

Werk

Jahr: 1924

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:1

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0001

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0001

LOG Id: LOG_0006

LOG Titel: Das erdmagnetische Außenfeld

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Das erdmagnetische Außenfeld.

Von Adolf Schmidt.

Die Vergleichung der horizontalen und der vertikalen Komponente des beharrlichen Erdmagnetismus zeigt, daß ein kleiner Teil (etwa ein Hundertstel) des gesamten Feldes an der Erdoberfläche seinen Ursprung im äußeren Raume hat. Dieses äußere Feld setzt sich aus zwei Bestandteilen von annähernd entgegengesetzter Richtung zusammen, von denen der eine das Feld der sogenannten Nachstörung ist. Die äquatoriale Komponente des größeren anderen Bestandteils läßt sich unter gewissen Voraussetzungen durch induzierte Ströme in den höheren Atmosphärenschichten erklären.

Ein flüchtiger Blick auf das Bild, das die Verteilung der erdmagnetischen Krafrichtungen über die Erdoberfläche zusammenfassend darstellt, genügt bereits, um erkennen zu lassen, daß die Ursache der betrachteten Erscheinung ihren Sitz im Erdkörper hat. Mit dieser Feststellung legte Gilbert vor mehr als drei Jahrhunderten den Grund zur Wissenschaft vom Erdmagnetismus und machte so der früher vorwiegenden Anschauung ein Ende, die den Sitz der geheimnisvollen Richtkraft in den Sternen suchte.

Die Möglichkeit, daß doch ein wenschon kleiner Bruchteil dieser Kraft außerhalb der Erdoberfläche entspringen könnte, trat erst wieder in den Bereich ernsthafter Erwägungen, als — genau 200 Jahre nach dem Erscheinen von Gilberts Werk — Oerstedt die magnetische Wirkung elektrischer Ströme entdeckte; der erste, der diese Möglichkeit in Betracht zog und zugleich zeigte, auf welchem Wege eine scharfe Trennung der beiden denkbaren Teile, des von innen und der von außen stammenden, der an der Erdoberfläche beobachteten Gesamtkraft vorzunehmen sei, war Gauß. Die Dürftigkeit und Mangelhaftigkeit des ihm zur Verfügung stehenden Beobachtungsmaterials ließ ihn aber darauf verzichten, selbst den Versuch einer solchen Zerlegung zu machen. Erst mehr als 60 Jahre später unternahm der Verfasser diesen Versuch auf der besten damals vorhandenen Grundlage, den von G. Neumayer bearbeiteten, für die Epoche 1885 geltenden Karten der erdmagnetischen Elemente¹⁾.

Das Ergebnis dieser Untersuchung war, daß in der Tat ein über den Betrag der zu befürchtenden Unsicherheit hinausgehender Teil — rund ein Hundertstel des Gesamtfeldes — auf äußere Ursachen zurückzuführen sei.

Von einer anderen Seite her, durch Betrachtung des unperiodischen, scheinbar regellosen Verlaufs der Mittelwerte der magnetischen Elemente, wird man gleichfalls auf ein äußeres Feld geführt, das natürlich in dem vorigen enthalten sein muß; da es annähernd die entgegengesetzte Richtung hat, so muß dieses der Differenz zweier einander entgegenwirkender Ursachen entspringen.

Im folgenden wird versucht, einen Überblick über den bisher ermittelten und einigermaßen gesicherten Sachverhalt zu geben. Für diesen kommt nur das durch die Kugelfunktion erster Ordnung dargestellte Hauptglied in Betracht, nicht nur deshalb, weil für die höheren Glieder, wenn solche überhaupt von Bedeutung sind, noch keine hinreichend sichere Bestimmung vorliegt, sondern auch, weil jenes für die Entscheidung aller grundsätzlichen Fragen jedenfalls ausschlaggebend sein wird.

I. Der Nordpol der Erde sei N , ein beliebiger Punkt ihrer Oberfläche P habe die Koordinaten: Polabstand σ ($= NP$) und Länge λ , vom Greenwicher Meridian nach Osten positiv gezahlt. Der auf der nördlichen (borealen) Halbkugel gelegene Pol des betrachteten Magnetfeldes erster Ordnung sei B , der auf der südlichen (austral) Halbkugel gelegene A und der Abstand BP heiße θ . Das Potential des Feldes in der Erdoberfläche sei V , und mit R als dem Erdradius und σ_0, λ_0 als den Koordinaten von B sei

$$\begin{aligned} V:R &= m \cos \theta = p \cos \sigma + q \sin \sigma \cos (\lambda - \lambda_0) \\ &= g_1^0 \cos \sigma + g_1^1 \sin \sigma \cos \lambda + h_1^1 \sin \sigma \sin \lambda \\ (g_1^0 = p = m \cos \sigma_0, \quad g_1^1 &= q \cos \lambda_0 = m \sin \sigma_0 \cos \lambda_0, \\ h_1^1 &= q \sin \lambda_0 = m \sin \sigma_0 \sin \lambda_0). \end{aligned}$$

Großen, die sich auf ein äußeres (d. h. außerhalb der Erdoberfläche entspringendes) Feld beziehen, mögen durch den Index e , die auf ein inneres bezüglichen durch den Index i gekennzeichnet werden. Im zweiten Fall ist $m \cdot R^3 = M$ das Moment und $3m:4\pi$ die Intensität der Magnetisierung der Erde.

