

Geomagnetismo

Dr. Francisco Ruiz (*)

fruiz@unsj-cuim.edu.ar

(*) **Instituto Geofísico Sismológico “Ing. F. Volponi”**
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Universidad Nacional de San Juan - Argentina

Apunte de Cátedra: Geofísica Aplicada
Carrera: Ingeniería en Agrimensura

Páginas: 21

Prospección Magnetométrica

Dr. Francisco Ruiz

El Campo Magnético de la Tierra

Numerosos estudios sobre el campo magnético de la Tierra, cuyos antecedentes se remontan a más de 4 siglos, han permitido establecer que su intensidad es de carácter vectorial, en primera aproximación, se puede considerar el campo magnético terrestre "cmt" como el de una esfera magnetizada según un eje inclinado respecto al eje de rotación unos 11.5° y cuyo momento magnético es del orden de $8.3 \cdot 10^{25}$ cgs ($m=8.3 \cdot 10^{22}$ A m²).

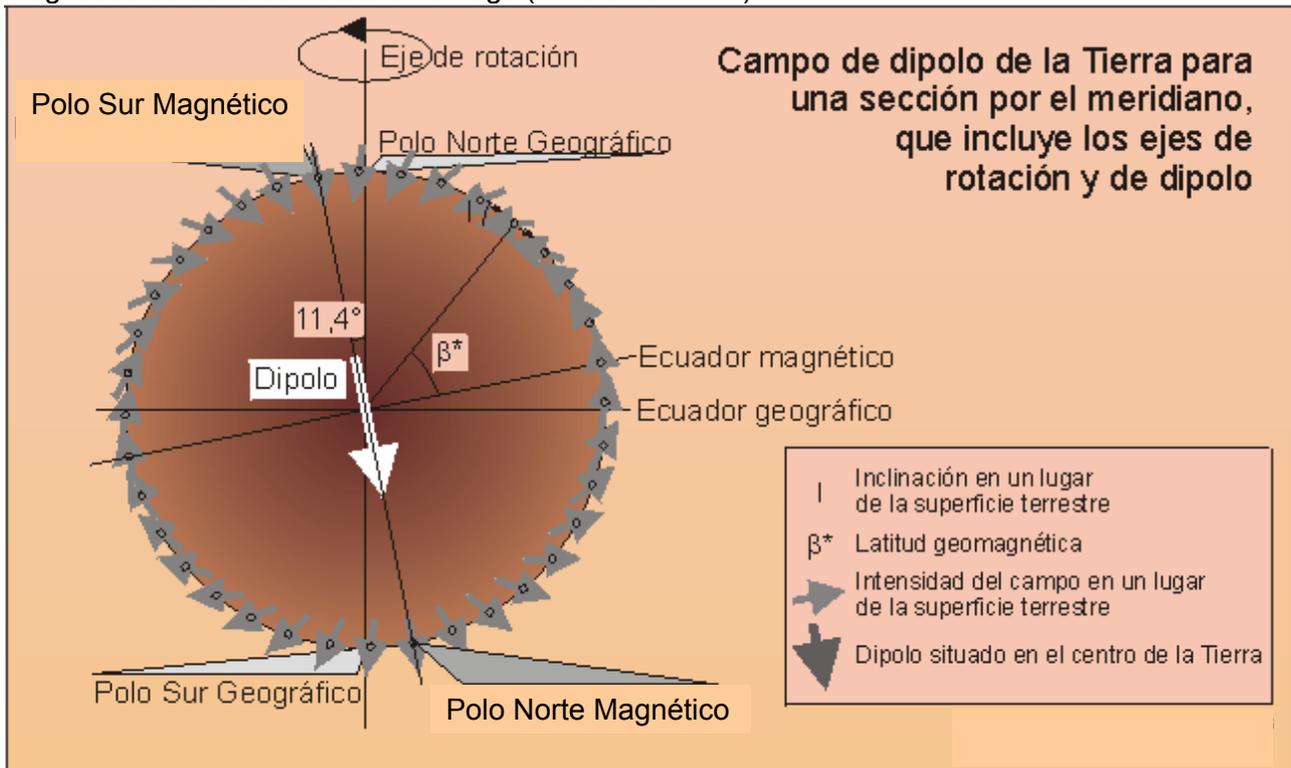


Figura 1: El campo magnético terrestre.

La ley que controla la atracción magnética (Ley de Coulomb) es la misma que gobierna la atracción gravimétrica. Luego, los problemas de interpretación magnética pueden manipularse como una simple adaptación de las relaciones que se aplican en trabajos gravimétricos (Heiland, 1946).

La magnetometría aplicada tiene como objetivo primario la identificación y descripción de cambios espaciales en el campo magnético de la tierra.

El Campo Normal De La Tierra

En el estudio del cmt se considera la intensidad del campo " $T=F$ " referida a un sistema de ejes coordenados rectangulares (Figura 1) en el que el eje x es horizontal y dirigido al Norte geográfico, y es también horizontal y dirigido hacia el Este y el z es vertical y dirigido hacia abajo. Los vectores correspondientes en cada dirección se denominan: norte X , este Y , vertical Z . La proyección de T sobre el plano horizontal se denomina componente horizontal H . El ángulo que forma H con x se denomina declinación " D ", siendo positiva hacia el este; el ángulo entre el plano horizontal y T es la inclinación " I ".

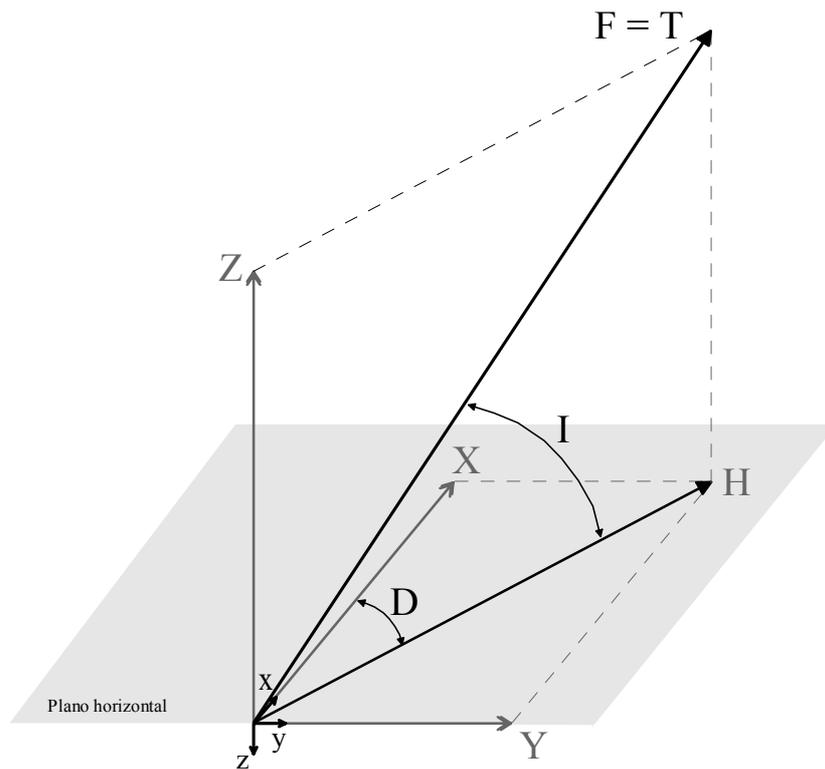


Figura 2: Diagrama vectorial del campo magnético terrestre para el hemisferio sur.

$$F = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$$

$$H = (X^2 + Y^2)^{1/2}$$

$$D = \text{tg}^{-1}(Y/X)$$

$$I = \text{tg}^{-1}(Z/H)$$

Nota: En general los físicos designan con \mathbf{H} ($=\mathbf{T}=\mathbf{F}$) al vector de intensidad de campo magnético, nosotros designamos (como se acostumbra en geofísica) con \mathbf{H} a la componente horizontal del cmt. Tampoco se debe confundir D , declinación magnética, con \mathbf{D} , desplazamiento eléctrico o \mathbf{J} , densidad de corriente con \mathbf{J} , magnetización remanente.

