

UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE GEODESIA Y TOPOGRAFÍA**

CATEDRA DE GEOFÍSICA

APUNTES DE

**GEOMAGNETISMO
Y
PROSPECCIÓN
MAGNÉTICA**

**PARA ALUMNOS DE GEOLOGÍA
DE LA FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES DE
LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN**

Prof. Ing. Luis A. Estrada

Año 2008

Conceptos magnéticos fundamentales

Definición: El magnetismo es la ciencia que estudia la fuerza de atracción de un imán.

Imán: Cuerpo cuya sustancia es capaz de atraer hierro, sin tener en cuenta la gravitación.

Clasificación de los imanes:

a) **Imanes naturales:** Los que se encuentran en forma natural en la Tierra y están compuestos de magnetita, ilmenita, pirrotita, cromita o hematita.

b) **Imanes artificiales:** Los que llegan a ser imanes después de haber estado dentro de un campo magnético. A su vez se dividen en:

Permanentes: Porque una vez imantados mantienen su magnetismo después de quitarse el campo magnetizante. Ejemplos acero, níquel, cobalto.

Temporales: Porque una vez imantados pierden su magnetismo cuando se quita el campo magnetizante. Ejemplo el hierro dulce.

Propiedades de los imanes: El imán más simple consiste en una barra recta que se conoce como barra magnética.

Polos Magnéticos: Son regiones cerca de los extremos de una barra magnética, donde sus propiedades están concentradas. Estas regiones son llamadas polos y están situadas a una distancia de 1/12 de la longitud de la barra, medida desde los extremos.

Su existencia y ubicación aproximada puede ser demostrada con el conocido experimento de colocar la barra bajo de un vidrio sobre el cual hay limaduras de hierro. Estas limaduras se ubicarán formando arcos que unen los polos.

Ley de fuerza entre los polos magnéticos: Experimentando con una balanza de torsión, Coulomb encontró que la fuerza de atracción entre dos polos era:

$$F = 1/\mu \cdot m_1 m_2 / r^2$$

donde m_1 y m_2 son las intensidades de los polos, r la distancia que los separa, y μ es la **permeabilidad** magnética de la sustancia entre los polos. Para el aire vale 1,0000004 y vacío = 1. Una propiedad importante de los polos es el hecho que los de igual signo se repelen y de signo contrario se atraen.

Polo Norte o polo positivo de un imán, es el extremo que apunta aproximadamente al Norte Geográfico, cuando el imán es suspendido desde su centro. Partiendo de esta definición, ocurre que el Polo Norte de la Tierra es un polo negativo y por lo tanto un polo sur magnético. La ecuación anterior puede ser positiva o negativa, según los signos de los polos involucrados. Si los dos polos son de igual signo el producto será positivo y entonces la fuerza será repulsiva.

La polaridad de la barra puede determinarse acercándola al extremo de una brújula.

Unidad de intensidad de polo, según las unidades de fuerza y distancia serán:

Weber (Wb) cuando la fuerza está en **dynas** y la distancia en **cm**, ó

Maxwell (M) cuando la fuerza está en **Newton** y la distancia en **m**.

Concepto fundamental de una materia magnetizada: Cada polo positivo tiene asociado un polo negativo de igual intensidad, y los dos están siempre en toda sustancia magnética. Es imposible separar estos dos polos. De aquí el nombre de **Dipolo**.

Si el cuerpo es irregular, los polos serán regiones irregulares opuestas entre sí. Pero el material magnético más elemental siempre tendrá dos polos.

