

P. JANLE, G. SCHULZ

Raum- und Zeitstruktur des Erdmagnetfeldes – ein Überblick

1 Einleitung

Über das Phänomen der magnetischen Wirkung von bestimmten Gesteinen wurde im griechischen Kulturkreis und in China schon einige Jahrhunderte v. Chr. berichtet. Es gibt Hinweise, dass den Chinesen schon im ersten Jahrhundert n. Chr. die Richtungseigenschaft des Erdmagnetfeldes bekannt war, magnetisierte Gesteine oder Metalle wurden vermutlich schon zur Navigation verwendet. Der griechischen und römischen Antike hingegen war die richtungweisende Kraft auf die magnetisierte Nadel entgangen. Erst Mitte des 14. Jahrhunderts wird der Gebrauch des Kompasses auf den Schiffen der British Navy als „Sailing needles and dial“ nachweislich erwähnt. Die erste umfassende Beschreibung der Erde als großem Magneten wurde im Jahre 1600 von William Gilbert, Leibarzt der englischen Königin Elizabeth I, verfaßt: *De magnete, magneticisque corporibus, et de magno magnete tellure* (Abb. 1, aus BALMER 1956). Gilberts zentrale Aussage – *magnus magnes ipse est globus terrestris* (die Erde selbst ist ein großer Magnet) – ist der Ausgangspunkt für

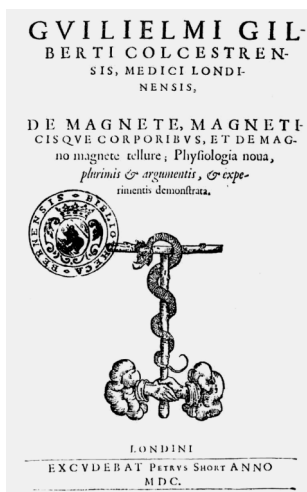


Abb. 1: Titelseite der Erstausgabe von: W. Gilberts „De Magnete“, 1600. Aus (BALMER 1956). Der Äskulapstab weist darauf hin, dass Gilbert in erster Linie Mediziner war, nämlich der Leibarzt Königin Viktoria I.

alle modernen Vorstellungen über den Ursprungsort des Hauptfeldes. In der Zeit nach Gilbert wurde bald durch die Messung einzelner Komponenten erkannt, dass das Magnetfeld in hohem Maße zeitlich variabel ist. Bevor auf die Variationen und die Struktur des Feldes näher eingegangen wird, soll im zweiten Abschnitt die Darstellung des Erdmagnetfeldes mit seinen Komponenten beschrieben werden. Ziel dieser Darstellung ist es, die großen Zusammenhänge aufzuzeigen und neueste Entwicklungen vorzustellen. Wer das Thema weiter vertiefen möchte, dem sei das Fachbuch von MERRILL et al. (1996) empfohlen.

2 Beschreibung des Feldes

Ein in ihrem Schwerpunkt frei schwingende magnetisierte Nadel stellt sich in Richtung des lokalen magnetischen Feldverlaufs (genauer: Vektor der magnetischen Induktion \vec{B}) ein. Die Komponenten – auch erdmagnetische Elemente genannt – werden in einem geographischen Koordinatensystem \mathbf{X} (nach Norden positiv), \mathbf{Y} (nach Osten positiv) und \mathbf{Z} (vertikal, auf der Nordhalbkugel nach unten positiv) wie folgt definiert (Abb. 2). \mathbf{F} ist

der Betrag der magnetischen Induktion und wird Totalintensität genannt. \mathbf{H} ist ihre Horizontalintensität, die sich als Resultierende der Komponenten \mathbf{X} und \mathbf{Y} ergibt. Sie bewirkt die richtunggebende Kraft bei der Verwendung von Kompassen, mit denen bekanntlich in Verbindung mit einer geodätischen Peilung der Winkel \mathbf{D} der Deklination (oder Missweisung) zwischen magnetisch und geographisch Nord (positiv bei östlicher Abweichung) gemessen wird. Die Inklination \mathbf{I} ist der Winkel zwischen der Horizontalebene und dem Vektor \mathbf{B} , auf der Nordhalbkugel nach unten positiv. Die in Abb. 2 angedeuteten Größenordnungen der Elemente entsprechen einem Ort in gemäßigter nördlicher Breite.

Die magnetische Induktion wird in der SI-Einheit T (Tesla) angegeben. Da das Erdmagnetfeld im Gegensatz zu technischen Feldern schwach (jedoch sehr homogen) ist, benutzt man in der Regel die Untereinheit nT (1 Nanotesla = 10^{-9} T). Ergänzend sei bemerkt, dass \mathbf{B} über die Induktionskonstante μ_0 mit der magnetischen Feldstärke \mathbf{H} (nicht zu verwechseln mit der gleichbenannten Horizontalintensität des Erdmagnetfeldes) verknüpft

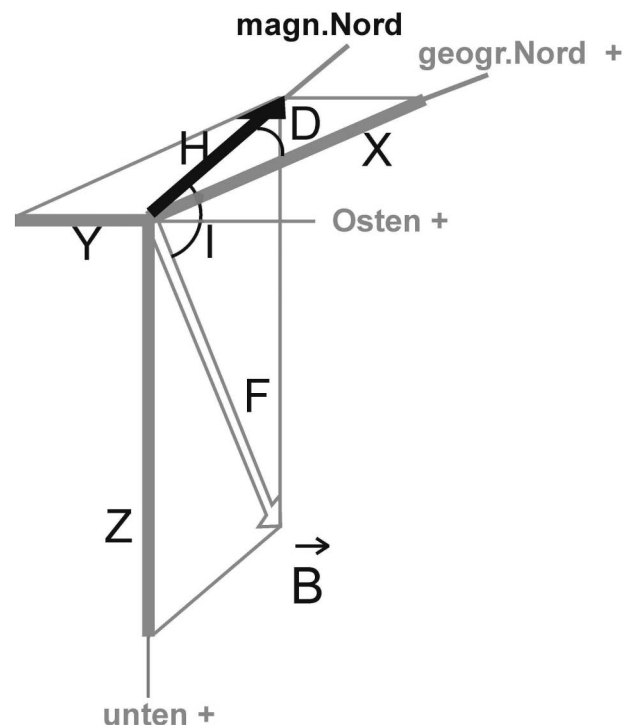


Abb. 2: Elemente des erdmagnetischen Feldes (Vektor der Induktion \vec{B}), dargestellt für den Fall gemäßigter nördlicher Breiten. Die beiden Intensitäten \mathbf{H} (horizontal) und \mathbf{F} (total) ergeben sich als Resultierende aus den geographischen Komponenten \mathbf{X} und \mathbf{Y} bzw. \mathbf{X} , \mathbf{Y} und \mathbf{Z} der Induktion \mathbf{B} . \mathbf{X} zählt nach Norden, \mathbf{Y} nach Osten und \mathbf{Z} nach unten positiv. Die Deklination \mathbf{D} ist als Winkel zwischen \mathbf{H} und \mathbf{X} definiert und zählt wie \mathbf{Y} nach Osten positiv. Die Inklination \mathbf{I} ist der Winkel zwischen dem Vektor \mathbf{B} und der Horizontalen.

ist. Es gilt $B = \mu_0 H$. Berechnet wird die Feldstärke in Am^{-1} . Die Permeabilität μ des freien Raumes ist in guter Näherung gleich 1. Danach entspricht eine gemessene Induktion von 10^5 nT etwa der magnetischen Feldstärke von 80 Am^{-1} .

Einen Überblick über die wichtigsten Eigenschaften des Erdmagnetfeldes gibt Abb. 3. An der Erdoberfläche verhält sich das Feld in erster Näherung wie das eines magnetischen Dipols, dessen Durchstoßungspunkte an der Erdoberfläche im Norden B (borealer Magnetpol, geomagnetischer Nordpol) und A im Süden (australer Magnetpol, geomagnetischer Südpol) nach physikalischer Definition magnetische Süd- bzw. Nordpole sind. Der Dipol ist um $11,5^\circ$ gegenüber der Rotationsachse geneigt und im Falle einer noch besseren Näherung als exzentrischer Dipol zur Zeit um etwa 350 km gegenüber dem Erdmittelpunkt versetzt. Zu unterscheiden davon sind die Orte, an denen das Magnetfeld senkrecht einfällt (Inklination = 90°), die also nur messend bestimmt werden können. Sie werden nach dem angelsächsischen Sprachgebrauch treffend als **Dip-Pole** bezeichnet. Am arktischen (nördlichen) Dip-Pol P_2 (physikalisch ein Südpol) treten die Feldlinien in den Erdkörper ein und am antarktischen (südlichen) Dip-Pol P_1 (physikalisch ein Nordpol) aus. Die ge-

