

Das Magnetfeld der Erde

Gestern, heute und morgen

Karl-Heinz Glaßmeier¹ & Roman Leonhardt²

¹Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik, Technische Universität Braunschweig, Braunschweig; kh.glassmeier@tu-bs.de

²Conrad Observatorium, Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik, Wien; roman.leonhardt@zamg.ac.at

Einführung

Die Vermessung des Erdmagnetfeldes und seiner zeitlichen Variationen hat in den vergangenen 100 Jahren einen beeindruckenden Wandel erlebt. Deutlich verbesserte Messtechnik, boden- und satellitengestützt, gesteinsmagnetische Untersuchungsmethoden und numerische Simulationen führten zu unserem heutigen sehr fundierten Verständnis der Entstehung, Struktur und Dynamik des Erdmagnetfeldes. Den erzielten Fortschritt zu skizzieren ist Anliegen dieses kurzen Beitrages. Ausführlichere Darstellungen finden sich z. B. bei Clauser (2016) oder Glassmeier & Heyner (2021).

Räumlich-zeitliche Struktur des Erdmagnetfeldes

Im Jahre 1839 veröffentlichte Carl Friedrich Gauß (1777–1855) sein epochales Werk *Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus*, in dem er erstmalig die Darstellung des Magnetfeldes an der Erdoberfläche durch ein skalares Potential und eine Kugelfunktionsanalyse nutzte (Gauß, 1839). Die Entwicklungskoeffizienten werden bekanntlich Gauß-Koeffizienten genannt. Angesichts der heute etwa 500.000 bekannten Koeffizienten ist eine geeignete reduzierte Darstellung wünschenswert, das sogenannte Mauersberger-Spektrum W_l , das die über die Oberfläche gemittelte Magnetfeldstärke für jeden Grad l der Entwicklung angibt (Mauersberger, 1956). Es ist definiert durch

$$W_l = (l + 1) \sum_{m=0}^l (g_l^m)^2 + (h_l^m)^2,$$

wobei über die Ordnung m summiert wird und g_l^m und h_l^m die Gauß-Koeffizienten bezeichnen.

Bis zu den ersten Messungen des Erdmagnetfeldes an Bord polar orbitierender Satelliten basierte die Bestimmung der Koeffizienten allein auf den Messwerten des Netzes der erdmagnetischen Observatorien. Die Gründung der ersten geomagnetischen Observatorien, in denen kontinuierlich das Erdmagnetfeld gemessen wurde, geht auf die Beobachtung von Henry Gellibrand (1597–1637) im Jahr 1634 zurück, welcher erstmals die zeitlichen Änderungen der Richtung des Erdmagnetfeldes, auch Säkularvariation genannt, beschrieb (Chapman & Bartels, 1940). Zu dieser Zeit war die Erdmagnetfeldrichtung, bestehend aus Deklination und Inklination, bereits bestens bekannt und genutzt. Seit dem 12.

Jahrhundert wurde die Kompassnadel eines der wichtigsten Navigationsinstrumente. Erste Observatorien wurden in London und Paris gegründet (z. B. Alexandrescu et al., 1996). Es dauerte fast 200 Jahre, bis systematische globale Beobachtungen aller Erdmagnetfeld-Komponenten durch den Göttinger Magnetischen Verein aufgenommen wurden (Gauß, 1839). Ein wichtiger Aspekt für diese Messungen war das von Gauß (1833) eingeführte neue Messverfahren zur Bestimmung der absoluten Erdmagnetfeldstärke. Detaillierte Zeitreihen von geomagnetischen Variationen werden seit dieser Zeit kontinuierlich an vielen Orten rund um den Globus bestimmt, geleitet und begleitet von Nachfolgeorganisationen wie der *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA), mit allmählich steigender zeitlicher Messfrequenz, verbesserter Instrumentierung und international standardisierten Methoden. Ende der 1980er-Jahre wurde die Organisation INTERMAGNET gegründet, mit dem Ziel, ein Netzwerk von geomagnetischen Observatorien bereitzustellen, das konsistente und geprüfte hochwertige Daten liefert, die auf standardisierten Messverfahren und Analysemethoden beruhen (St-Louis, 2020). Heute werden hochauflösende Daten nahezu in Echtzeit mit einer guten geografischen Abdeckung von etwa 100 globalen zertifizierten INTERMAGNET-Observatorien bereitgestellt. Auch historische Magnetfelddaten stehen im Rahmen des HISTMAG-Projektes zunehmend zur Verfügung (Arneitz et al., 2017) und ermöglichen die Entwicklung von Paläo-Magnetfeldmodellen (z. B. Arneitz et al., 2019).

Die Vermessung der globalen Struktur des Magnetfeldes mittelst satellitengestützter Instrumente (z. B. Auster, 2008) hat in den vergangenen Jahrzehnten einen enormen Aufwind erlebt. Zu nennen wären hier die dänische OERSTED-Mission (Olsen et al., 2000), die vom GeoForschungsZentrum in Potsdam initiierte CHAMP-Mission (Reigber et al., 2003) oder die SWARM-Mission der *European Space Agency* (ESA) (Friis-Christensen et al., 2006). Wegen der säkularen Variationen des Feldes müssen die Koeffizienten regelmäßig neu bestimmt werden. Das aktuelle, von der IAGA zertifizierte Magnetfeldmodell, das *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), basiert auf der gemeinsamen Inversion der Messungen der erdmagnetischen Observatorien und der verfügbaren Satellitenmessungen (Alken

et al., 2021). Das IGRF ist auch Ausdruck des hohen Organisationsgrades internationaler geophysikalischer Forschung.

Das aus dem Referenzmodell ableitbare Mauersberger-Spektrum ist in Abbildung 1 dargestellt. Der Dipolanteil dominiert deutlich, aber auch der Quadrupol liefert noch gewichtige Beiträge. Ab Grad 13, was einer räumlichen Skala von etwa 3.000 km entspricht, wird das Spektrum von Krustenfeldern und entsprechenden magnetischen Anomalien dominiert. Für höhere Grade ist das Spektrum nahezu weiß. Eine spektrale Darstellung des Erdmagnetfeldes ist zurzeit bis zum Grad 720 (räumliche Auflösung: 50 km) möglich (Maus, 2008). Satellitenmessungen haben mittlerweile einen so hohen Präzisionsgrad erreicht, dass nicht nur durch atmosphärische, sondern auch durch ozeanische Gezeiten induzierte elektrische Ströme und ihre Magnetfelder im Orbit gemessen werden können (Grayver & Olsen, 2019). Satellitengestützte Magnetfeldmessungen liefern daher einen wichtigen Beitrag zur Beobachtung des Systems Erde.

