezember.

Im allgemeinen wird es nicht angehen, mit dieser lichtelektrischen Wirkung eine größere Elektrisierung der Luft zu erklären. Es ist das zwar von Elster und Geitel versucht, aber von ihnen bald wegen des negativen Überschusses, den sie ergeben müßte, zugunsten anderer Vorstellungen fallen gelassen worden. Doch kann die lichtelektrische Wirkung mit dazu herangezogen werden, das Überwiegen der negativen Träger in den Mittagsstunden am Erdboden, sowie die tiefen Werte des Potentialgefälles zu dieser Tageszeit zu erklären.

VI. Abschnitt.

Ursprung der Lufterlektrizität.

1. Ältere Vorstellungen.

Die Hauptaufgabe der lufterlektrischen Theorien ist, die stete Aufrechterhaltung des starken Feldes, also die negative Erdladung und den positiven Überschuß in der Atmosphäre zu erklären. Die älteren Theorien, denen es eine Unmenge gegeben hat — Chauveau zählt in seiner Zusammenstellung von 1900 allein mehr als 30 —, beschränken sich häufig auf eine Erklärung der Gewittererscheinungen und stützen sich vielfach auf recht unvollkommene Versuche oder auch auf rein spekulative Vorstellungen.

Am längsten Gültigkeit gehabt hat die Peltiersche Theorie, die Exner weiter ausbaute und die, trotzdem sie nicht zutraf, von großem Wert für die Entwicklung gewesen ist. Nach ihr sollte der von der Erde aufsteigende Wasserdampf negative Ladung mit in die Atmosphäre nehmen, so daß auch die Wolken negativ geladen wären. Man hat sich lange bemüht, die Richtigkeit dieser Vorstellung durch Messungen zu erhärten. Durch die Beobachtungen im Luftballon wurde aber in den 90er Jahren des 19. Jahrhunderts gezeigt, daß nicht ein negativer, sondern ein positiver Überschuß der Ladungen in der Luft vorhanden ist. Es ist übrigens auch jetzt noch nicht bewiesen, daß mit dem Verdampfungsprozeß überhaupt elektrische Vorgänge verbunden sind.

2. Die Kondensationstheorie.

Es lag nahe, die Wilsonschen Versuche über die Kondensation an den Elektrizitätsträgern (S. 87) auf die atmosphärischen Vorgänge anzuwenden. Das ist schon von

Wilson selber und von J. J. Thomson geschehen, und dann vor allem von Gerdien zu einer Theorie der Luftelektrizität ausgebaut worden. Danach erfolgt im stark aufsteigenden Luftstrom die Kondensation zunächst an den Kernen: das geht an der Grundfläche der Haufenwolken vor sich. Die reine, stark leitende Luft steigt weiter. Über dem Kumulus soll bei vierfacher Übersättigung die Kondensation an den negativen Trägern stattfinden, die so den „falschen“ Cirrus, den Cirrusschirm über der Gewitterwolke bilden. Die positiven Träger steigen in noch größere Höhen, werden hier durch die starken Luftströmungen über weite Luftgebiete fortgetragen, zum Teil erfolgt jetzt auch bei ihnen bei 6facher Übersättigung noch Kondensation. Nach dieser Vorstellung bringen die Niederschläge mehr negative Elektrizität zur Erde, während die Atmosphäre positiv zurückbleibt. Aus den negativen Ladungen der Niederschläge soll sich die negative Erdladung erklären.

Die Registrierungen in Potsdam und Simla haben gezeigt, daß diese Folgerung, die Gerdien aus der Theorie zog, nicht zutrifft. Ferner ist es nach den Versuchen, die Lenard und Ramsauer mit ultraviolettem Licht ausgeführt haben, unwahrscheinlich, daß in den oberen Luftschichten die Kondensation überhaupt an den Elektrizitätsträgern erfolgt. Solche Übersättigungen, wie sie die Theorie erfordert, sind zudem bisher niemals in der Atmosphäre nachgewiesen worden.

Die Kondensationstheorie ist also nicht imstande, die Beobachtungstatsachen zu erklären.

