

Werk

Jahr: 1932

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:8

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0008

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0008

LOG Id: LOG_0029

LOG Titel: Über die physikalische Natur des magnetischen Rindenfeldes der Erde

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 there 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

Literatur

- ¹⁾ V. Inglada: Die Berechnung der Herdkoordinaten eines Nahbebens. Gerlands Beitr. z. Geophys., Bd. XIX, Heft 1, 1928.
^{1a)} A. Mohorovičić: Die Bestimmung des Epizentrums eines Nahbebens. Gerlands Beitr. z. Geophys., Bd. XIV, S. 199—205, 1916.
²⁾ E. Wiechert: Entfernungsberechnung von Orten bei kleineren Abständen. Zeitschr. f. Geophys. 1924/25, S. 177.
³⁾ E. Kraus: Die Seismotektonik der Tiroler Alpen. Gerlands Beitr. z. Geophys., Bd. XXX, S. 101, 1931.
^{3a)} R. v. Klebelsberg: Das Nordalpenbeben vom 8. Oktober 1930. Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins Nr. 12, 1930.
⁴⁾ V. Conrad: Das Schwadorfer Beben. Gerlands Beitr. z. Geophys., Bd. XX, 1928.
⁵⁾ F. Gerecke: Messungen auf dem Rhône-gletscher. 1. Laufzeitkurve. Zeitschr. f. Geophys. 8, 112, 1932.
Göttingen, Geophysikalisches Institut, 22. März 1932.
-

Über die physikalische Natur des magnetischen Rindenfeldes der Erde

Von **H. Haalek**, Potsdam — (Mit 1 Abbildung)

Unter der Annahme, daß das permanente magnetische Feld des festen Erdkörpers aus einem primären rotationssymmetrischen Kernfeld besteht, welches in der äußeren Erdrinde ein sekundäres Rindenfeld induziert, das von der von Ort zu Ort verschiedenen Magnetisierbarkeit der Erdkruste abhängt, wird die Frage untersucht, welche Teile der Erdkruste stärker bzw. schwächer magnetisierbar als die benachbarten Krustenteile sind. Es ergeben sich vier ausgeprägte Gebiete stärkerer Magnetisierbarkeit: Nordamerika, Asien, Australien und Afrika, und ein Gebiet schwächerer Magnetisierbarkeit der Südwestatlantik. Als Ursachen dieser Magnetisierbarkeitsunterschiede werden Materialverschiedenheiten (die stärkere Suszeptibilität der Tiefen- und Eruptivgesteine gegenüber derjenigen des Meerwassers oder der Sedimente, vielleicht auch verschieden starker Magnetitgehalt einzelner Teile der äußeren Erdkruste) und Temperaturunterschiede gefunden.

Die Analyse des erdmagnetischen Feldes hat ergeben, daß sich das permanente Feld des festen Erdkörpers rechnerisch in folgende Teile zerlegen läßt: 1. das rotationssymmetrische Feld, das ist eine homogene Magnetisierung parallel der Rotationsachse der Erdkugel; 2. eine Quermagnetisierung, welche die Abweichung der magnetischen Pole von den Rotationspolen bedingt; hierüber lagern sich 3. die regionalen Störungsfelder bis zu kontinentalem Ausmaß, und auf diese sind 4. die lokalen Störungen aufgesetzt. Längs- und Quermagnetisierung verhalten sich etwa wie 5:1.

Was die physikalischen Ursachen dieser einzelnen sich überlagernden Teilfelder anbelangt, so ist die Natur der rotationssymmetrischen Magnetisierung noch unbekannt. Vermutlich wird sie — analog wie die ganz demselben Sinne entsprechende Magnetisierung der Sonne — irgendwie durch die Erdrotation

selbst hervorgerufen und steht möglicherweise mit der Beschaffenheit des Erdkerns in Beziehung. Für die folgenden Untersuchungen ist die Frage nach ihrer Ursache nicht wesentlich; als Grundlage genügt die Tatsache des Vorhandenseins einer primären homogenen Magnetisierung der Erdkugel parallel zur Erdachse.