Die Berechnung in (1) lieferte in der Einheit γ (d. i. 0.1^5 Gauß):

| | 1885 | m | σ_0 | λ_0 | q | $p = g_1^0$ | g_1^1 | h_1^1 |
|--------------|-------|----------|------------|-------------|--------|-------------|---------|---------|
| $\gamma^i:R$ | . . . | — 32 378 | 11° 28' | — 68° 30' | — 6431 | — 31 733 | — 2356 | + 5984 |
| $\gamma^e R$ | . . . | — 304 | 52° 4' | — 180° 9' | — 241 | — 186 | + 241 | — 4 |

Die Unsicherheit der einzelnen Koeffizienten, gemessen durch den zu befürchtenden mittleren Fehler, wurde auf einige Zehner von γ geschätzt. Danach konnte das tatsächliche Bestehen eines äußeren Magnetfeldes mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit angenommen werden; seine Stärke und Richtung mochten freilich noch merklich von den durch die vorstehenden Zahlen definierten abweichen. Um dies unabhängig von der erwähnten Schätzung zu übersehen, betrachte man die Vertikalkomponente Z und das Gesamtpotential V in der Erdoberfläche. Es ist dann $V^e:R = (V:R - Z):3$. Sollte also der für $V^e:R$ gefundene Wert eine bloße Folge der Ungenauigkeit der Beobachtungen sein, so mußten deren Fehler das Dreifache von $V^e:R$, d. i. rund $900\gamma \cdot \cos \theta$, ausmachen. Nimmt man beispielsweise an, daß diese Fehler im wesentlichen von den Inklinationmessungen herrühren, also nur Z , nicht die durch V berücksichtigten horizontalen Elemente betreffen, so wäre der Fehler bei Z allein $900\gamma \cdot \cos \theta$, was in der Inklination Fehlern von der Größenordnung von 1° entspricht, die auf einer Halbkugel positiv, auf der anderen negativ sein müßten. Nun haben die Beobachtungen des Department of Terrestrial Magnetism allerdings vielfach Fehler der Inklinationswerte auf den bisherigen Seekarten nachgewiesen, die mehrere Grade erreichen; aber eine so systematische Verteilung, wie sie zur Erklärung des für $V^e:R$ gefundenen Wertes nötig wäre, erscheint doch ausgeschlossen.

Trotz alledem ließen sich aber im Hinblick auf gewisse, weiterhin zu erörternde theoretische Bedenken Zweifel an der sachlichen Richtigkeit des für die Epoche 1885 errechneten Resultats nicht unterdrücken. Sie müssen aber verstummen gegenüber den im wesentlichen gleichartigen Ergebnissen, die L. A. Bauer, gestützt auf ein unvergleichlich besseres, einheitliches und gleichmäßig über die Erde (abgesehen von den Polarkappen) verteiltes Beobachtungs-

material, für die Epoche 1922 abgeleitet und kürzlich veröffentlicht hat²⁾. Seine Zahlen lauten:

| 1922 | m | σ_0 | λ_0 | q | $p = q_1^0$ | g_1^1 | h_1^1 |
|----------------|----------|------------|--------------|--------|-------------|---------|---------|
| $V^r: R . . .$ | — 31 089 | $70^0 32'$ | — $69^0 8'$ | — 6182 | — 30 468 | — 2202 | 5776 |
| $V^e: R . . .$ | — 539 | $78^0 8'$ | — $121^0 4'$ | — 132 | — 523 | + 69 | 113 |

Ihre Fehler dürften 10 bis 20 γ schwerlich übersteigen. Sieht man sie als vollkommen richtig an, so liefern sie eine qualitativ befriedigende Bestätigung des älteren Ergebnisses, dessen Achsenrichtung von der hier gefundenen nur um etwa 55^0 abweicht, während seine Stärke 0.56 des neuen Wertes ausmacht. Diesem letzteren gegenüber ist die Annahme, daß das gefundene äußere Feld nur ein Ergebnis ungenauer Beobachtungen sei, unhaltbar. Man könnte seine Wirklichkeit nur bestreiten, indem man die klassische Elektrodynamik, auf deren Sätzen seine Ableitung aus $V:R$ und Z beruht, verwirft. Angesichts der im Verhältnis zur Lichtgeschwindigkeit geringen Umfangsgeschwindigkeit der Erde durfte aber auch damit keine wesentliche Änderung der Schlußergebnisse zu erzielen sein.

Bauer gibt noch, ältere Rechnungen von Adams und Fritsche vervollständigend, die folgenden für 1842 geltenden Werte an:

| 1842 | m | σ_0 | λ_0 | q | $p = g_1^0$ | g_1^1 | h_1^1 |
|----------------|----------|------------|--------------|--------|-------------|---------|---------|
| $V^r: R . . .$ | — 32 809 | $78^0 40'$ | — $64^0 39'$ | — 6447 | — 32 169 | — 2760 | + 5826 |
| $V^e: R . . .$ | — 250 | $53^0 9'$ | — $92^0 6'$ | — 147 | — 202 | + 17 | + 146 |

Da die empirischen Grundlagen dieses Resultats und des für 1885 erhaltenen wesentlich verschieden sind, beide aber der neueren gegenüber an Sicherheit weit zurückstehen, empfiehlt es sich, sie in ein etwa für 1864 gültiges Mittel zusammenzufassen. Für das äußere Feld liefert dieses $m = -244 \gamma$, $\theta_0 = 59^0$, $\lambda_0 = -151^0$.