Unidades:

\mathbf{H} (Intensidad de Campo Magnético)– Sist. Internacional: A/m (amper/metro); cgs: oersted (ö, oe).

\mathbf{B} (Inducción Magnética)- Sist. Internacional: weber/m² = tesla (T); cgs: gauss (G)

Equivalencias:

$$1 \text{ G} = 10^{-4} \text{ T}$$

$$1 \text{ ö} = 10^3/4\pi \text{ T}$$

Como estas unidades son muy grandes se trabaja con el submúltiplo del gauss: el gamma (γ)

$$1 \gamma = 10^{-5} \text{ G} = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ nT}$$

Los valores de F , H , Z , D , I , representados sobre un mapa, constituyen las *cartas magnéticas*. Las líneas de igual valor de F , Z , H , se llaman *isodinas* (p.ej.:isodinas de campo total para F), las de I *isoclinas*, las de D *isogonas*.

Inducción Magnética

Consideremos la atracción mutua entre dos pequeñas espiras de corriente. En Fig. 3 se muestran dos pequeñas espiras metálicas por donde circulan las corrientes I_a e I_b , respectivamente. La fuerza que actúa en un elemento dI_a de la espira a causado por la corriente eléctrica del elemento dI_b de la espira b está dada por la *fuerza de Lorentz*:

$$d\vec{f}_a = C_m I_a I_b \frac{d\vec{l}_a \times (d\vec{l}_b \times \hat{r})}{r^2}$$

Con: C_m constante de proporcionalidad. Si el solenoide a actúa como espira de prueba, podemos definir el vector \mathbf{B} como:

$$dB_b = C_m I_b \frac{d\vec{l}_b \times \hat{r}}{r^2}$$

y

$$d\vec{f}_a = I_a d\vec{l}_a \times dB_b$$

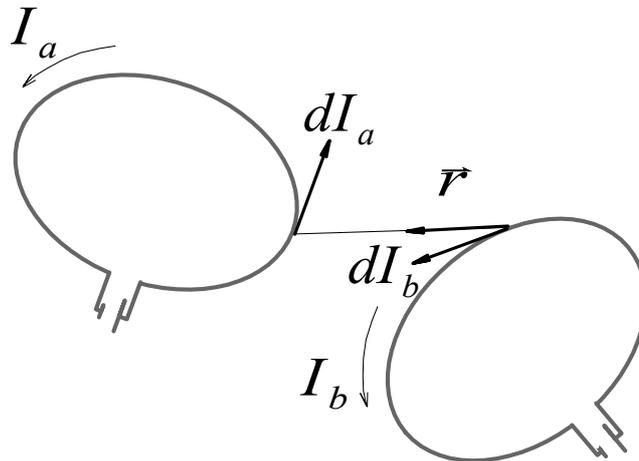


Figura 3: Dos solenoides por los que circulan las corrientes I_a e I_b separadas por una distancia r .

Según la ley de Lorentz la fuerza que actúa sobre una carga en movimiento Q con una velocidad \mathbf{v} a través de un campo magnético \mathbf{B} es:

$$\mathbf{F} = Q(\mathbf{v} \times \mathbf{B})$$

Donde

$$\mathbf{B} = C_m I_b \oint \frac{d\vec{l}_b \times \hat{r}}{r^2}$$

El vector \mathbf{B} es la *Inducción Magnética*, *densidad de flujo magnético*, o simplemente el *campo magnético*.

En el sistema cgs (emu): $C_m = 1$ y B es en *gauss* (G). En el Sistema Internacional: $C_m = \mu_0/4\pi = 10^{-7}$ *henry.metro*⁻¹, donde μ_0 permeabilidad magnética en el vacío, B tiene unidades *weber.metro*⁻² llamado *tesla* (T).

Ley de Gauss

Una de las ecuaciones de Maxwell dice que la inducción no tiene divergencia (la divergencia de un vector es un escalar que resulta de la suma de las derivadas espaciales de ese vector):

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0$$

Esta ley vale para todo punto incluso dentro de un medio magnético. Esta ley demuestra que la componente normal de todo el flujo entrante en una región (volumen) es igual a la componente normal del flujo saliente de esa región. Esto implica que no hay fuentes ni sumideros de campo, como consecuencia de esto no pueden existir monopolos magnéticos aislados, al menos macroscópicamente.

El campo magnético vectorial y su potencial escalar

De acuerdo con la segunda ley de Maxwell el rotor del vector \mathbf{B} es igual a la suma vectorial de todas las formas de carga eléctrica en movimiento en la región

$$\nabla \times \mathbf{B} = 4\pi \cdot C_m \mathbf{I}_t = 4\pi \cdot C_m \left(\mathbf{I}_m + \nabla \times \mathbf{M} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right)$$

\mathbf{I}_t es la suma de todas las corrientes en la región, incluidas las corrientes macroscópicas \mathbf{I}_m , corrientes relacionadas con la magnetización \mathbf{M} y las corrientes de desplazamiento eléctrico $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$.

Estas corrientes son densidades de corriente medidas por unidad de area ($A \cdot m^{-2}$).

Para que exista un campo vectorial conservativo, este debe estar representado por el gradiente de un campo escalar llamado potencial de ese vector. De acuerdo con el teorema de Helmholtz se debe cumplir que:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0$$

para que

$$\mathbf{B} = -\nabla V$$

Entonces el vector \mathbf{B} es continuo y tiende a cero en el infinito. Afortunadamente, en geofísica, \mathbf{B} puede obtenerse desde un campo potencial (escalar) siempre que el espacio este libre de corrientes y esté fuera de medios magnéticos, que es el caso de la superficie terrestre, siempre que nos alejemos de los ruidos culturales: tales como centros urbanos, líneas de alta tensión, ferrocarriles, etc.

Momento Bipolar

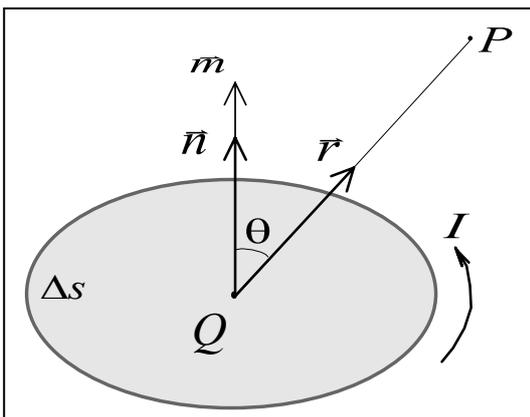


Figura 4: Espira elemental de corriente observada desde el punto P. El vector \mathbf{m} tiene la dirección de \mathbf{n} y magnitud igual a I veces el área Δs de la espira.

El cambio de potencial magnético causado por el movimiento de una carga elemental en el punto P a lo largo de la línea elemental dr es

$$dV(P) = -B \cdot dr$$

B es la inducción magnética generada por una espira elemental de corriente. Mover P a lo largo de dr causa el mismo efecto en el potencial en P que mover la espira a lo largo de $-dr$

$$V(P) = C_m \cdot I \cdot \frac{\mathbf{n} \cdot \mathbf{r}}{r^2} \Delta s$$

Donde

$$m = I \cdot n \cdot \Delta s$$

m es el momento bipolar, que tiene igual dirección que la normal a la superficie de la espira n . Entonces:

$$V(P) = C_m \frac{m \cdot \mathbf{r}}{r^2} = -C_m m \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \right)$$

Esta expresión es el potencial del dipolo elemental. El momento dipolar tiene unidades de $\text{gauss} \cdot \text{cm}^3$ en emu y $\text{amper} \cdot \text{m}^2$ en SI, donde $1 \text{A} \cdot \text{m}^2 = 10^3 \text{gauss} \cdot \text{cm}^3$.

El Potencial de un Dipolo

El modelo físico de un dipolo es dos puntos de masa (monopolos) de signo opuesto muy cerca uno del otro, Fig. 5. El monopolo 1 está en el origen de coordenadas y el 2 a una distancia $-\Delta z$ sobre el eje z.

