



Tradução Técnica

- **Excerto 11.1: Estrutura do campo magnético terrestre**
- **Excerpt 11.1: Structure of the Earth's magnetic field**

◆ **Lucas Monteiro Nogueira**

Nº	Título	Idioma	Referência
1	Komponenten und Struktur des Erdmagnetfelds (Componentes e estrutura do campo magnético terrestre)	Alemão → Português	Clauser (2016)

◆ Referências

1. Clauser, P. (2016). *Einführung in die Geophysik*. 2ª edição. Springer.

◆ Índice

1. **Komponenten und Struktur des Erdmagnetfelds** [Seção única]

◆ 1. **Komponenten und Struktur des Erdmagnetfelds**

↳ Referência 1 (Clouser, 2016), pp. 198 – 205. Com modificações.

Zur Beschreibung des erdmagnetischen Felds verwendet man die Feldelemente Feldstärke bzw. Totalintensität B (auch als F oder T bezeichnet), Horizontalkomponente B_h (auch B_θ oder H genannt) und Vertikalkomponente B_r bzw. B_z (bzw. Z ; positiv nach unten). B_x und B_y (auch X und Y genannt) sind die horizontalen Komponenten im geografischen Koordinatensystem. Die **Deklination** D ist der Winkel zwischen der Horizontalkomponente B_h und geografisch Nord (positiv nach Osten), die **Inklination** I ist der Winkel zwischen der Horizontalen und dem Magnetfeldsvektor (positiv nach unten). Abbildung 5.1 illustriert die erdmagnetischen Feldelemente. Zwischen ihnen gelten die folgenden Beziehungen:

$$B = \sqrt{B_h^2 + B_z^2} = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (1.1)$$

$$B_h = B_\theta = B \cos(I) \quad (1.2)$$

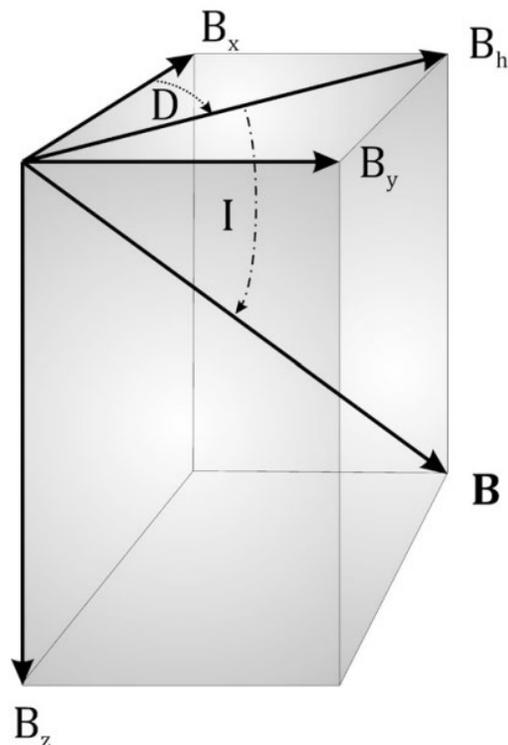
$$B_z = B_r = B \sin(I) = B_h \tan(I) \quad (1.3)$$

$$B_x = B_h \cos(D) \quad (1.4)$$

$$B_y = B_h \sin(D) \quad (1.5)$$

Abb. 1. Die Elemente des vektoriellen Erdmagnetfelds B : B_z und B_h sind die Vertikal- und Horizontalkomponenten und weisen nach unten bzw. magnetisch Nord (B_h wird auch als magnetischer Meridian bezeichnet). B_x und B_y weisen dagegen nach Norden bzw. Osten. D und I sind Deklination (magnetische Missweisung) und Inklination.

Die Feldverteilung an der Erdoberfläche wird beschrieben durch besonders bezeichnete Isolinien dieser Feldelemente: **Isodynamen** bezeichnen Linien gleicher Intensität von Feldstärke B , Horizontalkomponente B_h , vertikalkomponente B_z , Nordkomponente B_x oder Ostkomponente B_y . **Isoklinen** sind Linien gleicher Inklination, wobei der magnetische Äquator durch die Inklination $I = 0^\circ$ gekennzeichnet ist. **Isogonen** sind Linien gleicher Deklination, wobei die Agone durch die Deklination $D = 0^\circ$ gekennzeichnet ist.



Abbildungen 2 und 3 zeigen Totalintensität B (nT) und die Deklination D ($^{\circ}$) des Erdmagnetfelds für die Epoche 2015.0 sowie die jeweiligen jährlichen Variationen dB/dt ($\text{nT}\cdot\text{a}^{-1}$) bzw. dD/dt ($'\text{a}^{-1}$). Diese zeitlichen Änderungen dokumentieren die sogenannte **Säkularvariation** des Erdmagnetfelds und seine Westdrift.

Abb. 2. Die Totalintensität des Erdmagnetfelds B (nT) (oben) und seine jährliche Variation dB/dt (nT a^{-1}) (unten) in der Epoche 2015.0.

Fig. 2. Intensidade total B (nT) do campo magnético terrestre (mapa superior) e sua variação anual dB/dt (nT a^{-1}) (mapa inferior) na época 2015.0.

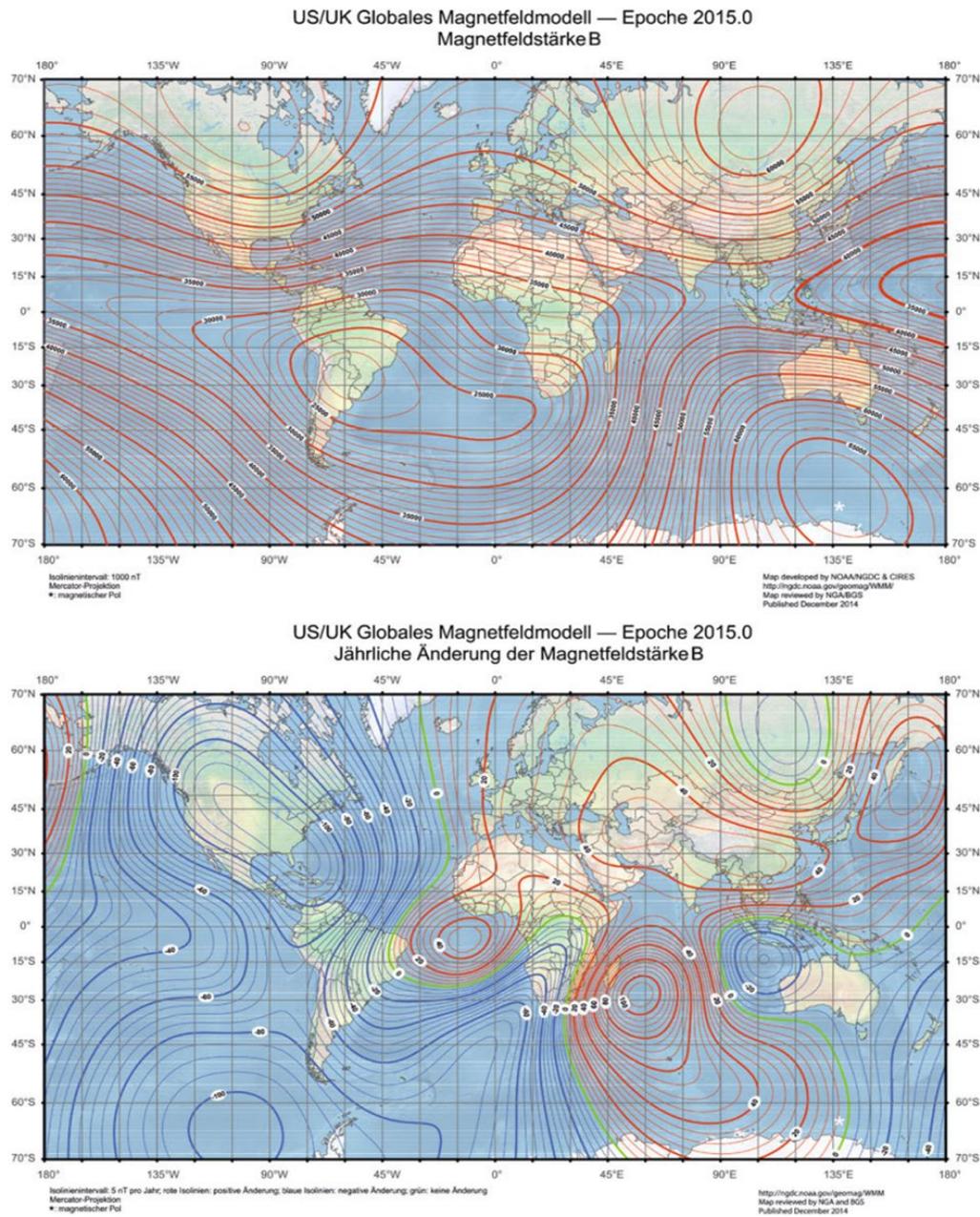
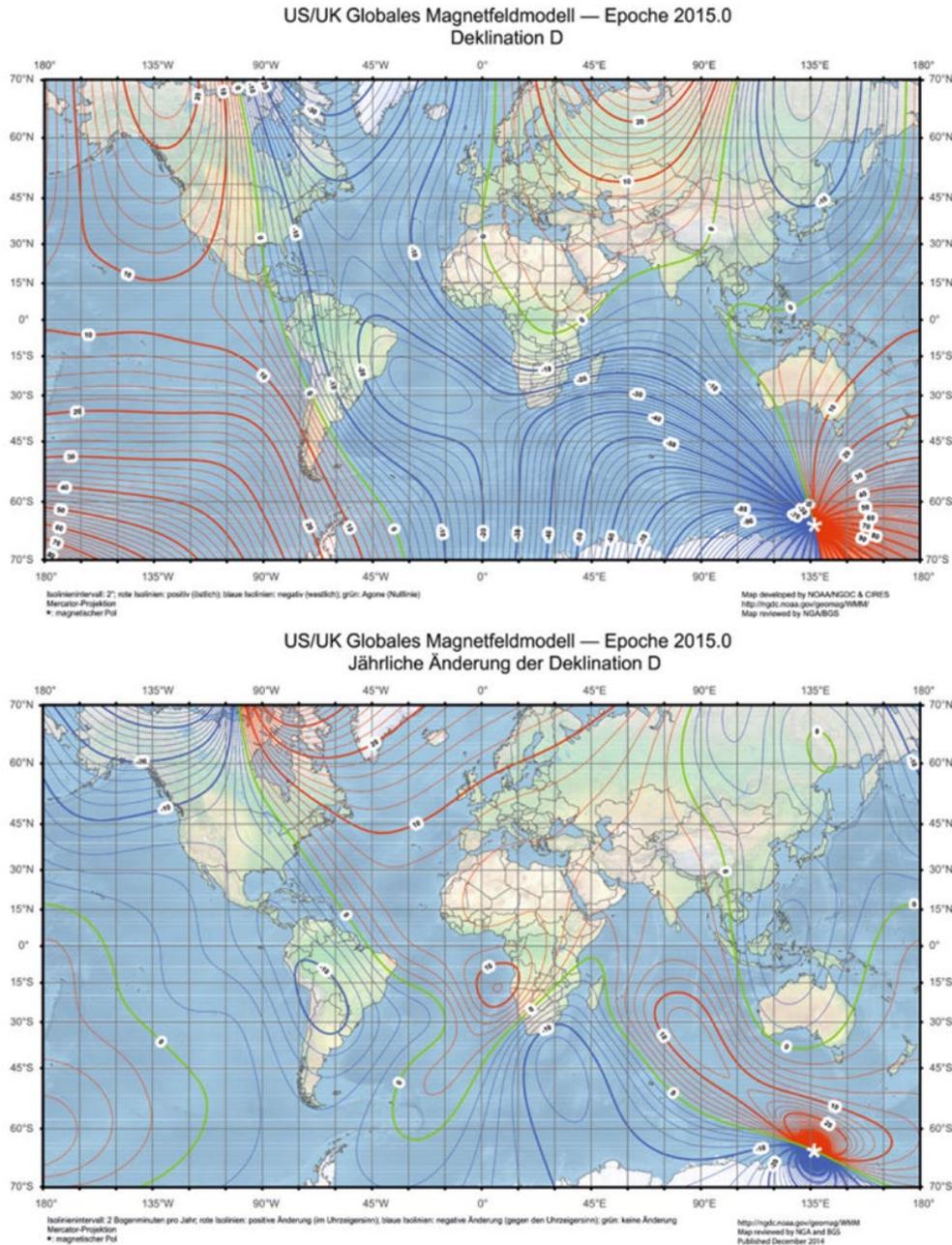