Während sich das Auftreten der regionalen und lokalen Störungen fast ausnahmslos durch den geologischen Bau des Untergrundes erklären läßt — dadurch, daß das Erdfeld in den geologischen Formationen einen Magnetismus induziert, der von der Form und der Magnetisierbarkeit der betreffenden Gesteinsmassen abhängt —, ist die rechnerisch festgestellte Quermagnetisierung nur als formales Rechenergebnis aufzufassen. Ihre physikalische Ursache ist wahrscheinlich — eine Vermutung, welche schon oft ausgesprochen wurde — darin zu suchen, daß das primäre Kernfeld in der Erdrinde ein sekundäres Rindenfeld induziert, dessen Richtung durch die von Ort zu Ort verschiedene Magnetisierbarkeit der Rinde bestimmt ist und von der Richtung der Rotationsachse abweicht. Kernfeld und Rindenfeld zusammen bestimmen dann die tatsächliche Lage der magnetischen Erdachse. Die Hauptstütze dieser Annahme ist freilich nur negativer Art: es läßt sich keine andere gleich wahrscheinliche Ursache für jene Abweichungen aufzeigen. Eine quantitativ durchgeführte Berechnung, um auf Grund dieser Annahme die verschieden starke Magnetisierbarkeit der einzelnen Teile der Erdkruste zu erforschen, stößt auf große Schwierigkeiten und ist bisher auch noch nicht gegeben worden.

Einen Anhaltspunkt darüber gewinnen wir aus den Untersuchungen von L. A. Bauer*), der das permanente Erdfeld in eine Längs- und eine Quermagnetisierung zerlegte, wobei die Anteile aus den Beobachtungen je eines Breitenkreises für sich berechnet wurden. Es zeigte sich, daß der Betrag der Längsmagnetisierung von beiden Polen nach dem Äquator hin anwächst, der der Quermagnetisierung vom Nordpol zum Südpol stetig abnimmt. Da die letztere Abnahme mit der Abnahme der Festlandsbedeckung parallel geht, so läßt es den Schluß zu, daß die Quermagnetisierung in erster Linie ihren Sitz in der stärkeren Magnetisierung der Festländer hat.

Genau formuliert lautet die vorliegende Aufgabe:

Eine homogen magnetisierte Kugel ist umgeben von einer dünnen Schale, welche sich aus Teilen verschieden starker Magnetisierbarkeit zusammensetzt und infolgedessen das Magnetfeld stark verzerrt. Es sollen jetzt aus der auf der Oberfläche dieser Hülle ausgemessenen Größe und Richtung der totalen magnetischen Feldstärke die Magnetisierbarkeitsunterschiede der Hülle ermittelt und ihre möglichen Ursachen erörtert werden.

Im Prinzip ist es dieselbe Aufgabe, wie in der praktischen Geophysik die magnetische Aufschlußmethode sie zu lösen hat, wenn aus den lokalen erd-

*) L. A. Bauer, Terr. Magn. 28 (1923).

magnetischen Störungen auf den geologischen Bau — oder streng genommen zunächst nur auf die Unterschiede in der Magnetisierbarkeit — im Untergrund geschlossen werden soll. Die Aufgabe liegt im vorliegenden Falle jedoch insofern bedeutend schwieriger, als es sich nicht mehr um Ausdehnungen handelt, welche man noch als horizontal auffassen kann, sondern um eine Kugelfläche, welche das Primärfeld an jedem Punkte unter einem anderen Winkel schneidet.

Zunächst ist es erforderlich, das Rindenfeld für sich darzustellen, d. h. es ist von den erdmagnetischen Elementen, welche man für jeden Ort aus den Karten mit den isomagnetischen Linien entnehmen kann, die Wirkung des Primärfeldes in Abzug zu bringen. Bedeuten H , J und D die Elemente des erdmagnetischen Feldes in der üblichen Bezeichnung (die Horizontalintensität H positiv in Richtung magnetisch-nord, die Inklination J positiv von der Horizontalen nach unten, die Deklination D positiv von der geographischen Nordrichtung nach Osten), so findet man die magnetischen Kraftkomponenten des Rindenfeldes nach den Formeln:

$$X = H \cos D - m \cdot \cos \varphi,$$

$$Y = H \sin D,$$

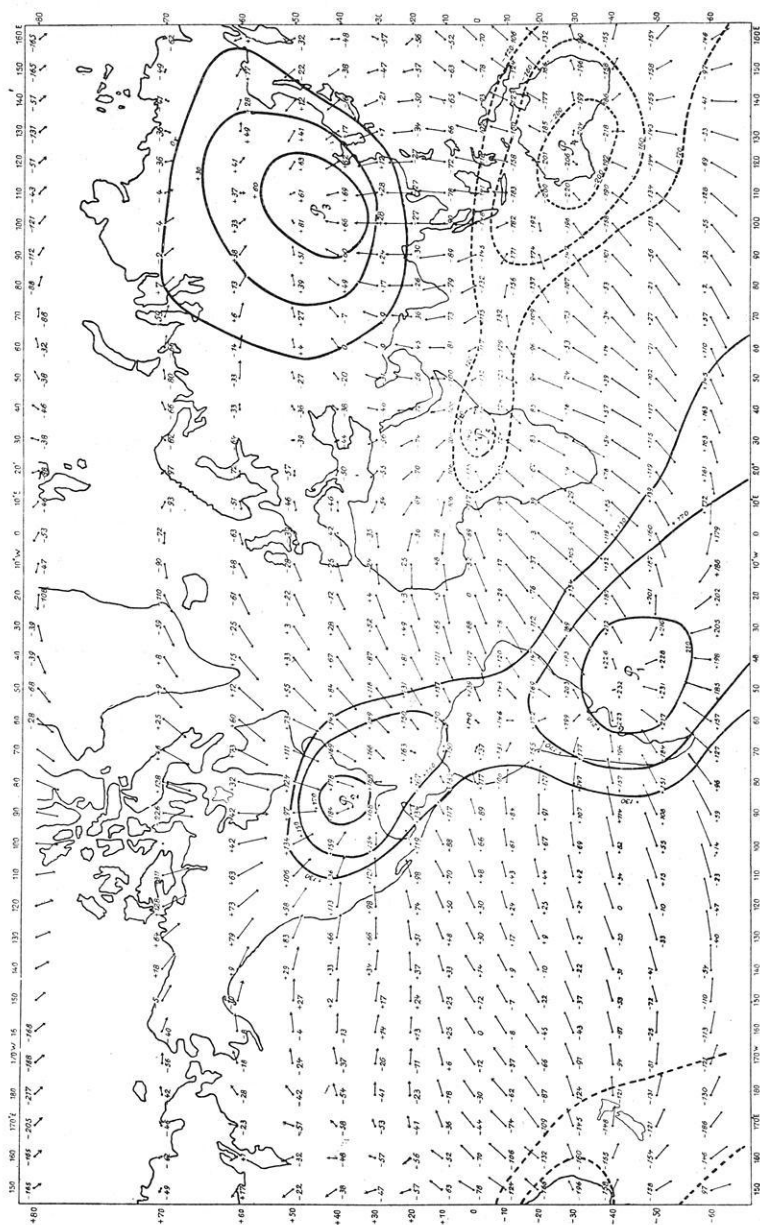
$$Z = H \operatorname{tg} J - 2 m \cdot \sin \varphi,$$

wobei die geographische Breite φ auf der nördlichen Halbkugel positiv, auf der südlichen negativ zu rechnen ist. Als numerischen Wert für den Faktor m setzen wir $m = 0.305$ cgs, der sich aus der mathematischen Analyse für die Epoche 1922 ergeben hat.

Karte 1 zeigt die Verteilung der magnetischen Kraftkomponenten des Rindenfeldes in Abständen von 10 zu 10° für die Epoche 1920. Die Zahlen bedeuten die vertikale Komponente (in Einheiten von 100 γ); die Pfeile geben Richtung und Größe der Horizontalkomponente an.