Die beobachtete Abnahme des Dipolmomentes des Erdmagnetfeldes um ca. 2 % pro Jahr hat in den vergangenen Jahren immer wieder zu Spekulationen Anlass gegeben, insbesondere in den Medien, das Erdmagnetfeld verschwinde langsam, mit für uns Menschen ungeahnten Folgen. Wissenschaftlich belastbarer ist dagegen die Überlegung, dass sich unser planetares Feld auf eine magnetische Umpolung zubewegt. Allerdings lässt sich nicht sagen, wann die Umkehr stattfinden wird. Es deutet aber einiges darauf hin, dass dies in den kommenden viertausend Jahren zu erwarten ist (Morzfeld et al., 2017).

Magnetfelder anderer Planeten

Der Start des ersten erdumkreisenden Raumfahrzeuges, *Sputnik 1*, zu Beginn des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/1958 bedeutete einen ungeahnten Schub für die Erforschung planetarer Magnetfelder. Wie wir heute wissen, sind Merkur, Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun Planeten mit globalen Feldern. Mars und Mond besitzen kein globales Feld, weisen aber starke magnetische Anomalien auf. Venus besitzt ebenfalls kein globales Feld. Über Anomalien ist nichts bekannt. Die Mauersberger-Spektren der fünf erstgenannten Planeten ähneln sehr dem unserer Erde (Abb. 1). Das Dipolmoment dominiert an den planetaren Oberflächen. Besonderheiten weisen Merkur, Uranus und Neptun mit stark exzentrischen Lagen ihrer magnetischen Dipole auf (z. B. Christensen et al., 2010; Glassmeier & Heyner, 2021; Ness, 2010). Die Dominanz des Dipolmomentes weist darauf hin, dass das Feld tief im Inneren des jeweiligen Planeten erzeugt wird. Denn theoretische Überlegungen lassen erwarten, dass direkt an der Quellregion das Spektrum ein weißes Spektrum sein sollte. Da die Felder von Multipolmomenten mit dem radialen Abstand r entsprechend $r^{-(l+2)}$ abnehmen, sollte an der Oberfläche das Dipolmoment die Feldstruktur dominieren.

Die Spektren für Mond und Mars sind etwa weiße Spektren an der Oberfläche und ähneln dem terrestrischen Spektrum ab $l = 13$. Dies muss als deutlicher Hinweis auf magnetische Krustenanomalien gedeutet werden. Dieser Befund impliziert, dass sich in der geologischen Vergangenheit dieser Körper in ihrem Inneren physikalische Vorgänge abgespielt haben müssen, die ein globales Feld erzeugten und zu der heute beobachteten Krustenmagnetisierung führten. Hier schließen sich natürlich Fragen zur thermischen Geschichte dieser Objekte an, um ein Verständnis für die Bedingungen zu erhalten, die ein globales Feld ermöglichen.

Noch ist wenig über die Magnetfelder der Monde anderer Planeten bekannt. Die JUICE-Mission der ESA ins Jupitersystem, der *Jupiter Ice Moons Explorer*, wird insbesondere für den Mond Ganymed in der kommenden Dekade detaillierte Informationen zu dessen Magnetfeld liefern. Wie sieht es mit den Magnetfeldern von Kometen und Asteroiden aus? Bisher wurden keine Hinweise auf globale Felder gefunden. Der Kern des Kometen 67P/Churyumov-Gerasimenko ist eines der unmagnetischsten Objekte im Sonnensystem (Auster et al., 2015). Und der Asteroid (162173) Ryugu ist ebenfalls ein unmagnetischer planetarer Körper par excellence (Hercik et al., 2020). Zukünftige Missionen zu Asteroiden mögen hier andere Ergebnisse ergeben. Grundsätzlich ist nicht auszuschließen, dass Asteroiden in ihren Babyjahren kurzzeitig Prozesse unterstützt haben, die ein globales Feld erzeugten und eine remanente Magnetisierung zur Folge hatten (Fu et al., 2012).

Paläomagnetische Forschung

Die Entwicklung der Untersuchung der remanenten Magnetisierung von geophysikalisch relevanten Materialien ist eine Erfolgsgeschichte für sich (z. B. Soffel, 1991). Die Magnetisierung von vulkanischen Gesteinen und ihre Fähigkeit, eine Magnetisierung parallel zum umgebenden Magnetfeld zu erlangen, wurde bereits 1853 von Macedonio Melloni (1789–1854) untersucht (Melloni, 1853). Einige Jahrzehnte später beobachteten David (1904) und Brunhes (1906) Magnetisierungen in Gesteinsproben, die dem gegenwärtigen Erdmagnetfeld entgegengesetzt waren. Diese Beobachtung löste eine umfangreiche wissenschaftliche Diskussion aus, ob das Erdmagnetfeld seine Polarität ändern könnte (Cox & Doell, 1963) oder ob Selbstumkehrungsmechanismen Magnetisierungen verursachen, die dem Umgebungsfeld entgegengerichtet sind (Schult, 1968). 100 Jahre paläo- und gesteinsmagnetische Forschung haben aber eindeutig gezeigt, dass das Magnetfeld in der Erdgeschichte mehrmals zwischen zwei stabilen Modi, dem normalen und dem umgekehrten Zustand, gewechselt hat. Diese Erkenntnis lieferte die Basis für unser gegenwärtiges Verständnis der wichtigsten Dynamiken unseres Planeten. Geomagnetische Feldumkehrungen, aufgezeichnet anhand von magnetischen Streifenmustern in der Ozeankruste und symmetrisch angeordnet auf beiden Seiten eines Mittelozeanischen