Abb. 3. Die Deklination D ($^\circ$) des Erdmagnetfelds (oben) und ihre jährliche Variation dD/dt (a^{-1}) (unten) in den Epoche 2015.0.

Fig. 3. Declinação D ($^\circ$) do campo magnético terrestre (mapa superior) e sua variação anual dD/dt ($nT a^{-1}$) (mapa inferior) na época 2015.0.



Das Erdmagnetfeld kann in guter Näherung durch das einer homogen magnetisierten Kugel mit einem Dipol mit magnetischem Moment M im Zentrum angenähert werden. Auf Erdverhältnisse übertragen bedeutet dies eine Kugel, deren Dipolachse von Nord nach Süd verläuft, d.h. der Magnetpol auf der Nordhalbkugel ist ein (nordsuchender) magnetischer Südpol, der auf der Südhalbkugel ein (südsuchender) magnetischer Nordpol. Die Winkel β und θ sind die geomagnetische Breite und Polhöhe. Die Geomagnetischen (Achsen-)Pole (*dipole poles*) sind die Durchstoßpunkte dieses Ersatzdipols, der um ca. 10° (im Jahr 2015: $9,69^\circ$) gegen die Rotationsachse geneigt ist. Die magnetischen Nord- und Südpole (*dip poles*) sind die Orte, an denen die Inklination 90° beträgt. Sie sind nicht mit den geomagnetischen Polen identisch. Diese Abweichung liegt offensichtlich in den nicht dipolartigen Anteilen des Erdmagnetfelds begründet. An den magnetischen Polen, wo das Feld mit $B \approx 61,000 \text{ nT}$ ($H \approx 45 \text{ A}\cdot\text{m}^{-1}$) am stärksten ist, ist es hundertfach schwächer als ein Spielzeug-Hufeisenmagnet. Die Felder von Industriemagneten erreichen $B \approx 10^2 \text{ mT}$ ($\approx 10^5 \text{ A}\cdot\text{m}^{-1}$), Magnete in Teilchenbeschleunigern $B \approx 10^6 \text{ T}$ ($H \approx 10^6 \text{ A}\cdot\text{m}^{-1}$); $B \approx 10^2 \text{ T}$ ($H \approx 10^8 \text{ A}\cdot\text{m}^{-1}$) werden heute im Labor erreicht.

Das magnetische Potenzial V an einem Punkt r kann analog wie das Schwerepotenzial U_g in (4.9) als die Arbeit W definiert werden, welche gegen das Magnetfeld eines Pols der Polstärke p aufgebracht werden muss, um einen Einheitspol von r gegen das Feld nach unendlich zu verschieben. Wiederum gleicht hierbei die Änderung der (magnetischen) Energie dE_m der geleisteten Arbeit $-dW$:

$$dE_m(r) = -dW(r) = -\int_r^\infty B dr = \frac{\mu_0 p}{4\pi r} \quad (2)$$

Für das Potenzial einer homogen magnetisierten Kugel mit dem magnetischen Dipolmoment $\mathbf{M} = p\delta\mathbf{s}$ erhält man (wenn man $(\delta s)^2 \ll r^2$ vernachlässigt):

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{-p}{r_-} + \frac{p}{r_+} \right) = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{-p}{r + \frac{\delta s}{2} \cos(\theta)} + \frac{p}{r - \frac{\delta s}{2} \cos(\theta)} \right)$$

$$\therefore V = \frac{\mu_0}{4\pi} \left[\frac{p\delta s \cos \theta}{r^2 - \left(\frac{\delta s}{2} \cos \theta \right)^2} \right] \approx \frac{\mu_0}{4\pi r^2} \underbrace{(p\delta s)}_{\equiv \mathbf{M}} \cos(\theta) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\mathbf{M} \cdot \mathbf{r}}{r^3} \quad (3)$$

wobei der magnetische Dipol durch Pole der Stärke $\pm p$ im Abstand δs gekennzeichnet ist. Die radialen und azimuthalen Feldkomponenten B_r und B_θ erhält man aus den entsprechenden Ableitungen des Potenzials. Sie lauten in Polarkoordinaten:

$$B_r = -\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{\mu_0 M \cos(\theta)}{2\pi r^3} \quad (4.1)$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = \frac{\mu_0 M \sin(\theta)}{4\pi r^3} \quad (4.2)$$

Berücksichtigt man, dass für Polhöhe θ und magnetische Breite β gilt: $\beta = 90^\circ - \theta$, ergeben sich hieraus die in **(1)** definierten Komponenten des Erdmagnetfelds: Die nach innen gerichtete Radialkomponente $B_z = B_r$, die Horizontalkomponente $B_h = B_\theta$, die Inklination I sowie die Feldstärke (bzw. Totalintensität) B :

$$B_z = \frac{\mu_0}{2\pi} \frac{M}{r^3} \cos(\theta) = \frac{\mu_0}{2\pi} \frac{M}{r^3} \sin(\beta) \quad (5.1)$$

$$B_h = \frac{\mu_0}{2\pi} \frac{M}{r^3} \sin(\theta) = \frac{\mu_0}{2\pi} \frac{M}{r^3} \cos(\beta) \quad (5.2)$$

$$\tan(I) = \frac{B_z}{B_h} = 2 \cot(\theta) = 2 \tan(\beta) \quad (5.3)$$

$$B = \sqrt{B_z^2 + B_h^2} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^3} \times \sqrt{\underbrace{1 + 3 \cos^2(\theta)}_{= \sin^2(\theta) + \cos^2(\theta) + 3 \cos^2(\theta)}} \quad (5.4)$$