Suchen wir die Orte der Erdoberfläche auf, welche den Charakter eines Pols zeigen — d. h. also, in welchen die vertikale Komponente ein Maximum oder Minimum bildet, die horizontale Komponente gleich Null wird —, so ergibt sich, daß das magnetische Rindenfeld der Erde fünf ausgeprägte Pole besitzt:

1. P_1 (Südwestatlantik) charakterisiert durch die + 21000 γ - und durch die + 17000 γ -Linie.
2. P_2 (Nordamerika) charakterisiert durch die + 17000 γ - und die + 15000 γ -Linie; die + 13000 γ -Linie umschließt beide Pole.
3. P_3 (Asien) charakterisiert durch die 0 γ -, + 3000 γ - und + 6000 γ -Linien.
4. P_4 (Australien) charakterisiert durch die — 20000 γ - und — 16000 γ -Linien.
5. P_5 (Afrika) charakterisiert durch die — 14000 γ -Linie; die — 12000 γ -Linie umschließt die beiden Pole P_4 und P_5 .



Karte 1

Von diesen fünf Polen des Rindenfeldes sind die Pole P_1 , P_2 und P_3 Nordpole (—), d. h. die Vertikalintensität hat in diesen Gebieten ein Maximum, die Horizontalintensität ist nach diesen Gebieten hin gerichtet; die Pole P_4 und P_5 sind Südpole (+), d. h. die vertikale Komponente hat in diesen Gebieten ein Minimum, die Horizontalintensität ist von diesen Gebieten fort gerichtet.

Wenn die einzelnen Pole auch ein deutliches Zentrum besitzen, so darf man sie — wenn man den Begriff Pol überhaupt beibehalten will — doch nicht als punktförmige Pole ansehen; sie haben einen ausgeprägt flächenhaften Charakter. In den Gebieten hoher Inklinationswerte (z. B. Nordkanada, Grönland) wird die Berechnung der Z -Werte unsicher. Aus diesem Grunde vermute ich, daß das Gebiet des Pols P_2 sich nicht nur auf die südliche Hälfte Nordamerikas beschränkt, sondern in Wirklichkeit auch den nördlichen Teil des nordamerikanischen Kontinents mit umfaßt.

Die Größe der Magnetisierung der Erdrinde hängt von zwei Umständen ab:

1. von der Stärke der magnetisierenden Kraft, also des Primärfeldes;
2. von der Größe der Magnetisierbarkeit des betreffenden Krustenteils.

Das Primärfeld ist an den Polen doppelt so stark wie am Äquator. In einer geologischen Formation wird also am Pol ein doppelt so starkes Feld induziert, als wenn diese selbe Formation am Äquator gelegen wäre. Besteht eine geologische Formation aus Material von stärkerer Magnetisierbarkeit, so ist auf der nördlichen Halbkugel die horizontale Komponente H zur Scholle hin gerichtet; ihre extremen Werte liegen am Rand der Scholle. Die vertikale Komponente Z ist positiv über der Schicht und hat ihren stärksten Anstieg am Rand der Scholle. Auf der südlichen Halbkugel ist das umgekehrte der Fall: die horizontale Komponente H ist von der Scholle fort gerichtet; die vertikale Komponente ist negativ über der Schicht. Besitzt die Masse eine geringere Magnetisierbarkeit als das Nebengestein, so ist das umgekehrte der Fall.

Diese bekannten Sätze gelten nur in erster Annäherung. Der strengeren Theorie nach ist z. B. auf der nördlichen Halbkugel bei jeder positiven Störung in der Vertikalintensität auf der nördlichen Seite der Schicht auch eine schwache negative Störung vorhanden; das entsprechende gilt für die südliche Halbkugel. Praktisch werden solche Feinheiten aber nur bei besonders klar liegenden lokalen stark magnetisierbaren Lagerstätten erkennbar; bei regionalen Störungen sind sie nicht mehr nachzuweisen.

Demnach müssen also die Gebiete P_2 , P_3 , P_4 und P_5 durch Krustenteile stärkerer Magnetisierbarkeit, das Gebiet P_1 jedoch durch eine Masse erheblich geringerer Magnetisierbarkeit als derjenigen der umgebenden Krustenteile verursacht werden.

Für die Unterschiede in der Magnetisierbarkeit der einzelnen Teile der Erdkruste kommen zwei Umstände als Ursachen in Frage:

- a) Materialverschiedenheiten,
- b) Temperaturunterschiede.