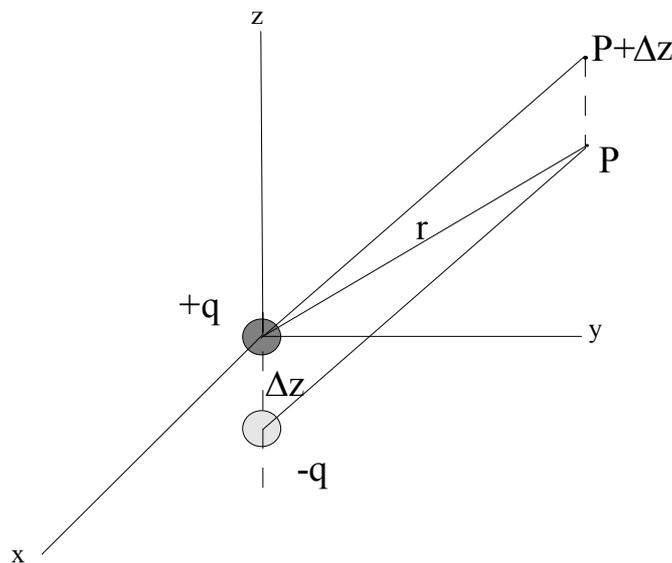


Figura 5: Dos monopolos de signo opuesto, observados desde un punto P.

El potencial en P debido a ambos monopolos es simplemente la suma de los potenciales causados por cada monopolo:

$$V(P) = V_1(P) + V_2(P)$$

El potencial en P debido al monopolo 2 es simplemente el negativo del potencial debido al monopolo 1 evaluado en $P+\Delta z$:

$$V(P) = [V_1(P + \Delta z) - V_1(P)]$$

Si Δz es muy pequeña comparada con r , por definición de la derivada primera, el potencial en P es el incremento de potencial $dV_1(P)/dz$ en el incremento de distancia $-\Delta z$:

$$\frac{dV_1(P)}{dz} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{[V_1(P + \Delta z) - V_1(P)]}{\Delta z}$$

$$V(P) = -\Delta z \frac{dV_1(P)}{dz}$$

Debido a que el potencial gravitacional de una masa puntual es $U=Gm/r$, podemos definir el potencial magnético debido a un monopolo elemental como

$$V_1(P) = C_m \frac{q}{r}$$

donde q se llama *intensidad de polo*, dimensionalmente es equivalente al momento dipolar por unidad de longitud. Entonces:

$$V(P) = -C_m q \Delta z \frac{d}{dz} \frac{1}{r}$$

Para el caso general en que los monopolos no estén alineados con el eje z :

$$V(P) = -C_m q ds \cdot \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}$$

Se define el momento dipolar $\mathbf{m} = q ds$

$$V(P) = -C_m \mathbf{m} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}$$

Componente dipolar del campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre se puede aproximar, en un 90%, al que produce un dipolo situado en su centro. Si el dipolo esta en la dirección de del eje z , expresaremos el portencial escalar del campo del dipolo con sus monopolos situados en los puntos $(0,0,z/2)$ y $(0,0,-z/2)$.

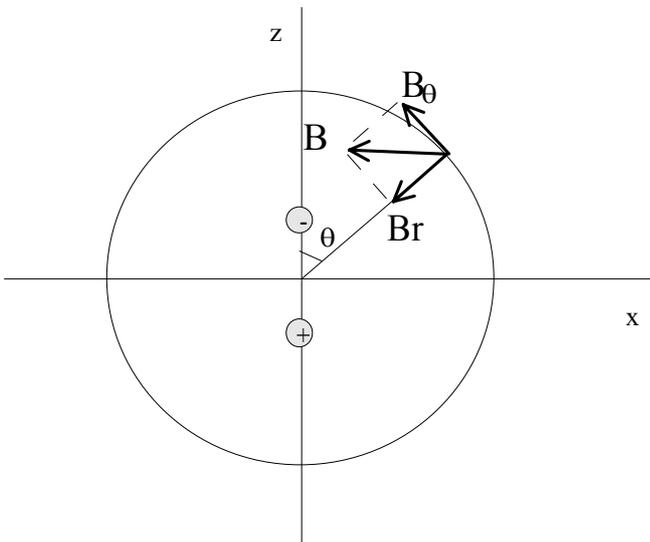


Figura 6: Componentes del campo magnético creado por un dipolo centrado, en coordenadas polares.

Desde las expresiones anteriores podemos evaluar su potencial en un punto de la superficie terrestre como:

$$V = -C_m m \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{r} \right) = -C_m m \frac{\cos \theta}{r^2}$$

La inducción magnética B del dipolo vendrá dada por el gradiente del potencial V. Tomando coordenadas esféricas (r,θ,λ), si z está en la dirección del eje del dipolo:

$$B_r = -\frac{\partial V}{\partial r} = -\frac{2C_m m \cos \theta}{r^3}$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = -\frac{C_m m \sin \theta}{r^3}$$

donde C_m evalúa la permeabilidad magnética del medio, m es el momento magnético del dipolo, para el dipolo terrestre $8.3 \cdot 10^{25}$ cgs ($m=8.3 \cdot 10^{22}$ A m²).

La relación de estas componentes con los las componentes **X**, **Y**, **Z** del campo geomagnético, definidas anteriormente es:

$$Z = -B_r$$

$$H = -B_\theta$$

El módulo de B o intensidad total del campo T vendrá dado por:

$$|B| = T = \frac{C_m m}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}$$

(Para obtener esta emple la relación $T = (Z^2 + H^2)^{1/2}$ y la identidad trigonométrica $\cos^2 \theta + \sin^2 \theta = 1$)

La relación entre la inclinación I en un punto y el ángulo θ viene dada por:

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} = \frac{B_r}{B_\theta} = 2 \cot \theta$$

El valor del campo para $\theta = \pi/2$, sobre la superficie de la tierra ($r=a$, siendo a el radio medio terrestre 6367 km), solo tiene componente horizontal.

$$Z = -B_r = 0$$

$$H = -B_\theta = C_m \cdot m / r^3 = B_0$$

Con B_0 constante geomagnética.

Para $\theta = 0$, el campo es vertical y la componente horizontal es nula.

$$Z = -B_r = 2 B_0$$

$$H = -B_\theta = 0$$

Si el eje z coincide con el del dipolo, las componentes horizontales del campo magnético **X** e **Y** pueden deducirse del potencial V en la forma:

$$X = -B_{\theta} = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}$$

$$Y = B_{\lambda} = -\frac{1}{r \cdot \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda}$$

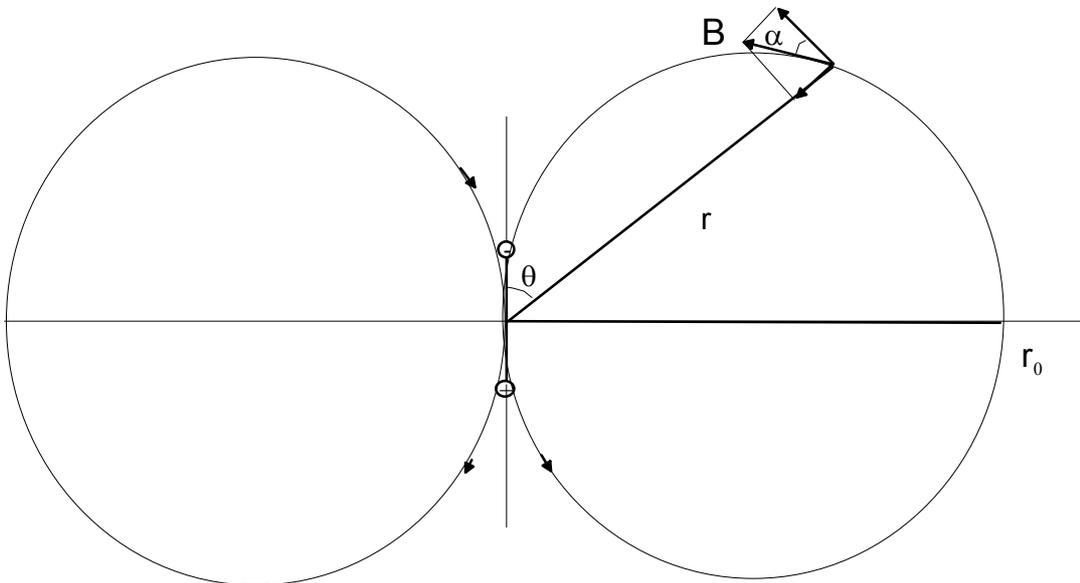
Donde θ, λ son ahora las coordenadas geográficas.