In der Nähe des magnetischen Äquators ($\beta < 15^\circ$) wächst die Inklination also doppelt so schnell wie die magnetische Breite ($\tan \beta \approx \beta$ für $\beta < 30^\circ$). Am magnetischen Pol ($\theta = 0^\circ$) und am Äquator ($\theta = 90^\circ$) verschwindet jeweils eine der beiden Komponenten:

$$\theta = 0^\circ \text{ und } \beta = 90^\circ: B_z^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \text{ und } B_h^{\text{Pol}} = 0 \quad (6.1)$$

$$\theta = 90^\circ \text{ und } \beta = 0^\circ: B_z^{\text{Pol}} = 0 \text{ und } B_h^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \quad (6.2)$$

Für den Erdradius $r = r_E$ ergeben sich die Verhältnisse an der Erd- bzw. Kugeloberfläche ($r_E = 6.37 \times 10^6$ m; $M = 7.75 \times 10^{22}$ A·m²; $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ N·A⁻² = $4\pi \times 10^{-7}$ V·s·A⁻¹·m⁻¹):

$$B_z^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0}{2\pi} \frac{M}{r_E^3} = \frac{4\pi \times 10^{-7}}{2\pi} \times \frac{7.75 \times 10^{22}}{(6.37 \times 10^6)^3} \approx 6.0078 \times 10^{-5} \text{ T} = 60,078 \text{ nT}$$

$$B_h^{\text{Äq}} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r_E^3} = \frac{4\pi \times 10^{-7}}{4\pi} \times \frac{7.75 \times 10^{22}}{(6.37 \times 10^6)^3} \approx 3.0039 \times 10^{-5} \text{ T} = 30,039 \text{ nT}$$

Somit beträgt der Maximalwert der Vertikalkomponente (am magnetischen Pol) das Doppelte des Maximalwerts der Horizontalkomponente (am magnetischen Äquator): $B_{r,Pol} = 2B_{\theta,Äquator}$.

Die Größe der Elemente des Erdmagnetfelds ändert sich entsprechend dem überwiegenden Dipolcharakter des Felds sowohl mit der Höhe h über der Erdoberfläche als auch mit der Breite. Für die Änderung mit der Höhe h bezieht man sich wie in $a_g(r) = a_g(r_E)(r_E^2/r^2)$ für die Gravitationsbeschleunigung auf den Wert B_0 an der Erdoberfläche, setzt $r = r_E + h$ und entwickelt die Potenz für $r = r_E$:

$$B(r_E + h) = B_0 \left(\frac{r_E}{r_E + h} \right)^3 = B_0 \left(\frac{1}{1 + h/r_E} \right)^3$$

$$\therefore B(r_E + h) = B_0 (1 + h/r_E)^{-3} \quad (7)$$

Entwicklung der Klammer in eine binomischen Potenzreihe ergibt:

$$B(r_E + h) \approx B_0 \left[1 - 3 \left(\frac{h}{r_E} \right) + 6 \left(\frac{h}{r_E} \right)^2 + \dots \right]$$

$$\therefore B(r_E + h) \approx B_0 \left[1 - 3 \left(\frac{h}{r_E} \right) \right] \quad (8)$$

Somit folgt für $h = 1$ km:

$$B(r_E + 10^3) \approx B_0 \left[1 - 3 \times \left(\frac{3000}{6.37 \times 10^6} \right) \right] = 0.998587 B_0$$

Die Feldstärke B_0 an der Erdoberfläche vermindert sich also um ca. 1/2‰ pro km Höhe. Dies gilt analog auch für B_h und B_z . Für die Änderungen mit der erdmagnetischen Breite gilt:

$$B_{z,\beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \sin(\beta) \right)$$

$$\therefore B_{z,\beta} = \frac{1}{r} \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \cos(\beta)$$

$$\therefore B_{z,\beta} = \frac{2}{r} \left[\underbrace{\frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \cos(\beta)}_{=B_h} \right]$$

$$\therefore B_{z,\beta} = \frac{2}{r} B_h \quad (9)$$

Für einen Punkt an der Erdoberfläche mit $B_h(r_E) = 20,000$ nT also nach **(5)** in etwa 50° Breite, gilt somit:

$$B_{z,\beta} = \frac{2B_h}{r_E} = \frac{2 \times 20,000}{6.37 \times 10^6} \approx 0.00628 \text{ nT/m} = 6.28 \text{ nT/km}$$

Die Änderungen mit der magnetischen Breite sind also etwa eine weitere GröÙeordnung kleiner als jene mit der Höhe. Die Änderung von Horizontalintensität B_h und die Gesamtfeldstärke B mit der Breite ergeben sich hierzu analog:

$$B_{h,\beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial B_h}{\partial \beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \cos(\beta) \right)$$

$$\therefore B_{h,\beta} = -\frac{1}{r} \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \sin(\beta)$$

$$\therefore B_{h,\beta} = -\frac{B_z}{2r} \quad (10.1)$$

$$B_\beta = \frac{1}{r} \frac{\partial B}{\partial \beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\sqrt{B_h^2 + B_z^2} \right)$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{2r} (B_h^2 + B_z^2)^{-1/2} \left[2B_h \frac{\partial B_h}{\partial \beta} + 2B_z \frac{\partial B_z}{\partial \beta} \right]$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{2r} (B_h^2 + B_z^2)^{-1/2} \left[2B_h \frac{\partial B_h}{\partial \beta} + 2B_z \frac{\partial B_z}{\partial \beta} \right]$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{2r} (B_h^2 + B_z^2)^{-1/2} \left[B_h \underbrace{\frac{1}{r} \frac{\partial B_h}{\partial \beta}}_{=-B_z/2r} + B_z \underbrace{\frac{1}{r} \frac{\partial B_z}{\partial \beta}}_{=2B_h/r} \right]$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{B} \times \left[B_h \times \left(-\frac{B_z}{2r} \right) + B_z \times \frac{2B_h}{r} \right]$$

$$\therefore B_\beta = \frac{3}{2} \frac{B_h B_z}{rB} = \frac{2B \sin(\theta) \cos(\theta)}{r(1 + 3 \cos^2(\theta))} \quad (10.2)$$

Tabelle 1 fasst die Variationen der einzelnen Komponenten des Erdmagnetfelds mit der Breite und der Höhe für eine mittlere geomagnetische Breite von 50°N zusammen. Man erkennt, dass die Änderungen klein sind gegen das Messsignal. Daher sind – anders als in der Gravimetrie – in der Regel keine Korrekturen für diese Effekte erforderlich.

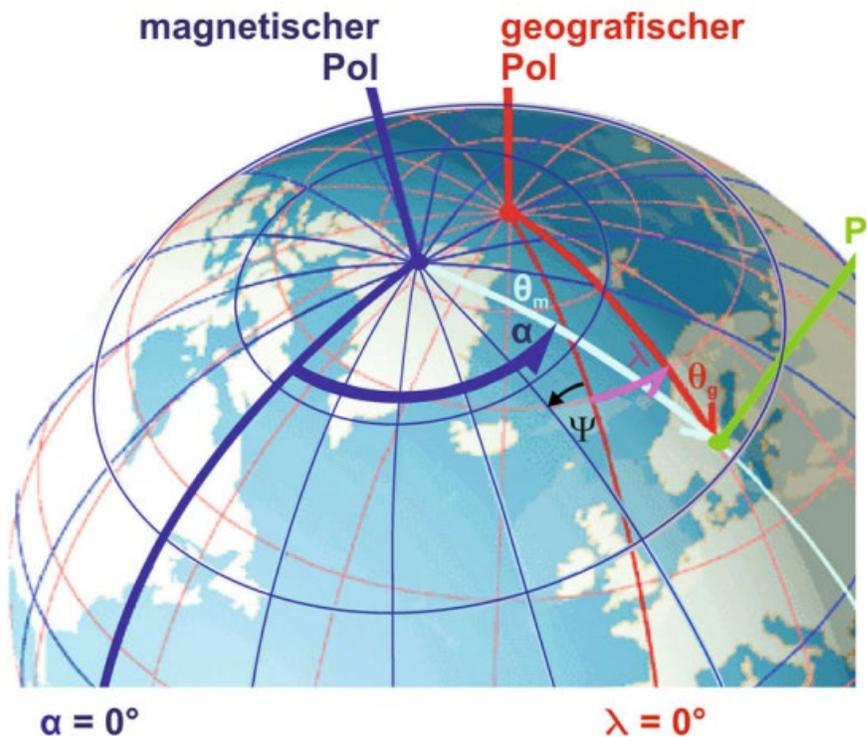
Tabelle 1. Änderungen der magnetischen Feldelemente B , B_h , und B_z mit der Höhe und der magnetischen Breite.

	Feldstärke (nT) (für $\beta = 50^\circ\text{N}$)	Feldänderung mit der Höhe (nT·km ⁻¹)	Feldänderung mit der Breite (nach Norden) (nT·km ⁻¹)
B	52,400	-24.7	4,40
B_h	20,300	-9.6	-3.79
B_z	48,300	-22.7	6.28

Tabelle 2. Geodätische Breite ϕ und Länge λ der Durchstoßpunkte der geomagnetischen Achsenpole B und A (dipole poles) in den Jahren 1965 und 2015, berechnet aus den ersten drei Termen der Kugelfunktionsentwicklung des Internationalen Geomagnetischen Referenzmodells (IGRF).