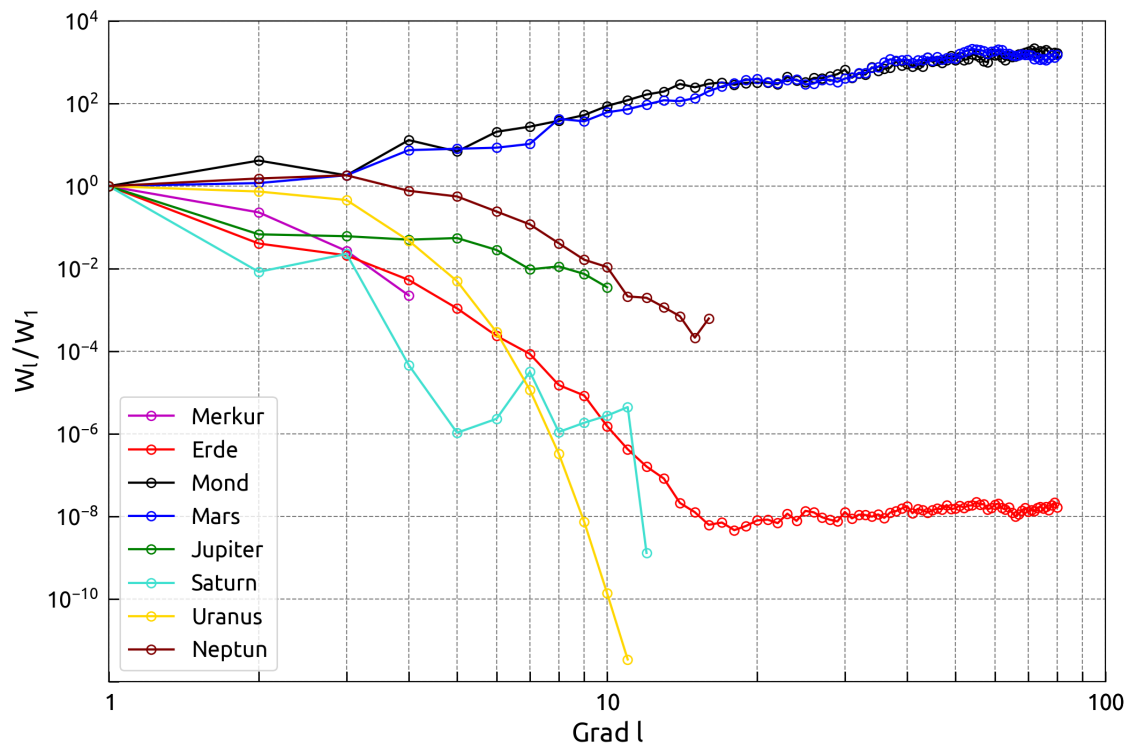


Abbildung 1: Mauerberger-Spektren der internen Anteile der Magnetfelder verschiedener planetarer Körper in unserem Sonnensystem. Die spektralen Werte sind auf die jeweiligen Dipolmomente normalisiert (nach Glassmeier & Heyner, 2021). Graphik: Patrik Kohlhey, TU Braunschweig

Rückens, waren die wesentliche Schlüsselkomponente für unser heutiges Bild der Plattentektonik (Morley & Larochelle, 1964; Vine & Matthews, 1963), die in den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts unser geologisches Grundverständnis revolutionierte (Glen, 1982). Die Beobachtung von streifenförmig magnetisierten Strukturen auf dem Mars, mit ähnlicher Polaritätssignatur wie in unseren Ozeanen, begründet auch Vermutungen für Plattentektonik auf dem frühen Mars (Connerney et al., 1999), zu einer Zeit als dieser noch ein Magnetfeld hatte. Detaillierte paläomagnetische Studien sind nach wie vor die wichtigste Datengrundlage zur Rekonstruktion von Plattenbewegung auf der Erdoberfläche (z. B. Aubele et al., 2014; Runcorn, 1965). Und ausgeklügelte gesteinsmagnetische Experimente ermöglichen uns heute die Rekonstruktion des vollständigen geomagnetischen Feldvektors in etlichen Materialien (z. B. Tauxe, 1993), so dass eine sphärisch-harmonische Darstellung des Paläofeldes möglich ist (z. B. Arneitz et al., 2019; Korte et al., 2005) oder der Ablauf einer Feldumkehr (Abb. 2) im Detail studiert werden kann (Leonhardt & Fabian, 2007).

Ionosphärische & magnetosphärische Magnetfelder

In seiner Arbeit von 1839 hat Carl-Friedrich Gauß auch ein Verfahren vorgestellt, um die internen Magnetfelder von den externen, d. h. deutlich oberhalb der Erd-

oberfläche in der Ionosphäre und Magnetosphäre erzeugten Feldern, zu trennen. Der Gaußsche Trennalgorithmus setzt aber voraus, dass in dem Gebiet, in dem die Messungen durchgeführt werden, keine elektrischen Ströme fließen (z. B. Olsen et al., 2010). Nur dann lässt sich das Magnetfeld durch ein skalares Potential beschreiben. Gauß (1839) bestimmte diese externen Beiträge als im Vergleich mit den internen als vernachlässigbar. Dieser Befund ist heute noch in Hinblick auf die Stärke des internen Dipolanteils stimmig, doch versteckt sich in den von Gauß vernachlässigten externen Anteilen aufregende Geophysik und Weltraumforschung.

Bereits Chapman & Ferraro (1930) wiesen darauf hin, dass ein ständig von der Sonne abgehender Teilchenstrom, wir sprechen heute vom Sonnenwind, um die Erde mit ihrem Magnetfeld eine Art Hohlraum erzeugt, heute Magnetosphäre genannt (Maggiolo et al., 2021). Sie wird tagseitig durch die Magnetopause im Abstand von etwa zehn Erdradien beschränkt, nachtseitig erstreckt sich der Schweif der Magnetosphäre bis zu Abständen von tausend und mehr Erdradien. In der tagseitigen Magnetopause fließen elektrische Ströme mit einer Stärke von mehreren Hunderttausend Ampere (Größenordnung der Stromdichte lediglich 10^{-8} Am^{-2}). Trotz ihrer enormen Stärke erzeugen diese Ströme an der Erdoberfläche nur Magnetfelder im nT-Bereich.

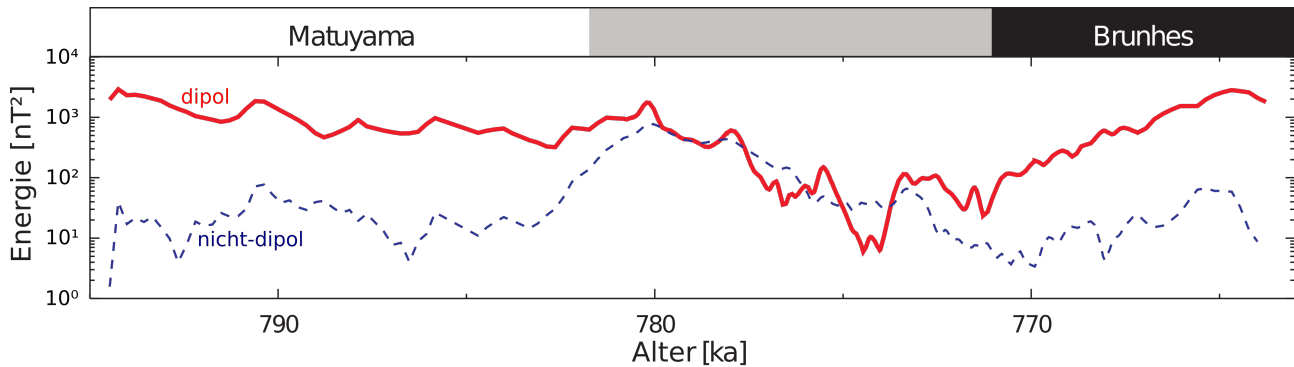


Abbildung 2: Zeitliche Änderung der magnetischen Energie des Dipolanteils (durchgezogene Linie) und der Nicht-Dipolanteile (gestrichelt), dargestellt anhand der Mauersberger-Koeffizienten an der Erdoberfläche während des Matuyama-Brunhes Reversals vor 780.000 Jahren (nach Leonhardt & Fabian, 2007). Graphik: Roman Leonhardt

Ringströme im Inneren der Magnetosphäre können allerdings zu Zeiten starker geomagnetischer Stürme Felder von einigen Hundert nT erzeugen.