Die Erklärung des nach dem Vorausgehenden als im allgemeinen gesichert anzusehenden Ergebnisses stößt nun aber auf erhebliche Schwierigkeiten. So viel ist klar, daß der Träger des Außenfeldes mit der Erde rotieren muß. Bei dem äquatorialen Teil $q \cos(\lambda - \lambda_0)$ ist dies ohne weiteres ersichtlich; für den polaren Teil p könnte eine kosmische Ursache in Frage kommen; die Richtung ihrer Wirkung müßte aber zufälligerweise gerade mit derjenigen der Erdachse zusammenfallen oder mindestens nur sehr wenig davon abweichen, weil sonst ein durch seine Form deutlich hervortretender Einfluß auf die tagliche Variation die Folge wäre. Schon deshalb ist die Annahme eines solaren Ursprungs ausgeschlossen, ganz abgesehen davon, daß eine unmittelbare magnetische Wirkung der Sonne wegen ihrer Geringfügigkeit hier nicht in Betracht kommt. So scheint kaum eine andere Erklärungsmöglichkeit zu bleiben, als die Annahme einer westöstlich die Erde umkreisenden elektrischen Strömung, die auch, wenn sie nicht gerade längs den Parallelkreisen verläuft, die transversale Feldkomponente q ganz oder zum Teil hervorrufen konnte. Mit $V^e: R = -0.005 \cos \sigma$ (in Gauß) folgt die Stromdichte in Γ gleich $0.005 \sin \sigma (2n + 1):(n + 1)4\pi$, das ist (mit der Ordnungszahl der hier betrachteten Kugelfunktion $n = 1$) gleich $3 \cdot 0.005 \sin \sigma:8\pi$ oder in Amp.:cm gleich $0.006 \sin \sigma$, das ist rund das Hunderttausendfache der konvektiven Strömung der durch die luftelektrischen Beobachtungen erschlossenen

positiven, die negative Erdoberflächenladung kompensierenden Ladung. Auch auf diesem Wege ist also eine Erklärung nicht zu gewinnen, auch nicht, wenn man starke relative Bewegungen der Luft gegenüber der rotierenden Erde mit in Ansatz bringt — es sei denn, man nehme in großen Höhen zwei entgegengesetzt stromende und entgegengesetzt außerordentlich stark geladene Schichten an. Derartige gekünstelte und bei näherer Überlegung sofort auf die größten Schwierigkeiten stoßende Annahmen kommen nicht erstlich in Betracht. So bleibt zum mindesten die polare Komponente des Feldes — und das ist nach Bauers Zahlen, die als die zuverlässigsten den weiteren Überlegungen zugrunde zu legen sind, die größere — unerklärt. Dagegen bietet sich für die zur Rotationsachse senkrechte Komponente eine Möglichkeit der Erklärung dar.

V. Carlheim-Gyllensköld³⁾ und A. Schuster⁴⁾ haben fast gleichzeitig die Folgerungen entwickelt, die sich aus der Annahme ergeben, daß das die Erde umgebende Medium eine gewisse elektrische Leitfähigkeit besitze. Es ist klar, daß dann die zur Rotationsachse senkrechte Innenmagnetisierung der Erde in diesem Medium Ströme induziert, die relativ zur rotierenden Erde ruhen. Die genauere Untersuchung lehrt, daß bei Darstellung des Potentials durch Kugelfunktionenreihen jedes Glied der Innenmagnetisierung ein durch die gleiche Funktion dargestelltes Glied der induzierten Strömung liefert, das aber jenem gegenüber in der Richtung der Rotation verschoben ist und zu ihm in einem bestimmten Größenverhältnis steht. Dem Gliede $c P_n^m(\cos \sigma) \cos m \lambda$ im Potential der induzierenden Magnetisierung entspricht in der induzierten Strömung das Glied $\rho c P_n^m(\cos \sigma) \cos m(\lambda - \alpha)$. Der Verhältnisfaktor ρ und die Verschiebung α sind gewisse (von n und m , sowie dem Radius R abhängige) Funktionen der Größe $\kappa \omega$ des Produktes aus der (als homogen und isotrop angenommenen) Leitfähigkeit des Mediums und der relativen Winkelgeschwindigkeit der Erde gegen dieses. Für den Fall $n = 1, m = 1$ gibt Schuster (a. a. O., S. 10) eine Zahlentafel dieser Größen ρ und α .

Vergleicht man mit diesen theoretischen Folgerungen die aus den Beobachtungen abgeleiteten Ergebnisse, so findet man $\rho = 132 : 6182 = 0.021$ und $\alpha = 121^\circ - 69^\circ = 52^\circ$. Diese beiden Werte führen zu sehr verschiedenen Werten von κ ; doch ist wenig Gewicht darauf zu legen, da besonders bei λ_0 und danach bei α der Einfluß der Unsicherheit von g_1^1 und h_1^1 nicht unbeträchtlich ist. Es ist deshalb auch nur als Zufall zu bewerten, daß das Mittel der zwei anderen Bestimmungen ein günstigeres Ergebnis liefert. Hier wird $\rho = 147 : 6440 = 0.023$ und $\alpha = 151^\circ - 67^\circ = 84^\circ$. Jenes entspricht etwa dem Werte $\kappa = 1.5 \cdot 10^{-16}$, dies dem Werte $0.5 \cdot 10^{-16}$ und gilt daher im Mittel rund für $\kappa = 10^{-16}$.