Die Unterschiede in der Magnetisierbarkeit der Materialien, aus welchen sich die Erdkruste aufbaut, liegen klar auf der Hand: Für Meerwasser ist die Suszeptibilität praktisch gleich Null; alle sedimentären Gesteine sind ebenfalls so wenig magnetisierbar (κ etwa zwischen 0 und 0.00008; im Mittel etwa $\kappa = 0.00004$), daß sie praktisch kaum eine Rolle spielen. Die Magnetisierbarkeit einzelner Erze oder stark magnetisierbarer Gesteine, welche nur örtliche Ausdehnung besitzen, spielt für die vorliegenden Fragen keine Rolle. Ausschlaggebend ist die Magnetisierbarkeit der Tiefen- bzw. Eruptivgesteine; diese schwankt aber bei den einzelnen Gesteinsarten innerhalb sehr weiter Grenzen, so daß es schwer ist, einen Mittelwert anzugeben, der für kontinentale Ausdehnungen zutreffen kann. Ungefähr kann man κ als innerhalb eines Intervalls von 0.005 bis 0.05 liegend annehmen, wobei ich den letzteren Wert als den wahrscheinlicheren ansehen möchte.

Daraus lassen sich schon ungefähre Angaben über die Größenordnung der durch die Land- und Wasserverteilung verursachten Störung des normalen magnetischen Erdfeldes ableiten. Z. B. würde eine Wasserkugel, welche in einer Sedimentschicht eingelagert wäre, derart, daß sie gerade die Erdoberfläche berührte, eine maximale Störung der normalen magnetischen Kraft um rund 16γ verursachen; läge sie — oder auch eine Kugel aus Sedimentgestein — eingebettet in Tiefengestein, so wäre der maximale Störungsbetrag mit den angegebenen Grenzwerten 2000 bzw. 18000 γ . Dicke Schichtenpakete sedimentärer Gesteine verursachen demnach fast die gleichen erdmagnetischen Störungen als entsprechende Wassermassen. Legt man der Berechnung andere Formen der Masse (z. B. Zylinder, Ellipsoid) zugrunde, so kann man Werte errechnen, die sich um die Hälfte oder mehr von den angegebenen Zahlenwerten unterscheiden, aber doch immer von der gleichen Größenordnung sind. Da die Induktionswirkung des magnetischen Erdfeldes unter allen Umständen vorhanden ist und die Störungen der normalen erdmagnetischen Kraftkomponenten selten den Betrag von 20000 γ (vgl. Karte 1) übersteigen, so folgt damit, daß schon allein die Verteilung von Land und Wasser auf der Erde Verzerrungen des normalen magnetischen Erdfeldes hervorrufen muß, deren Beträge den beobachteten Störungen annähernd entsprechen können.

Würde man eine Erklärung ausschließlich auf das Vorhandensein der Materialverschiedenheiten aufbauen, so läßt sich also die stärkere Magnetisierung der Gebiete P_2 , P_3 , P_4 und P_5 in erster Linie auf die stärkere Magnetisierbarkeit der Kontinente Nordamerika, Asien, Australien und Afrika gegenüber derjenigen des Meerwassers zurückführen. Dagegen könnte man das Vorhandensein des Gebiets P_1 besonders geringer Magnetisierbarkeit, welches das Gebiet der Südwestatlantik einschließlich eines großen Teiles des südamerikanischen Kontinents umfaßt, nur dadurch erklären, daß dieser Teil der Erdkruste sich aus besonders magnetitarmem Gesteinsmaterial aufbaut, eine Erklärung, die aber — da solche Materialverschiedenheiten in subozeanischen Tiefen von solcher Ausdehnung kaum denkbar sind — wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat. Der Zusammenhang