In der Ionosphäre fließende Ströme haben ihre Ursache in elektrischen Feldern, die in der Magnetosphäre erzeugt werden. Die mit ihnen verbundenen Variationen des Erdmagnetfeldes sind ausgeprägter als die der magnetosphärischen Ströme. In hohen magnetischen Breiten erzeugen die polaren Elektrojets an der Erdoberfläche Feldänderungen von mehreren Hundert nT (z. B. Untiedt & Baumjohann, 1993), in äquatorialen Breiten dominieren die durch den äquatorialen Elektrojet hervorgerufenen Magnetfelder mit bis zu 100 nT (z. B. Onwumechili, 1997; Untiedt, 1967).

Die externen Anteile des Erdmagnetfeldes variieren auf deutlich kürzeren Zeitskalen als die internen. Ein Monitoring auch dieser Variationen ist weiterhin unabdingbar, da sie Indikatoren physikalischer Prozesse in der Ionosphäre und Magnetosphäre sind und Hinweise auf Weltraumwettervorgänge, d. h. die Strahlungs- und Magnetfeldbedingungen in der Magnetosphäre liefern. Da sich unser Lebensraum nicht mehr nur auf die Erdoberfläche beschränkt, sondern der erdnahe Weltraum mit seinen Kommunikations- und GPS-Satelliten Teil unseres Lebensraumes geworden ist, bedarf es einer zunehmend besseren Weltraumwettervorhersage (z. B. Bothmer & Daglis, 2006). Dies gilt auch für die Weltraumklimatologie, d. h. die Untersuchung von Paläomagnetosphären (z. B. Siebert, 1977; Siscoe & Chen, 1975). Häufig wird auch die Bedeutung der Säkularvariationen für das Klima unserer Erde angesprochen. Wirklich überzeugende Nachweise für einen solchen Zusammenhang und eventuelle Einflüsse von Reversalen auf unsere Biosphäre stehen noch aus (Glassmeier & Vogt, 2010).

Elektromagnetische Induktion

Die zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes, zunächst Gegenstand intensiver Erforschung, entpuppten sich dann als sehr geeignetes Mittel zur Diagnostik des gesamten Erdkörpers. Zeitliche Variationen des

Magnetfeldes induzieren elektrische Ströme im leitfähigen Untergrund. Legendar sind die Aarhus-Lectures von Ulrich Schmucker (1930–2008) und Peter Weidelt (1938–2009) geworden (Schmucker & Weidelt, 1975), in denen wir fast alles lernen können, was zur elektromagnetischen Tiefensondierung erforderlich ist. Lahiri & Price (1939) sind wohl die ersten gewesen, die die elektrische Leitfähigkeitsstruktur der Erde mittels elektromagnetischer Tiefensondierung erforscht haben. Chapman & Bartels (1940) diskutieren das Verfahren sehr detailliert. Erst kürzlich präsentierten Verhoeven et al. (2021) eine neue Studie, basierend auf SWARM-Beobachtungen (Friis-Christensen et al., 2006), über die elektrische Leitfähigkeit bis tief in den Erdmantel.

Elektromagnetische Tiefensondierung ist gleichbedeutend mit planetarer Tiefensondierung. Denn diese geophysikalische Methode lässt sich auf andere planetare Körper ebenfalls anwenden. Zeitliche Variationen des Magnetfeldes existieren aufgrund der Plasmadynamik in den Magnetosphären, durch direkte Einwirkung des interplanetaren Magnetfeldes oder durch exzentrische Bewegungen z. B. der Galileischen Monde im starken planetaren Feld des Jupiter (z. B. Saur et al., 2010). Sonett (1975) präsentierte eine erste Bestimmung der Leitfähigkeitsstruktur des Mondes. Neubauer (1999) nutzt die Betrachtung von induzierten Feldern, um die Plasmawechselwirkung der Jupitermonde Europa und Callisto besser zu verstehen. Die JUICE-Mission, Start 2022, hat u.a. zum Ziel, anhand von im Inneren des Mondes Ganymed induzierten Magnetfeldern Informationen über die elektrische Leitfähigkeit und Salinität eines unterirdischen Ozeans und damit Beiträge zu möglicher biogener Aktivität im Inneren dieses Mondes zu liefern (Grasset et al., 2013).

Im Zusammenhang mit Gefahren durch Effekte des Weltraumwetters kommt elektromagnetischer Induktion eine weitere Bedeutung zu. Geomagnetisch induzierte Ströme (GICs), welche bei starken Sonnenstürmen, sogenannten koronalen Massenauswürfen, und deren Wechselwirkung mit dem Erdmagnetfeld auftreten (z. B. Bothmer & Daglis, 2006), können zu hohen

Gleichstromanteilen im Höchstspannungsnetz unserer Stromversorgung führen (z. B. Boteler et al., 1998). Bisher dokumentierte Auswirkungen auf das Stromnetz reichen von erhöhter Lautstärke bei Transformatoren bis hin zu überregionalen Stromausfällen. Große Versicherer beziffern den Schaden, der durch weltraumwetterbedingte *Blackout*-Ereignisse verursacht werden kann, mit bis zu 2,6 Milliarden US-\$ alleine für die USA (Report, 2013). Die Modellierung von GICs aus geomagnetischen Variationsdaten der Observatorien, die Identifikation von neuralgischen Punkten im Stromnetz sowie mögliche Präventions- und Vorhersagestrategien gewinnen in zahlreichen Ländern daher an Bedeutung (z. B. Bailey et al., 2017).

Dynamotheorie und numerische Experimente

Verschiedene Hypothesen sind in den vergangenen hundert Jahren vorgeschlagen worden, um die Erzeugung planetarer Magnetfelder zu verstehen (z. B. Stevenson, 1974). Die heute allgemein akzeptierte und durch vielfältige numerische Experimente bestätigte Hypothese ist die eines hydromagnetischen Dynamos. Joseph Larmor (1857–1942) hat diesen Mechanismus erstmals 1919 vorgeschlagen (Larmor, 1919). Ihm wurde etwa zur Zeit der Gründung unserer Gesellschaft klar, dass Konvektion in einem elektrisch leitfähigen Medium ein elektrisches Feld induziert, falls das Medium von einem magnetischen Feld durchsetzt ist. Dieses induzierte Feld wiederum erzeugt einen elektrischen Strom und damit ein magnetisches Feld, das das ursprüngliche Feld verstärken kann. Im Prinzip stellt ein Dynamo eine Instabilität dar, durch die kinetische Energie in magnetische Energie umgewandelt wird. Die erforderliche kinetische Energie entstammt z. B. thermo-chemisch getriebener Konvektion. Primäre Energiequellen sind einerseits latente Wärme, die beim Ausfrieren des inneren Kerns frei wird, andererseits potentielle Energie aufgrund der Trennung leichterer und schwererer Elemente während der Bildung des inneren Kerns.