Aber das induzierte Potential ist nach Westen, also entgegen der Erdumdrehung verschoben! Schuster hat selbst schon (a. a. O. S., 16, wo übrigens in Z. 18 v. u. west statt east zu lesen ist) bemerkt, daß seine Theorie auch auf diesen Fall Anwendung finden kann. Man hat dazu nur anzunehmen, daß die Induktion in höheren Atmosphärenschichten erfolgt, die von Westen nach Osten strömen. Auch wenn ihre relative Geschwindigkeit wesentlich geringer als die Rotationsgeschwindigkeit der Erde ist, also κ entsprechend größer als oben angenommen

werden müßte, wäre die zur Erklärung anzunehmende Leitfähigkeit klein genug, um unbedenklich als möglich zugestanden zu werden. Die Erscheinung wird bei dieser Auffassung ein interessantes Gegenstück zu der täglichen Variation: dort periodische Luftbewegungen im (so gut wie) homogenen Magnetfeld, hier eine (gleichförmig) fortschreitende Luftströmung durch ein örtlich periodisches Magnetfeld. Beide Vorgänge erscheinen so als spezielle Fälle des allgemeinen, bei dem beliebige Luftbewegungen durch das magnetische Feld der Erde wirksam sind.

Wenn das leitende Medium der Lufthülle der Erde angehört, mit dieser also im Raume fortschreitet, so fällt überdies die im anderen Falle bestehende Schwierigkeit weg, daß die fortschreitende Bewegung der Erde durch das Medium gleichfalls Ströme induzieren müßte, die sich durch eine charakteristische tägliche Variation verraten müßten, von der nichts zu bemerken ist.

Die Zurückführung des q^e -Feldes auf Induktionsströme in höhere Atmosphärenschichten hat hiernach große Wahrscheinlichkeit für sich. Grundsätzlich wäre es sogar möglich, auch den p^e -Anteil so zu erklären; die dazu anzunehmenden Luftströmungen können indessen ernstlich nicht in Betracht kommen. Höchstens ein kleiner Bruchteil von p^e wäre so zu deuten; in der Hauptsache bliebe bei p^e die Aufgabe bestehen.

Nun erhebt sich aber ein anderes Bedenken. Die beiden genannten Autoren benutzen die von ihnen abgeleiteten Außenfelder zur Erklärung der Sakularvariation. Sie gehen dabei von der durchaus annehmbaren Vorstellung aus, daß der Erdkörper in einem wenn auch schwachen, aber dauernd wirkenden Magnetfeld eine allmählich anwachsende feste Magnetisierung annahme — man könnte nach mechanischer Analogie sagen, daß er magnetisch bildsam (nachgiebig und zähe) sei. Die so im Erdkörper entstehende sekundäre Magnetisierung, deren Potential dem Potential q^e im Vorzeichen entgegengesetzt ist, setzt sich mit der primären Magnetisierung q^i zusammen, das bedeutet eine Verschiebung der letzteren im Sinne der Richtung von q^e nach q^i , was zu einer stetigen Drehung der letzteren um die Erdachse führt. Die Geschwindigkeit dieser Umdrehung ist für die einzelnen (in m und n verschiedenen) Glieder von q^i verschieden, und die theoretisch zu erschließenden Unterschiede darin findet Carlheim-Gyllenskold befriedigend, übereinstimmend mit den von ihm empirisch aus sämtlichen bisherigen magnetischen Beobachtungen abgeleiteten. Diese empirische Bestimmung ergab als Dauer eines vollen Umlaufs beispielsweise für die P_1 , P_2 , P_3 enthaltenden Glieder eine Zeit von 3147, 1381 und 454 Jahren. Die Umdrehung erfolgt von Osten nach Westen, in Übereinstimmung mit der ursprünglichen Theorie, nach der das q^e -Feld gegen q^i nach Osten verschoben ist. Das tatsächlich festgestellte q^e liegt aber, was zu der angegebenen Abänderung der Theorie zwang, westlich von q^i , und das müßte eine Drehung der inneren Quermagnetisierung der Erde nach Osten verursachen. Für die tatsächlich bestehende, entgegengesetzte Säkularänderung muß also nach einer anderen Erklärung gesucht werden; denn etwa eine diamagnetische Nachgiebigkeit der Erde anzunehmen, geht schon wegen des erforderlichen hohen Betrags derselben nicht wohl an.

Es wäre aber auch denkbar, daß die beobachtete Sakularänderung die Differenz der Wirkungen zweier Ursachen wäre, nämlich jener noch unbekanntes und

der im vorhergehenden behandelten, daß also die bei dieser vorausgesetzte magnetische Nachgiebigkeit der Erde doch bestände. Diese Möglichkeit verdient erwogen zu werden, weil dadurch eine weitere, nun noch zu besprechende Erscheinung verständlich würde. Ist die Erde in dem besprochenen Sinne magnetisch nachgiebig, so muß sich unter dem Einfluß des Feldes p^e ihre polare Magnetisierung p^i und damit auch m dauernd verringern, solange nicht etwa p^e sein Vorzeichen wechselt.

Eine solche Verringerung findet nun, worauf zuerst L. A. Bauer aufmerksam gemacht hat, in der Tat statt. Für die Epochen der drei hier mitgeteilten Potentialberechnungen (1842, 1885 und 1922) ergeben sich die folgenden absoluten Werte von m^i und p^i :

$$|p^i|: 32\ 169, 31\ 733, 30\ 468 \quad |m^i|: 32\ 809, 32\ 378, 31\ 089.$$

Die mittlere jährliche Abnahme betrug also bei der polaren Komponente im ersten Zeitabschnitt $10\ \gamma$, im zweiten $34\ \gamma$ und in der ganzen Zeit $21\ \gamma$.

Als Durchschnittsbetrag von p^e mag in runder Zahl für den ersten Abschnitt $190\ \gamma$, für den zweiten $350\ \gamma$ angesetzt werden. Das ist dem Sinne nach ein ähnlicher Unterschied wie bei der Änderung von p^i .