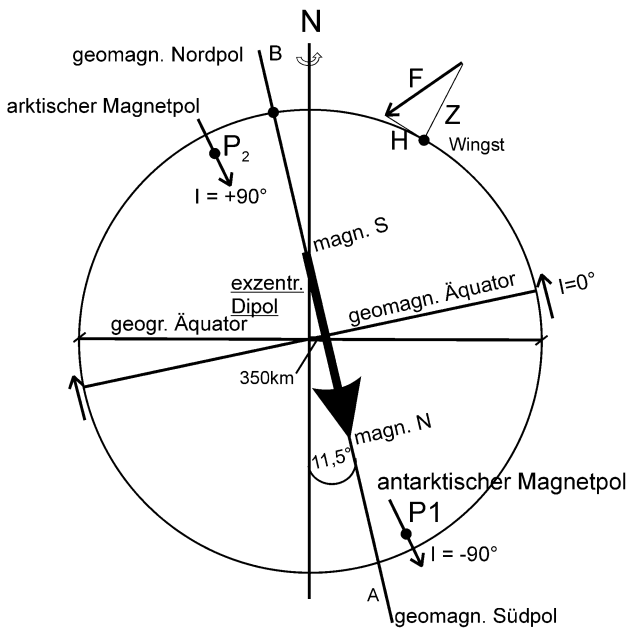


Abb. 3: Schematische Darstellung des erdmagnetischen Feldes. Wesentliche Merkmale: (1) Da sich ungleichnamige Pole zweier Magnete anziehen, wendet jede Kompaßnadel ihren eigenen Nordpol dem Südpol des Erdmagnetfeldes zu. Daher liegt – als Folge der Definition des Nordpols der Nadel – der physikalische Südpol der Erde in der Nähe des geographischen Nordpols und umgekehrt. (2) Die geomagnetischen Pole (A, B) ergeben sich als Durchstoßpunkte eines rechnerisch optimal angepaßten Dipols und spannen (im Fall des zentrischen Dipols) mit dem geomagnetischen Äquator das geomagnetische Koordinatensystem auf. Die Lage des arktischen (P_2) und antarktischen Magnetpols (P_1) – auch Dip-Pole genannt – können dagegen nur durch Messung gefunden werden. (3) Dem Modell eines Dipols entsprechend, ist der Betrag der magnetischen Induktion am Äquator nur halb so groß wie die an den Polen. Am Äquator verschwindet die Vertikal-, an den Polen die Horizontalkomponente.

messene Inklination verschwindet im Bereich des magnetischen Äquators, der vom geomagnetischen Äquator (definiert über das Dipolmodell) abweicht. Entsprechend dem Modell ist dort im Vergleich zu den Polen nur noch die halbe Intensität zu erwarten (siehe auch Tab. 1).

Das Magnetfeld, gemessen an der Erdoberfläche, kann nach seinen Ursprüngen im wesentlichen in vier Anteile gegliedert werden.

1. Das **Hauptfeld** mit einer relativ geringen, aber langzeitlichen Änderung (Säkularvariation); Ursprung im Erdinneren, d. h. im Erdkern. Teil des Innenfeldes.
2. Das **Außenfeld** (Variationsfeld) Bruchteil des Hauptfeldes; ändert sich relativ rasch (teils zyklisch, teils zufällig); Ursprung außerhalb der festen Erde (Sonnenwind wirkt auf die Magnetosphäre).
3. Das **Anomalienfeld** (Krustenfeld) meist viel kleiner als das Hauptfeld, zeitlich nahezu konstant; Ursprung in der oberen Erdkruste (remanente Magnetisierung, Erzlagerstätten). Teil des Innenfeldes.
4. Das vom Variationsfeld **induzierte Feld**; Anteile haben ihre Quellen im elektrisch leitfähigen Untergrund. Die Amplituden (vor allem in Z) können von gleicher Größenordnung sein wie die induzierenden Variationen selbst. Teil des Innenfeldes.

Das *Hauptfeld* bildet den weitaus größten Anteil und wird von den anderen Komponenten lediglich moduliert. *Außenfeld* und *induziertes Feld* können – je nach Störungsgrad – bis zu mehreren Prozent des Hauptfeldes betragen, das *Krustenfeld* ebenfalls. In Ausnahmen erreicht das letztere dieselbe Größenordnung wie das Hauptfeld selbst. So zeigen z.B. die Kursker magnetische Anomalie mit F bis zu 190000 nT und der Erzberg Kiruna mit F bis zu 70000 nT extreme Werte. Beide Extrema sind in Abb. 4 (aus MAUS et al. 2002) zu erkennen. Die Abbildung zeigt das lithosphärische Krustenmodell aus globaler Sicht mit dem Euro-

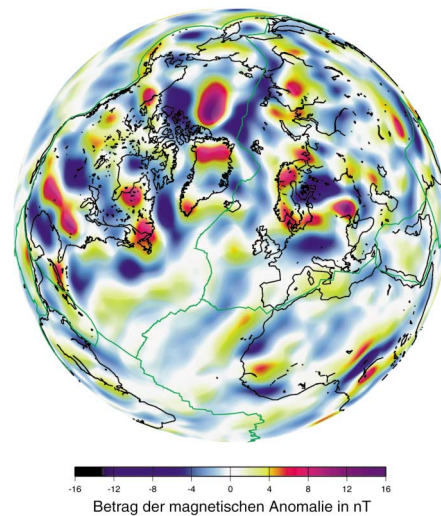


Abb. 4: Krustenfeld (CHAMP-Daten, aus MAUS et al. 2002), globaler Blick auf die Nordhalbkugel mit Island und dem Reykjanes-Rücken im Zentrum (siehe Abb. 15). Besonders starke Anomalien befinden sich im Bereich des Nordpolarmeeres und auf den angrenzenden Kontinentalblöcken. (Der Kugelfunktionsanalyse liegen Terme 14. bis 65. Grades bzw. Ordnung zugrunde.).

päischen Nordmeer im Zentrum. Die Darstellung ist das Ergebnis einer Analyse der ersten 382 Tage der CHAMP-Mission (**Challenging Mini Satellite Payload**). Zu beachten ist, dass wegen der Flughöhe die Amplituden der Anomalien stark gedämpft und die Auflösung der Strukturen begrenzt ist. Mögliche großräumige Krustenstrukturen, etwa von kontinentalem Ausmaß, sind nicht dargestellt, da das Spektrum auf Terme begrenzt ist, die nicht vom Hauptfeld überdeckt sind.

Wir beschränken uns im folgenden auf die ersten drei oben genannten Anteile, beginnen mit einigen einführenden Bemerkungen zur messenden Bestimmung des Erdmagnetfeldes über das weltweite Netz erdmagnetischer Observatorien sowie mit Hilfe moderner Satellitentechnik, behandeln anschließend das Hauptfeld mit seinen Säkularvariationen und darauf das Spektrum des externen Variationsfeldes und schließen mit einem Abschnitt über Paläomagnetismus und Plattentektonik, welcher sowohl Aspekte der Säkularvariation als auch des Krustenfeldes beleuchtet

3 Erdmagnetische Observatorien und Satellitenmissionen

Bereits ab 1836 nutzten GAUß und WEBER ein erstes Netz von Observatorien mit terminlicher Absprache für zeitgleiche Beobachtungen, um dem Phänomen Erdmagnetismus auf den Grund zu kommen. Hierzu gründeten sie – mit Unterstützung von Alexander von Humboldt – den Göttinger Magnetischen Verein, übrigens die erste internationale wissenschaftliche Gesellschaft überhaupt. Innerhalb der anschließenden fünf Jahre beteiligten sich weltweit bis zu 50 Observatorien, 35 allein in Europa (MICHLING 1976), von denen heute allerdings keines mehr registriert. Das liegt in der Regel an der zivilisatorischen Entwicklung des Umfeldes: Straßenbau, Industrieansiedlung, usw. bilden dann das Aus eines mehr oder weniger langen Beobachtungszeitraumes. Gute Observatorien sind daher heute stadtf fern angelegt und meistens zusätzlich durch (gesetzlich verankerte) Schutzkreise abgeschirmt.

Der qualitative Anspruch moderner Observatorien ist also sehr hoch, denn Aufgabe ist es, das gesamte Spektrum der zeitlichen Variationen von Perioden im Sekunden-Bereich bis zur Säkularvariation über Jahrzehnte mit einem Dynamikbereich von mehreren Zehnerpotenzen zu erfassen und das mit einem erheblichen Anspruch an die Stabilität der absoluten Meßgeräte und die Kontinuität der Registrierung. Um zusätzlich einen schnellen Datenaustausch zu ermöglichen, wurde 1987 das Projekt INTERMAGNET (Global near-real-time magnetic observatory network) etabliert. Mittlerweile sind 91 Stationen (etwa 40 % aller Observatorien weltweit) aus 38 Ländern beteiligt. Damit werden deren Daten über Satelliten- und Computer-Links zusammengeführt und so zentral zugänglich gemacht (Abb. 5). Für den europäischen Raum wird METEOSAT in Anspruch genommen. Da die kurzfristigen Schwankungen des Erdmagnetfeldes Rückschlüsse auf den elektrischen Zustand der höheren Atmosphäre zulassen (Abschnitt 5), handelt es sich hier um Wetter-relevante Daten.

Unbefriedigend ist die Abweichung der Observatorien von einer Gleichverteilung. Hier setzen die Vorteile der Satelliten-Kartierung ein. Allerdings operieren Satelliten in einem Bereich, wo das Erdmagnetfeld nicht wirbelfrei ist. Ionosphäre und Magnetosphäre sind wegen ihrer elektrischen Leitfähigkeit Sitz von Stromsystemen,

deren Ausdehnung und Intensität zeitlichen Schwankungen unterliegen (Abschnitt 5). Die Trennung ihres Einflusses gestaltet sich schwierig. Daher ist eine Kartierung des Innenfeldes bisher nur während bestimmter Zeitfenster durchgeführt worden.