3. Die Adsorptionstheorie.

Elster und Geitel führten die negative Erdladung auf die bekannte größere Beweglichkeit der negativen

Elektrizitätsträger zurück. Die beiden Forscher nahmen an, daß die negativen Ladungen eher als die positiven von den festen Körpern der Erdoberfläche adsorbiert werden. Nun ist aber durch Laboratoriumsversuche gezeigt worden, daß ein ungeladener Körper, der inmitten schwachleitender Luft steht, nur wenig negative Ladung annimmt. Die Wirkung wird offenbar durch das Feld, das sich dadurch bildet, sowie in der Atmosphäre vor allem durch das Potentialgefälle erschwert. Dagegen ist sie in engen Räumen, die dem Erdfeld entzogen sind, größer.

Ebert hat daher die Theorie dahin abgeändert, daß er die Wirkung nicht der Außenluft, sondern der Bodenluft zuschreibt. Dadurch zieht er die wichtigste natürliche Elektrizitätsquelle, die radioaktiven Bestandteile der Erdrinde, mit zur Erklärung heran. In den Erdkapillaren soll durch die aufsteigende, stark leitende Bodenluft an die Erdschichten mehr negative Ladung abgegeben werden als positive, so daß die Luft mit einem positiven Überschuß austritt. Durch den Wind werden diese mehr positive als negative Träger enthaltenden Ladungen überall hingetragen, vor allem auch auf den Ozean, wo keine Bodenatmung stattfindet.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß die in der Bodenluft enthaltene und mit ihr austretende Radiumemanation imstande ist, die Elektrizitätsmengen zu liefern, die wir in der Luft über dem Festlande messen. Wenn im Mittel in der Sekunde für jedes Quadratmeter Erdoberfläche $3 \cdot 10^{-17}$ Curie austritt, so genügt das, um den Emanationsgehalt der Atmosphäre, $9 \cdot 10^{-17}$ Curie pro ccm, zu erklären.

Eine recht erhebliche Schwierigkeit der Ebertschen Theorie liegt aber in dem von ihr verlangten Lufttrans-

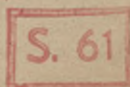
port vom Festland über die großen Wasserflächen der Erde. Nach den Messungen auf der „Carnegie“ ist es nicht zu bezweifeln, daß Leitvermögen, Trägerzahl und Potentialgefälle über dem Ozean ebenso groß sind als über Land. Nur die durchdringende Strahlung nimmt deutlich, der Emanationsgehalt sogar stark ab; also steckt anscheinend nur in diesen beiden Elementen ein Bodeneinfluß. Swann hat durch Rechnung gezeigt, daß die Vorstellung eines Konvektionsstroms an der Erdoberfläche entlang oder in den höheren Luftschichten unhaltbar ist, weil dann schon in kleiner Höhe über dem Boden und in kurzer Zeit Potentialgefälle und vertikaler Leitungsstrom Null werden müßten. Es ist wohl einzusehen, daß in einem Luftstrom mit mehr positiven als negativen Trägern, der von Land über See weht, die positiven Träger in kurzer Zeit von dem normalen, aufwärts gerichteten negativen Leitungsstrom „aufgegessen“ werden müßten.

4. Die Quanten(Korpuskular)theorie.

Deswegen muß zum mindesten über den Ozeanen noch die bisher unbekannte Elektrizitätsquelle („Höhenstrahlung“) herangezogen werden, welche die durchdringende Strahlung mit verursacht. Arrhenius (1901) hat zuerst die Theorie aufgestellt, daß die Sonne negative Strahlen („Quanten“ oder „Korpuskeln“) aussendet, die sich in den hohen Atmosphärenschichten entladen. Simpson (1904) wandte diese Vorstellung auf die Luftelektrizität an. Er nimmt an, daß von der Sonne positive und negative Strahlen ausgehen, von denen die positiven leichter in der Luft absorbiert werden, wo sie den positiven Überschuß verursachen, während ein Teil der negativen die Erde erreichen und sie negativ aufladen. Eine Bestätigung