Die magnetische Nachgiebigkeit des Erdkörpers wäre danach durch die Angabe gekennzeichnet, daß ein äußeres homogenes Feld von $1\ \gamma$ im Laufe eines Jahres eine Magnetisierung hervorruft, deren $\frac{4}{3}\pi$ -fache Dichte 0.05 bis $0.10\ \gamma$, im Mittel also etwa $0.08\ \gamma$ ist.

Wendet man dies auf die transversale Komponente q^e an, die nach den drei Bestimmungen nicht sehr verschieden gefunden wurde und im Mittel zu $170\ \gamma$ angesetzt werden kann, so folgt, daß der Zahlenfaktor der in einem Jahre dadurch geschaffenen Magnetisierung etwa $13\ \gamma$ wäre. Da q^i absolut genommen rund $6300\ \gamma$ beträgt, ergab sich eine jährliche Verschiebung der aquatorialen Achse um den Winkel 0.0021 , d. i. 0.12° . Das stimmt vorzüglich mit dem von Carlheim-Gyllenskold gefundenen Betrage von 0.114° , der allerdings gerade durch den Verlauf von 1885 bis 1922 nicht bestätigt wird. Sieht man aber auch hiervon ab, so nimmt doch die Verschiedenheit der Richtung dieser Betrachtung jeden unmittelbaren Wert. Man kann daraus nur den Schluß ziehen, daß, wenn die allmähliche Ummagnetisierung der Erde tatsächlich in dieser Weise und ungefähr in diesem Maße erfolgt, die noch unbekannt Hauptursache der Säkularvariation dadurch zur Hälfte kompensiert wird, daß sie für sich allein also eine doppelt so große säkulare Änderung bewirken mußte.

In diesem Zusammenhang ist schließlich noch ein Umstand zu erwähnen. Es ist gewiß möglich, vielleicht sogar wahrscheinlich, daß das magnetische Moment der Erde immer mehr abnimmt. Aber insoweit es sich dabei um einen einheitlichen, stetig fortschreitenden Vorgang handelt, muß sich diese Abnahme immer mehr verlangsamen, und es ist ganz undenkbar, daß sie jetzt noch einen innerhalb weniger Jahre merklichen Betrag erreichen könnte. Eine jährliche Abnahme um den tausendsten Teil des Gesamtmoments, wie in der Zeit von 1885 bis 1922, oder selbst nur um ein Zweitausendstel, wie sie durchschnittlich zwischen 1842 und 1922 stattfand, kann nur vorübergehend auftreten und muß zum großen Teil durch ein Wiederanwachsen ausgeglichen werden, wofern es sich nicht etwa

um einen vereinzelt, vielleicht ab und zu im Laufe sehr langer Zeiträume einmal stattfindenden Vorgang handelt. Einer dauernden jährlichen Abnahme um 1:2000 des Gesamtmoments würde eine Halbwertszeit von rund 1400 Jahren entsprechen. Vor 10 000 Jahren mußte danach das Moment 128 mal, vor 30 000 Jahren, also in einer für die Geschichte der Erde allernächsten Vergangenheit mehr als eine Million mal so groß gewesen sein wie jetzt!

Der Umstand, daß sich die Abnahme des Moments in den zwei betrachteten Zeitabschnitten wesentlich verschieden zeigt, steht mit diesen Erwägungen im Einklang. Die mögliche Ungenauigkeit der Werte ist zu gering, als daß dadurch ein wesentlicher Fehler entstehen konnte.

Unterliegt aber m' (also das Moment $m' R^3$) und insbesondere die Komponente p' Schwankungen um einen vielleicht konstanten oder ganz langsam sinkenden Mittelwert, und sind die vor sich gehenden Änderungen dem Einfluß des äußeren Feldes p^e zuzuschreiben, so muß auch dieses entsprechend (vielleicht periodisch), und zwar um den Mittelwert Null schwanken. Ob es sich so verhält, wird wohl kaum früher als nach einigen Jahrzehnten sicher zu entscheiden sein, wenn eine neue zuverlässige Potentialbestimmung vorliegt — es sei denn, daß die Natur und die Herkunft des äußeren Feldes, insbesondere seiner polaren Komponente von anderen theoretischen Grundlagen aus aufgeklärt wird.

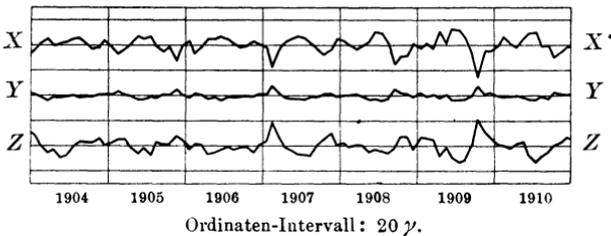


Fig. 1. Monatsmittel der Komponenten in Potsdam.

II. Nach jeder Störung weisen die erdmagnetischen Elemente eine Veränderung ihres mittleren Wertes gegenüber dem Stande vor der Störung auf, und zwar erscheint insbesondere die meridionale Komponente stets erniedrigt. Die Änderung geht dann im Verlauf einiger Tage mit allmählich abnehmender Geschwindigkeit wieder zurück. Die bei den drei Komponenten gleichzeitig erfolgenden Änderungen zeigen an jedem Orte in allen Fällen nahezu dasselbe Größenverhältnis untereinander; der zugehörige Vektor hat mit anderen Worten eine bestimmte, dem Orte eigentümliche Richtung, deren horizontale Projektion dem nach dem Südpol (dem südlichen Pol A der Achse der homogenen Magnetisierung) gehenden Großkreise angehört. Alle diese Eigenschaften der von van Bemmelen als Nachstörung bezeichneten Erscheinung hat dieser bereits in seiner dafür grundlegenden Abhandlung festgestellt ⁵⁾.