Beide Konzepte ergänzen sich also: Die Observatorien liefern zuverlässige Zeitreihen an festen Orten und bilden die absolute Referenz für Satellitenmessungen; Satellitenmissionen geben prinzipiell nur Momentaufnahmen der überflogenen Bereiche, schließen damit aber die Lücken zwischen den Observatorien, polare Bahnen (hohe Inklination) für eine möglichst große Überdeckung vorausgesetzt.

Die Reduktion auf eine bestimmte Epoche bei der Bearbeitung von Weltkarten wie die World Magnetic Charts des USGS (**U.S. Geological Survey**, <http://geomag.usgs.gov/chartsdo.html>) und BGS (**British Geological Survey**) oder die Weltmodelle der IGRF-Serie (**I**nternational **G**eomagnetic **R**eference **F**ield), durch IAGA-Gremien (**I**nternational **A**ssociation of **G**eomagnetism and **A**eronomy) festgelegt, beruht nach wie vor hauptsächlich auf dem Datensatz der Observatorien und Messungen an ausgewählten ortsfesten (Säkular-)Punkten. Beide Modelle berücksichtigen noch Terme der Ordnung und des Grades 12 für das Hauptfeld, 8 für die Säkularvariation.

Die folgenden Satelliten mit niedrigen Umlaufbahnen sind/waren bisher für die Kartierung des Erdmagnetismus relevant:

POGO	P olar O rbiting G eophysical O bservatories, 1965 bis 1971,
MAGSAT	NASA, 1979 bis 1980,
Oersted	Danish Meteorological Institute, ab 1999,
CHAMP	C hallenging M ini S atellite P ayload, GeoForschungsZentrum Potsdam, ab 2001.

Während die vier POGO-Satelliten mit skalaren Magnetometern bestückt waren, hatten/haben die nachfolgenden Vektormagnetometer an Bord.

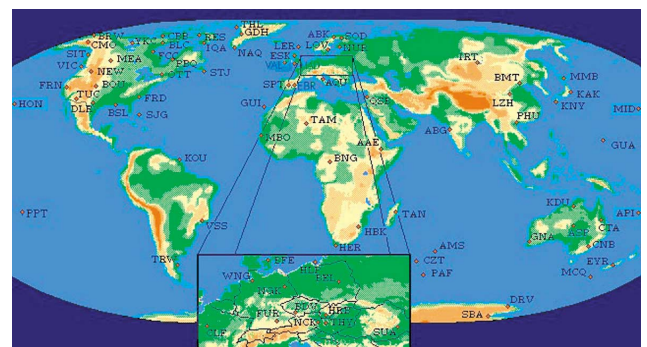


Abb. 5: Verteilung der erdmagnetischen Observatorien (Stand 2001), die in das INTERMAGNET-Netzwerk eingebunden sind und somit zentral Daten online zur Verfügung stellen. Hinzu kommen noch etwa 140 Stationen, die dem Verbund (noch) nicht angehören. Der Austausch der Beobachtungen findet hier über Welt Datenzentren statt. Da Stationen mit dem geforderten Standard nur an Land betrieben werden können, ergibt sich die für globale Analysen recht ungünstige Verteilung. Gauß' und Webers Initiative wirkt noch heute in der Dichte des Netzes auf dem europäischen Kontinent nach.

4 Hauptfeld und Säkularvariation

Abb. 6 zeigt die neueste Ausgabe der World Magnetic Chart der Totalintensität des Hauptfeldes für die Epoche 2000 (<http://geomag.usgs.gov/dod.html>). Neben den beiden Maxima im Bereich des kanadischen Archipels und vor der Küste der Antarktis tritt ein weiteres Maximum mit vergleichbarer Amplitude über Zentralasien in Erscheinung, sowie ein deutliches Minimum über Südamerika. Diese Strukturen weisen auf nicht unbeträchtliche Abweichungen vom Dipolfeld hin (Restfeld). Der arktische Dip-Pol befindet sich zur Zeit nördlich des kanadischen Archipels (Abschnitt 4.2) und ist nach Abb. 6 offensichtlich kein Punkt maximaler Intensität. Die Orte der Dip-Pole sowie die Beträge des Hauptfeldes an den Dip-Polen und am magnetischen Äquator sind in der Tab. 1 zusammengefaßt.

Elemente des Hauptfeldes			
Element	an den magnetischen Dip-Polen		am Äquator
	Nord	Süd	
	2001: 81° 18' N 110° 48' W	2000: 64° 40' S 138° 20' W	
I	90°	-90°	0°
H	0 nT	0 nT	26000 – 41000 nT
Z	58000 nT	68000 nT	0 nT
F	58000 nT	68000 nT	26000 – 41000 nT

Tab. 1: Orte der Dip-Pole sowie die Beträge des Hauptfeldes an den Dip-Polen und am magnetischen Äquator.

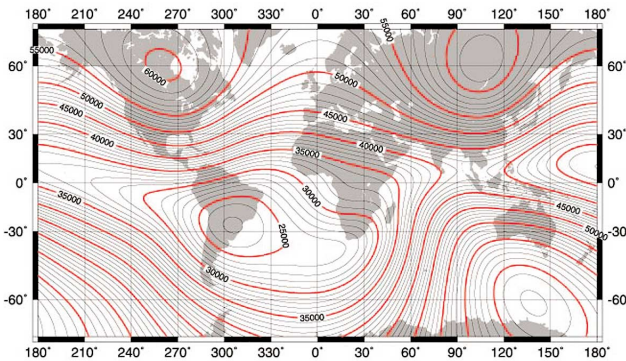


Abb. 6: World Magnetic Chart der Totalintensität F für die Epoche 2000 (Quelle siehe Text). Die in Abb. 3 notierten Merkmale sind durch das Restfeld zum Teil überdeckt. Deutlich ist jedoch die Zunahme der Totalintensität vom Äquator zu den Polen bis zum doppelten Betrag. Isolinien in nT, Abstand der Isolinien in 1000 nT.

4.1 Entstehung des Hauptfeldes

Wie im Abschnitt 1 erwähnt, wird der Ursprung des Hauptfeldes heute innerhalb der Erde gesehen. Die Kruste als denkbarer Sitz der Quelle scheidet aus, da die erforderliche Magnetisierung der Gesteine bei einigen 10^3 Am^{-1} liegen müßte, einem Wert, der alle vernünftigen Grenzen erheblich übersteigt. Auch der Mantel kommt nicht in Frage, da die Curie-Temperatur (siehe Abschnitt 6) bereits in einigen 10 km Tiefe überschritten wird. Bleibt der Erdkern als Sitz der Quelle.

Eine Theorie über die Entstehung des Magnetfeldes muß mehreren Beobachtungen genügen, von denen hier die wichtigsten genannt werden:

1. Das Feld muß einen Dipolcharakter haben,
2. Die Feldstärke sollte mit der Rotationsgeschwindigkeit des Himmelskörpers wachsen,
3. Die Dipolachse muß im zeitlichen Mittel mit der Rotationsachse zusammenfallen,
4. Der Mechanismus muß zeitliche Intensitäts- und Richtungsschwankungen des Erdfeldes zulassen,
5. Die Säkularvariationen, d. h. langzeitliche Änderungen (siehe Abschnitt 4.2) müssen erklärt werden (u. a. die Westwärtsdrift),
6. Es müssen Feldumpolungen mit zeitlich statistischem Charakter möglich sein. Die Zeitspanne zwischen zwei Umpolungen beträgt im Mittel etwa 200.000 Jahre,
7. Gemäß der Größe und der elektrischen Leitfähigkeit des Erdkerns würde das Magnetfeld in etwa 20 000 Jahren zerfallen, wenn es nicht kontinuierlich neu erzeugt werden würde. Die Temperatur des Kerns ist zu hoch, um permanenten Magnetismus zu erhalten.

Aus den Beobachtungen geht hervor, dass das Magnetfeld kontinuierlich neu erzeugt werden muß und bei weitem nicht statisch ist. Deshalb kann der Ursprung nur im flüssigen äußeren Kern gesucht werden. Seismische Daten haben Anfang des letzten Jahrhunderts gezeigt, dass der äußere Eisenkern quasi-flüssig ist. Dagegen ist der innere Kern fest.

M. ELSÄSSER und E.C. BULLARD erklärten Mitte der fünfziger Jahre des vorigen Jahrhunderts das Magnetfeld mit magneto-hydrodynamischen Prozessen im flüssigen äußeren Erdkern (Abb. 7). Dabei wirken Konvektionsströmungen der elektrisch leitenden Flüssigkeit wie ein Dynamo.