glaubt er in der einfachen täglichen Welle des Potentialgefälles zu sehen, die nachts die tiefsten, nachmittags die höchsten Werte aufweist. Swann, der 1915 die Theorie wieder aufnahm, will die positiven Strahlen für die luftelektrischen Vorgänge besser weglassen. In einer späteren Arbeit (1917) führt er den Gedanken näher aus, daß die negative Erdladung von γ -Strahlen hervorgerufen wird, die dauernd sehr harte β -Strahlen in der Richtung Luft—Erde aussenden. Das Durchdringungsvermögen dieser Strahlung müßte aber weit über die bekannte Größenordnung hinausgehen. Versuche v. Schweidlers, um das Aufladen einer großen, den Innenbelag eines Luftkondensators bildenden Eisenplatte an der Erdoberfläche nachzuweisen, führten zu keinem Ergebnis.

Wie im einzelnen der Vorgang auch sein mag, es ist jedenfalls nicht zu bezweifeln, daß die Elektrisierung der Erde und der sie umgebenden Atmosphäre größtenteils den radioaktiven Substanzen zu verdanken ist.



Namen- und Sachverzeichnis.

- Abklingen der Radioaktivität 98, 112.
 Abnahme der Erdladung 11.
 Adsorption der Emanation 110.
 — an Tropfen 73, 87.
 Adsorptionstheorie 127.
 Aitken 87.
 Aktinium 96, 105, 112.
 Aktinometer 125.
 Aktivierungszahl 108.
 d'Alibard 9.
 Allen 107.
 Altberg 72.
 Altdorf (Schweiz) 67, 78.
 Aneinandergleiten der Regentropfen 88.
 Angenheister 13, 55, 77.
 Antarktis-Südpolargebiet 23, 24, 26, 27, 47, 55, 77, 118.
 Anzahl der Elektrizitätsträger 50, 61, 71.
 Arrhenius 129.
 Ashman 111.
 Aspirationsapparat von Ebert 63.
 Atmosphärische Trübungen 35.
 Aufladezeit der Kollektoren 16.
 Auswertung der Kurven 23.
 Baldit 82.
 Ballonmessungen 40, 68, 107, 121.
 Batavia 25, 26.
 Beccaria 9.
 Becquerelstrahlen 95.
 Benndorf 13, 21.
 Benndorfelektrometer 21.
 Berggipfel 29, 48, 67, 68, 90, 107, 114.
 Bergwitz 119.
 Bernacchi 23.
 Berndt 23, 55, 82.
 Beweglichkeit der Elektrizitätsträger 70.
 Blitz 91.
 Blitzableiter 93.
 Blumenstein 23.
 Bodenatmung 101.
 Bodenluft, Elektrizität der 98.
 Böen, Böenwolkeneinfluß 36, 60, 86.
 Böenregen 83.
 Bologna 9.
 Bora 34.
 Buenos Aires 23, 55, 67, 82.
 Cambridge (England) 104, 111.
 Campbell 119.
 „Carnegie“, Messungen auf der 23, 54, 56, 67, 110, 120.
 Chauveau 23, 28, 43, 126.
 Chree 23.
 Cirruseinfluß 36, 127.
 Coulomb, Coulombsches Gesetz 7, 44, 49.
 Curie 112.
 Curie, Maß der Radioaktivität 103.
 Dadourian 100.
 Daunderer 15, 42, 101.
 Davos 23, 25, 35, 51, 54, 56, 60, 77, 78, 125.
 Donner 93.
 Dorno 23, 35, 51, 60, 77.
 Drachen, Messungen mit 10, 107.
 Drahtlose Telegraphie u. Luftelektrizität 39, 69.
 Dublin 71, 82, 104.
 Dunsteinfluß 34, 60, 68, 72, 78.
 Durchdringende Strahlung 63, 117, 118, 129.
 Ebert 14, 17, 49, 63, 69, 75, 99, 101, 128.
 Ebertscher Aspirationsapparat 65.
 Ebro-Observatorium 23.
 Ehrenhaft 61.
 Eiffelturm 28, 43, 120.
 Einheitsladung des Regens 84.
 Elektrisierung der Regentropfen 87.
 Elektrizitätsträger 47.
 Elektrometer, Elektroskope 9, 17.
 Elementarquantum, elektrisches 49, 61.
 Elmsfeuer 90.
 Elster und Geitel 8, 15, 45, 60, 80, 88, 92, 98, 105, 107, 125, 127.
 Emanation 96.
 Emanationsgehalt der Außenluft 108.
 — der Bodenluft 99.
 Endrös 101.
 Energie der Blitze 92.
 Erdfeld 7, 10.
 Erdladung 10, 40, 48, 126.
 Erdleitung 10, 22, 93.
 Erdmagnetismus, Zusammenhang mit 78.
 Erdströme 80.
 Erzeugung von Elektrizitätsträgern 62, 88, 90, 96, 129.
 Eve 111.
 Everling 41.
 Exner 7, 15, 18, 34, 36, 126.
 Exnersches Elektroskop 18.