Die aufeinanderfolgenden Tagesmittel, besonders wenn man sie in kürzeren Abständen, etwa von 6 zu 6 Stunden bildet, zeigen noch sehr deutlich dieselben Eigentümlichkeiten; ja selbst in den Monatsmitteln sind sie noch klar zu er-

kennen, was beweist, daß die in den Mittelwerten auftretenden Änderungen zum weitaus überwiegenden Teil eine Folge der nach Häufigkeit und Stärke beträchtlich wechselnden Nachstörungen sind. Die Fig. 1, die den Gang der Monatsmittel der drei Komponenten in Potsdam während mehrerer störungsreicher Jahre darstellt, läßt besonders die Proportionalität der gleichzeitigen Werte gut hervortreten.

Vergleicht man die an verschiedenen Orten zu gleicher Zeit auftretenden Schwankungen der Mittelwerte, so zeigt sich eine weitere Eigentümlichkeit, die am scharfsten im Gange der Tagesmittel der meridionalen (Nord-)Komponente hervortritt. Der Gang ist, wenn man von polaren Stationen absieht, überall überraschend ähnlich und nur in der Größe verschieden. Die Fig. 2 liefert ein Beispiel dafür, das auch die zu Anfang erwähnten Eigentümlichkeiten im zeitlichen Ablauf der Nachstörungen veranschaulicht.

Die Ähnlichkeit im Gange der Mittelwerte an verschiedenen Orten ist zuerst von J. A. Broun beachtet und eingehend untersucht worden⁶⁾. Die Erscheinung geriet dann aber in Vergessenheit und hat auch, nachdem die Aufmerksamkeit wieder darauf gelenkt worden ist, noch keineswegs allgemein die Beachtung gefunden, die sie verdient⁷⁾.

Nach dem Gesagten haben wir es hier mit einem magnetischen Felde zu tun, das durch Übereinanderlagerung der Reste abklingender Nachstörungen gebildet wird. Dieses Feld hat eine zum mindesten sehr annähernd unveränderliche, zur magnetischen Achse der Erde symmetrische Form und schwankt nur in seiner Stärke.

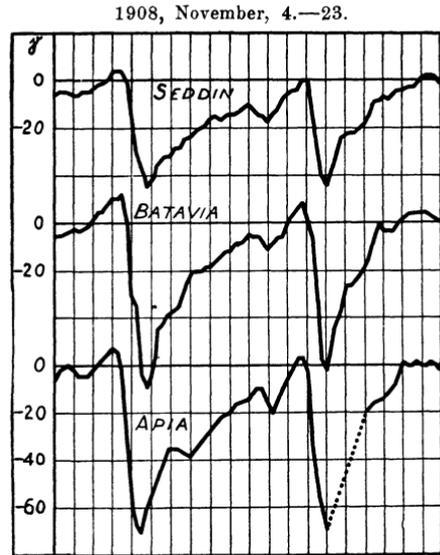


Fig. 2. Tagesmittel der Nordkomponente von 6 zu 6 Stunden in Abweichungen vom Normalwert

Für das Potential V dieses Feldes und für seine vertikale Komponente Z in der Erdoberfläche wird man danach mit t als der Zeit

$$V:R = f(\theta) \cdot \varphi(t) \quad Z = g(\theta) \cdot \varphi(t)$$

zu setzen haben. $\varphi(t)$ wird bis auf eine additive Konstante unmittelbar durch Beobachtung an einem Orte gegeben; die Funktionen $f(\theta)$ und $g(\theta)$ sind durch Ausgleich der Beobachtungen an verschiedenen Orten abzuleiten.

Zur Gewinnung eines ersten Überblicks seien einige Zahlen angeführt, die ich einer noch nicht abgeschlossenen eingehenderen Untersuchung der Frage entnehme, und zwar unter Beschränkung auf den horizontalen Teil des Vorganges. Die für die absoluten Werte der vertikalen Komponente des erdmagnetischen Feldes vorhandenen Angaben sind leider an nicht wenigen Observatorien

(infolge der Unzuverlässigkeit der Wage auch noch nach der jetzt ziemlich allgemeinen Einführung des Erdinduktors) so unsicher, daß die für die vorliegende Untersuchung allein in Frage kommenden kleinen Differenzen nur mit sehr sorgfältiger Einzelkritik einigermaßen zu verwenden sind.

In der folgenden, auf einige ausgewählte Stationen beschränkten Übersicht bedeutet ψ_0 das (von Norden nach Osten positiv gezählte) Azimut der Richtung