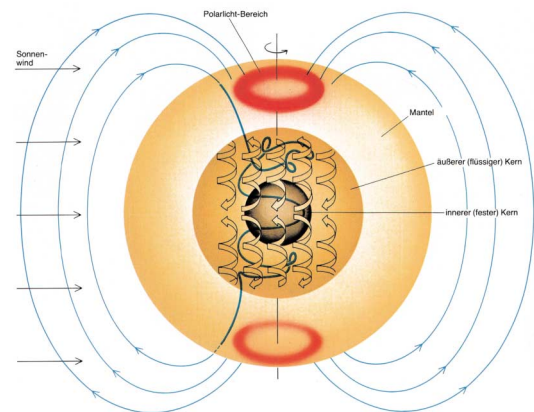


Abb. 7: Das Magnetfeld der Erde wird durch einen Dynamo im Erdkern immer wieder neu erzeugt. Dabei spielen nach neuen magneto-hydrodynamischen Theorien schraubenartige Konvektionsströmungen im flüssigen Kern eine Schlüsselrolle. Da das Kernmaterial elektrisch leitend ist, sollten diese Strömungen das Magnetfeld im Kern durch Induktion immer wieder erneuern, indem sie die Feldlinien um die Erdachse wickeln (hier ist eine solche Feldlinie eingezeichnet) (von JEANLOZ 1983). Anmerkung der Autoren: Der Verlauf der Feldlinien ist nur schematisch zu verstehen. So dringt der Sonnenwind im Extremfall höchstens bis auf einige Erdradien vor.

Es stellt sich die Frage, wie die Energie bzw. Wärme bereit gestellt wird, um die Konvektionen über mehrere Milliarden Jahre aufrecht zu erhalten, d. h. um den magnetohydrodynamischen Dynamo in Betrieb zu halten. Als eine Wärmequelle wurde lange das radioaktive Isotop Kalium-40 angenommen. Neuere geochemische Modelle zeigen aber, dass die Menge wohl nicht ausreicht. Heute wird als Hauptquelle das Ausfrieren des inneren Kerns angesehen. Die Erde kühlt langsam ab; an der Grenze flüssiger äußerer/fester innerer Kern verfestigt sich die Schmelze. Dabei wird latente Wärme freigegeben und leichte Anteile der Schmelze bleiben zurück. So ergeben sich zwei Komponenten für die Konvektion: (1) Die Wärme treibt die Konvektion an; (2) die leichtere Restschmelze erhält einen Auftrieb.

Durch die Erdrotation greifen Corioliskräfte auf die aufsteigende Flüssigkeit und verformen die Strömung schraubenförmig. Das Ergebnis ist die Anordnung von achsenparallelen Zylindern, sogenannte Taylorsäulen wie in Abb. 7 schematisch dargestellt. Die schraubenförmige Bewegung dreht und schert das Magnetfeld, wodurch ein neues Magnetfeld entsteht, um dasjenige zu ersetzen welches wegdiffundiert. Der unregelmäßige Verlauf einer Magnetfeldlinie ist in Abb. 7 angedeutet. Die zugrundeliegende magnetohydrodynamische Theorie ist äußerst komplex und kann hier nicht weiter erörtert werden. Führend bei der Ausarbeitung der Theorie und ihrer Umsetzung in numerische Modelle sind Glatzmaier und Roberts (1995, 1996). Sie entwickelten ein 3D magnetohydrodynamisches Modell, das u. a. die Feldumkehr und die Westwärtsdrift (Abschnitt 4.2) der nichtdipolaren Feldanteile simulieren kann (Glatzmaier-Roberts-Modell (1997), siehe: <http://www.igpp.lanl.gov/Geodynamo.html>).

Abb. 8 zeigt in einer Simulation die Magnetfeldlinien während einer Feldumkehr (entnommen obiger Webseite). Zum einen wird deutlich der Dipolcharakter des Feldes vor und nach der Umkehr und der sehr komplexe Verlauf der Magnetfeldlinien. Zum anderen verschwindet niemals das Magnetfeld wie manchmal in Pressemeldungen befürchtet. Im mittleren Stadium der Umkehr verstärken sich Multipolkomponenten.

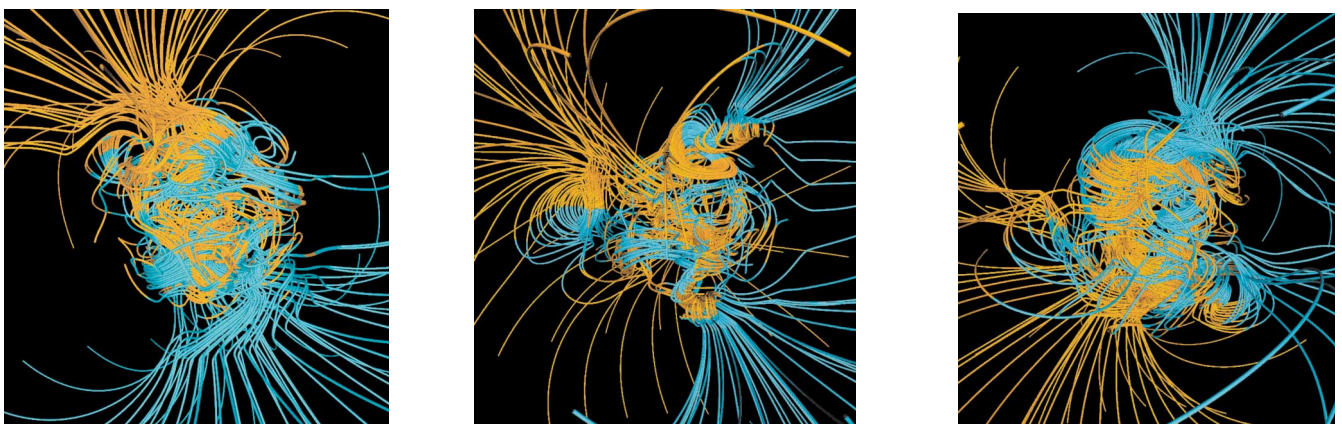


Abb. 8: Schnappschüsse der 3D magnetischen Feldstruktur, die mit dem Glatzmaier-Roberts-Modell simuliert wurden. Magnetische Feldlinien sind blau, wo das Feld nach Innen gerichtet ist, und gelb, wo es nach Außen gerichtet ist. Ein Übergang tritt an der Kern/Mantelgrenze auf von der komplizierten Feldstruktur im flüssigen Kern, wo das Feld erzeugt wird, zur glatteren Feldstruktur außerhalb des Kerns.

Die linke Abbildung zeigt das Feld 500 Jahre vor der Feldumkehr mit einem ausgeprägten Dipolcharakter; bei der mittleren Abbildung befindet sich das Feld mitten in der Umkehr, Multipole treten verstärkt auf; in der rechten Abbildung, 500 Jahre nach der Feldumkehr, hat sich der Dipol regeneriert (von GLATZMAIER und ROBERTS 1995).

Die Konvektion im äußeren Kern strebt danach das Feld umzukehren. Der feste innere Kern verhindert jedoch häufige Umkehrungen, da seine Magnetisierung eine viel größere Zeitskala für die Diffusion des Feldes aufweist. Es gibt deshalb viele Ansätze zur Feldumkehr, die in der Paläomagnetik auch Exkursionen genannt werden. Da es dabei nur selten zu einer Feldumkehr kommt, kann aus der gegenwärtigen Feldabnahme nicht auf eine bevorstehende Umkehr geschlossen werden.

4.2 Säkularvariation

Westwärtsdrift

Einige weitere Besonderheiten weist die Modellierung des Kernmodells (Abschnitt 4.1) auf. Ein Beispiel dafür ist die Westwärtsdrift der nicht-dipolaren Feldstrukturen. Verantwortlich für dieses zeitabhängige Feldverhalten ist der Einfluss der Erdrotation auf die Konvektion im flüssigen äußeren Kern. Aufsteigendes Material im rotierenden, flüssigen äußeren Kern wird relativ verlangsamt. Dieses führt zu einer kleineren Relativgeschwindigkeit zum festen Mantel und der Erdoberfläche. Wirbel im äußeren flüssigen Kern erzeugen nicht-dipolare Feldstrukturen, die gegenüber der Erdoberfläche mit $0,2^\circ/\text{Jahr}$ zurückbleiben. Diese Westwärtsdrift wird schon lange durch Beobachtungsdaten in den erdmagnetischen Observatorien belegt. Weiterhin ergibt sich aus den Modellierungen, dass der feste innere Kern 2° bis 3° pro Jahr schneller rotieren sollte als der Mantel (Superrotation des inneren Kerns). Hinweise dafür ergeben sich aus seismologischen Beobachtungen (SONG und RICHARDS 1996).

Abnahme des Dipolmoments

Ebenso wie bei der Darstellung des Krustenfeldes in Abb. 4 wurden die ersten verfügbaren CHAMP-Daten mit dem entsprechenden Satz der MAGSAT-Mission zu einer Darstellung der globalen Verteilung der Säkularvariation der Totalintensität im Sinne CHAMP minus MAGSAT genutzt (GFZ Potsdam 2002). Aus Abb. 9 kann man entnehmen, dass wesentliche Änderungen im Sinne einer Abnahme des Feldes dominieren, und zwar im Bereich

der Karibik und im südlichen Atlantik bis zu 10 %. Dort ist mit einem erhöhten Einfall des Sonnenwindes zu rechnen. Die Folgen für die Menschen sowie die Tier- und Pflanzenwelt sind noch nicht voll abzusehen. Als mögliche Folgen wären zu nennen, dass der Vogelzug im Frühjahr und Herbst, der sich u.a. an der Ausrichtung des Magnetfeldes orientiert, beeinträchtigt werden könnte. Ähnliches gilt für die marinen Lebewesen, die sich auch an dem Magnetfeld orientieren. Als weitere Änderung ist noch zu nennen, dass die Gebiete mit Polarlicht sich räumlich verlagern werden.