der Gebiete P_4 (Australien) und P_5 (Afrika) kann zum Teil auf reellen Ursachen — also darauf, daß das dazwischen liegende Gebiet des Indischen Ozeans aus stärker magnetithaltigem Gestein besteht — beruhen, zum Teil aber auch darauf, daß zwischen zwei Gebieten gleichnamiger Pole sich immer Isanomalen ergeben, welche beide Gebiete umschließen. Dagegen ist es möglich, daß die Gebiete P_3 (Asien) einerseits, P_4 (Australien) und P_5 (Afrika) andererseits in ursächlichem Zusammenhang miteinander stehen: Eine zusammenhängende, sich über den größten Teil der Nord- und der Südhalbkugel erstreckende Masse stärkerer Magnetisierbarkeit würde in der Vertikalintensität auf der nördlichen Halbkugel positive, auf der südlichen Halbkugel negative Störungen hervorrufen; der mittlere Teil tritt infolgedessen magnetisch nicht hervor, wie es in diesem Falle mit dem Gebiet der ostindischen Inseln und dem afrikanisch-asiatischen Verbindungsgebiet der Fall sein kann. Dagegen kann ein ursächlicher Zusammenhang zwischen den zusammenhängenden Polen P_1 (Südwestatlantik) und P_2 (Nordamerika) nicht vorhanden sein, da es sich hier um entgegengesetzte Magnetisierbarkeitsunterschiede handeln muß. Das mittlere Gebiet, besonders die Grenze zwischen diesen beiden verschiedenen Ursachen, ist aber auch in diesem Falle nicht zu beurteilen.

Es ist im einzelnen schwerer, die Grenzen der verschiedenen Gebiete stärkerer bzw. schwächerer Magnetisierbarkeit anzugeben; diese fallen durchaus nicht mit irgendeiner Isanomalen zusammen. Besonders ausgeprägt wird der magnetische Zusammenhang zwischen Festländern und Weltmeeren nur, wenn man das Gebiet P_3 des asiatischen Festlandes und das Gebiet des Stillen Ozeans betrachtet. Zu berücksichtigen ist, daß einmal Gebiete, welche eine dicke Sedimentdecke tragen, magnetisch nicht viel anders als Weltmeere wirken können, andererseits die Isanomalen noch dadurch etwas verschoben werden, daß die einzelnen Krustenteile nicht in dem ungestörten Primärfeld, sondern in Wirklichkeit in dem bereits durch die Wirkung sämtlicher Krustenteile verzerrten Primärfeld liegen.

Die Tatsache, daß einmal das Gebiet P_1 besonders geringer Magnetisierbarkeit der Südwestatlantik vorhanden ist, ebenso daß die Größe der Magnetisierungsunterschiede der einzelnen Gebiete (Australien im Maximum — 22000 γ , Nordamerika + 18400 γ , Asien + 8100 γ , Afrika — 14500 γ) sehr ungleich ist, zweitens die Erscheinung, daß die Grenzen der Gebiete stärkerer Magnetisierbarkeit durchaus nicht mit den Grenzen zwischen Weltmeeren und Kontinenten zusammenfallen, läßt darauf schließen, daß außer den Materialverschiedenheiten noch andere wesentliche Ursachen für die Magnetisierbarkeitsunterschiede der Erdkruste vorhanden sein müssen. Als solche können, da die Magnetisierbarkeit eines Stoffes von der Temperatur abhängt, nur Temperaturunterschiede in der Erdrinde in Frage kommen.

Leider kann nicht nur sehr wenig Sicheres darüber ausgesagt werden, nach welcher Gesetzmäßigkeit die Abhängigkeit der Suszeptibilität der Gesteine im magnetischen Erdfeld von der Temperatur in Wirklichkeit verläuft, sondern auch

von der Temperaturverteilung innerhalb der äußeren Erdkruste wissen wir nur sehr wenig.

Fest steht, daß bei mittleren Feldstärken die Magnetisierung von ferromagnetischen Stoffen — und zu diesen müssen wir, da der Magnetit der wesentlichste Träger des Gesteinsmagnetismus ist, das Material der Erdkruste rechnen — mit zunehmender Temperatur*) zunächst langsam, dann immer schneller abnimmt und bei einer bestimmten Temperatur, dem sogenannten Curieschen (oder magnetischen Umwandlungs-) Punkt, verschwindet. Eine bestimmte Gesetzmäßigkeit dafür anzugeben, ist gar nicht möglich, da die einzelnen für die Magnetisierung charakteristischen Größen: Koerzitivkraft, Remanenz, Sättigung, Anfangssuszeptibilität, ideale Magnetisierung, alle eine eigene Temperaturabhängigkeit aufweisen; dazu kommen bei höheren Temperaturen die sprungweisen Änderungen der inneren Struktur des Stoffes, welche auch die Magnetisierung sprungweise ändert usw. Angewandt auf die Erdkruste folgt daraus, daß von dem primären Kernfeld in einem Krustenteil ein um so stärkeres Feld induziert wird, je niedriger die Temperatur dieses Krustenteils gegen seine Umgebung ist, wobei besonders Temperaturunterschiede in solchen Tiefen eine große Rolle spielen, in welchen die Temperatur sich dem Curieschen Punkte nähert. Der Curiesche Punkt liegt:

für Eisen	bei 769° C
, Kobalt	„ 1075
„ Nickel.	„ 356
„ Pyrrhotit	„ 348
„ Magnetit.	„ 525
„ Hämatit	„ 645
„ Eisencarbid	„ 215

Einen Wert für den Curieschen Punkt anzugeben, der für das Material der Erdkruste im Mittel zutrifft, ist nicht möglich; er muß irgendwo in dieser Größenordnung liegen.

Nun hat man aber gefunden, daß bei kleinen Feldstärken die Magnetisierbarkeit mit steigender Temperatur zunächst langsam, nachher immer schneller zunimmt; dicht unterhalb des Curieschen Punktes wird dieser Anstieg besonders steil; oberhalb des Curieschen Punktes nimmt sie im allgemeinen — teils stetig, teils sprungweise — ab. Da das Erdfeld nur als schwaches Feld angesehen werden kann, so würde daraus das Gegenteil über den Einfluß der Temperatur auf die Magnetisierbarkeitsunterschiede in der Erdkruste folgen von dem, was die obige Schlußfolgerung aussagt. Trotzdem möchte ich doch den obigen Satz als das wahrscheinlichere ansehen. Man kann aber daraus die Unsicherheit erkennen, welche diesem Punkte anhaftet.

Von der Verteilung der Temperatur innerhalb der Erdkruste wissen wir, da es kein Mittel zur Erforschung der Temperaturen im Erdinnern

*) Vgl. z. B. W. Steinhaus im Handb. d. Phys., Bd. XV.

gibt, nur sehr wenig. Die relativ kleinen Temperaturungleichheiten nahe der Erdoberfläche, wie sie durch Berge und Täler hervorgerufen werden, spielen für die vorliegenden Fragen keine Rolle. Den Beobachtungen in Bohrlöchern nach steigt die Temperatur pro 100 m Tiefe in Europa im Mittel um 3°C , in Amerika um $2\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ an. Das kann aber nur für geringe Tiefen gelten; sicher wird das Anwachsen der Temperatur mit der Tiefe bald weniger stark sein. Die größten Unterschiede in der Temperatur der Erdkruste werden durch die Ozeane hervorgerufen. In größeren Meerestiefen beträgt die Temperatur des Wassers nahe 0°C . Infolgedessen hat auch das feste Gestein am ozeanischen Meeresboden eine Temperatur von etwa 0°C . Nach Untersuchungen von J. Friedländer ist die Wärmeleitfähigkeit der vulkanischen Tiefengesteine erheblich kleiner als die des Materials der Kontinentalschollen, so daß in ersteren die geothermische Tiefenstufe fast halb so groß ist wie in letzteren, was schon in rund 15 km Tiefe zu gleichen Temperaturen unter allen Teilen der Erdoberfläche führen würde. Auf Grund dieser Werte würden sich für die Temperaturunterschiede unter einem Kontinent und unter einem Ozean von 8000 m Tiefe etwa ergeben:

Tiefe km	Temperatur	
	Unter Festland $^{\circ}\text{C}$	Unter Tiefsee $^{\circ}\text{C}$
8	+ 240	0
10	+ 300	+ 150
12	+ 360	+ 300
15	+ 450	+ 450

Das sind natürlich nur Maximalwerte; auf genauere Werte kommt es aber für die vorliegenden Betrachtungen nicht an.