Lineas de Fuerza del dipolo

Las líneas de fuerza del campo del dipolo siguen la dirección de B en cada punto, se pueden calcular por las expresiones:

$$\text{tg } \alpha = B_r / B_{\theta}$$

$$r = r_0 \text{ sen }^2 \theta$$



donde r es el radio vector en cada punto de la línea de fuerza y r_0 el correspondiente a $\theta = \pi/2$.

Las líneas de fuerza son simétricas con respecto al eje del dipolo y a su plano normal, y se extienden para valores r_0 cada vez mayores en el espacio.

Las coordenadas geomagnéticas

Por la inclinación del eje dipolar geomagnético con respecto al eje de rotación de la tierra los sistemas de coordenadas geográficas y geomagnéticas no coinciden.

Las coordenadas geomagnéticas para un lugar en la superficie terrestre se calculan de modo siguiente, conociendo las coordenadas geográficas del lugar en cuestión y de las intersecciones boreal o austral respectivamente.

$$\text{sen } \phi^* = \text{sen } \phi_B \text{ sen } \phi + \text{cos } \phi_B \text{ cos } \phi \text{ cos } (\lambda - \lambda_B)$$

$$\text{sen } \lambda^* = [\text{cos } \phi \text{ sen } (\lambda - \lambda_B)] / \text{cos } \phi^*$$

$$\text{sen } D = -[\cos \phi_B \text{ sen } (\lambda - \lambda_B)] / \cos \phi^*$$

donde: ϕ^* latitud geomagnética, es positiva hacia el Norte. $\phi^* = 0^\circ$ designa el ecuador geomagnético, $I = 0^\circ$ caracteriza el ecuador magnético.

λ^* = longitud geomagnética, es positiva hacia el Este partiendo de la intersección del meridiano geográfico, que pasa por la intersección boreal, con el ecuador geomagnético.

D = ángulo entre los meridianos geográfico y geomagnético, es positivo hacia el Este, varía de un lugar al otro.

Debido a la inclinación del eje dipolar con respecto al eje de rotación lugares de muy diferentes latitudes geográficas pueden ubicarse en la misma latitud geomagnética.

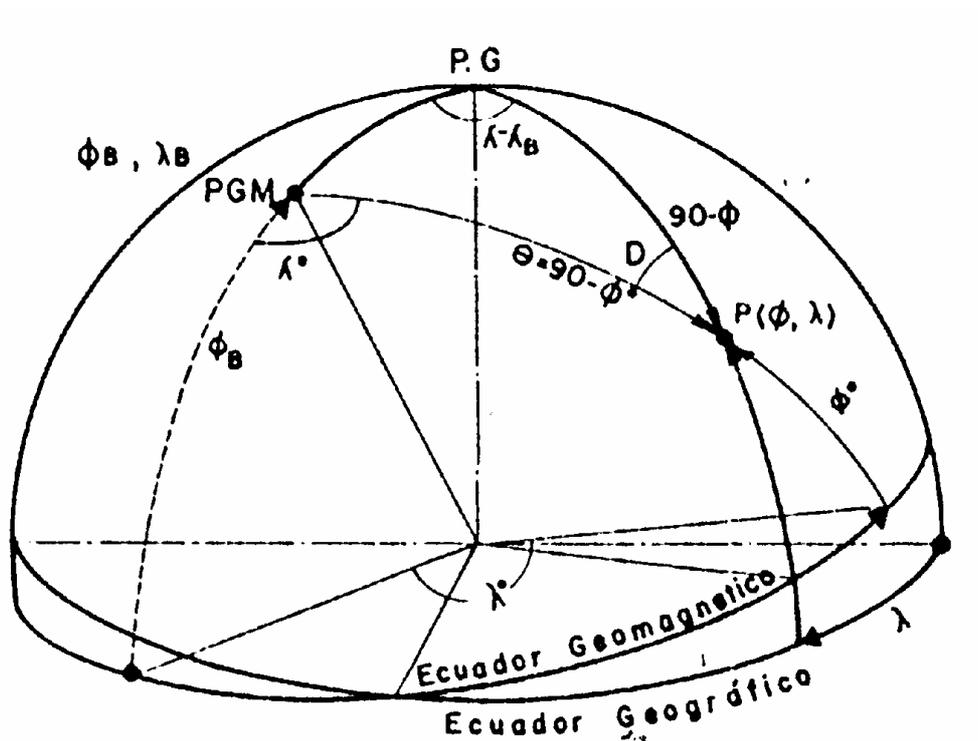


Figura 8: Sistema de coordenadas geográficas (ϕ, λ) y geomagnéticas (ϕ^*, λ^*).

Variaciones temporales del campo magnético terrestre

El c.m.t. varía con el tiempo, sus variaciones más importantes son las siguientes:

- Variación secular de los componentes, con un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y que en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de hasta 10 minutos/año para la declinación e inclinación. Originada en cambios en el acoplamiento electromagnético de núcleo y manto terrestre.
- Variaciones periódicas, con períodos de 12 horas, 1 día, 27 días, 6 meses y 1 año, originadas por el campo externo, que pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT (variación solar y lunar diarias).
- Variaciones no periódicas, llamadas tormentas magnéticas, con intensidades de hasta 1500 nT.
- Pulsaciones magnéticas o variaciones de período muy corto y pequeña amplitud (1 a 100 nT).

Las tres últimas producidas en el c. m. externo.

Tipo de variación	Origen	Variación en función del tiempo	Forma espacial	Amplitud típica
Bipolar	Interior de la Tierra	Desciende lentamente	Aproximadamente dipolar	25.000 - 70.000nT
Secular	Núcleo de la Tierra	1-100a	irregular, migrando hacia el W	+/- 10-100nT/a
Diurna	Exterior, relacionado con manchas solares	24 hrs, 27 días, 12 meses, 11 a	Depende de ϕ^* y de la actividad de manchas solares	10 - 100nT
Micropulsaciones	Exterior	Frecuencia: 0,002 -0,1 Hz	Depende de ϕ^* y de la actividad de manchas solares y de tormentas magnéticas	Normal: 1 - 10nT, máximo: 500nT
'Audio frequency magneticas' ¹	Exterior	Frecuencia: 1 - 1000Hz	Depende de ϕ^* y de la actividad de manchas solares y de tornados	0,01nT/s
Efectos de corrientes telúricas	Interior en baja profundidad	Frecuencia: 0,002 - 1000Hz	Geología	Hasta 0,01nT/s
Imantación inducida de las rocas	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie ²	secular	Geología, varía, depende en primer lugar del contenido en magnetita en las rocas	Hasta 0,05 emu/cm ³
Imantación remanente de las rocas	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie ²	Se descompone durante tiempos geológicos	Geología	Hasta 0,2 emu/cm ³

1: Depende de variaciones espaciales en el campo electromagnético introducido en corteza terrestre por descarga troposférica (troposfera 0-10km).

2: El gradiente geotérmico depende del lugar. En una zona de subducción en la zona del hundimiento de la placa el gradiente es mucho menor en comparación al gradiente geotérmico establecido en el arco magmático, donde el gradiente geotérmico puede alcanzar a $T = 100^\circ\text{C}/\text{km}$. El gradiente geotérmico causado por un metamorfismo de soterramiento en una cuenca sedimentaria es alrededor de $10^\circ\text{C}/\text{km}$. Un valor medio es $30^\circ/\text{km}$. La temperatura de Curie para magnetita es $T = 573^\circ\text{C}$.