Dieses Ergebnis geht mit der beobachteten Abnahme des **Dipolmoments** der Erde konform. Die in Abb. 10 gezeigten ersten Werte der Momente gehen auf Gauß zurück. Mit der Entwicklung eines Verfahrens zur absoluten Messungen der erdmagnetischen Elemente und der Kugelfunktionsanalyse schuf er die Voraussetzungen für die Bestimmung der Momente. In den letzten Jahren zeichnet sich eine dramatische Entwicklung ab. Es ist eine Frage der Extrapolation, wann danach das Dipolfeld minimal wird.

Wanderung der Dip-Pole

Recht zutreffende Angaben über den Ort des arktischen Dip-Pols gehen bereits auf Gerardus Mercator zurück. Er vermutete den Pol bereits über ein halbes Jahrhundert vor Gilberts epochaler Veröffentlichung nach eigenen Berechnungen bei 79°N westlich der Beringstraße. Er kam damit der wahren Lage (Tab. 1) also erstaunlich nahe. Obwohl Lage und Wanderung der Dip-Pole aus geophysikalischer Sicht keine Sonderstellung zukommt – deren Wanderungsgeschwindigkeit ist eben auch „nur“ ein Aspekt der Säkularvariation –, sind sie aus kartographischer und navigatorischer Sicht recht bedeutend. Auch kulturgeschichtlich haben die Magnetpole einen hohen Stellenwert: Fragen nach dem Phänomen Erdmagnetismus implizieren meistens die Frage nach dem (derzeitigen) Sitz der Magnetpole.

James Clark ROSS (1834) war der erste, der den Sitz des arktischen Dip-Pols 1831 im kanadischen Archipel an der Westküste von Boothia Peninsula durch Messung der Inklination ausfindig machte. Die Halbinsel trägt übrigens den Namen des Sponsors

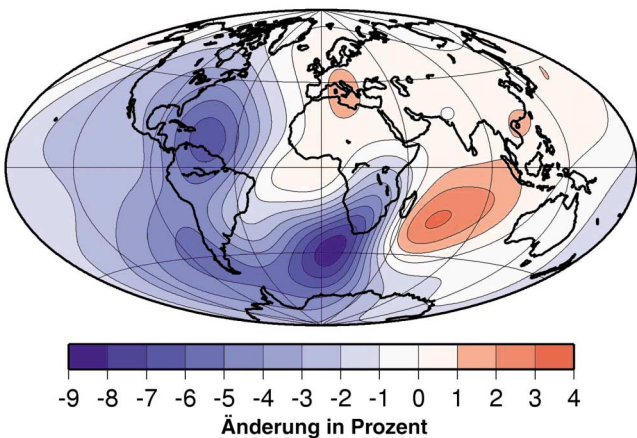


Abb. 9: Globale Verteilung der Säkularvariation (aus GFZ 2002), dargestellt durch die Differenzbildung zweier „Momentaufnahmen“, gewonnen aus MAGSAT-Daten 1980 und CHAMP-Daten 2001. Im Schnitt überwiegt die Abnahme der Totalintensität, wie nach Abb. 10 (zeitlicher Verlauf des Dipolmoments) zu erwarten ist.

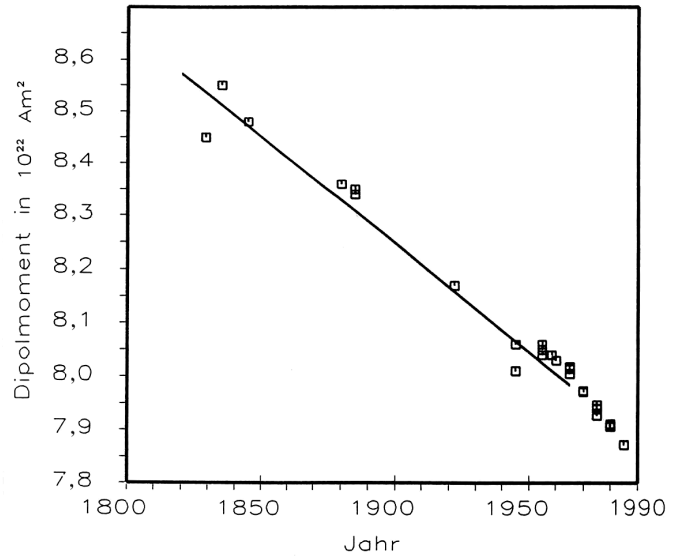


Abb. 10: Abnahme des Dipolmoments der Erde, beginnend mit den Gauß'schen Ergebnissen aus der ersten Hälfte des vorletzten Jahrhunderts. Die beschleunigte Abnahme in den letzten Jahrzehnten wird durch neuere Analysen bestätigt.

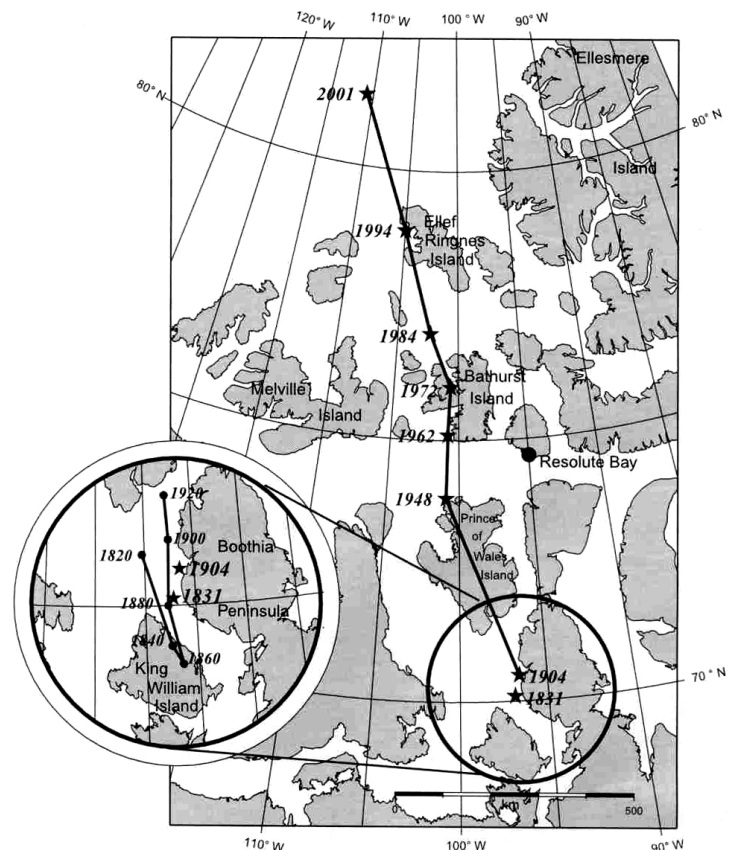


Abb. 11: Die Wanderung der Dip-Pole ist ein Phänomen der Säkularvariation. Hier die Darstellung des arktischen Magnetpols (aus MANDEA und DORMY 2003). Auffällig ist eine rezente Zunahme der Geschwindigkeit, die jedoch mit der beschleunigten Abnahme des Dipolmoments (Abb. 10) nichts zu tun hat (siehe Text). Zwischen 1831 und 1904 ist der Pfad unklar, da keine Messungen (Sterne) vorliegen. Das eingblendete Ergebnis nachträglicher Kugelfunktionsanalysen (Punkte) deutet auf eine Schleifenbewegung Richtung Süden hin.

dieser Expedition: Felix Booth. Er hatte zur Bedingung gemacht, dass der Ort der Entdeckung seinen Namen tragen mußte. Mit einem gemessenen Wert von $89^{\circ} 59'$ kam Ross dem Dip-Pol sehr nahe.

Weitere Bestimmungen fanden nicht vor Beginn des vergangenen Jahrhunderts statt. Abb. 11 zeigt den Verlauf des arktischen Dip-Pols ab 1831 bis zu seinem aktuellen Ort, gemessen 2001 (NEWITT et al. 2002). Die Wanderungsgeschwindigkeit nach Norden nimmt danach deutlich zu. Bereits NEWITT und BARTON (1996) vermuteten einen Zusammenhang mit einer plötzlichen Änderung im Trend der Säkularvariation („jerk“), die 1969/1970 weltweit beobachtet wurde (nächster Abschnitt). Diese Annahme fanden NEWITT et al. (2002) bestätigt. Die aufkeimende Frage jedoch, ob das Phänomen der beschleunigten Polwanderung als Beleg für die dramatische Abnahme des Dipolmoments in den letzten Jahrzehnten zu werten ist, wird durch MANDEA und DORMY (2003) widerlegt. Sie zeigen, dass – im Gegensatz zum arktischen Dip-Pol – der antarktische recht stabil liegt. Das ist letztlich darauf zurückzuführen, dass dort der lokale Gradient der Horizontalintensität erheblich größer ist.