- Fadenelektrometer 19.
 Farbe der Blitze 92.
 Feldstärke des Erdfeldes 10.
 Fernsicht und Luftelektrizität 35.
 Feuchtigkeit, Einfluß der 34, 58, 71, 112.
 Flächenblitz 92.
 Flammenkollektoren 14.
 Flugzeug, Messungen im 69.
 Föhn 33, 60, 108.
 Franklin 7, 10, 93.
 Freiburg (Schweiz) 71, 78, 111, 120.
 Frontwirkung der Böen und Gewitter 39, 86.
 Gerdien 52, 68, 70, 73, 77, 81, 87, 109, 115, 127.
 Gerdiencher Leitfähigkeitsmeßapparat 52.
 Gesteine, Hallwachs-Wirkung der 125.
 — Radioaktivität der 105.
 Gewitter 90.
 Gewitterregen, Elektrizität der 83.
 Gewittertage, Zahl der 94.
 Gewittertheorien 88.
 Gewitterwolken, Einfluß der 36, 60.
 Gleichgewichtsstörungen der drahtl. Telegraphie 39.
 Gockel 43, 66, 67, 71, 77, 80, 101, 103, 120.
 Göttingen 55, 77, 81.
 Grahamland 23.
 Graupeln, elektrischer Einfluß der 39, 86.
 Grönland 23, 25, 55.
 Hagel 39, 86.
 Halbwertshöhe der radioaktiven Körper 114.
 Halbwertszeit der radioaktiven Körper 97.
 Halleyscher Komet, elektrischer Einfluß 122.
 Hallwachs-Wirkung 17, 124.
 Harmonische Analyse d. Potentialgefälles 29.
 Helium 96.
 Heluan 23.
 Herath 82.
 Heß 110, 114, 120, 121.
 Hewlett 52, 106.
 Höhlen, Elektrizitätszerstreuung in 98.
 Homma 42.
 Humphreys 92.
 Induktionen 96.
 Influenz des Erdfeldes auf Meßgeräte 53, 65, 81, 108.
 Influenztheorie der Regengladungen 88.
 Ionen 47.
 Ionendichte 63.
 Ionenstoß 90.
 Ionenzähler 63.
 Ionisierungskammer 99, 107.
 Ionisierungsstärke 62.
 Ioniumkollektor 17.
 Island 55, 77.
 Isobronten 94.
 Isoplethendarstellung d. Potentialgefälles 30.
 Johnston 24.
 Joly 105.
 Kähler 23, 28, 30, 32, 34, 36, 39, 50, 70, 81, 101, 120.
 Karasjok (Lapland) 23, 25, 47, 67, 108.
 Kellerluft, Elektrizitätszerstreuung der 98.
 Kernzähler von Aitken 87.
 Kew 20, 23, 68, 70.
 Knoche 91.
 Kohlrusch, K. F. W. 109, 110.
 Kolberg 120.
 Kolhörster 121.
 Kollektoren 14.
 Kondensation 87, 126.
 Kondensationskerne (Nebelkerne) 71, 87, 123.
 Kondensationstheorie 126.
 Kondensatoren 70.
 Konvektionsströme 73.
 Korpuskel 129.
 Kraftlinien des Erdfeldes 10.
 Kremsmünster 23, 47.
 Kugelblitz 93.
 Kumuluswolke, elektrischer Einfluß 36.
 Kurz 110, 113.
 Landregen, elektrischer Einfluß 83.
 Langevin 71.
 Leitfähigkeit, Leitvermögen, elektrisches, der atmosphärischen Luft 48.
 Leitungsstrom 73.
 Lenard 38, 72, 89, 90.
 Lenard u. Ramsauer 123, 127.
 Lenardwirkung des Regens 38, 81, 89.
 Lichtelektrische Wirkung 17, 29, 123.
 Linke 41, 67.
 Linß 45.
 Lüdeling 23, 26, 48, 67.
 Luftdruckeinfluß 30, 102, 112, 121.
 Luftladung 40, 46.
 Lutz 15, 19, 23, 75.
 Mache 43, 64, 110, 120.
 Mache-Einheit 106.
 Mache-Flamm-Kondensator 103.
 Mache-Kondensator 64.
 Manila 111.
 Mascart 20, 23.
 McClelland 71, 82.
 McLennan 118.
 Meer, elektrische Messungen auf dem 13, 23, 24, 29, 55, 67, 108, 120.
 Meerwasser, Radioaktivität vom 106.
 Mercanton 67.
 Meteorologische Einflüsse, siehe Wetter.
 Millikan 61.
 Mittelbewegliche Träger 71.