	Borealer (nördlicher) geomagnetischer Achsenpol B			Australer (südlicher) geomagnetischer Achsenpol A					
	Jahr	1965		2015	Jahr	1965	2015		
ϕ_B	1965	78.6°N	2015	80.4°N	ϕ_A	1965	79.0°S	2015	80.4°S
λ_B	1965	69.0°W (291.0°E)	2015	72.6°W (287.4°E)	λ_A	1965	110.0°E	2015	107.4°E

Abb. 4. Geografisches und geomagnetisches Koordinatensystem (Längen λ und α sowie Polhöhen θ mit Indices g und m) mit Polen, den Winkel Ψ zwischen den jeweiligen Meridianen sowie Längen und Polhöhen eines Punktes P (umgezeichnet mit Genehmigung des World Data Center for Geomagnetism, Kyoto: WDC 2008).



Die Durchstoßpunkte der Dipolachse hatten 1965 bzw. 2015 im Norden (südmagnetischer Pol B, von boreal) und im Süden (nordmagnetischer Pol A, von austral) die in Tabelle 2 aufgeführten geografischen Koordinaten.

Die Lage dieser als Durchstoßpunkte der Dipolachse an der Erdoberfläche definierten geomagnetischen Pole stimmt jedoch nicht mit jener der magnetischen Pole überein, welche durch $I = 90^\circ$ bestimmt ist. Entsprechend dem **Internationalen Geomagnetischen Referenzmodell** IGRF12 sind die geografischen Koordinaten der nördlichen bzw. südlichen Magnetpole der Erde 86.27°N und 159.18°W bzw. 64.26°S und 136.59°E . Darin kommt die Differenz zwischen dem aktuellen Erdmagnetfeld und seiner Näherung als reinem Dipolfeld zum Ausdruck.

Auf diesen Dipol bezieht man ein geomagnetische Koordinatensystem, welches über einfache Beziehungen mit dem geografischen Koordinatensystem zusammenhängt. Etwa 90% des Erdmagnetfelds können durch einen geozentrischen, um etwa 10° gegen die Rotationsachse geneigten Dipol erklärt werden. Die geomagnetischen Koordinaten, Breite β und Länge α , weichen von den geografischen ab. Der geomagnetische Äquator ist durch $\beta = 0$ definiert. Analog zur geografischen Länge wird auch die magnetische Länge α positiv nach Osten gerechnet, ausgehend vom Schnittpunkt des magnetischen Äquators mit dem geografischen Meridian, welcher den borealen magnetischen Achsenpol B enthält; ψ ist der Winkel zwischen geografischem und magnetischem Meridian (positiv nach Osten) (Abb. 4). Zwischen geografischen und geomagnetischen Koordinaten gelten die folgenden Beziehungen:

$$\sin(\beta) = \sin(\phi_B) \sin(\phi) + \cos(\phi_B) \cos(\phi) \cos(\lambda - \lambda_B) \quad (11.1)$$

$$\sin(\alpha) = \frac{\cos(\phi) \sin(\lambda - \lambda_B)}{\cos(\beta)} \quad (11.2)$$

$$\sin(\psi) = -\frac{\cos(\phi_B) \sin(\lambda - \lambda_B)}{\cos(\beta)} \quad (11.3)$$

Mit den geografischen Koordinaten des borealen geomagnetischen Achsenpols ϕ_B und λ_B für das Jahr 2015 ergibt sich aus:

$$\sin(\beta) = \sin(80.4^\circ) \sin(\phi) + \cos(80.4^\circ) \cos(\phi) \cos(\lambda - 287.4^\circ)$$

$$\therefore \sin(\beta) = 0.9860 \sin(\phi) + 0.1668 \cos(\phi) \cos(\lambda - 287.4^\circ) \quad (12.1)$$

$$\sin(\alpha) = \frac{\cos(\phi)\sin(\lambda - 287.4^\circ)}{\cos(\beta)} \quad (12.2)$$

$$\sin(\psi) = -\frac{\cos(80.4^\circ)\sin(\lambda - 287.4^\circ)}{\cos(\beta)}$$

$$\therefore \sin(\psi) = -\frac{0.1668\sin(\lambda - 287.4^\circ)}{\cos(\beta)} \quad (12.3)$$

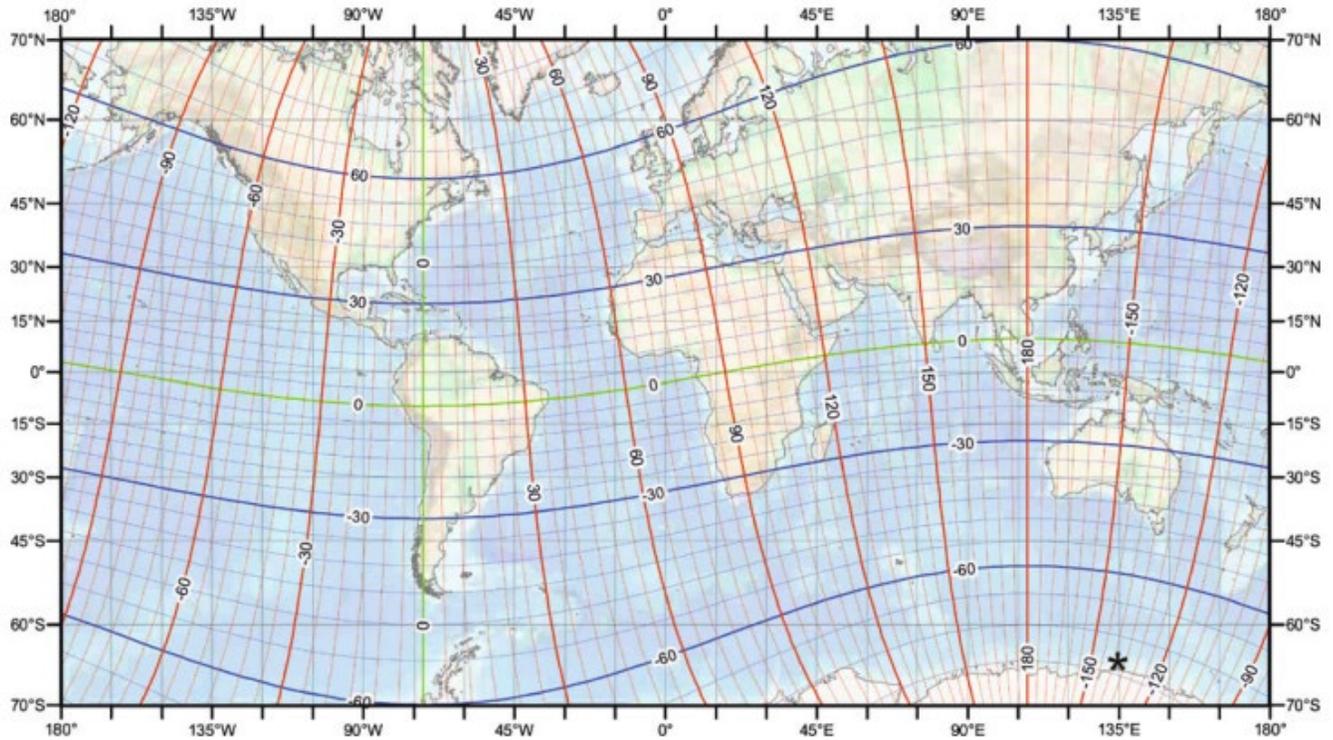
Wegen der Neigung der magnetischen Dipol- gegen die Rotationsachse der Erde können Orte mit sehr unterschiedlichen geografischen Breiten die gleiche geomagnetische Breite besitzen. Tabelle 3 stellt die sehr verschiedenen geografischen den recht ähnlichen magnetischen Breiten von New York und Aachen gegenüber und Abb. 5 das geomagnetische im Vergleich mit dem geografischen Koordinatensystem.

Die Deklination des Erdmagnetfelds (Abb. 3) wird auch als Missweisung bezeichnet und ist auf geografischen Karten mit einem Datum vermerkt, denn das Erdmagnetfeld ändert sich systematisch mit der Zeit. Man spricht daher von einer **Säkularvariation**. Diese drückt sich in der zeitlichen Änderung der magnetischen Feldkomponenten aus (Abb. 2 und 3) und ist deutlich an der Westdrift der Agone sowie an der Wanderung der Magnetpole erkennbar. Auch die Neigung des geomagnetischen Dipols gegen die Umdrehungsachse der Erde ändert sich mit der Zeit. Während sein Wert im Jahr 1550 noch etwa 4° betrug, stieg er seitdem bis etwa zum Jahr 1800 nahezu linear auf 11° an und schwankt seitdem zwischen 10° bis 12°.

Tabelle 3. Vergleich der geografischen Breite ϕ und Länge λ mit der magnetischen Breite β und Länge λ von New York und Aachen; ψ ist der Winkel zwischen dem geografischen und magnetischen Meridian im Jahr 2015.