Säkularvariation und „jerks“

Nach Abschnitt 3 ist die Registrierung der Säkularvariation (SV) eine Domäne der Observatorien. Abb. 12 zeigt die Deklination und deren zeitliche Änderung in Form von überlappenden Jahresmitteln (Kreise) der Station Wingst an der Niederelbe (Abb. 5). Da die SV ein regionales Phänomen ist, ist die Darstellung repräsentativ für den gesamten norddeutschen Raum. Die Serie beginnt mit dem Zeitpunkt der Einrichtung des Observatoriums 1938. Seitdem wird in Wingst ohne Unterbrechung beobachtet.

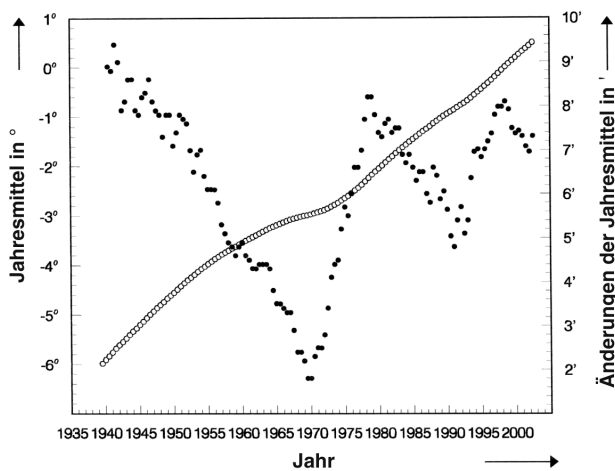


Abb. 12: Das Erdmagnetische Observatorium Wingst registriert seit 1938 unterbrechungsfrei die Deklination. Dargestellt sind Jahresmittel, ausgedrückt in Bogengrad, zentriert jeweils am Anfang und in der Mitte eines jeden Jahres (Bezugsordinate links), sowie deren Differenzen, ausgedrückt in Bogenminuten (Bezugsordinate rechts). Diese zeigen spontane, scharf ausgeprägte Richtungswechsel, sogenannte „jerks“, die weltweit beobachtet werden. Die Quellen dieser Ereignisse liegen wahrscheinlich im Erdinneren. Bemerkung am Rande: Für die Kompaß-Navigation ist die möglichst frühzeitige Erkennung der „jerks“ von wesentlicher Bedeutung, da davon die Güte der Vorhersage entscheidend abhängt.

Auf der linken Skala entnehmen wir, dass die Kompassrichtung in der Vergangenheit im Mittel alle 10 Jahre um ein Bogengrad zugenommen hat. 1998 wurde Wingst von der Agone, der Linie verschwindender Missweisung, von Osten her überquert. Zu erkennen ist eine Feinstruktur, die über die Differenzbildung (Punkte) der Epochenwerte deutlicher wird (rechte Skala, Bogenminuten). Die Struktur weist 1970 einen markanten Richtungswechsel auf, und danach noch drei weitere mit einem zeitlichen Abstand von etwa zehn Jahren: 1979, 1991 und 1999. Deren Bezeichnung „jerk“ ist dem Angelsächsischen entliehen und bedeutet hier eine Unstetigkeit in der zeitlichen Ableitung oder Sprung in der Beschleunigung der Deklination. Die „jerks“ werden weltweit beobachtet und finden – wie schon im letzten Abschnitt erwähnt – eine Entsprechung in der beschleunigten Bewegung des arktischen Dip-Pols. Weltweite Verteilungsmuster der Beträge der zweiten Ableitungen und der Zeitpunkte der Beobachtung an den Observatorien sind in wesentlichen Merkmalen ähnlich (De MICHELIS et al. 1998), deuten also auf einen einheitlichen allen „jerks“ zugrunde liegenden verursachenden Prozeß hin.

Liegen die Ursachen im Erdinneren oder außerhalb? Die Kontroverse darüber ist noch nicht endgültig abgeschlossen, allerdings überwiegen heute die Befürworter von Quellen im Bereich des Erdkerns und führen z. B. Ergebnisse der Potentialtrennung ins Feld (MALIN und HODDER 1982), bei denen die inneren Anteile deutlich vor möglichen äußeren dominieren. Ihre These setzt allerdings eine relativ geringe Leitfähigkeiten im Erdmantel voraus. Andernfalls könnten die „jerks“ wegen des Skineffekts nicht in der beobachteten Schärfe (Wechsel der Richtung während ein bis zwei Jahren) in Erscheinung treten. Gegner interner Quellen

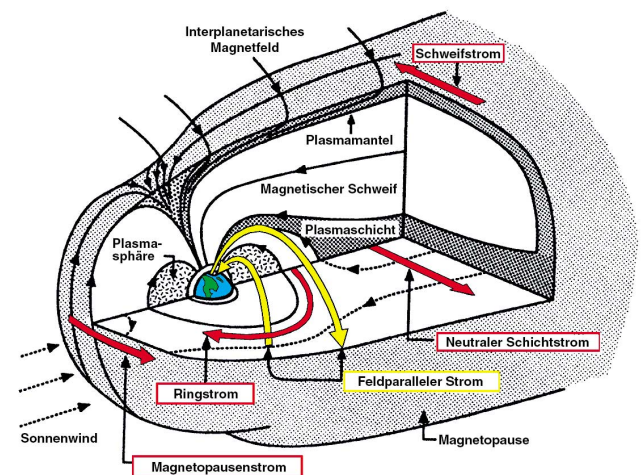


Abb. 13: Die Quellen aller externen Felder befinden sich im Bereich der Magnetosphäre und ihren Grenzschichten, der Ionosphäre und der Magnetopause. Diese Abbildung zeigt ein Modell der Magnetosphäre (aus MAUS et al. 2002). Magnetopausen- und Ringstrom schlagen sich deutlich in der Morphologie eines magnetischen Sturmes (Abb. 14) nieder: Der Magnetopausenstrom ist die Antwort auf einen plötzlichen Anstieg der Intensität des Sonnenwindes und hat in der Regel eine Zunahme der Horizontalintensität H zur Folge. Der Ringstrom (siehe Text) entwickelt sich erst Stunden später voll aus und fließt in die entgegengesetzte Richtung.

(z. B. ALLDREDGE 1984) propagieren und belegen Quellen in der Magnetosphäre (insbesondere Ringstromeffekte, Abschnitt 5).

5 Variationsfeld

Bisher wurden aus dem Spektrum der Variationen einige Beispiele herausgegriffen, die dem säkularen Anteil und damit im wesentlichen inneren Quellen zuzuschreiben sind. Kurzfristige Variationen von Perioden bis zu einem Jahr hingegen sind Stromsystemen in der höheren Atmosphäre, also äußeren Quellen, zuzuordnen. Dazwischen liegen Perioden bis in den Bereich des Sonnenflecken-Zyklus (elf Jahre), wo eine Trennung von den inneren Anteilen schwierig wird (siehe letzter Abschnitt). Eine Sonderstellung nimmt das induzierte Feld ein (siehe Abschnitt 2).

In einer Entfernung von mehreren Erdradien überwiegt der Dipolanteil des Erdmagnetfeldes bei weitem (Abb. 13, aus MAUS et al. 2002). Erst die Interaktion mit dem Sonnenwind (Elektronen, Protonen, Alpha-Teilchen) erzeugt die charakteristische Deformation zu einem Gebilde mit gestauchter Front an der der Sonne zugewandten Seite und einem weit über die Mondbahn hinausragenden Schweif. Das Innere, begrenzt durch die Magnetopause gegen den interplanetaren Raum und durch die Ionosphäre zur Erde hin, wird von der (elektrisch leitfähigen) **Magnetosphäre** ausgefüllt.

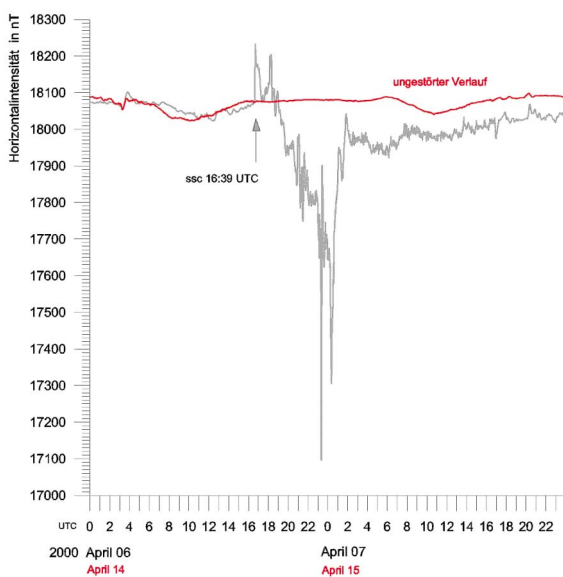


Abb. 14: Registrierbeispiel (Horizontalintensität H) am Observatorium Wingst. Gezeigt ist der magnetische Sturm von 6. auf den 7. April 2000. Nach dem ssc („sudden storm commencement“) folgen die Auswirkungen polarer Ionosphärenströme (Elektrojets), die den sonst nur vom täglichen Gang modulierten Verlauf (Registrierung vom 14. auf den 15. April, rot) erheblich stören können. Die starke Depression um die Mitternachtstunden ist dem Ringstrom zuzuschreiben – mit einer oft über mehrere Tage andauernden Nachlaufzeit.