Diese Temperaturunterschiede, ebenso die Wärmeungleichheiten, welche durch das Vorhandensein großer Magmaherde und dergleichen verursacht werden, haben Wärmeströmungen zur Folge, über deren Verlauf wir aber nichts Näheres wissen. Auf jeden Fall sind aber die Temperaturunterschiede innerhalb der Erdkruste von einer solchen Größenordnung, daß sie Unterschiede in der Magnetisierbarkeit hervorrufen, welche Störungen des normalen magnetischen Erdfeldes von der tatsächlich beobachteten Größe zur Folge haben können.

Unter Berücksichtigung dieser Temperatureinflüsse läßt sich nun die Erklärung für die Magnetisierbarkeitsunterschiede der Erdrinde dahin erweitern, daß Material- und Temperaturunterschiede zusammen die Ursache bilden. Die stärkere Magnetisierbarkeit der vier Festlandsgebiete: P_2 (Nordamerika, wahrscheinlich den ganzen Kontinent einschließlich des nördlichen Teils von Südamerika und den Golf von Mexiko umfassend), P_3 , P_4 und P_5 (wahrscheinlich das ganze asiatische Festland einschließlich Osteuropas, Australien, Zentralafrika, außerdem die Verbindungsgebiete Asien-Afrika und Asien-Australien, sowie den nördlichen Teil des Indischen Ozeans umfassend) ist wohl in erster Linie auf die stärkere Magnetisierbarkeit der Tiefengesteine der Festlandschollen

gegenüber derjenigen des Meerwassers zurückzuführen; in zweiter Linie können Temperaturunterschiede mitwirken und das Bild verzerren. Die ausgeprägt schwächere Magnetisierung des Gebiets P_1 (das Gebiet der Südwestatlantik einschließlich eines Teils von Südamerika umfassend) muß dagegen wohl in erster Linie durch Temperaturunterschiede erklärt werden, also durch eine höhere — vielleicht aber auch gerade umgekehrt durch eine niedrigere (vgl. S. 161) — Temperatur als die der umgebenden Krustenteile. Außerdem können auch in allen Fällen Materialverschiedenheiten innerhalb der Tiefengesteine (also verschieden starker Magnetitgehalt) mit als Ursache in Frage kommen.

Überblicken wir das Ergebnis, so läßt das Resultat der Untersuchung die Voraussetzung, von der ich ausgegangen bin — nämlich daß ein primäres rotationssymmetrisches Kernfeld in der Erdrinde ein sekundäres Rindenfeld induziert, welches von der von Ort zu Ort verschiedenen Magnetisierbarkeit der Erdkruste abhängt —, als gerechtfertigt erscheinen: Nur darauf kann es zurückgeführt werden, daß die Gebiete stärkerer Magnetisierung mit den Festlandsgebieten Nordamerika, Asien, Australien und Afrika zusammenfallen und die Gebiete des Stillen und des Atlantischen Ozeans — mit Ausnahme der Südwestatlantik — magnetisch nicht hervortreten, weder in dem einen noch in dem anderen Sinne. Damit erweist sich, daß das Gesetz, wie ich es zuerst an Hand zahlreicher durch geologische Körper verursachter lokal-magnetischer Störungen gefunden habe — nämlich daß alle örtlichen Anomalien des erdmagnetischen Feldes auf der Induktionswirkung des primären Erdfeldes auf die Untergrundsformationen beruhen —, nicht nur im kleinen für lokale Störungen, sondern auch im großen für die ganze Erdkruste zutrifft.

Die Tatsache, daß die vorhandenen Temperaturunterschiede in der Erdkruste einmal das erdmagnetische Feld beeinflussen, andererseits Wärmeströmungen zur Folge haben müssen, läßt vermuten, daß darin die Ursache der Säkularvariation des Erdmagnetismus zu suchen ist, worauf auch schon öfter hingewiesen worden ist. Bestärkt wird diese Vermutung dadurch, daß aus den umfassenden Messungen der letzten Jahrzehnte ein ausgeprägter regionaler Charakter der Säkularvariation erkennbar geworden ist. Es liegt jetzt nahe, an Hand der vorangegangenen Untersuchungen zu prüfen, durch welche Änderungen in den Magnetisierbarkeitsunterschieden der Erdkruste sich die Erscheinung der Säkularvariation physikalisch erklären läßt. Darüber werde ich in einem späteren Aufsatz berichten.