Ort	Geografische Breite ϕ und Länge λ	Geomagnetische Breite β und Länge α	ψ
New York	$\phi = 40.75^\circ\text{N}$ $\lambda = 74.00^\circ\text{W}$ (286.0°E)	$\beta = 50.35^\circ\text{N}$ $\alpha = 1.66^\circ\text{W}$ (358.34°E)	0.4°
Aachen	$\phi = 50.78^\circ\text{N}$ $\lambda = 6.08^\circ\text{E}$	$\beta = 51.68^\circ\text{N}$ $\alpha = 88.90^\circ\text{E}$	-15.3°

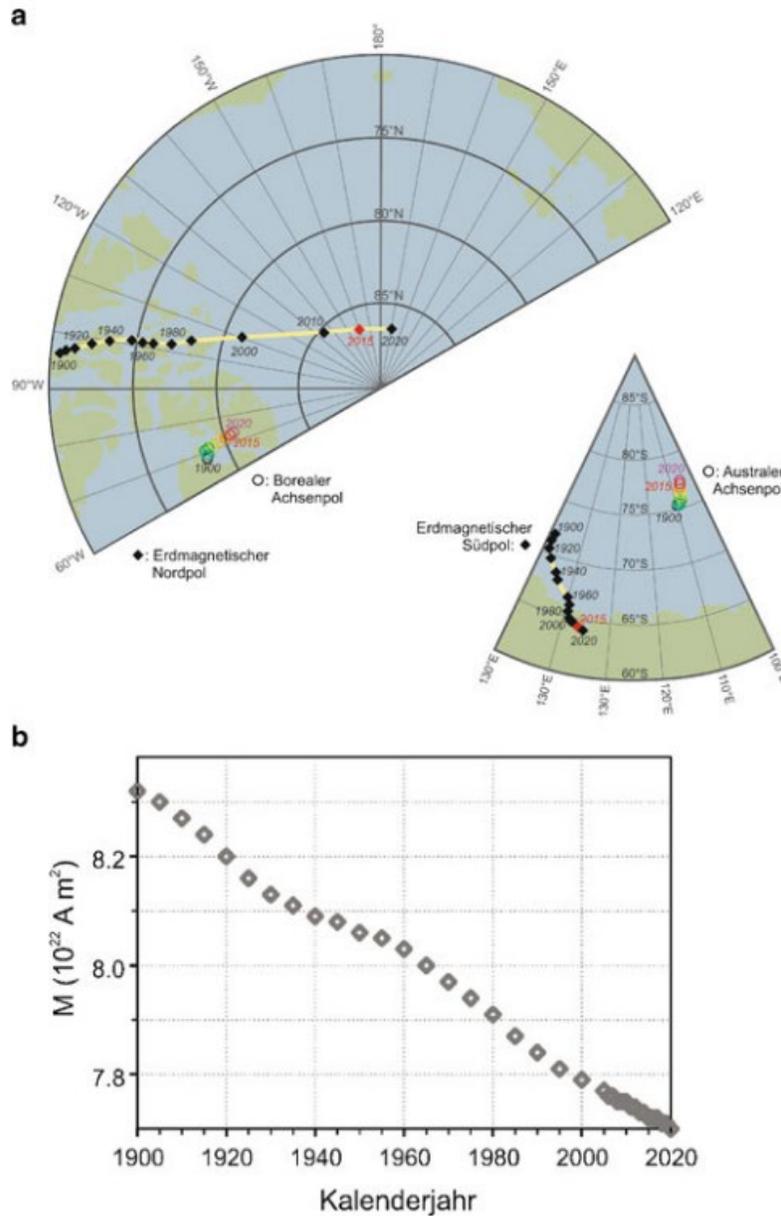
Abb. 5. Geomagnetische Koordinaten: Breite β (blau) und Länge α (rot) in Intervallen von 5° für die Epoche 2015.0; grün: magnetischer Äquator; *: magnetischer Südpol; Mercator-Projektion (Chulliat et al., 2015).



Seit der ersten Vermessung des magnetischen Nordpols durch den Polarforscher James Clark Ross am 31. Mai 1831 hat dieser bis heute eine bemerkenswerte Norddrift von mehr als 1000 km erfahren; auch die Wanderung des Südpols ist seit über 100 Jahren dokumentiert (Abb. 6a). In den Jahren 1900 – 1990 wanderten die beiden Erdmagnetpole mit Geschwindigkeiten von $1 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$ – $17 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$. Danach beschleunigte sich die Bewegung des magnetischen Nordpols auf bis zu knapp $58 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$ im Jahr 2000, während sich jene des magnetischen Südpols auf $5 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$ verlangsamte. Auf der Grundlage von Berechnungen, die auf der Kugelfunktionsanalyse von Satelliten-Messdaten des Erdmagnetfelds beruhen (siehe Absch. 5.2.3), wird eine Fortsetzung der linearen Wanderung der magnetischen Nordpols nach NNW in Richtung der sibirischen „Nordland“-Inselgruppe Sewernaja Samlja vorhergesagt.

Auch das magnetische Dipolmoment des Erdmagnetfelds erfährt eine Säkularvariation. Seit seiner ersten Bestimmung zu $M = 8.5 \times 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ im Jahr 1839 durch Gauß hat es bis 2015 kontinuierlich auf $M = 7.72 \times 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ und somit um insgesamt rund 8% abgenommen. Die Gründe für diese Langzeitvariationen liegen in der Natur der feldzeugenden Geodynamos, insbesondere in den zeitlichen Änderungen der Konvektionssysteme in äußeren Erdkern.

Abb. 6. Säkularvariation des Erdmagnetfelds: (a) Wanderung der erdmagnetischen Nord- und Südpole von 1820 bzw. 1900 bis 2015 sowie der geomagnetischen Achsenpole von 1900 bis 2015 (in beiden Fällen extrapoliert bis 2020). Derzeit wandern die Pole etwa 40 km pro Jahr in nordwestlicher Richtung (nach WDC 2015); (b) Abnahme des geomagnetischen Dipolmoments M im 20. Jahrhundert um ca. $5 \times 10^{21} \text{ A} \cdot \text{m}^2$.



1. Componentes e estrutura do campo magnético terrestre

Na descrição do campo magnético da Terra, utilizam-se a intensidade de campo B (também denotada como F ou T), a componente horizontal B_h (também denotada B_θ ou H) e a componente vertical B_z (ou Z ; positiva para baixo). B_x e B_y são as componentes horizontais no sistema de coordenadas geográficas. A **declinação** D é o ângulo entre a componente horizontal B_h e o norte verdadeiro (positiva para o leste) ao passo que a **inclinação** I é o ângulo entre a horizontal e o vetor campo magnético (positiva para baixo). A Figura 1 ilustra os referidos elementos do campo magnético terrestre. As seguintes relações aplicam-se aos diferentes componentes:

$$B = \sqrt{B_h^2 + B_z^2} = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (1.1)$$

$$B_h = B_\theta = B \cos(I) \quad (1.2)$$

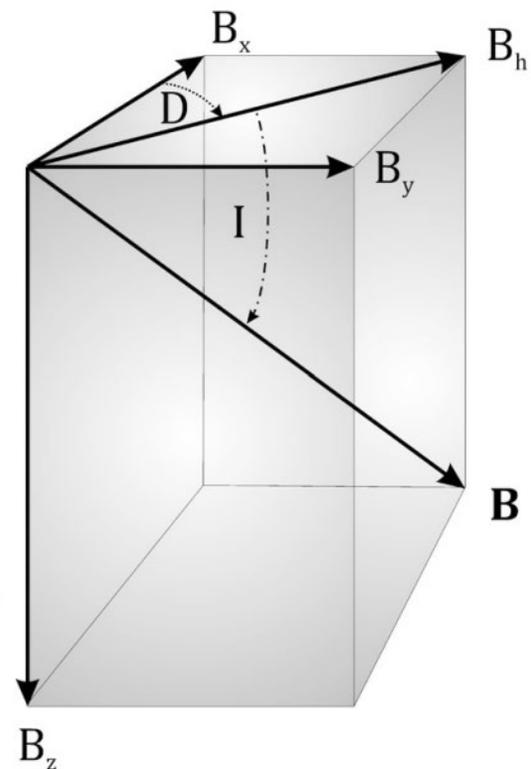
$$B_z = B_r = B \sin(I) = B_h \tan(I) \quad (1.3)$$

$$B_x = B_h \cos(D) \quad (1.4)$$

$$B_y = B_h \sin(D) \quad (1.5)$$

A distribuição do campo magnético na superfície terrestre é descrita por isolinhas especiais: as **isodinâmicas** são linhas de igual intensidade da componente estudada, seja ela o campo geral B , a componente horizontal B_h , a componente vertical B_z , a componente norte B_x ou a componente leste B_y . As **isoclínicas** são linhas de mesma inclinação; em mapas de isoclínicas, atribui-se a inclinação $I = 0^\circ$ ao Equador magnético. As **isogônicas** são linhas de mesma declinação; em mapas de isogônicas, atribui-se a declinação $D = 0^\circ$ à linha agônica. As Figuras 2 e 3 [pp. 3 e 4 desse documento] mostram a intensidade total B (nT) e a declinação do campo magnético terrestre para a época 2015.0 juntamente com as respectivas variações anuais dB/dt ($\text{nT}\cdot\text{a}^{-1}$) e dD/dt ($^\circ\text{a}^{-1}$). Essas mudanças temporais documentam a chamada **variação secular** do campo magnético terrestre e sua deriva para oeste.

Fig. 1. Os elementos do campo geomagnético vetorial B : B_z e B_h são as componentes vertical (voltada para baixo) e horizontal (voltada para o norte magnético); B_h é também denominado Meridiano magnético. B_x e B_y apontam para norte e oeste, respectivamente. D e I são os vetores declinação e inclinação.