Im Lee-Bereich der Magnetopause fließt ein Strom, dessen Stärke und Richtung (von West nach Ost) so dimensioniert ist, dass der planetarische Raum im Sonnenwind feldfrei bleibt. Je nach dem Grad der Sonnenaktivität verändert die Magnetosphäre ihre Form und ihr Volumen; im gleichen Rhythmus wird der Magnetopausen-Strom moduliert. Der **Ringstrom** hingegen fließt von Ost nach West. Er wird gespeist von niederenergetische Elektronen und Protonen, die die Plasmasphäre bevölkern: Durch Oszillation entlang und Gyration quer zum Feldverlauf ergibt sich eine zonale Driftbewegung, eben der Ringstrom. Wichtig sind auch die elektrischen Ströme entlang des Feldverlaufs („field-aligned currents“). Sie werden in der Ionosphäre kurz geschlossen. Eine letzte Anmerkung zum Magnetosphärenmodell: Elektronen, die an den singulären Stellen der Magnetopause („cusps“) in hohen Breiten eindringen, werden im Schweif durch einen Energie gewinnenden Prozeß („magnetic reconnection“) beschleunigt und erzeugen bei Wiedereintritt durch Wechselwirkung mit den Molekülen in der Ionosphäre die Polarlichter.

Abb. 14 zeigt als Registrierbeispiel des Observatoriums Wingst den erdmagnetischen Sturm vom 6. auf den 7. April 2000, hinterlegt mit dem ungestörten Verlauf der Horizontalintensität eine Woche später (rot). Genau um 16:39 UTC am 6. April traf eine Partikelwolke mit mehrfacher Geschwindigkeit des Sonnenwindes ein und regte den Magnetopausenstrom an – nach der Lenzschen Regel so, dass ein Zusatzfeld in Richtung des Erdmagnetfeldes die Horizontalintensität um etwa 100 nT anoh (ssc, „sudden storm commencement“). Nach der Anfangsphase folgt die Hauptphase mit „substorm“-Variationen, die von der Fortsetzung der feldparallelen Ströme in der Ionosphäre, den polaren Elektrojets, verursacht werden. Darauf folgt in den Nachtstunden ein beträchtlicher Einbruch um etwa 1000 nT, der dem Ringstrom zuzuschreiben ist. Da auch der ungestörte Verlauf zum Vergleich eingetragen ist, erkennt man gut, dass die Erholungsphase mehrere Tage (oder gar Wochen) anhalten und, wie wir wissen, bei Wiederholung durchaus externe Beiträge zur Säkularvariation liefern kann. Als „ungestört“ wird das Magnetfeld immer dann bezeichnet, wenn die beschriebenen Einflüsse der Partikelstrahlung der Sonne fehlen. Es verbleibt dann immer noch die Wirkung der Wärmestrahlung, die über die Ionisation der leitfähigen Ionosphäre flächenhafte Stromsysteme generiert. Deren täglicher Gang ist ein Abbild der modulierenden Gezeiten der höheren Atmosphäre mit einer Tagesperiode und höheren Harmonischen. Die Registrierungen des Observatoriums Wingst können in Echtzeit unter http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/GeoMag/Other/BothObs_e.html abgerufen werden.

6 Paläomagnetismus und Plattentektonik

In Abschnitt 2 wurde das Anomalienfeld angesprochen, das seinen Ursprung in der oberen Erdkruste hat. Es handelt sich hier zum großen Teil um die remanente Magnetisierung von Gesteinskörpern. Z. B. richten sich bei der Abkühlung von vulkanischen Gesteinen Magnetit-Hämatit- oder Eisenkristalle beim Unterschreiten der Curietemperatur zwischen 500° C und 800° C nach der gerade am Ort herrschenden Magnetfeldrichtung aus und die Feldrichtung wird „eingefroren“ (vergleiche die Temperatur mit der Schmelztemperatur von 1000° C bis 1300° C bei silikatischen Gesteinen). Man spricht dann von **thermoremanenter Magnetisierung (TRM)**.

Bei marinen Sedimenten kann es ebenfalls zu einer Ausrichtung der eisenhaltigen Bestandteile während der Ablagerung kommen. Es handelt sich dann um „detrital remanent magnetization“ (DRM).

Die Entdeckung der Feldumpolungen an remanent magnetisierten Gesteinen zusammen mit ihrer zeitlichen Einordnung führte zur Akzeptanz der Plattentektonik in den sechziger Jahren des letzten Jahrhunderts. Alfred WEGENER formulierte 1912 das Konzept der Kontinentaldrift. Er scheiterte u. a. an der Frage nach den Antriebskräften für die Bewegung der Kontinentalplatten.

Vermessungen der weltweiten Topographie des Ozeanbodens in den vierziger bis sechziger Jahren des letzten Jahrhunderts führte zur Entdeckung eines weltumspannenden unterseeischen Gebirgssystems, die unterseeischen Rücken. Es fiel schon früh eine Symmetrie der topographischen Formen zur Scheitelachse der Rücken auf. In den sechziger Jahren lagen magnetische Vermessungen über Teilabschnitte der Rücken vor. Als Beispiel wird hier die magnetische Vermessung des Reykjanes-Rückens südwestlich von Island gezeigt. Dabei ergab sich ein alternierendes Muster für die magnetische Induktion mit heutiger und inverser Richtung des Magnetfelds (Abb. 15). Zusammen mit der Topographie der Rücken wurden die Befunde wie folgt gedeutet. Konvektionen im Mantel fördern heißes Material an die Basis der Lithosphäre (ozeanische Kruste plus fester Teil des oberen Mantels). Die Lithosphäre reißt auf und Laven werden an die Oberfläche gefördert. Bei Unterschreiten der Curietemperatur wird die Richtung des Magnetfeldes eingefroren. Durch wiederholtes,

zeitlich unregelmäßiges Aufreißen und Erstarren während normaler und inverser Richtung des Magnetfeldes wird die Lithosphäre von der Rückenachse weg zu den Seiten geschoben und es bildet sich das achsensymmetrische unregelmäßige Streifenmuster aus. Dieser Prozess wird „seafloor spreading“ genannt und war entscheidend für die Anerkennung der Plattentektonik. Im Gegensatz zu Alfred Wegener spricht man heute von Lithosphärenplatten, die ozeanische und kontinentale Bereiche umfassen können und nicht mehr von der Verschiebung von kontinentalen Krustenblöcken. Das Streifenmuster erscheint übrigens in Abb. 4 (Abschnitt 3) nicht, da sie zu kleinräumig sind.

Die Erkenntnisse des „seefloor spreading“, kombiniert mit den Ergebnissen anderer Methoden, z. B. der Untersuchung von Sedimentkernen der Tiefsee (also abgelagert über DRM, siehe oben), haben zu einer magnetostratigraphischen Skala der Umpolungen geführt, die mittlerweile über 150 Millionen Jahre zurückweist. Abb. 16 zeigt einen Ausschnitt der vergangenen 3,5 Millionen Jahre (THOMPSON und OLDFIELD 1986). Die letzte Umpolung, der Übergang von der Matuyama- zur Brunhes-Epoche, die noch heute anhält und dadurch gekennzeichnet ist, dass Magnetkompasser nach Norden weisen, fand demnach vor 700.000 Jahren statt. Da man im Mittel mit einigen Umpolungen pro Jahrmillionen zu rechnen hat, ist die nächste Umpolung überfällig. Die Matuyama-Epoche folgt der Gauß-Epoche. Zwischenphasen, wie das Jaramillo-Ereignis, beziehen sich auf geologische Fundstätten, die erste Hinweise für die nur „kurz“ anhaltenden Episoden gegeben haben. So liegt Jaramillo z. B. in Patagonien.

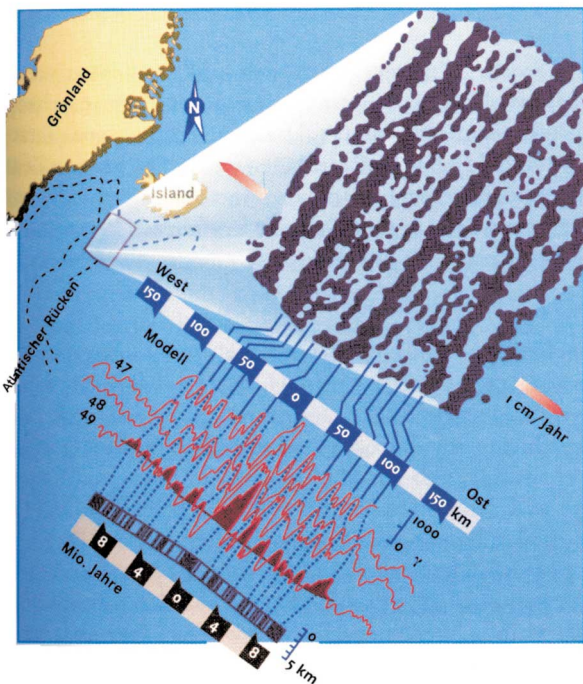


Abb. 15: Erdmagnetisches Streifenmuster über dem Reykjanes-Rücken südwestlich Islands, der ein Teil des Mittelatlantischen Rückens ist. Einige magnetische Profile (1 γ entspricht 1 nT) und das Muster der Krustenmagnetisierung mit Zeitmaßstab sind eingezeichnet (von STROBACH, 1991, nach HEIRTZLER et al. 1966).