- Molisierung der Träger 62.
 Moskau 23, 25.
 München 23, 67, 77, 101.
 Nebel einfluß 34, 59, 68, 108.
 Nebelkerne 87, 123.
 Negative Erdladung 10, 40, 48, 115, 126.
 Niederschläge, Elektrizität der 80.
 — Radioaktivität 117.
 Nichols 65.
 Niveauebenen 10.
 Normale Tage der Kurven 24.
 Oberflächendichte, Oberflächenladung der Erde 12.
 Obolenski 125.
 Olujić 111.
 Ozeanmessungen, siehe Meer.
 Ozonerzeugung 123.
 Pacini 122.
 Pauai, Mt. 111.
 Paulsen 16.
 Peltier 7, 10, 40, 126.
 Pelschnurblitz 93.
 Petermann-Insel 23, 47, 55, 118.
 Plattenkondensator 70.
 Pollock 71.
 Polonium 17, 96.
 Poloniumkollektor 17.
 Potential der Erde 12.
 Potentialflächen 10.
 Potentialgefälle 10.
 — bei Blitzen 91.
 Potsdam 23, 27, 28, 50, 54, 57, 77, 79, 82, 101.
 Quadrantenelektrometer 20.
 Quanten 90, 124, 129.
 Quellen, Radioaktivität der 105.
 Radioaktivität, allgemeines 95.
 — der Außenluft 107.
 — der Bodenluft 98.
 Radiokollektoren 16.
 Radium 96, 112.
 Rankl 23.
 Raucheinfluß 32, 59, 107.
 Raufrost, radioaktiver 118.
 Raumladungen der Atmosphäre 41.
 Reduktionsmessungen d. Potentialgefälles 12.
 Regen, radioaktiver 117.
 Regenelektrizität 80.
 Regenladungen 85.
 Regenstärke u. -elektrizität 84.
 Registriervorrichtungen 20, 22.
 Reichweite der α -Strahlen 97, 115.
 Reichweitenänderungen der drahtlosen Telegraphie 69.
 Reststrahlung 118.
 Rey 23.
 Riecke 49.
 Rouch 23.
 Rutherford 96, 99, 100, 110, 112, 118.
 Saitenelektrometer 19.
 Samoa 23, 25, 55.
 Sanderson 104.
 Sankt-Elms-Feuer 90.
 Satterly 111.
 Sättigungsstrom 63, 102.
 Schering 49.
 Schiff, Potentialgefälle-messung am 13.
 Schindelbauer 82, 85, 89.
 Schmidt, K. 39.
 Schnee, elektrischer Einfluß vom 38, 85, 89.
 Schneeböen 39, 90.
 Schneedecke, Einfluß einer 101, 121.
 Schneeradioaktivität 117.
 Schneestaub 32.
 Schönwetterelektrizität 9.
 v. Schweidler 51, 55, 62, 77, 130.
 Simla 23, 75, 82.
 Simpson, G. C. 15, 23, 25, 47, 67, 75, 82, 89, 129.
 Simpson u. Wright 120.
 Smyth 104.
 Sohnke 89.
 Sonnblick 90.
 Sonnenfinsternis, Einfluß einer 40, 122.
 Sonnenlicht, elektrischer Einfluß 123.
 Sonnenstrahlung, Einfluß der 28, 56, 78, 102.
 Speranski 23.
 Spitzenwirkung der Elektrizität 14, 113.
 Spritzkollektor 16.
 Stadteinfluß 31.
 Staubeinfluß 32, 59.
 Strahlen, α -, β -, γ - 96, 130.
 Stratuswolken, Einfluß der 36.
 Stromdichte der Niederschläge 84.
 — des Vertikalstroms 74, 77.
 — des Blitzes 92.
 Südpolargebiet 23, 24, 26, 27, 47, 55, 77, 118.
 Swann 11, 23, 24, 29, 37, 49, 51, 53, 65, 68, 72, 108, 110, 120, 130.
 Tau, Radioaktivität 118.
 Temperatureinfluß 30.
 Theorien, luftelektrische 126.
 Thomson, J. J. 61, 71, 127.
 — W. 7, 15, 20, 23, 40, 43.
 Thorium 96, 104, 105, 112.
 Töpler 92, 93.
 Tortosa 23.
 Träger 47.
 Trägerdichte 63, 67.
 Trägerzahl 49, 61.
 Trennung von Tropfen 89.
 Tropfenladungen 85.
 Tropfkollektor 16.
 Turm, luftelektrische Messungen auf einem 30, 66, 67, 107.