O campo magnético da Terra pode ser representado por uma esfera homoganeamente magnetizada com um dipolo central de momento M . Em maior detalhe, tem-se uma esfera cujo eixo dipolar é orientado de norte para sul – isto é, o polo magnético no hemisfério norte é um polo sul magnético (com deriva para o norte) ao passo que o polo magnético do hemisfério sul é um polo norte magnético (com deriva para o sul). Os ângulos β e θ são a latitude geomagnética e a elevação de polo. Os polos geomagnéticos do dipolo (*dipole poles*) definem um eixo inclinado em cerca de 10° relativamente ao eixo de rotação da Terra (em 2015: $\sim 9.69^\circ$). Os polos magnéticos sul e norte (*dip poles*) são os locais onde a inclinação é igual a 90 graus. Estes não são idênticos aos polos geomagnéticos, e tal disparidade é obviamente atribuída às componentes não-dipolares do campo magnético terrestre. Nos polos magnéticos terrestres, onde a intensidade de campo atinge seu maior valor, registra-se intensidade $B \approx 61,000$ nT ($H \approx 45$ A·m⁻¹), a qual é centenas de vezes menor que a intensidade oferecida por um ímã-ferradura de brinquedo. Ímãs industriais podem alcançar $B \approx 10^2$ mT ($H \approx 10^5$ A·m⁻¹); ímãs de aceleradores de partículas atingem $B \approx 10^0$ T ($H \approx 10^6$ A·m⁻¹); campos com $B \approx 10^2$ T ($H \approx 10^5$ A·m⁻¹) já foram obtidos em laboratório.

O potencial magnético V em um ponto r pode ser definido de modo análogo ao potencial gravitacional U_g apresentado na equação (4.9) [Pág. 144]; trata-se do trabalho W que deve ser aplicado contra um campo magnético de intensidade polar p de modo a deslocar um *Einheitspol* [polo unitário] de r até o infinito. A variação em energia (magnética) dE_m é igual ao trabalho incremental $-dW$:

$$dE_m(r) = -dW(r) = -\int_r^\infty B dr = \frac{\mu_0 p}{4\pi r} \quad (2)$$

Para o potencial de uma esfera homogênea magnetizada com momento de dipolo $M = p\delta s$ obtemos (sendo $(\delta s)^2 \ll r^2$):

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{-p}{r_-} + \frac{p}{r_+} \right) = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{-p}{r + \frac{\delta s}{2} \cos(\theta)} + \frac{p}{r - \frac{\delta s}{2} \cos(\theta)} \right)$$

$$\therefore V = \frac{\mu_0}{4\pi} \left[\frac{p\delta s \cos \theta}{r^2 - \left(\frac{\delta s}{2} \cos \theta \right)^2} \right] \approx \frac{\mu_0}{4\pi r^2} \underbrace{(p\delta s)}_{=M} \cos(\theta) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\mathbf{M} \cdot \mathbf{r}}{r^3} \quad (3)$$

onde o dipolo magnético é caracterizado por polos de intensidade $\pm p$ a uma distância δs . As componentes radial e azimutal B_r e B_θ são obtidas através das derivadas do potencial; em coordenadas polares, temos:

$$B_r = -\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{\mu_0 M \cos(\theta)}{2\pi r^3} \quad (4.1)$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = \frac{\mu_0 M \sin(\theta)}{4\pi r^3} \quad (4.2)$$

Consideramos θ como a elevação de polo e $\beta = 90^\circ - \theta$ como a latitude magnética. Seguindo **(1)**, definimos como componentes do campo magnético terrestre a componente radial $B_r = B_z$; a componente horizontal $B_h = B_\theta$; a inclinação I ; e a força de campo ou intensidade total B , obtemos as seguintes relações:

$$B_z = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \cos(\theta) = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \sin(\beta) \quad (5.1)$$

$$B_h = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \sin(\theta) = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \cos(\beta) \quad (5.2)$$

$$\tan(I) = \frac{B_z}{B_h} = 2 \cot(\theta) = 2 \tan(\beta) \quad (5.3)$$

$$B = \sqrt{B_z^2 + B_h^2} = \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \times \sqrt{\underbrace{1 + 3 \cos^2(\theta)}_{= \sin^2(\theta) + \cos^2(\theta) + 3 \cos^2(\theta)}} \quad (5.4)$$

Nas cercanias do Equador magnético ($\beta < 15^\circ$) a inclinação cresce duas vezes mais rápido que a latitude magnética ($\tan \beta \approx \beta$ para $\beta < 30^\circ$). No polo magnético ($\theta = 0^\circ$) e no Equador ($\theta = 90^\circ$) uma das componentes desaparece:

$$\theta = 0^\circ \text{ e } \beta = 90^\circ: B_z^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \text{ e } B_h^{\text{Pol}} = 0 \quad (6.1)$$

$$\theta = 90^\circ \text{ e } \beta = 0^\circ: B_z^{\text{Pol}} = 0 \text{ e } B_h^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \quad (6.2)$$

Para o raio terrestre $r = r_E$ têm-se as seguintes relações para a superfície da Terra/esfera ($r_E = 6.37 \times 10^6$ m; $M = 7.75 \times 10^{22}$ A·m²; $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ N·A⁻² = $4\pi \times 10^{-7}$ V·s·A⁻¹·m⁻¹):

$$B_z^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{2\pi r_E^3} = \frac{4\pi \times 10^{-7}}{2\pi} \times \frac{7.75 \times 10^{22}}{(6.37 \times 10^6)^3} \approx 6.0078 \times 10^{-5} \text{ T} = 60,078 \text{ nT}$$

$$B_h^{\text{Eq}} = \frac{\mu_0 M}{4\pi r_E^3} = \frac{4\pi \times 10^{-7}}{4\pi} \times \frac{7.75 \times 10^{22}}{(6.37 \times 10^6)^3} \approx 3.0039 \times 10^{-5} \text{ T} = 30,039 \text{ nT}$$

Portanto, o valor máximo da componente vertical (no polo magnético) é o dobro do valor máximo da componente horizontal (no Equador magnético): $B_{r,Pol} = 2B_{\theta,Eq}$.

Devido ao caráter predominantemente dipolar do campo terrestre, a magnitude dos elementos geomagnéticos terrestres varia com a altura h acima da superfície e com a latitude β . Para a variação com a altura h , lançamos mão da analogia $a_g(r) = a_g(r_E)(r_E^2/r^2)$ referente ao campo magnético [Pág. 145], fazemos $r = r_E + h$ e desenvolvemos a seguinte expressão:

$$B(r_E + h) = B_0 \left(\frac{r_E}{r_E + h} \right)^3 = B_0 \left(\frac{1}{1 + h/r_E} \right)^3$$

$$\therefore B(r_E + h) = B_0 (1 + h/r_E)^{-3} \quad (7)$$

Expandindo a expressão em parênteses como uma série de potências, vem:

$$B(r_E + h) \approx B_0 \left[1 - 3 \left(\frac{h}{r_E} \right) + 6 \left(\frac{h}{r_E} \right)^2 + \dots \right]$$

$$\therefore B(r_E + h) \approx B_0 \left[1 - 3 \left(\frac{h}{r_E} \right) \right] \quad (8)$$

De modo que, para $h = 1$ km:

$$B(r_E + 10^3) \approx B_0 \left[1 - 3 \times \left(\frac{3000}{6.37 \times 10^6} \right) \right] = 0.998587 B_0$$

Vê-se que a intensidade de campo B_0 na superfície terrestre decresce a uma taxa de aproximadamente 1/2‰ por quilômetro de elevação. De modo análogo, isso se aplica também a B_h e B_z . Para a variação com latitude geomagnética, temos:

$$B_{z,\beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \sin(\beta) \right)$$

$$\therefore B_{z,\beta} = \frac{1}{r} \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \cos(\beta)$$

$$\therefore B_{z,\beta} = \frac{2}{r} \left[\underbrace{\frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \cos(\beta)}_{=B_h} \right]$$

$$\therefore B_{z,\beta} = \frac{2}{r} B_h \quad (9)$$

Para um ponto na superfície terrestre com $B_h(r_E) = 20,000$ nT e latitude de aproximadamente 50° , temos, substituindo nas equações (5):

$$B_{z,\beta} = \frac{2}{r_E} B_h = 2 \times \frac{20,000}{6.37 \times 10^6} = 0.00628 \text{ nT} \cdot \text{m}^{-1} = 6.28 \text{ nT} \cdot \text{km}^{-1}$$