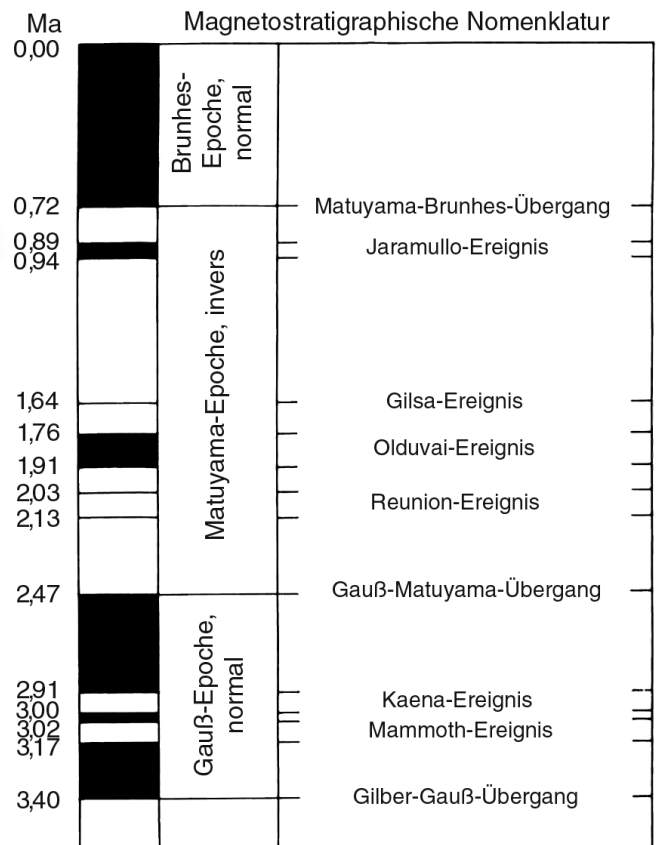


Abb. 16: Magnetostatigraphie für die letzten 3,5 Mio Jahre. Längere Epochen sind durch Zwischenereignisse unterbrochen. Deutlich wird, dass – statistisch gesehen – der nächste Wechsel schon lange überfällig ist.

7 Schlußbetrachtung

Neben dem hier diskutierten Magnetfeld der Erde gibt es ein weiteres wichtiges Potentialfeld: das der Schwere- oder Gravitation. Für das Magnetfeld hat der Mensch keine Wahrnehmung entwickelt. Gleichwohl gibt es Vorstellungen dieses Phänomens bei jedem, denn Magnet und Kompaß sind allen bekannt. Dagegen sind die Vorstellungen über das Schwerefeld sehr verschwommen, obwohl sie ja ständig als „Schwere“ des eigenen Körpers empfunden wird. Alle Phänomene jedoch, bei denen unsichtbare Kräfte wirksam sind – insbesondere der Astronomie – werden von Laien meistens magnetischen Wirkungen zugeschrieben. Das mag daran liegen, dass das Schwerefeld weniger spektakulär ist, obwohl es für die Welt um uns herum unentbehrlich ist. Das Schwerefeld ist im Vergleich zum Magnetfeld zu unseren Lebzeiten mehr oder weniger statisch, während die in diesem Artikel geschilderten Phänomene doch sehr dynamisch sind. Prosaisch könnte man sagen, das Magnetfeld ist „lebendig“ (wobei das hier nicht im Sinne einer lebendigen Erde gemeint ist, wie in der Science Fiction-Literatur und Esoterik spekuliert wird).

Diese „Lebendigkeit“ läßt sich auf einer größeren Zeitskala in der Paläomagnetik (Abschnitt 6) einige Milliarden Jahre weit zurückverfolgen. Beim Schwerefeld dagegen wissen wir nichts über das Paläofeld. Durch Massenverlagerungen an der Oberfläche und im Inneren der Erde hat es sicher Veränderungen des Schwerefeldes gegeben. Es ist aber kein Mechanismus für ein „Einfrieren“ des Paläoschwerefeldes wie beim Magnetismus bekannt. Das liegt letzten Endes daran, dass das (homogene) Magnetfeld auf Probekörper nur Drehmomente ausübt und keine anziehenden Kräfte, wie es das Wesen der Gravitation ist. Es gibt eben keine magnetischen Monopole!

Die Messungen der letzten hundert Jahre zeigen, dass das Magnetfeld dramatisch abnimmt (Abschnitt 4) und Paläodaten weisen sogar Umpolungen des Feldes nach. Hier gibt es Spekulationen und Befürchtungen, dass das Feld sehr schwach werden oder sogar völlig verschwinden und damit der Schutz durch die Magnetosphäre zusammenbrechen könnte (Abschnitt 5). Dann wäre das Leben dem Sonnenwind schutzlos ausgeliefert. Der damit verbundene ungehinderte Einfall energiereicher Teilchen würde das Leben stark gefährden. Aber keine Angst! Sowohl die Modellierungen als auch die Paläodaten zeigen, dass das Magnetfeld nicht völlig zusammenbricht. Bei der Schwächung des Dipols verstärken sich die Multipolkomponenten (Abschnitt 4). Die Magnetosphäre wird also nicht verschwinden. Sogar die Venus, die kein Magnetfeld besitzt, weist eine magnetosphärenartige Umgebung auf, die durch die Ionisation der hohen Atmosphäre durch den Sonnenwind erzeugt wird. Es sei hier noch einmal daran erinnert, dass die gegenwärtige Feldabnahme eher auf eine „Exkursion“ hinausläuft und sich somit wieder umkehrt, wie es in Abschnitt 4 beschrieben wurde (auf eine Umkehrung kommen zahlreiche Exkursionen).

Nach dem Gesagten könnte dieses eine Schädigung von Organismen bedeuten, andererseits aber auch einen Evolutionsschub wegen der höheren Mutationsrate. Zusammenfassend läßt sich sagen, dass das Magnetfeld das Leben schützt, seine großen Schwankungen aber auch die Evolution vorantreiben. Die letzten Bemerkungen zeigen, dass die Einbeziehung von Magnetfeldern eine Bedeutung für die Diskussion von Leben auf anderen Planeten hat.

Literatur

- ALLDREDGE, L. R., 1984: A discussion of impulses and jerks in the geomagnetic field. *Journ. Geophys. Res.* **89**, 4403-4412.
- BALMER, H., 1956: Beiträge zur Geschichte der Erkenntnis der Erdmagnetismus. *Sauerländer*, Zürich.
- GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM [GFZ] (Hrsg.), 2002: Zweijahresbericht 2000/2001. GFZ Potsdam.
- GLATZMAIER, G. A., P. H. ROBERTS, 1995: A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* **91**, 203-209.
- GLATZMAIER, G. A., P. H. ROBERTS, 1996: Rotation and magnetism of Earth's inner core. *Science* **274**, 1887-1891.
- HEIRTZLER, J. R., L. PICHON, J. C. BARTON, 1966: Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. *Deep-Sea Res.* **13**, 427-443.
- JEANLOZ, R., 1983: Der Kern. Spektrum der Wissenschaft, 36-46, November.
- MALIN, S. R. C., B. M. HODDER, 1982: Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature* **296**, 726-728.
- MANDEA, M., E. DORMY, 2003: Asymmetric behavior of magnetic dip poles. *Earth Planets Space* **55**, 153-157.
- MAUS, S., M. ROTHDER, H. LÜHR, V. HAAK, 2002: Kartierung des Magnetfeldes der Lithosphäre mit CHAMP. Zweijahresber. GFZ Potsdam 2000/2001, 15-24.
- MERRILL, R. T. M. W. MCELHINNY, P. I. MCFADDEN, 1996: The Magnetic Field of the Earth. *Academic Press*, San Diego, London.
- DE MICHELIS, P., L. CAFARELLA, A. MELONI, 1998: Worldwide character of the 1991 geomagnetic jerk. *Geophys. Res. Letter* **25**, No 3, 377-380.
- MICHLING, H., 1976: Carl Friedrich Gauß, aus dem Leben des Princeps Mathematicorum. Göttingen.
- NEWITT, L. R., C. E. BARTON, 1996: The position of the north magnetic dip pole in 1994. *J. Geomag. Geoelectr.* **48**, 221-232 .
- NEWITT, L. R., M. MANDEA, L. A. MCKEE, J.-J. ORGEVAL, 2002: Recent acceleration of the North magnetic pole linked to magnetic jerks. *EOS Transactions* **83**, No 35.
- SONG, X., P. RICHARDS, 1996: Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core. *Nature* **382**, 221-224.
- STROBACH, K., 1991: Unser Planet Erde. *Bornträger-Verlag*, Berlin, Stuttgart.
- THOMPSON, R., F. OLDFIELD, 1986: Environmental Magnetism. *Allen a. Unwin*, London.

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Peter Janle
 Institut für Geowissenschaften der Universität Kiel
 Abteilung Geophysik
 Otto-Hahn-Platz 1
 24118 Kiel
 pjanle@geophysik.uni-kiel.de

Dipl.-Geophysiker Günter Schulz
 GeoForschungsZentrum Potsdam und
 Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
 Erdmagnetisches Observatorium
 Am Olymp 13
 21789 Wingst
 guenter.schulz@bsh.de