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia 'IGRF'

Para la reducción de las observaciones geomagnéticas, es necesario establecer modelos matemáticos a escala mundial del c. m. t. Este campo de referencia es una representación idealizada despojada de las irregularidades espacio temporales.

Los IGRF están definidos por los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos hasta un cierto orden y sus derivadas con respecto del tiempo. De esta forma puede extrapolarse para otros años, distintos de aquel para el que están definidos, dentro de un cierto margen de validez.

La propiedad más importante del desarrollo en armónicos esféricos es la de tener en cuenta la simetría esférica (en primera aproximación) y por ende del sistema de referencia para ubicar un punto en la superficie terrestre $P(r, \theta, \lambda)$.

Se considera que la fuente principal del c.m.t. es interna, mientras que el medio comprendido entre la superficie terrestre y la base de la ionosfera se considera libre de fuentes, por lo que es válida la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0, V \text{ función potencial del campo vectorial } \mathbf{B} = - \text{grad } V$$

La expresión analítica que se propone para V está formada por una combinación lineal de coeficientes y de esféricos armónicos:

$$V(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (r^n / a^{n-1}) (b_n^m \cos m\lambda + c_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos\theta) + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (a^{n+2} / r^{n+1}) (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos\theta) \quad (1)$$

Donde las funciones $P_n^m(\cos\theta)$ representan los polinomios asociados de Legendre:

$$P_n^m(\cos\theta) = P_n^m(\mu) = \frac{(n-m)!}{2(n!)^2} \cos^m\theta \frac{d^{n+m}}{d\mu^{n+m}} (\mu^2 - 1)$$

El desarrollo de V tiene componentes:

- 1- Fuente externa: es nulo cuando $r \Rightarrow 0$, junto con los coeficientes b y c , es válida para $0 < r < R = 80 \text{ km}$
- 2- Fuente interna, se anula cuando $r \Rightarrow \infty$, junto con g y h , representa la parte más importante del desarrollo, es válida para $r \geq a$ (radio medio terrestre).

Como V no es un observable, se recurre a las componentes del c.m.t. que se obtienen como:

$$\begin{aligned} X &= (1/r) \partial V / \partial \theta \\ Y &= - (1/(r \sin \theta)) \partial V / \partial \lambda \\ Z &= \partial V / \partial r \end{aligned} \quad (2)$$

Tomando $r = a$ en la ecuación (1) y aplicando las relaciones (2), se obtiene el desarrollo en armónicos esféricos para las componentes del c.m.t.. Como éstas componentes son medidas en observatorios geomagnéticos distribuidos en todo el planeta (también se efectúan determinaciones satelitales), se calculan los coeficientes g y h , incluida la variación secular. Estos coeficientes y sus variaciones seculares son recalculados cada 5 años. Los valores de IGRF son publicados por la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) con validez de 5 años.

El campo geomagnético para 2000 está expresado por 120 coeficientes hasta grado y orden 10 (en nT); mientras que 80 coeficientes, hasta grado y orden 8, expresan la variación secular para el período de extrapolación 2000-2005.

Corrección Diurna

Para efectuar esta corrección a los valores observados se requiere conocer el comportamiento del c. m. t., para descontarles las variaciones periódicas solar y lunar, operamos de la siguiente forma:

- Si contamos con registros de c. m. de un observatorio geomagnético, en las cercanías de la zona de estudio, podremos calcular el nivel de referencia nocturno (NRN), para construir esta línea base es necesario observar los intervalos de campo tranquilo en registros de varios días antes y durante el relevamiento.
- Si no hubiera un observatorio permanente, podremos construir uno, dejando un magnetómetro registrando (en soporte magnético) durante algunos días antes y mientras dure la campaña, cuidando de efectuar las determinaciones en distancias no mayores a 200 km de la estación base, donde se puede considerar que las variaciones del campo geomagnético son de igual orden.
- Si no se cuenta con dos magnetómetros, para construir la curva de variación diurna se deberá repetir la lectura en una estación o serie de estaciones tomadas como base, a intervalos no mayores de 2 horas (variación lineal), debiendo ser menor este lapso si se requiere mayor precisión.

Las lecturas del relevamiento magnetométrico deben corregirse llevándolas a un tiempo de referencia, a la medición se le adiciona, con signo negativo, la cantidad que la curva de variación diurna se aparta de la línea base en el instante de lectura. De esta forma se reducen todas las mediciones a una misma "época".

Anomalías Magnéticas

Los cambios temporales descritos, representan interferencia o ruido en la señal medida.

La desviación de la intensidad del campo medido respecto del normal se denomina anomalía magnética. Su causa es la variación de composición de las rocas de la corteza terrestre. Si se acepta la idea de un gradiente térmico de 33 °C/km, hay que admitir que las rocas en estado magnético alcanzan tan solo las primeras decenas de kilómetros, ya que por debajo la temperatura de las rocas estará por encima del punto de Curie.

El IGRF permite calcular el campo magnético normal (intensidad y dirección), representando lo que en gravimetría es la gravedad teórica o normal ' γ ', a diferencia de que el campo magnético no es simétrico y además varía con el tiempo.

Dijimos que el c.m.t. es un vector, tomemos la componente total T. Una anomalía observada ΔT_o en cualquier punto de la superficie terrestre será:

$$\Delta T_o = T_o + C_{a,m} - T_t \quad (3)$$

donde T_o : componente total observada, $T_o = T + \Delta T$

T_t : componente total teórica (IGRF),

T: componente total medida,

ΔT : variación de la componente total o, principalmente, variación diurna (observada en un observatorio cercano al lugar de medición)

$C_{a,m}$: corrección por altura y masa (éstas suelen despreciarse).

$C_a \leq 0.03$ nT/m en altas latitudes, la C_m solo se realiza cuando las capas muy superficiales poseen alta susceptibilidad.

Desde estas reducciones cualquiera sea la forma del campo ΔT_0 , éste reflejará ahora las características magnéticas de las rocas de la corteza terrestre. Las variaciones espaciales del campo o anomalías pueden ser mapeadas para identificar y describir las fuentes que las ocasionan.

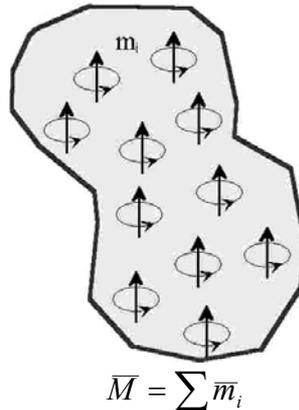
Debemos tener en cuenta el carácter dipolar del magnetismo, en la práctica, las anomalías magnéticas creadas por cuerpos geológicos, cuyas dimensiones son limitadas, presentan siempre polos de ambos signos.

Las variaciones del cmt con la altura o con la latitud no son muy importantes cuando se hacen medidas sobre extensiones pequeñas, como es el caso de la prospección. Respecto a la altura, la intensidad del campo terrestre sólo varía en 0.03 nT/m en los polos y la mitad de este valor en el ecuador.

Distribución de Magnetización

Ya definimos la inducción magnética de un dipolo elemental, ahora pensemos en que un volumen de materia magnetizado está compuesto por un arreglo de dipolos elementales. En el vector *Magnetización M*, se define como la suma vectorial de los momentos dipolares elementales por unidad de volumen:

$$\bar{M} = \frac{1}{V} \sum \bar{m}_i$$



Las unidades de la magnetización son:

Sistema Internacional: Amper.metro⁻¹

Sistema electromagnético (emu): Gauss

$$1 \text{ gauss} = 10^3 \text{ A.m}^{-1}$$

Intensidad de Campo Magnético

Cuando en un campo magnético **B** se ubica un material magnético, aparece un campo magnético asociado con la magnetización del material. En el Sistema electromagnético se define *intensidad de campo magnético* como:

$$\bar{H} = \bar{B} - 4\pi \cdot \bar{M}$$

En el Sistema Internacional, como:

$$\bar{H} = \frac{\bar{B}}{\mu_0} - \bar{M}$$

La intensidad de campo magnético tiene unidades de oersteds (Oe) en emu y de ampere.metro⁻¹ en el SI.

$$1 \text{ Oe} = 10^3/4\pi \text{ A.m}^{-1}$$

Gauss y Oersted son equivalentes en magnitud y dimensión en el sistema emu, la primera cantidad se usa para la inducción magnética y la segunda par la intensidad de campo magnético. H y B son idénticos fuera de materiales magnéticos.