Die grundlegende theoretische Beschreibung eines Dynamos liefert die Induktionsgleichung:

$$\partial_t \vec{B} = \nabla \times (\vec{u} \times \vec{B}) + \eta \Delta \vec{B},$$

wo $\eta = 1/\mu_0\sigma$ die magnetische Diffusivität, σ die elektrische Leitfähigkeit des Mediums und \vec{u} die Strömungsgeschwindigkeit bezeichnen. Die physikalische Interpretation obiger Beziehung ist einfach. Der Term auf der linken Seite bezeichnet die zeitliche Variation der magnetischen Induktion. Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Umwandlung kinetischer Energie in magnetische Energie und der zweite Term die Diffusion des Magnetfeldes aus der Dynamoregion. Um einen Dynamo antreiben zu können, muss die Erzeugung des neuen magnetischen Flusses die Diffusion übertreffen. Eine geeignete Möglichkeit, abzuschätzen, ob ein Dynamoprozess möglich ist, stellt die magnetische Reynolds-Zahl $R_m = \mu_0\sigma uL$ dar, wo L eine typische Längenskala des System, z. B. der Radius des Erdkerns

ist. Für einen Dynamo ist zu fordern: $R_m \gg 1$. Falls diese Bedingung nicht erfüllt ist, überwiegt die magnetische Diffusion und das Feld zerfällt im Laufe der Zeit, im Falle unserer Erde in einigen Zehntausend Jahren.

Die Induktionsgleichung hat einen sehr hohen diagnostischen Wert, denn sie erlaubt es, festzustellen, wie die Struktur und Dynamik eines planetaren Körpers beschaffen ist. Existiert ein globales Feld, dann darf man davon ausgehen, dass im Inneren des Körpers Materialbewegungen stattfinden, dieses Material eine elektrische Leitfähigkeit besitzt und die Dynamoregion sehr ausgedehnt ist. Satellitenmissionen zu den Planeten Merkur, Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun haben gezeigt, dass diese planetaren Körper wie unsere Erde globale Felder besitzen. In diesen Planeten sollten daher Materiebewegungen elektrisch leitfähigen Materials in einem genügend großen Volumen stattfinden. Mars und Venus, unsere Nachbarplaneten, aber auch der Mond besitzen keine globalen Felder. Dynamoprozesse sind in diesen Körpern, trotz ihrer Größe, nicht möglich. Dies erlaubt Rückschlüsse auf ihre interne Beschaffenheit (z. B. Glassmeier & Heyner, 2021).

Das erste theoretische Modell eines Dynamoprozesses verdanken wir Walter Elsasser (1904–1991), der aufzeigen konnte, dass im äußeren, flüssigen Kern der Erde ein geeignetes Strömungsfeld einen Dynamoprozess unterstützen kann (Elsasser, 1946). Weitere Meilensteine für unser heutiges Verständnis planetarer Dynamos waren Arbeiten von z. B. Bullard & Gellman (1954) und insbesondere Busse (1973) und Busse (1975). Alle diese Studien behandeln kinematische Dynamos, d. h. die Erzeugung eines Magnetfeldes durch geeignete Strömungen, ohne jedoch die Rückwirkung des entstehenden Magnetfeldes auf die Strömung zu betrachten. Trotz dieser Einschränkungen haben kinematische Dynamos weiterhin ihren Stellenwert (Rädler, 2014). Holme (1997) nutzt ein kinematisches Modell, um die planetaren Felder von Uranus und Neptun zu studieren. Und die Betrachtungen von Glassmeier et al. (2007) zur möglichen Wechselwirkung des Merkur-Dynamos mit dem magnetosphärischen Feld dieses Planeten basieren auf einem kinematischen Modell.

Bis heute gibt es keine analytische Lösung für das realistische Dynamoproblem. Numerische Simulationen, besser numerische Experimente sind die einzige Möglichkeit, das volle Problem zu behandeln. Sie haben sich in den vergangenen drei Dekaden als das Mittel zum Verständnis der komplexen physikalischen Prozesse in einem Dynamo entwickelt (z. B. Wicht et al., 2009). Ein Meilenstein dieser Entwicklung war die Studie von Glatzmaier & Roberts (1995), in der erstmalig Ergebnisse numerischer Experimente beschrieben wurden, in denen auch eine geomagnetische Feldumkehr auftrat. Umkehrungen sind als ein wichtiges physikalisches Merkmal eines Dynamos zu betrachten. Nur eine numerische Simulation, die ein solches Ereignis erzeugt, darf als realistische Simulation angesehen werden. Zahllose weitere numerische Experimente sind

in der Folgezeit durchgeführt worden (z. B. Christensen, 2019; Ernst-Hullermann et al., 2013), die eine herausragende Möglichkeit bieten, viele erdenkliche Dynamosituationen in planetaren Körpern zu betrachten und grundsätzliche Prozesse besser zu verstehen.

Die numerischen Experimente finden aber auch ihre Begrenzung in den noch beschränkten Möglichkeiten heutiger Superrechner. Insbesondere ist es noch nicht möglich, wichtige Kontrollparameter, dimensionslose Zahlen wie die Ekman-Zahl E (Verhältnis viskoser Kräfte zur Coriolis-Kraft), realistisch in den Simulationen abzubilden. Simulationen mit $E = 10^{-7}$ sind üblich, ein realistischer Wert wäre aber 10^{-14} . Hier besteht weiterer Entwicklungsbedarf. Die am Horizont auftauchende Möglichkeit von Quantencomputern wird unseren numerischen Experimenten zu Dynamoprozessen weiteren Auftrieb verleihen.

Ziel mancher Studien ist es auch, Skalenrelationen zu definieren, die es erlauben, Möglichkeit und Stärke eines Dynamos zu prognostizieren. Am Beginn solcher Überlegungen stand das magnetische Bode-Gesetz (Moroz, 1968; Russell, 1978) mit seinem erfolglosen Versuch, die Stärke eines dynamoerzeugten Dipolfeldes mit dem Drehmoment eines planetaren Körpers in Beziehung zu setzen. Heutige, auf numerischen Experimenten fussende Skalenrelationen sind deutlich belastungsfähiger (z. B. Christensen, 2010).