Portanto, a variação de campo com latitude magnética é aproximadamente uma ordem de magnitude menor que a variação com elevação. De modo análogo, as variações com latitude para o campo horizontal B_h e a intensidade total B são dadas por:

$$B_{h,\beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial B_h}{\partial \beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \cos(\beta) \right)$$

$$\therefore B_{h,\beta} = -\frac{1}{r} \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} \sin(\beta)$$

$$\therefore B_{h,\beta} = -\frac{B_z}{2r} \quad (10.1)$$

$$B_\beta = \frac{1}{r} \frac{\partial B}{\partial \beta} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\sqrt{B_h^2 + B_z^2} \right)$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{2r} (B_h^2 + B_z^2)^{-1/2} \left[2B_h \frac{\partial B_h}{\partial \beta} + 2B_z \frac{\partial B_z}{\partial \beta} \right]$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{2r} (B_h^2 + B_z^2)^{-1/2} \left[2B_h \frac{\partial B_h}{\partial \beta} + 2B_z \frac{\partial B_z}{\partial \beta} \right]$$

$$\therefore B_\beta = \frac{1}{2r} (B_h^2 + B_z^2)^{-1/2} \left[B_h \underbrace{\frac{1}{r} \frac{\partial B_h}{\partial \beta}}_{=-B_z/2r} + B_z \underbrace{\frac{1}{r} \frac{\partial B_z}{\partial \beta}}_{=2B_h/r} \right]$$

$$\therefore B_{\beta} = \frac{1}{B} \times \left[B_h \times \left(-\frac{B_z}{2r} \right) + B_z \times \frac{2B_h}{r} \right]$$

$$\therefore B_{\beta} = \frac{3}{2} \frac{B_h B_z}{rB} = \frac{2B \sin(\theta) \cos(\theta)}{r(1 + 3\cos^2(\theta))} \quad (10.2)$$

A **Tabela 1** sumariza as variações de componentes individuais do campo geomagnético com relação a latitude e altitude para $\beta = 50^\circ$. Vê-se que as variações são pequenas se comparadas com o sinal de medição. Portanto – ao contrário do que ocorre em gravimetria –, geralmente não são necessárias correções para tais efeitos.

Tabela 1. *Variação dos elementos de campo B, B_h, e B_z com altitude e latitude magnética.*

	Intensidade de campo (nT) (para $\beta = 50^\circ\text{N}$)	Variação com altitude (nT·km ⁻¹)	Variação com latitude (para o norte) (nT·km ⁻¹)
B	52,400	-24.7	4.40
B _h	20,300	-9.6	-3.79
B _z	48,300	-22.7	6.28

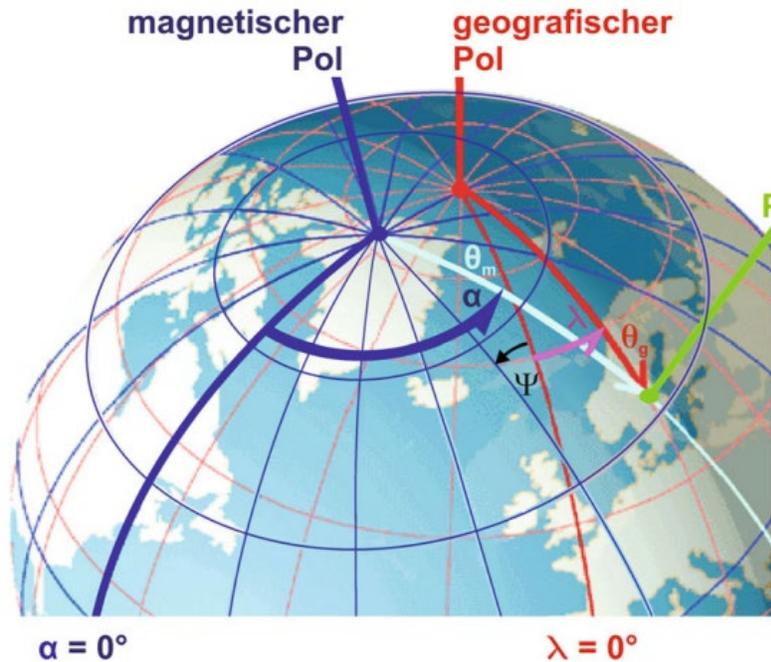
Em 1965 e 2015, os pontos de interseção do eixo do dipolo ao norte (polo magnético sul B, boreal) e ao sul (polo magnético norte A, austral) tinham as respectivas coordenadas listadas na **Tabela 2**.

Tabela 2. *Latitude (ϕ) e longitude (λ) geomagnéticas dos pontos de interseção dos polos B e A [dipole poles] nos anos 1965 e 2015; valores calculados a partir dos três primeiros termos do desenvolvimento de funções esféricas fornecidas no Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF).*

	Polo geomagnético B, boreal (mais ao norte)			Polo geomagnético A, austral (mais ao sul)	
Ano	1965	2015	Ano	1965	2015
ϕ_B	78.6°N	80.4°N	ϕ_A	79.0°S	80.4°S
λ_B	69.0°W (291.0°E)	72.6°W (287.4°E)	λ_A	110.0°E	107.4°E

No entanto, as localizações de tais pontos de interseção, definidas como os pontos de interseção do eixo dipolar com a superfície terrestre, não coincidem com as localizações dos polos geomagnéticos, que são determinadas por $I = 90^\circ$. De acordo com o **Campo de Referência Geomagnético Internacional IGRF12**, as coordenadas geográficas do polo norte são 86.27°N, 159.18°W; as coordenadas geográficas do polo sul são 64.26°S, 136.59°E. Isso evidencia a diferença entre o campo geomagnético atual e sua aproximação como um campo dipolar puro.

Figura 4. Sistemas de coordenadas geográficas e geomagnéticas (longitudes λ e α ; elevações de polo θ com índices g e m) com os respectivos polos. O ângulo Ψ entre os respectivos meridianos é evidenciado; mostram-se ainda as longitudes e elevações de polo para um ponto arbitrário P. (© Springer e WDC, 2008).



A esse dipolo podemos associar um sistema de coordenadas geomagnéticas, e, através de expressões simples, relacioná-lo a um sistema de coordenadas geográficas. Cerca de 90% do campo geomagnético pode ser explicado com o uso de um dipolo geocêntrico inclinado em aproximadamente 10° relativamente ao eixo de rotação. As coordenadas geomagnéticas, latitude β e longitude α , desviam-se das coordenadas geográficas. O Equador geomagnético é definido por $\beta = 0^\circ$. A longitude magnética α é positiva na direção leste (analogamente à longitude geográfica) e origina-se na interseção entre o Equador magnético e o meridiano geográfico que contém o eixo do polo magnético boreal B ; ψ é o ângulo entre meridianos geográficos e magnéticos (positivo para oeste) (Figura 4). Temos as seguintes relações entre coordenadas geográficas e magnéticas:

$$\sin(\beta) = \sin(\phi_B) \sin(\phi) + \cos(\phi_B) \cos(\phi) \cos(\lambda - \lambda_B) \quad (11.1)$$

$$\sin(\alpha) = \frac{\cos(\phi) \sin(\lambda - \lambda_B)}{\cos(\beta)} \quad (11.2)$$

$$\sin(\psi) = -\frac{\cos(\phi_B) \sin(\lambda - \lambda_B)}{\cos(\beta)} \quad (11.3)$$

Com as coordenadas ϕ_B e λ_B dos polos boreais para o ano 2015, temos

$$\sin(\beta) = \sin(80.4^\circ)\sin(\phi) + \cos(80.4^\circ)\cos(\phi)\cos(\lambda - 287.4^\circ)$$

$$\therefore \sin(\beta) = 0.9860\sin(\phi) + 0.1668\cos(\phi)\cos(\lambda - 287.4^\circ) \quad (12.1)$$

$$\sin(\alpha) = \frac{\cos(\phi)\sin(\lambda - 287.4^\circ)}{\cos(\beta)} \quad (12.2)$$

$$\sin(\psi) = -\frac{\cos(80.4^\circ)\sin(\lambda - 287.4^\circ)}{\cos(\beta)}$$

$$\therefore \sin(\psi) = -\frac{0.1668\sin(\lambda - 287.4^\circ)}{\cos(\beta)} \quad (12.3)$$

Devido ao desvio subtendido entre o eixo dipolar magnético e o eixo de rotação da Terra, locais com latitudes geográficas muito diferentes podem acabar tendo a mesma latitude geomagnética. A Tabela 3 compara as cidades de Nova York e Aachen, as quais têm latitudes geográficas muito distintas mas latitudes geomagnéticas muito similares; a Figura 5 fornece uma comparação dos sistemas de coordenadas geomagnético e geográfico.

Figura 5. Latitude β (azul) e longitude α (vermelho) em intervalos de 5° para a época 2015.0; verde: Equador magnético; “*” denota o polo sul magnético; Projeção de Mercator (2015) (Chulliat et al., 2015).