Susceptibilidad y Permeabilidad magnética

En la presencia de un campo magnético externo algunos materiales pueden adquirir una componente de magnetización. En el campo magnético terrestre la *magnetización inducida* es proporcional a la intensidad de campo H y con dirección paralela o antiparalela.

$$\bar{M} = \chi \cdot \bar{H}$$

La constante de proporcionalidad se llama *susceptibilidad magnética* χ y es adimensional. En emu es igual a 4π veces la susceptibilidad en el SI. La susceptibilidad es cero en el vacío.

La *permeabilidad magnética* μ , en el sistema electromagnético es:

$$\bar{B} = \bar{H} + 4\pi \cdot \bar{M}$$

$$\bar{B} = \bar{H} + 4\pi \cdot \chi \cdot \bar{H}$$

$$\bar{B} = (1 + 4\pi) \bar{H}$$

$$\bar{B} = \mu \cdot \bar{H}$$

En emu $\mu=1+\chi$, en SI: $\mu=\mu_0(1+\chi)$. Da idea de la concentración del campo magnético por la presencia de una sustancia magnetizable.

Valores de la susceptibilidad magnética se presenta en lo siguiente

Tabla de valores de la susceptibilidad magnética para algunos minerales y rocas de DOBRIN (1988), p.650:

Sustancia	$\chi \times 10^6$ en unidades cgs	H (intensidad magnética del campo externo) en Oersted
Magnetita	300000 – 800000	0,6
Pirotina	125000	0,5
Dolomita	14	0,5
Arenisca	16,8	1
Granito	28 - 2700	1
Diorita	46,8	1
Gabro	68,1 - 2370	1
Basalto	680	1
Peridotita	12500	0,5 - 1,0

Nótese, que los valores de la intensidad magnética del campo externo aplicado varían para las distintas muestras de la tabla. El promedio de la intensidad total del campo geomagnético es aproximadamente 0,5Gauss o 0,5Oersted respectivamente.

Comportamiento de distintos materiales situados en un campo externo

Se distingue los materiales siguientes según su comportamiento magnético ante un campo externo:

1. Materiales diamagnéticos
2. Materiales paramagnéticos
3. Materiales ferromagnéticos

- ferromagnéticos verdaderos
- antiferromagnéticos
- ferrimagnéticos

1. Los materiales diamagnéticos están caracterizados por susceptibilidades magnéticas negativas de poca intensidad, lo que significa, que la magnetización inducida en ellos está orientada en sentido opuesto al campo externo aplicado. Las susceptibilidades magnéticas de la mayoría de los materiales diamagnéticos no dependen de la temperatura. Materiales diamagnéticos son entre otros las sales, la anhidrita, cuarzo, feldespato y grafito. El momento magnético (o espín) de un electrón se basa en el movimiento de un electrón alrededor de su núcleo generando una corriente de poca intensidad, que en presencia de un campo magnético externo toma un movimiento de precesión alrededor de este campo externo. Este movimiento periódico adicional del electrón produce un momento magnético orientado en sentido opuesto al campo aplicado.
2. Los materiales paramagnéticos son ligeramente magnéticos, caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas positivas. En los materiales paramagnéticos la susceptibilidad magnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta según la Ley de Curie. La mayoría de los componentes formadores de las rocas como por ejemplo los silicatos comunes son para- o diamagnéticos. Los granos de materiales para- y diamagnéticos tienden alinearse con respecto al campo externo aplicado. Los átomos o las moléculas de los materiales paramagnéticos están caracterizados por un momento magnético, que en ausencia de un campo externo, están distribuidos al azar. En presencia de un campo externo se produce una interacción magnética débil y tienden a alinearse paralelamente a la dirección del campo.

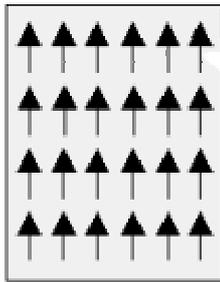
La mayor parte de los minerales son diamagnéticos y algunos son paramagnéticos, pero en todos los casos estas magnetizaciones son insignificantes. A continuación veremos la clase de magnetización que es de gran importancia en estudios magnetométricos:

Los materiales ferromagnéticos tienen susceptibilidades positivas y altas. Algunos materiales no solo tienen momentos magnéticos, sino que los momentos magnéticos de sus átomos interactúan fuertemente con los momentos de los átomos que los rodean formando grupos o dominios. Esta interacción en mecánica cuántica se llama cambios de energía. Aplicando un campo magnético los dominios se alinean en configuraciones paralelas a la dirección del campo externo generando de tal modo una susceptibilidad magnética alta. A los cuerpos ferromagnéticos corresponden ciclos de histéresis típicos. Materiales ferromagnéticos son el hierro, cobalto y níquel.

En los materiales antiferromagnéticos los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero antiparalelos. Las subredes ordenadas en sentido opuesto se anulan mutuamente resultando en un momento magnético total igual a cero. La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas debajo del punto de Curie, sube con la temperatura acercándose a la temperatura de Curie característica para el material en cuestión, alcanza su máximo a la temperatura de Curie y encima de la temperatura de Curie su susceptibilidad decrece. A los materiales antiferromagnéticos pertenecen entre otros la hematita, los óxidos de manganeso, de hierro, de cobalto y de níquel.

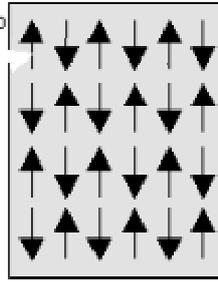
Orientación de los momentos magnéticos en las sustancias ferromagnéticas

Sustancias ferromagnéticas verdaderas

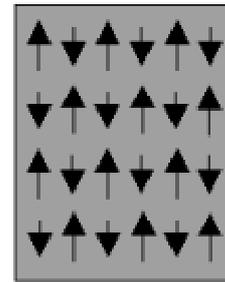


Momento magnético

Sustancias antiferromagnéticas



Sustancias ferrimagnéticas



Todos los momentos magnéticos tienen la misma magnitud y están orientados paralelamente en el mismo sentido.
Ejemplo: Hierro.

Todos los momentos magnéticos tienen la misma magnitud, pero están en posiciones antiparalelas.
Ejemplo: Hematita.

Los momentos magnéticos están en posiciones antiparalelas y tienen distintas magnitudes.
Ejemplo: Magnetita.

magtyp1.cdr, S. Oriemklee

Los materiales ferrimagnéticos tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente, pero de magnitud diferente dando lugar a un momento resultante desigual a cero, incluso en ausencia de un campo exterior. La magnetita pertenece a este tipo de materiales y es la principal fuente de magnetismo en las rocas de la corteza terrestre.

Magnetización de una sustancia

Los granos individuales de las rocas son afectados con la aplicación del campo magnético ambiental (campo magnético de la tierra "cmt"). Las rocas que contienen minerales ferromagnéticos ante el cmt adquieren una magnetización, llamada *Magnetización Inducida* M_i :

$$\vec{M}_i = \chi \cdot \vec{H}$$

La magnetización inducida se hace cero cuando el cmt desaparece (en laboratorio se puede someter a la roca a un campo magnético igual pero de sentido opuesto al cmt, para simular que lo hacemos desaparecer). No obstante, los materiales ferromagnéticos tienen la habilidad de retener parte de la magnetización aún en ausencia de campos magnéticos externos. Esta magnetización permanente se llama *Magnetización Remanente* M_r . En estudios geofísicos se acostumbra considerar la *magnetización total* M como la suma vectorial de la magnetización inducida y remanente:

$$\vec{M} = \vec{M}_i + \vec{M}_r = \chi \cdot \vec{H} + \vec{M}_r$$

A temperaturas mayores que 580°C, temperatura del punto de Curie de la magnetita, la mayoría de rocas de la corteza terrestre pierden totalmente la magnetización. Esta temperatura se alcanza entre 10 y 30 km de profundidad en la corteza terrestre.