Ausblick

War das Erdmagnetfeld ursprünglich genuiner Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen, hat sich unser Interesse deutlich erweitert. In erster Linie ist hier die Entdeckung und Vermessung der Magnetfelder anderer Planeten und planetarer Körper zu nennen. Aus epistemologischer Sicht ein wesentlicher Schritt, denn die Erforschung des Erdmagnetfeldes wird so zu einer echten Wissenschaft, die nun durch eine vergleichende Betrachtung der Felder verschiedener Planeten möglich wird. Sie liefert uns die erforderlichen Systemvariationen, die uns sonst wegen der Unmöglichkeit experimenteller natürlicher Versuche versagt bleiben würden. Das Sonnensystem mit den uns zugänglichen Körpern bildet einen Parameterraum ab, der uns wissenschaftliche Hypothesen zu den Prozessen in Planeten zu testen gestattet. Reisen in diesen Parameterraum werden auch im kommenden Jahrhundert unserer Gesellschaft eine große Rolle spielen.

Physikalische Modelle beschreiben wir immer durch komplexe partielle Differentialgleichungen. Die räumliche Struktur eines Magnetfeldes wissen wir seit Gauß (1839) gut durch eine sphärisch-harmonische Analyse zu beschreiben. Zugang zur zeitlichen säkularen Entwicklung des Feldes haben wir erst im vergangenen Jahrhundert anhand der Methoden der Paläomagnetik gewonnen, die uns ungeahnte Einblicke in die Dynamik unseres Planeten gewährt hat. Durch paläomagnetische Untersuchungen ist die Betrachtung planetarer Magnetfelder zu einer neuen Methode geowissenschaft-

licher Forschung geworden. Ob auch andere Planeten säkulare Feldänderungen aufweisen, ist ungeklärt. Hinweise auf solche Variationen gibt es bisher nur für den Planeten Jupiter (Moore et al., 2019), während Merkur und Saturn solche Variationen nicht zeigen (Moore et al., 2021).

Manchmal hört man aus dem Munde von Experimentalphysikern, wir Geophysikerinnen und Geophysiker hätten doch nun das Erdmagnetfeld lange genug vermessen und könnten die Observatorien abschaffen, eine naive Bemerkung angesichts der Offensichtlichkeit der sehr verschiedenen und großen Zeitskalen des komplexen Systems *planetarer Dynamo*! Und wir haben gelernt, dass die immer besser und präziser werdenden Messverfahren zur Beobachtung der raum-zeitlichen Struktur des Erdmagnetfeldes ein sehr interessantes Werkzeug des Monitoring unseres Heimatplaneten sind und Zukunft haben.

Danksagung

Wegen der erforderlichen Kürze unseres Beitrages können wir die relevanten Arbeiten zum Thema nur sehr beschränkt ansprechen. Bei der Auswahl haben wir uns daher auf wichtige Beiträge, insbesondere von DGG-Mitgliedern sowie den Trägern der Emil-Wiechert-Medaille beschränkt. Dank an Patrick Kolhey für die Kompilation der Spektren der Planeten in Abb. 1. Insbesondere gilt unser Dank der *scientific community*, die wir immer als sehr kollegial und unterstützend empfinden. Es macht wirklich Freude, auf dem Gebiet der Geophysik zu arbeiten und zu forschen.

Literatur

- Alexandrescu, M., Courtillot, V. & Le Mouél, J.-L. (1996). „Geomagnetic field direction in Paris since the mid-sixteenth century“. *Phys. Earth Planet. Int.* 98, S. 321–360. DOI: 10.1016/S0031-9201(96)03194-9.
- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C. et al. (2021). „International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation“. *Earth, Planets, Space* 73, S. 49. DOI: 10.1186/s40623-020-01288-x.
- Arneitz, P., Egli, R., Leonhardt, R. & Fabian, K. (2019). „A Bayesian iterative geomagnetic model with universal data input: Self-consistent spherical harmonic evolution for the geomagnetic field over the last 4000 years“. *Phys. Earth Planet. Int.* 290, S. 57–75. DOI: 10.1016/j.pepi.2019.03.008.
- Arneitz, P., Leonhardt, R., Schnepf, E. et al. (2017). „The HISTMAG database: combining historical, archaeomagnetic and volcanic data“. *Geophys. J. Int.* 210, S. 1347–1359. DOI: 10.1093/gji/ggx245.
- Aubele, K., Bachtadse, V., Muttoni, G. & Ronchi, A. (2014). „Paleomagnetic data from Late Paleozoic dykes of Sardinia: Evidence for block rotations and implications for the intra-Pangea megashear system“. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 15, S. 1684–1697. DOI: 10.1002/2014GC005325.
- Auster, H.-U. (2008). „How to measure Earth’s magnetic field“. *Physics Today* 61, S. 76–77.