| | φ | λ | θ | ψ_0 | ψ | Diff. | h γ | $8.6 \sin \theta$ γ | Diff. γ |
|--------------------------|-----------|-----------|----------|----------|-------------------|-------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------|
| Sitka | 57° 3' | -135° 20' | 30.1 | 21.08 | 14.1 ⁰ | -7.7 ⁰ | 4.3 | 4.5 | -0.2 |
| Pawlowsk | 59 41 | 30 29 | 33.9 | -20.7 | -20.4 | +0.3 | 4.6 | 4.7 | -0.1 |
| Potsdam | 52 23 | 13 4 | 37.4 | -18.9 | -17.6 | +1.3 | 4.8 | 5.2 | -0.4 |
| Cheltenham | 38 44 | - 76 51 | 39.9 | 2.6 | 0.4 | -2.2 | 5.6 | 5.4 | +0.2 |
| Katharinenburg | 56 50 | 60 38 | 41.3 | -13.6 | -17.6 | -4.0 | 4.9 | 5.7 | -0.8 |
| Pola | 44 52 | 13 51 | 44.8 | -16.3 | -13.6 | +2.7 | 7.8 | 6.1 | +1.7 |
| Irkutsk | 52 16 | 104 19 | 49.2 | - 1.9 | - 2.6 | -0.7 | 5.1 | 6.4 | -1.3 |
| Honolulu | 21 19 | -158 4 | 69.0 | 12.3 | 7.2 | -5.1 | 6.4 | 8.0 | -1.6 |
| Bombay | 18 54 | 72 49 | 80.3 | - 7.2 | - 0.9 | 6.3 | 8.8 | 8.4 | +0.4 |
| Apia | -13 48 | -171 46 | 106.2 | 11.6 | 11.8 | +0.2 | 8.4 | 8.3 | +0.1 |
| Batavia | - 6 11 | 106 50 | 107.6 | - 1.0 | - 1.9 | - 0.9 | 9.4 | 8.3 | +1.1 |
| Pilar | -31 41 | - 63 51 | 110.2 | - 1.0 | 6.5 | +7.5 | 7.5 | 8.1 | -0.6 |
| Mauritius | -20 6 | 57 33 | 116.6 | -10.4 | -15.6 | -5.2 | 9.3 | 7.7 | +1.0 |

nach dem nördlichen Achsenpol (dem Nordlichtpol) B , d. h. den Winkel NPB , ψ das aus den Monatsmitteln der nördlichen und der östlichen Komponente abgeleitete Azimut des Nachstörungsvektors. Man erkennt die im allgemeinen befriedigende Übereinstimmung beider. Der quadratische Mittelwert der Abweichungen der Monatsmittel von einem ausgeglichenen Verlauf, aus den Beobachtungen der beiden Komponenten nach der Richtung von ψ zusammengefaßt, steht unter h . Er bezieht sich allerdings bei den verschiedenen Observatorien zum Teil auf verschiedene Jahre, was wegen seiner Abhängigkeit von der Sonnenaktivität nicht ohne Bedeutung ist. Indessen ist die Abhängigkeit seiner Größe vom Polabstande θ so deutlich ausgeprägt, daß die genäherte Gültigkeit der Beziehung $h = h_0 \sin \theta$ wohl als sicher gelten darf, wenigstens soweit es sich um Punkte in mittleren und niederen Breiten handelt.

Danach ist anzunehmen, daß die Funktion $f(\theta)$ im wesentlichen mit $\cos \theta$ identisch, das Feld also homogen ist. (Ein etwaiger konstanter Faktor kann in $\varphi(t)$ aufgenommen werden.) Daraus würde, wenn ein inneres Feld vorliegt, $g(\theta) = -2 \cos \theta$, im Falle eines äußeren dagegen $g(\theta) = \cos \theta$ folgen. Hierbei ist umgekehrt wie in der Tabelle h nach Süden positiv gerechnet.

Aus den Beobachtungen in Potsdam hat sich als Neigung des Nachstörungsvektors (unter dem südlichen Horizont) auf verschiedenen Wegen der Wert 39° ergeben. Es wäre hiernach $g(\theta) : f(\theta) = \text{tg } 39^\circ = 0.8 f(\theta)$. Nimmt man dieses auf eine einzige Station gestützte Ergebnis als wenigstens vorläufig entscheidend an — was bei der unzweifelhaft sehr einfachen Gestaltung des Nachstörungsfeldes unbedenklich ist —, so folgt daraus, daß dieses Feld in der Hauptsache seinen Ursprung im Außenraum hat, daß aber ein kleiner Teil (bei der horizontalen Komponente 1,15 des Ganzen) dem Erdinnern entspringt. Ob ein solcher innerer Bestandteil wirklich vorhanden ist, und wie er zu erklären sei, ist hier nicht zu erörtern, es sei nur bemerkt, daß die Annahme einer gewissen Permeabilität des Erdkörpers

nicht zum Ziele führt, man müßte ihr denn wieder, wie bei der früheren Überlegung, die sich auf die Säkularvariation bezog, das negative Vorzeichen geben.

Für den weitaus überwiegenden Hauptteil, das äußere Feld, bietet sich die Möglichkeit einer Erklärung ohne weiteres dar. Wir wissen jetzt durch Birkelands Versuche und Stormers theoretische Arbeiten, daß die magnetischen Störungen durch Schwärme elektrischer Partikeln ausgelöst werden, die, von der Sonne ausgeschleudert, in den magnetischen Bannkreis der Erde geraten. Ein Teil von ihnen sammelt sich in einem die Erde in beträchtlichem Abstände in der magnetischen Äquatorebene umkreisenden Strome, dessen Richtung bei negativen Partikeln (Elektronen) von Westen nach Osten, bei positiven (α -Teilchen) von Osten nach Westen geht. Bei jeder Störung wird diese Strömung neu gespeist, andererseits zerstreut sie sich durch ihre eigenen inneren Kräfte. Ein derartiger Vorgang entspricht durchaus dem empirischen Tatbestande der Nachstörung, insbesondere ihrer räumlichen Einfachheit und Regelmäßigkeit, wie dem allgemeinen Charakter ihres zeitlichen Ablaufs.

Bei der einzelnen Nachstörung ahnelt dieser Gang durchaus demjenigen bei einer aperiodisch gedämpften Schwingung. Er läßt sich demgemäß durch einen Ausdruck von der Form

$$c_0 (t - t_0) e^{-\eta(t-t_0)}$$

darstellen, worin $\eta(t)$ eine Funktion von t bezeichnet, die mit t zugleich stetig von 0 zu ∞ ansteigt, die also durch eine geeignete Potenzreihe von t wiedergegeben werden kann.