En general las rocas máficas son mucho más magnéticas que las rocas silícicas. Los basaltos son mucho más magnéticos que las riolitas y los gabros más que los granitos. Las rocas sedimentarias en general tienen valores muy bajos de χ y M_r .

Como el campo geomagnético varía con el tiempo la magnitud y la dirección del campo geomagnético de un lugar varían también. Las rocas pueden conservar una imantación remanente

relacionada con el campo geomagnético existente cuando estas rocas se han formadas. En el caso de las rocas magmáticas la dirección de la imantación coincide con la dirección del campo geomagnético existente en el intervalo de tiempo, en que las rocas empezaron a solidificarse y que se extiende hasta el momento en que las rocas se enfriaron debajo de la temperatura de Curie. A este tipo de imantación remanente se llama imantación termoremanente. En el caso de rocas fundidas que se enfriaron rápidamente, como las corrientes de lava por ejemplo, sus minerales magnéticos se alinean paralelamente a la dirección del campo geomagnético existente en el tiempo de la solidificación y del enfriamiento de las rocas. En el caso de las rocas sedimentarias clásticas los granos magnéticos se alinean durante la deposición en agua quieta según la dirección del campo geomagnético existente. Este tipo de imantación se denomina imantación remanente de deposición.

El estudio de la historia del campo geomagnético, denominado paleomagnetismo se basa en la imantación remanente. Además el estudio de la imantación remanente contribuye a la geología histórica y dio una evidencia más para la tectónica de placas.

Filtrado y Modelado de Anomalías Magnéticas

Por tratarse de un campo potencial las técnicas de filtrado y modelado son semejantes a las descritas para Anomalías de Gravedad.

Magnetómetros y métodos para determinar los componentes del campo geomagnético

Los métodos e instrumentos, que se basan en principios mecánicos son los siguientes.

Método de Gauss para determinar la intensidad horizontal

Se determina el valor absoluto de la intensidad horizontal H a través de dos experimentos:

- El experimento de oscilación define el producto $M \times H$, en donde M = momento magnético de un imán y H = intensidad horizontal.
- El experimento de desviación define el cociente M/H .

Brújula de inclinación

Este instrumento mide la variación de la intensidad vertical Z (o V respectivamente). Se constituye de una aguja imantada que puede moverse libremente en un plano vertical y que lleva fijada a un lado del eje un peso ajustable. Un par de torsión gravitatorio (peso ajustable) es equilibrado por un par de torsión magnético (imán). Cualquier variación del componente vertical del campo terrestre cambia el momento de la fuerza magnética y por tanto el ángulo de inclinación de la aguja. Se debe orientar el imán en un plano vertical y los polos del imán paralelos a la dirección del componente total del campo.

Magnetómetros nucleares

Magnetómetro protónico de precesión

Este magnetómetro mide la intensidad total absoluta del campo magnético a tiempos discretos. El instrumento se basa en la mecánica cuántica, específicamente en el fenómeno de la resonancia magnética nuclear. Aproximadamente los dos tercios de todos los núcleos atómicos (protones) tienen un momento magnético. Estos núcleos pueden ser considerados como diminutos imanes en forma de esferas, que giran alrededor de sus ejes magnéticos. Se aplica repentinamente un campo magnético intenso en una dirección en ángulo recto con la del campo terrestre a una

botella de agua o de una otra sustancia, que contiene una gran cantidad de protones H^+ y que está polarizada solamente por el campo terrestre. Los protones se orientan hasta que apunten en la dirección correspondiente a la resultante de los dos campos. Si el campo exterior es 100 o más veces mayor que el campo terrestre en la estación de observación, el campo resultante en el interior del agua apuntará aproximadamente en la misma dirección que el campo aplicado. Al desaparecer el campo magnético exterior, el momento magnético recobrará su valor y dirección primitivos en el campo terrestre H por 'precesión' en torno de ese campo a una velocidad angular $w = g_p \times F$, en donde g_p es la razón giromagnética del protón y una constante de proporcionalidad (23,4873826 g/Hz) y F es el campo terrestre. La frecuencia de la 'precesión' es directamente proporcional al valor del componente total del campo magnético. Se obtiene la intensidad total del campo terrestre midiendo la frecuencia de este voltaje inducido con la precesión necesaria y modificándola. Debido al proceso de la inducción electromagnética la amplitud de la señal es proporcional a F . Por esto la sensibilidad del magnetómetro es alta en un campo magnético intenso, mientras que en un campo magnético débil la sensibilidad se disminuye. En un campo terrestre de 50000gamma la frecuencia de precesión medida con contadores digitales tiene valores alrededor de 2000Hz y el magnetómetro logra una precisión de 0,1gamma. Una medición se puede realizar en un cuarto de un segundo, pero con una sensibilidad reducida. Las limitaciones de los magnetómetros nucleares son gradientes muy grandes (mayor a 300 a 1000gamma cada metro) debido al tamaño relativamente grande de la botella con el liquido de protones y interferencias debidas a corrientes eléctricas alteradas. En el primero caso de un campo magnético de gradiente muy alto la intensidad del campo variaría adentro de la unidad de medición como la botella con el liquido de protones y por consiguiente el magnetómetro no podría determinar un valor constante.

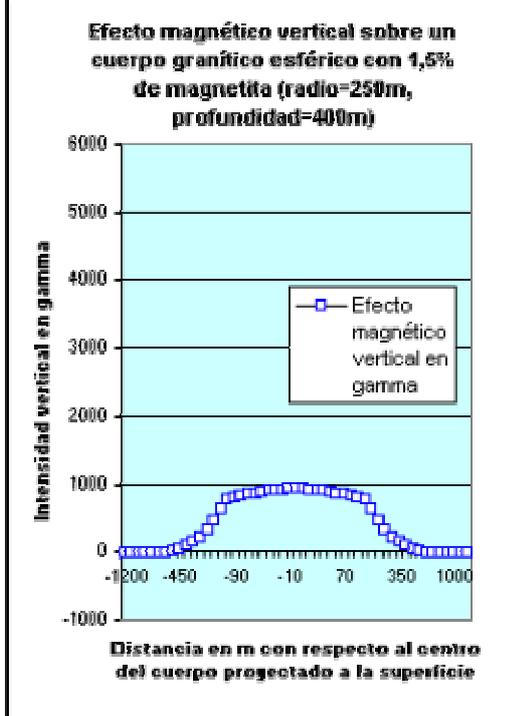
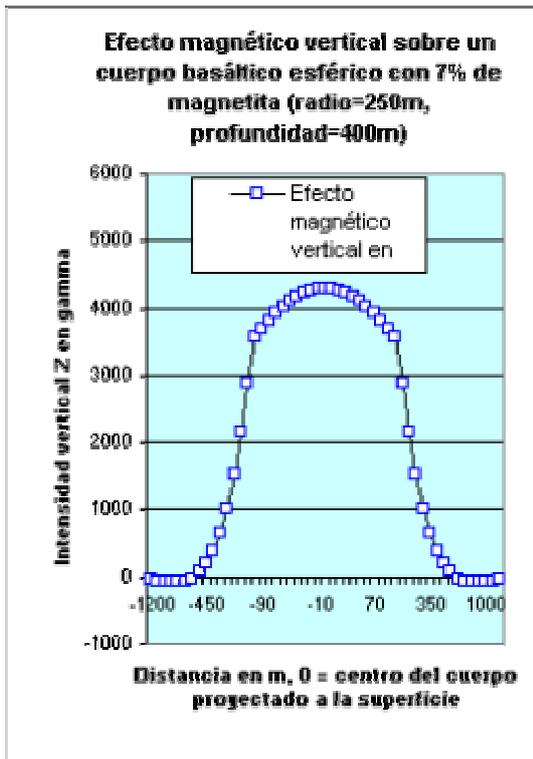
Efecto magnético vertical sobre cuerpos polarizados verticalmente y enterrados en el subsuelo

A través de algunas formulas relativamente sencillas se puede describir el efecto magnético vertical de cuerpos de modelo verticalmente polarizados y enterrados en el subsuelo. Los diagramas siguientes presentan el efecto magnético vertical ejercido por distintos cuerpos y mensurables en la superficie terrestre en función de la distancia horizontal. Los cuerpos tienen distintas composiciones (basalto y granito), diferentes contenidos en magnetita (basalto de 7% de magnetita y granito de 1,5% de magnetita), diferentes radios ($r = 250m$ y $r = 100m$) y están situados en distintas profundidades ($p = 400m$ y $p = 150m$).