- Auster, H.-U., Apathy, I., Berghofer, G. et al. (2015). „The nonmagnetic nucleus of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko“. *Science* 349. DOI: 10.1126/science.aaa5102.
- Bailey, R. L., Halbedl, T. S., Schattauer, I., Römer, A., Achleitner, G., Beggan, C. D., Wesztergom, V., Egli, R. & Leonhardt, R. (2017). „Modelling geomagnetically induced currents in midlatitude Central Europe using a thin-sheet approach“. *Ann. Geophys.* 35, S. 751–761. DOI: 10.5194/angeo-35-751-2017.
- Boteler, D. H., Pirjola, R. J. & Nevanlinna, H. (1998). „The effects of geomagnetic disturbances on electrical systems at the earth's surface“. *Adv. Space Res.* 22, S. 17–27. DOI: 10.1016/S0273-1177(97)01096-X.
- Bothmer, V. & Daglis, I. (2006). *Space Weather. Physics and Effects, 2. Auflage*. Berlin: Springer.
- Brunhes, B. (1906). „Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques“. *J. Phys. Theor. Appl.* 5, S. 705–724.
- Bullard, E. & Gellman, H. (1954). „Homogeneous Dynamos and Terrestrial Magnetism“. *Phil. Trans. R. Soc., Series A* 247, S. 213–278. DOI: 10.1098/rsta.1954.0018.
- Busse, F. H. (1973). „Generation of magnetic fields by convection“. *J. Fluid Mech.* 57, S. 529–544. DOI: 10.1017/S0022112073001321.
- Busse, F. H. (1975). „A Model of the Geodynamo“. *Geophys. J. R. Astro. Soc.* 42, S. 437–459.
- Chapman, S. & Bartels, J. (1940). *Geomagnetism, Vol. I and II*. Oxford: Clarendon Press.
- Chapman, S. & Ferraro, V. C. A. (1930). „A New Theory of Magnetic Storms.“ *Nature* 126, S. 129–130. DOI: 10.1038/126129a0.
- Christensen, U. R. (2010). „Dynamo scaling laws and applications to the planets“. *Space Sci. Rev.* 152, S. 565–590. DOI: 10.1007/s11214-009-9553-2.
- Christensen, U. R. (2019). „Planetary Magnetic Fields and Dynamos“. In: *Oxford Res. Ency. Planet. Sci.* DOI: 10.1093/acrefore/9780190647926.013.31.
- Christensen, U. R., Balogh, A., Breuer, D. & Glassmeier, K.-H. (2010). *Planetary Magnetic Fields*. New York: Springer-Verlag New York Inc.
- Clauser, C. (2016). *Einführung in die Geophysik*. Berlin: Springer Spektrum.
- Connerney, J. E. P., Acuna, M. H., Wasilewski, P. J., Ness, N. F., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Lin, R. P., Mitchell, D. L. & Cloutier, P. A. (1999). „Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars“. *Science* 284, S. 794–796. DOI: 10.1126/science.284.5415.794.
- Cox, A. & Doell, R. R. (1963). „Geomagnetic Polarity Epochs and Pleistocene Geochronometry“. *Nature* 198, S. 1049–1051. DOI: 10.1038/1981049a0.
- David, P. (1904). „Sur la stabilité de la direction l'aimantation dans quelques roches volcaniques“. *C. R. Acad. Sci. Paris* 138, S. 41–42.
- Elsasser, W. M. (1946). „Induction Effects in Terrestrial Magnetism Part I. Theory“. *Phys. Rev.* 69, S. 106–116. DOI: 10.1103/PhysRev.69.106.
- Ernst-Hullermann, J., Harder, H. & Hansen, U. (2013). „Finite volume simulations of dynamos in ellipsoidal planets“. *Geophys. J. Int.* 195, S. 1395–1405. DOI: 10.1093/gji/ggt303.
- Friis-Christensen, E., Lühr, H. & Hulot, G. (2006). „Swarm: A constellation to study the Earth's magnetic field“. *Earth, Planets, Space* 58, S. 351–358. DOI: 10.1186/BF03351933.
- Fu, R. R., Weiss, B. P., Shuster, D. L., Gattacceca, J., Grove, T. L., Suavet, C., Lima, E. A., Li, L. & Kuan, A. T. (2012). „An Ancient Core Dynamo in Asteroid Vesta“. *Science* 338, S. 238. DOI: 10.1126/science.1225648.
- Gauß, C. F. (1833). „Die Intensität der erdmagnetischen Kraft, zurückgeführt auf absolutes Maaß“. *Ann. Phys.* 104, S. 241–273 & 591–615.
- Gauß, C. F. (1839). „Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus“. In: *Resultate aus den Beobachtungen des magnetischen Vereins im Jahre 1838*. Hrsg. von C. F. Gauß & W. Weber. Leipzig: Weidmannsche Buchhandlung, S. 1–57.
- Glassmeier, K.-H., Auster, H.-U. & Motschmann, U. (2007). „A feedback dynamo generating Mercury's magnetic field“. *Geophys. Res. Lett.* 34, S. 22201–22205. DOI: 10.1029/2007GL031662.
- Glassmeier, K.-H. & Heyner, D. (2021). „Planetary Magnetic Fields“. In: *Magnetospheres in the Solar System*. Hrsg. von R. Maggiolo, N. André, H. Hasegawa & D. T. Welling. Bd. 2. Washington D.C.: American Geophysical Union, S. 367–389.
- Glassmeier, K.-H. & Vogt, J. (2010). „Magnetic Polarity Transitions and Biospheric Effects“. *Space Sci. Rev.* 155.1-4, S. 387–410. DOI: 10.1007/s11214-010-9659-6.
- Glatzmaier, G. A. & Roberts, P. H. (1995). „A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal“. *Nature* 377, S. 203–207. DOI: 10.1016/0031-9201(95)03049-3.
- Glen, W. (1982). *The Road to Jaramillo*. Stanford University Press.
- Grasset, O., Dougherty, M. K., Coustenis, A. et al. (2013). „JUperiter ICy moons Explorer (JUICE): An ESA mission to orbit Ganymede and to characterise the Jupiter system“. *Planet. Space Sci.* 78, S. 1–21. DOI: 10.1016/j.pss.2012.12.002.
- Grayver, A. V. & Olsen, N. (2019). „The Magnetic Signatures of the M₂, N₂, and O₁ Oceanic Tides Observed in Swarm and CHAMP Satellite Magnetic Data“. *Geophys. Res. Lett.* 46, S. 4230–4238. DOI: 10.1029/2019GL082400.
- Hercik, D., Auster, H. U., Constantinescu, D. et al. (2020). „Magnetic Properties of Asteroid (162173) Ryugu“. *J. Geophys. Res.* 125, e06035. DOI: 10.1029/2019JE006035.
- Holme, R. (1997). „Three-dimensional kinematic dynamos with equatorial symmetry: Application to the magnetic fields of Uranus and Neptune“. *Phys. Earth Planet. Int.* 102, S. 105–122. DOI: 10.1016/S0031-9201(96)03257-8.