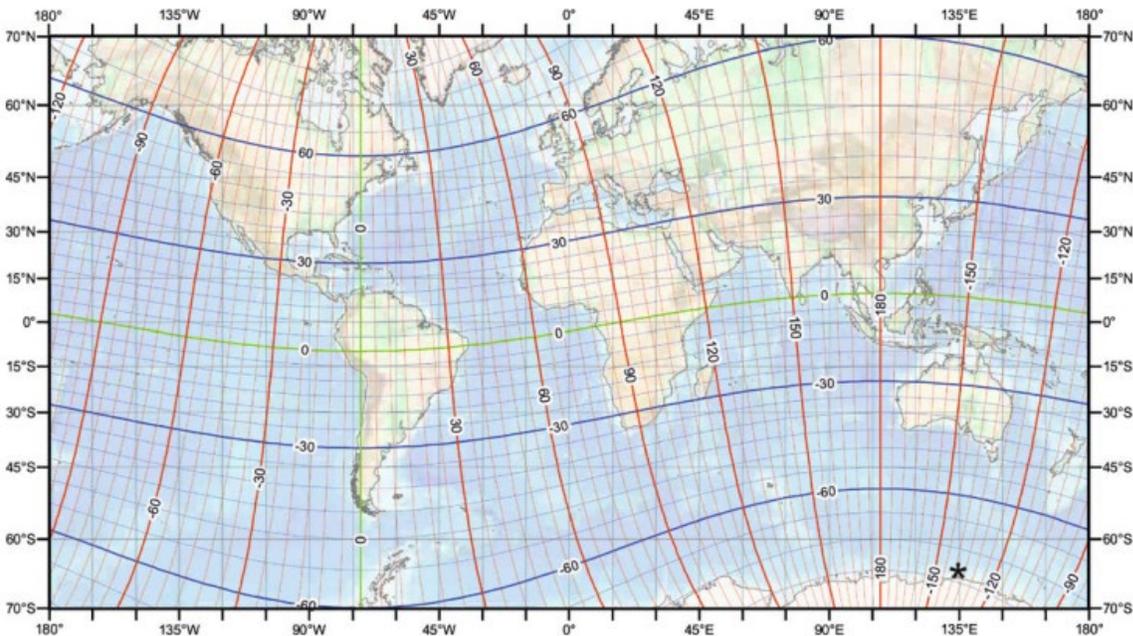
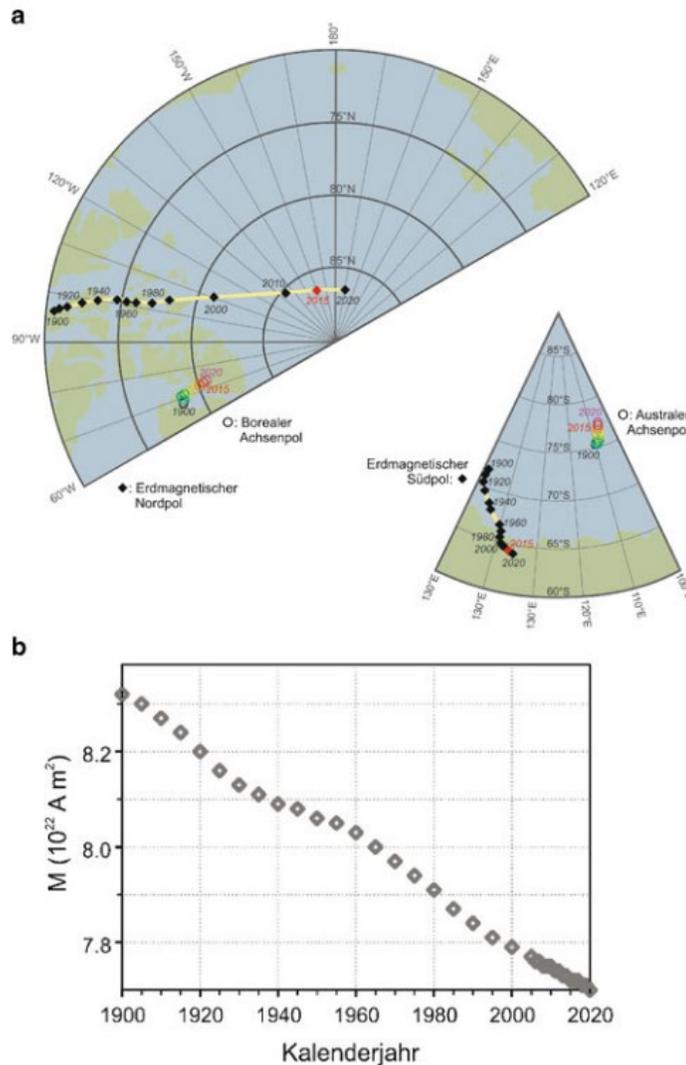


Tabela 3. Comparação entre latitude ϕ e longitude λ geográficas/latitude β e longitude λ magnéticas para Nova York e Aachen; ψ é o ângulo entre meridianos geográficos e magnéticos no ano de 2015.

Ort	Latitude ϕ e longitude λ geográficas	Latitude β e longitude α magnéticas	ψ
Nova York	$\phi = 40.75^\circ\text{N}$ $\lambda = 74.00^\circ\text{W}$ (286.0°E)	$\beta = 50.35^\circ\text{N}$ $\alpha = 1.66^\circ\text{W}$ (358.34°E)	0.4°
Aachen	$\phi = 50.78^\circ\text{N}$ $\lambda = 6.08^\circ\text{E}$	$\beta = 51.68^\circ\text{N}$ $\alpha = 88.90^\circ\text{E}$	-15.3°

Figura 6. Variação secular dos polos magnéticos. (a) Deriva do polo norte de 1820 a 2015 e do polo sul de 1900 a 2015 (com extrapolações até 2020 em ambos os casos). Atualmente os polos estão se deslocando cerca de 40 km por ano na direção noroeste (WDC, 2015). (b) Queda de aproximadamente $5 \times 10^{21} \text{ A} \cdot \text{m}^2$ no momento de dipolo geomagnético nos últimos 100 anos. (Dados: WDC, 2015).



O campo magnético da Terra varia sistematicamente ao longo do tempo. É por isso que, em mapas, a declinação do campo magnético terrestre (Figura 3) não raro aparece denotada com uma data. A variação temporal das componentes do campo geomagnético (Figuras 2 e 3) é conhecida como *variação secular* e tem relação direta com fenômenos como a deriva para oeste da linha agônica ou a migração dos polos magnéticos. O ângulo de inclinação entre o eixo dipolar geomagnético e o eixo de rotação da Terra também varia com o tempo; este era aproximadamente igual a 4° em 1550, cresceu de modo quase linear para 11° em 1800 e desde então tem oscilado entre 10° e 12° .

Desde a primeira sondagem do polo norte magnético pelo cientista polar James Clark Ross em 31 de Maio de 1831, o polo geomagnético norte experimentou uma formidável deriva para o norte, a qual excede 1000 km; a migração do polo sul também tem sido documentada há mais de 100 anos (Figura 6). No período 1900 – 1990, os dois polos magnéticos terrestres deslocaram-se a velocidades de $1 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$ a $17 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$. Desde então, o movimento do polo magnético norte acelerou-se para quase $58 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$ em 2000 ao passo que o polo sul desacelerou para $5 \text{ km}\cdot\text{a}^{-1}$. Cálculos com base na análise de dados do campo magnético terrestre por meio de funções esféricas sugerem que a migração nor-noroeste do polo norte magnético, em direção ao arquipélago siberiano de Severnaya Zemlya, deve continuar.

O momento de dipolo magnético do campo geomagnético também está sujeito à variação secular. Desde que Gauss estimou seu valor $M = 8.5 \times 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ em 1839, este tem decrescido continuamente e atingiu $M = 7.72 \times 10^{22} \text{ A}\cdot\text{m}^2$ em 2015, o que implica uma redução de aproximadamente 8%. As razões para tais variações de longo prazo residem no comportamento do geodínamo terrestre, em particular as variações temporais em sistemas de convecção do núcleo externo.

▲ **Termos importantes**

■ **Deklination e Inklination** (“Declinação” e “inclinação”): A declinação é o ângulo entre a componente horizontal B_h do campo geomagnético e o norte verdadeiro (positiva para oeste). A inclinação é o ângulo entre a horizontal e o vetor campo magnético B (positiva para baixo).

■ **Isodinamen, Isoklinien e Isogonen** (“Isodinâmica,” “isoclínica” e “isogônica”): Isodinâmicas são linhas de igual intensidade da componente geomagnética estudada. Isoclínicas são linhas de igual inclinação. Isogônicas são linhas de igual declinação.

■ **Säkularvariation** (“Variação secular”): Termo amplo que define o caráter mutável do campo geomagnético no decurso do tempo geológico. O deslocamento dos polos magnéticos [*Wanderung der Magnetpole*] é um exemplo de manifestação observável da variação secular.

■ **Internationalen Geomagnetischen Referenzmodell – IGRF** (“Campo de referência geomagnético internacional – IGRF”): Modelo padronizado do campo magnético terrestre e sua variação secular. O IGRF foi inicialmente publicado pela Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia em 1965 e a versão mais recente foi disponibilizada em dezembro de 2009.



A **Lotka** oferece uma variedade de serviços de tradução, revisão e composição.

www.lotkatranslation.com



Tradução técnica

Traduzimos artigos, manuscritos e outros gêneros textuais em 8 idiomas.



Revisão técnica

Melhoramos a qualidade gramatical e estilística do seu documento.



Jargão e terminologia

Dominamos as terminologias e jargões de diversas áreas de engenharia e ciências naturais.



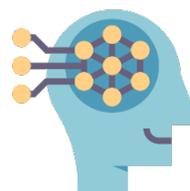
Edição de referências bibliográficas

Preparamos listas de referências em 4 padrões diferentes (ABNT, Harvard, APA, MLA).



Edição de expressões matemáticas

Preparamos as equações, reações químicas, tabelas e outros elementos especiais do seu documento.



Revisão de documentos gerados por inteligência artificial

Tecnologias de inteligência artificial generativa são ainda incipientes e propensas a erro. A Lotka pode melhorar a qualidade técnica de textos gerados ou traduzidos por IA.