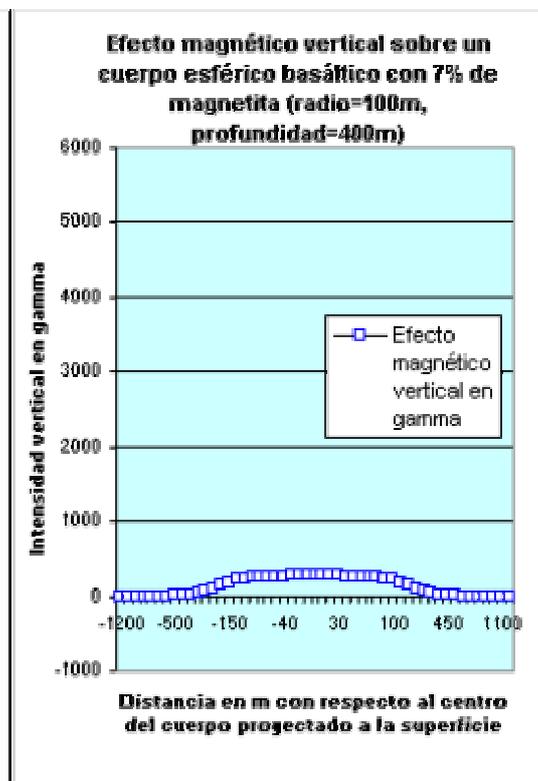
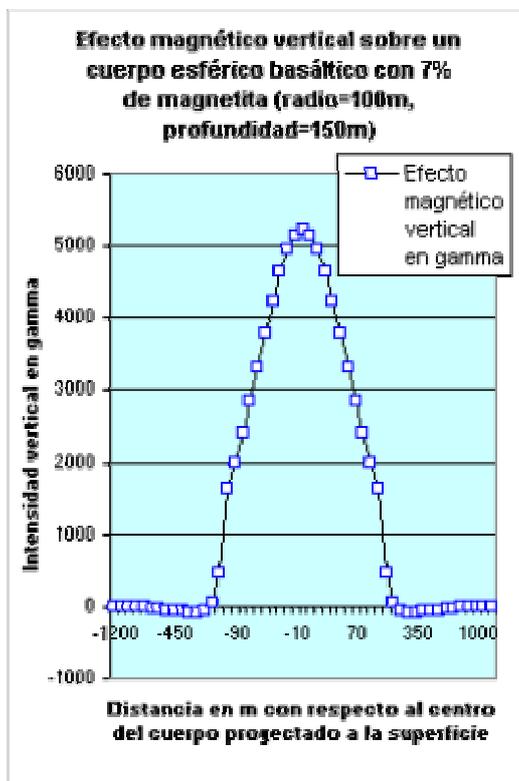
Los dos diagramas superiores muestran el efecto magnético vertical de cuerpos esféricos de la misma dimensión ($r = 250m$), situados en la misma profundidad ($p = 400m$), pero de distintas composiciones y distintos contenidos en magnetita. Las curvas resultantes tienen la forma de una campana (curva de Gauss), el mismo ancho (= distancia entre los flancos) pero diferentes máximos.

Al cuerpo basáltico corresponde una curva con un máximo mucho mayor en comparación a la curva generada por el cuerpo granítico. La diferencia en los máximos de las curvas se debe a la susceptibilidad magnética más alta del cuerpo basáltico con un contenido de 7% en magnetita en comparación a aquella del cuerpo granítico, que contiene solo 1,5% de magnetita. SLICHER & STEARN (1929) mencionan las susceptibilidades magnéticas siguientes para basaltos y granitos:

Tipo de roca	% de magnetita	$kappa \times 10^6$ en cgs	% de magnetita	$kappa \times 10^6$ en cgs
Basalto	2,3	6900	8,6	26000
Granito	0,2	600	1,9	5700



Los próximos dos diagramas muestran, que un cuerpo situado en alta profundidad con respecto a la superficie terrestre produce un efecto magnético vertical menos intenso en comparación a un cuerpo de la misma dimensión y composición ubicado en menor profundidad.



A partir de las curvas de Gauss (de forma de campana), que caracterizan el efecto magnético vertical de algunos cuerpos polarizados verticalmente y enterrados como de los cuerpos esféricos, cilíndricos y de placas de extensión vertical mayor en comparación a su extensión horizontal se puede deducir parámetros como la potencia del cuerpo y la profundidad de su limite superior.

- En el caso de una placa de extensión horizontal relativamente alta como un manto por ejemplo la semianchura de la curva correspondiente a su efecto magnético vertical indica la potencia horizontal de la placa.
- En el caso de una placa de extensión vertical mayor como un dique por ejemplo la semianchura media de la curva correspondiente a su efecto magnético vertical da la profundidad del límite superior de la placa.

Efecto magnético total sobre cuerpos magnéticos enterrados en el subsuelo

Hoy día en la prospección magnética comúnmente se miden la componente total del campo magnético. En el caso de un cuerpo magnético enterrado en el subsuelo la componente total del campo magnético se constituye de las magnitudes correspondientes al campo geomagnético y al campo magnético anómalo generado por el cuerpo magnético enterrado y superponiendo el campo geomagnético. El efecto magnético total ejercido por este cuerpo enterrado en el subsuelo y mensurable en la superficie depende de la dirección del campo geomagnético en el lugar de observación y de la imantación inducida en este cuerpo paralela al campo geomagnético. Los modelos numéricos de los datos de la intensidad total se diseñan usualmente por medio de computadores. Dependiendo de los problemas geológicos en cuestión y de la capacidad del computador disponible se realiza modelos de dos, de dos y media y de tres dimensiones.

Bibliografía

Blakely, R. 1995. *Potencial Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge U. Press. 441 pp.

Ruiz, F. - A. Introcaso, 2001. Profundidades al Punto de Curie en la Precordillera Cuyana obtenidas por análisis espectral de anomalías magnéticas. Aportes al modelado y al análisis del flujo térmico cortical. Serie periódica: “*Temas de Geociencia*” N° 8 (ISSN 1514-4149), UNR Editora, 36 pp.

Ruiz, F. - A. Introcaso, 2004. Curie point depths beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research*. Volumen especial "Cuyania, an exotic block to Gondwana" V.8 N° 4: 1133-1142 pp. Japón.

Ruiz, F. y M. Gimenez, 2003. *Prospección Geofísica*. Libro de apuntes para la Maestría en Ingeniería Vial, IV Módulo: “GEOTECNIA APLICADA A LA INGENIERÍA DE CARRETERAS Y PROSPECCIÓN GEOFÍSICA”. Universidad Técnica de Oruro, Facultad Nacional de Ingeniería, Oruro, Bolivia. 132 pp. Res. Consejo Carrera Ingeniería Civil N° 015/2004.

Turcotte, D. L. and G. Schubert, 1982. *Geodynamics*. Wiley & Sons. 450 pp.

Udías Villana A. y Mezcua Rodríguez, 1986. *Fundamentos de Geofísica*. Ed. Alambra. 419 pp.