- Übersättigung der Luft 87.
 Ultraviolettes Licht 123.
 Umwandlungen, radioaktive 96.
 Uran 122.
- Verflüssigung der Luft und Emanation 99, 111.
 Vertikalströme 73.
 Viktorialand 23, 25.
 Volta 14.
- Walter 92.
 Wanderungsgeschwindigkeit der Elektrizitätsträger 69.
 — der Induktionsträger 115.
 Wärmegewitter 94.
 Wasserdampf, Ladungen vom 72, 126.
 Wasserfallelektrizität, siehe Lenardwirkung.
- Wasserkollektor-Tropf-
 kollektor 16.
 Wassertropfen, Größe u.
 Ladung der 85.
 Weber, L. 75, 91.
 Wegener, A. 23, 25, 55.
 Weinstein 80.
 Weiß 81.
 Wettereinflüsse 30, 58,
 68, 112, 121.
 Wetterleuchten 93.
 Wiechert 19.
 Wiedervereinigung der
 Träger 62.
 Wiedervereinigungs-
 koeffizient 62.
 Wigand 68, 69, 122.
 Wilson, C. T. R. 75, 87,
 117, 126.
 Windrichtung und
 -stärke, Einfluß der 31,
 48.
 Wirbelgewitter 94.
 Wolfenbüttel 47, 125.
- Wolkeneinfluß 36, 60, 86.
 Wolkenelektrizität 87.
 Wright und Smith 104,
 111.
 Wulf 19, 120.
 Wulfsches Elektrometer
 19, 63, 118.
 Wulfscher Strahler 118.
- Zeleny 70.
 Zerstreuung der atmo-
 sphärischen Elektrizität 44.
 — der Boden- und Kellerluft 98.
 Zerstreuungsapparat 45.
 Zimmerluft, Elektrizität
 der 60, 120.
 Zölß 23, 36.
 Zusammenfließen von
 Tropfen 87.
 Zylinderkondensator 63,
 70, 110, 115.