- Korte, M., Genevey, A., Constable, C. G., Frank, U. & Schnepf, E. (2005). „Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation“. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 6, Q02H15. DOI: 10.1029/2004GC000800.
- Lahiri, B. N. & Price, A. T. (1939). „Electromagnetic Induction in Non-Uniform Conductors, and the Determination of the Conductivity of the Earth from Terrestrial Magnetic Variations“. *Phil. Trans. R. Soc. London, Series A* 237, S. 509–540. DOI: 10.1098/rst.a.1939.0001.
- Larmor, J. (1919). „How could a Rotating Body such as the Sun become a Magnet?“ *Rep. British Assoc. Adv. Sci.* 87, S. 159–160.
- Leonhardt, R. & Fabian, K. (2007). „Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: Iterative Bayesian inversion and independent verification“. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, S. 172–195. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.10.025.
- Maggiolo, R., André, N., Hasegawa, H. & Welling, D. T., Hrsg. (2021). *Magnetospheres in the Solar System*. Bd. 2. Washington: American Geophysical Union.
- Mauersberger, P. (1956). „Das Mittel der Energiedichte des geomagnetischen Hauptfeldes an der Erdoberfläche und seine säkulare Änderung“. *Gerl. Beitr. Geophys.* 65, S. 207–215.
- Maus, S. (2008). „The geomagnetic power spectrum“. *Geophys. J. Int.* 174.1, S. 135–142. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03820.x.
- Melloni, M. (1853). „Sur l’aimantation des roches volcaniques“. *C. R. Acad. Sci. Paris* 37, S. 229–231.
- Moore, K. M., Bolton, B., Cao, H., Dougherty, M. & Bloxham, J. (2021). „No Evidence for Time Variation in Saturn’s Internal Magnetic Field“. *Planet. Sci. J.* 2, S. 181. DOI: 10.3847/PSJ/ac173c.
- Moore, K. M., Cao, H., Bloxham, J., Stevenson, D. J., Connerney, J. E. P. & Bolton, S. J. (2019). „Time variation of Jupiter’s internal magnetic field consistent with zonal wind advection“. *Nature Astronomy* 3, S. 730–735. DOI: 10.1038/s41550-019-0772-5.
- Morley, L. W. & Larochelle, A. (1964). „Paleomagnetism as a means of dating geological events“. *Geochronol. Canada* 8, S. 39–51.
- Moroz, V. I. (1968). *Physics of Planets*. Washington D.C.: NASA, S. 350.
- Morzfeld, M., Fournier, A. & Hulot, G. (2017). „Coarse predictions of dipole reversals by low-dimensional modeling and data assimilation“. *Phys. Earth Planet. Int.* 262, S. 8–27. DOI: 10.1016/j.pepi.2016.10.007.
- Ness, N. F. (2010). „Space Exploration of Planetary Magnetism“. *Space Sci. Rev.* 152, S. 5–22. DOI: 10.1007/s11214-009-9567-9.
- Neubauer, F. M. (1999). „Alfvén wings and electromagnetic induction in the interiors: Europa and Callisto“. *J. Geophys. Res.* 104, S. 28671–28684. DOI: 10.1029/1999JA900217.
- Olsen, N., Glassmeier, K.-H. & Jia, X. (2010). „Separation of the Magnetic Field into External and Internal Parts“. *Space Sci. Rev.* 152, S. 135–157. DOI: 10.1007/s11214-009-9563-0.
- Olsen, N., Holme, R., Hulot, G. et al. (2000). „Ørsted Initial Field Model“. *Geophys. Res. Lett.* 27, S. 3607–3610. DOI: 10.1029/2000GL011930.
- Onwumechili, C. A. (1997). *The Equatorial Electrojet*. London: Routledge.
- Rädler, K.-H. (2014). „Mean-field dynamos: The old concept and some recent developments. Karl Schwarzschild Award Lecture 2013“. *Astron. Nach.* 335, S. 459.
- Reigber, C., Lühr, H. & Schwintzer, P. (2003). *First CHAMP Mission Results for Gravity, Magnetic and Atmospheric Studies*. Berlin: Springer.
- Report, L. (2013). *Solar Storm Risk to the North American Electric Grid*. Lloyd’s, London.
- Runcorn, S. K. (1965). „Palaeomagnetic Comparisons between Europe and North America“. *Phil. Trans. R. Soc. London, Series A* 258, S. 1–11. DOI: 10.1098/rst.a.1965.0016.
- Russell, C. T. (1978). „Re-evaluating Bode’s law of planetary magnetism“. *Nature* 272, S. 147. DOI: 10.1038/272147a0.
- Saur, J., Neubauer, F. M. & Glassmeier, K.-H. (2010). „Induced Magnetic Fields in Solar System Bodies“. *Space Sci. Rev.* 152, S. 391–421. DOI: 10.1007/s11214-009-9581-y.
- Schmucker, U. & Weidelt, P. (1975). *Electromagnetic Induction in the Earth*. Laboratoriet for anvendt geofysik, Aarhus Universitet.
- Schult, A. (1968). „Self-reversal of magnetization and chemical composition of titanomagnetites in basalts“. *Earth Planet. Sci. Lett.* 4, S. 57–63. DOI: 10.1016/0012-821X(68)90054-X.
- Siebert, M. (1977). „Auswirkungen der säkularen Änderung des erdmagnetischen Hauptfeldes auf Form und Lage der Magnetosphäre und die Stärke der erdmagnetischen Aktivität“. *Abh. Braunschweigische Wiss. Gesell.* 37, S. 281–309.
- Siscoe, G. L. & Chen, C.-K. (1975). „The paleomagnetosphere“. *J. Geophys. Res.* 80, S. 4675–4680. DOI: 10.1029/JA080i034p04675.
- Soffel, H. (1991). *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*. Heidelberg: Springer.
- Sonett, C. P. (1975). „Solar-wind induction and lunar conductivity“. *Phys. Earth Planet. Int.* 10.3, S. 313–322. DOI: 10.1016/0031-9201(75)90057-6.
- St-Louis, B. (2020). „INTERMAGNET Operations Committee and Executive Council“. *INTERMAGNET Technical Reference Manual, Version 5.0.0*.
- Stevenson, D. (1974). „Planetary magnetism“. *Icarus* 22, S. 403–415. DOI: 10.1016/0019-1035(74)90073-6.
- Tauxe, L. (1993). „Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice“. *Rev. Geophys.* 31, S. 319–354. DOI: 10.1029/93RG01771.

- Untiedt, J. (1967). „A model of the equatorial electrojet involving meridional currents“. *J. Geophys. Res.* 72, S. 5799–5810. doi: 10.1029/JZ072i023p05799.
- Untiedt, J. & Baumjohann, W. (1993). „Studies of Polar Current Systems Using the IMS Scandinavian Magnetometer Array“. *Space Sci. Rev.* 63, S. 245–390. doi: 10.1007/BF00750770.
- Verhoeven, O., Thébault, E., Saturnino, D., Houliez, A. & Langlais, B. (2021). „Electrical conductivity and temperature of the Earth’s mantle inferred from Bayesian inversion of Swarm vector magnetic data“. *Phys. Earth Planet. Int.* 314, S. 106702. doi: 10.1016/j.pepi.2021.106702.
- Vine, F. J. & Matthews, D. H. (1963). „Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges“. *Nature* 199, S. 947–949. doi: 10.1038/199947a0.
- Wicht, J., Stellmach, S. & Harder, H. (2009). „Numerical Models of the Geodynamo“. In: *Geomagnetic Variations*. Hrsg. von K.-H. Glassmeier, H. Soffel & J. W. Negendank. Berlin: Springer, S. 107–158.

Impressum



Herausgeber: Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V. (DGG)
Geschäftsstelle: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2, 30655 Hannover
Redaktion: Komitee DGG100
E-Mail dgg100@dgg-online.de
Internet <https://dgg-online.de/>

Beiträge für die DGG-Schriftenreihe „Geophysik im Wandel“ sind aus allen Bereichen der Geophysik und der angrenzenden Fachgebiete erwünscht. Für den Inhalt der Beiträge sind die Autorinnen und Autoren verantwortlich. Bitte beachten Sie, dass die namentlich gekennzeichneten Beiträge persönliche Meinungen bzw. Ansichten enthalten können, die nicht mit der Meinung oder Ansicht des Herausgebers, des Vorstands der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V. oder der Redaktion übereinstimmen müssen. Die Autorinnen und Autoren erklären gegenüber der Redaktion, dass sie über die Vervielfältigungsrechte aller Fotos und Abbildungen innerhalb ihrer Beiträge verfügen.