Von dem Inflexionspunkt hinter dem Maximum an wird man den Verlauf auch durch einen einfachen Exponentialausdruck

$$c_1 e^{-\zeta(t-t_1)},$$

zwanglos darstellen und in üblicher Weise durch die Angabe der Halbwertszeit kennzeichnen können. Schon der Anblick der Kurven erweckt aber den Eindruck, daß sich die Annäherung an den früheren Zustand in stärkerem Maße verlangsamt, als der Abstand selbst geringer wird, mit anderen Worten, daß die Halbwertszeit stetig anwächst.

In einer inhaltreichen Untersuchung über die magnetischen Störungen, in der auch die Erscheinung der Nachstörung auf Grund neuen Beobachtungsmaterials eingehend behandelt wird, hat G. Angenheister kürzlich festgestellt, daß es sich in der Tat so verhält, und er hat auch eine einfache Erklärung dafür angegeben und quantitativ begründet⁸⁾. Er führt das Abklingen des Nachstörungsfeldes auf die Wiedervereinigung der positiven und negativen Ionen zurück, die bei der Erregung der Störung getrennt worden waren.

Das aus der Übereinanderlagerung der einzelnen Nachstörungen entstehende Feld muß einen gewissen mittleren Grundwert (die Summe der noch nicht ganz erloschenen Wirkungen aller früheren Nachstörungen) besitzen, der langsam auf- und abschwankt, wenn Zeiten größerer und geringerer Häufigkeit und Stärke der Störungen abwechseln. Diese Schwankungen spiegeln sich in den Unregelmäßigkeiten der Säkularvariation wieder. Vergleicht man sie mit der gleichzeitigen Störungsaktivität, so kann man ein gewisses Urteil über die Beschaffenheit des Feldes gewinnen.

So ließ sich aus den in Fig. 1 wiedergegebenen Potsdamer Monatsmitteln eine Halbwertszeit des Gesamtverlaufs von einigen Jahren und ein durchschnittlicher Grundbetrag (auf den sich die einzelnen neuen Störungen aufsetzen) von etwa 160γ ableiten⁹⁾. Das außerordentlich langsame Schwinden des Feldes wird verständlicher, wenn man annimmt, daß der Birkeland-Störmersche Ring aus annähernd gleich vielen in entgegengesetzter Richtung strömenden positiven und negativen Teilchen besteht.

Dem Betrage $h = 160$ in Potsdam entspricht ein Feld $h = 260 \cos \theta$, dessen polare Komponente rund $250 \cos \sigma$ und dessen äquatoriale rund $50 \sin \sigma \cos(\lambda + 690)$ ist. Es hat also ungefähr die Stärke des im Abschnitt I betrachteten Feldes, ist aber annähernd entgegengesetzt gerichtet.

Zerlegt man das Gesamtfeld in das Nachstörungsfeld und den nach dessen Abzug noch verbleibenden Bestandteil, so erhält man für letzteren nach den drei früher betrachteten Bestimmungen die folgenden, auf Zehner von γ abgerundeten Beträge der Komponenten nach den drei Achsen:

| | g_1^0 | g_1^1 | h_1^1 | Gewicht |
|------------------|---------|---------|---------|---------------|
| 1842 | — 450 | 0 | + 190 | $\frac{1}{2}$ |
| 1885 | — 440 | + 220 | + 40 | $\frac{1}{2}$ |
| 1922 | — 770 | + 50 | + 150 | 1 |
| Mittel | — 610 | + 50 | + 130 | — |

Einige der im Abschnitt I durchgeführten Überlegungen wären richtiger an diesen Zahlen, statt an den auf das Gesamtfeld bezüglichen vorzunehmen. Indessen darf bei dem in keiner Weise endgültigen Charakter der vorstehenden Betrachtungen davon abgesehen werden, darauf näher einzugehen.

Literatur.

- 1) Ad. Schmidt: Mitteilungen über eine neue Berechnung des erdmagnetischen Potentials. Abh. d. II. Kl. d. Kgl. Akad. d. Wiss. (zu München), 19. Bd., 1. Abt., 1895.
- 2) L. A. Bauer: Chief results of a preliminary analysis of the Earth's magnetic field for 1922. Terr. Magn. and Atm. El., 28. Bd., 1923.
- 3) V. Carlheim-Gyllensköld. La forme analytique de l'attraction magnétique de la terre exprimée en fonction du temps. Astronomiska Yaktgörelser och Undersökningar anstald på Stockholms Observatorium. 5. Bd., Nr. 5, 1896
- 4) A. Schuster: On electrical currents induced by rotating magnets, and their application to some phenomena of terrestrial magnetism. Terr. Magn., 1. Bd., 1896
- 5) W. van Bemmelen: Die erdmagnetische Nachstörung. Meteorol. Zeitschr., 12. Bd., 1895.
- 6) J. A. Broun: On the horizontal force of the Earth's magnetism. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh, Vol. 22, Part 3, 1861.
- 7) Ad. Schmidt: Ein Mangel der erdmagnetischen Jahrbücher. Terr. Magn. and Atm. El., 25. Bd., 1920.
- 8) G. Angenheister: Die erdmagnetischen Störungen nach den Beobachtungen des Samoa-Observatoriums. 1. Teil. Gött. Nachr. Math.-Phys. Kl. 1924.
- 9) Ad. Schmidt. Ergebnisse der magnetischen Beobachtungen in Potsdam und Seddin in den Jahren 1900—1910. Abh. d. Preuß. Meteorol. Inst., 5. Bd., Nr. 3, 1916, S 36 ff. — Die erdmagnetische Säkulärvariation. Phys. Zeitschr. 22, 158 (1921).