Carl Schleicher & Schüll Düren Rheinland



empfehlen

**Millimeterpapiere in
Rollen, Bogen und Blocks, Koordinaten-
und Logarithmenpapiere, Zeichen-, Paus-
und durchsichtige Entwurfzeichenpapiere,
Pausleinwand, Normal-Zeichnungsblätter,
unübertroffene Lichtpauspapiere**

Anfragen erbeten

Muster kostenfrei

In der Sammlung Göschen erschienen
aus verwandten Gebieten:

Meteorologie von Professor Dr. W. Trabert, neu bearbeitet von Dr. Albert Defant. Mit 46 Abbildungen und Tafeln. Nr. 54.

Elektrizität und Magnetismus von Professor Dr. Gustav Jäger. Mit 33 Abbildungen. (Theoretische Physik III). Nr. 78.

Elektromagnetische Lichttheorie und Elektronik von Professor Dr. Gustav Jäger. Mit 21 Figuren. (Theoretische Physik IV). Nr. 374.

Erdmagnetismus, Erdstrom und Polarlicht von Dr. A. Nippoldt. Mit 7 Tafeln und 16 Figuren. Nr. 175.

Radioaktivität von Professor Dr. P. Ludewig. Mit 37 Figuren. Nr. 317.

VEREINIGUNG WISSENSCHAFTLICHER VERLEGER

WALTER DE GRUYTER & CO., vormals G. J. Göschen'sche

Verlagshandlung / J. Guttentag, Verlagsbuchhandlung /

Georg Reimer / Karl J. Trübner / Veit & Comp.

Berlin W 10 und Leipzig

Lehrbuch der Physik. Nach Vorlesungen an der Technischen Hochschule zu München. Von Dr. **H. Ebert**, weiland Professor der Physik an der Technischen Hochschule zu München.

Erster Band: **Mechanik. Wärmelehre.** Mit 168 Abbildungen im Text. Preis gebunden M. 50.—

Zweiter Band, I. Teil: **Die elektrischen Energieformen.** Mit 341 Abbildungen im Text. Fertiggestellt und herausgegeben von Dr. **C. Heinke**, ord. Professor der Elektrotechnik an der Technischen Hochschule zu München. 1920. Groß-Oktav.

Preis geheftet M. 65.—, gebunden M. 75.—

Lehrbuch der Physik von **E. Riecke**. Herausgegeben von Professor **E. Hecher**.

Erster Band: **Mechanik und Akustik, Wärme, Optik.**

Geheftet M. 36.—, gebunden M. 44.—

Zweiter Band: **Magnetismus und Elektrizität.**

Geheftet M. 42.—, gebunden M. 56.—

Einführung in die theoretische Physik. Von Dr. **Clemens Schaefer**, Professor an der Universität Breslau.

Erster Band: **Mechanik materieller Punkte, Mechanik starrer Körper, Mechanik der Kontinua** (Elastizität und Hydromechanik).

Geheftet M. 36.—, gebunden M. 44.—

Zweiter Band, erster Teil: **Theorie der Wärme, Molekular-kinetische Theorie der Materie.** Mit 71 Figuren im Text.

Geheftet M. 75.—, gebunden M. 85.—

Die Grundlagen der Physik. Synthetische Prinzipien der mathematischen Naturphilosophie von Dr. **Hugo Dingler**, Privatdozent für Methodischen Unterricht und Geschichte der mathematischen Wissenschaft an der Universität München. Groß-Oktav. Preis M. 16.50

Einführung in die theoretische Physik mit besonderer Berücksichtigung ihrer modernen Probleme. Von Dr. phil. **Arthur Haas**, a. o. Professor an der Universität Leipzig.

Erster Band: Mit 50 Abbildungen im Text.

Preis geheftet M. 28.—, gebunden M. 38.—

Das Naturbild der neuen Physik. Von Dr. **Arthur Haas**, Professor der Universität Leipzig. 1920. Preis geheftet M. 13.—

VEREINIGUNG WISSENSCHAFTLICHER VERLEGER

WALTER DE GRUYTER & CO., vormalig G. J. Göschen'sche

Verlagshandlung / J. Guttentag, Verlagsbuchhandlung /

Georg Reimer / Karl J. Trübner / Veit & Comp.

Berlin W 10 und Leipzig

S - 96

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



I-301441



Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000297962