A raíz de la imposibilidad de separar estos dipolos magnéticos, aparece un concepto fundamental de toda sustancia magnetizada y que es el **Momento Magnético (M)**, igual al producto de la intensidad de un polo por la distancia entre los dos, es decir: $M = m \times l$

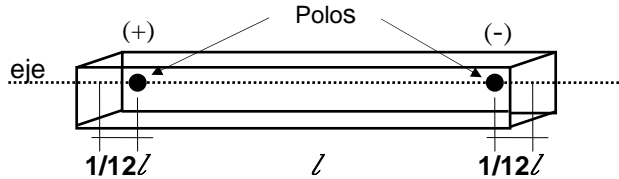
Dos imanes son idénticos si sus momentos lo son. No importan sus dimensiones o intensidades de polo por separado. Por ello:

m	m	ℓ	
+	-	+	-
ℓ		m	m
$M = m\ell + m\ell = 2\ell m$			

m	m	
+	-	$M = (m+m)\ell$
+	-	$M = 2\ell m$
ℓ		

Por lo tanto, dos imanes colocados a la par o a continuación, tienen el mismo momento magnético total, porque importa el producto y no sus elementos por separado.

Barra Magnética: Puede ser considerada como una línea (segmento) cuyos polos magnéticos están situados a $1/12$ de su longitud, medidos desde los extremos.



Eje Magnético: Es la línea que une los dos polos.

Campo Magnético H: Es la zona o región que rodea a un imán o cuerpo magnetizado, y en el cual una carga eléctrica que se desplaza a una cierta velocidad sufre los efectos de una fuerza llamada Inducción Magnética o Densidad de Flujo Magnético, perpendicular y proporcional al valor del campo y de la velocidad. La existencia de un campo se manifiesta por la propiedad de orientar imanes.

Este campo es el descubierto en la antigüedad por sus propiedades, se le llamó Excitación Magnética o Campo principal y fue asociado a las corrientes eléctricas como fuente generadora.

La intensidad de un campo **H** se define como la fuerza que un campo magnético ejerce sobre un polo magnético positivo idealizado como libre.

La fuerza de atracción entre dos polos es como dijimos $F = m_1 m_2 / r^2$ con $\mu = 1$ (aire similar al vacío), entonces el campo magnético **H** en el punto donde está ubicado m_1 se define como la fuerza ejercida por unidad de intensidad de polo:

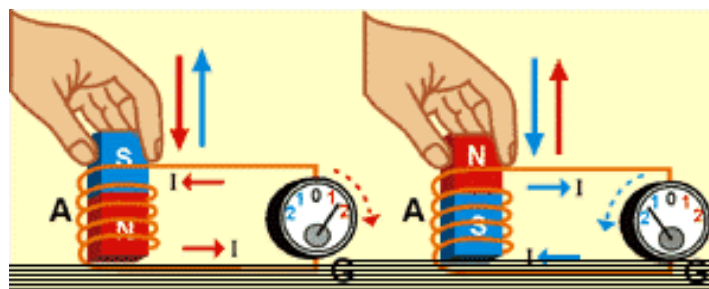
$$H = F / m_1 = m_2 / r^2 \quad \text{o genéricamente} \quad H = m / r^2$$



Líneas de Fuerza: Un polo magnético idealizado como libre y positivo en un campo magnético, se moverá siguiendo una línea de fuerza, y su sentido será siempre desde un polo positivo a uno negativo. Si colocamos una aguja magnética dentro del campo, se orientará tangente a las líneas de fuerza, que es lo que ocurre con la brújula. Las líneas descritas por las limaduras de hierro son esas líneas de fuerza, que tienen las siguientes propiedades:

- 1) En cualquier punto del campo una tangente a estas líneas nos dará la dirección de la intensidad, que siempre es de Norte a Sud.
- 2) La cantidad de líneas que atraviesan un área de 1 cm^2 , perpendicular a la dirección del campo en un punto, es igual al valor numérico del campo **H** en ese punto. Es decir que **la densidad de líneas de Fuerza es igual a la Intensidad del campo**.
- 3) El sentido de las líneas de campo es tal que siempre salen desde una fuente (polo positivo) y terminan en un sumidero (polo negativo).

Inducción Magnética B: Es el campo actual descrito como la cantidad de flujo magnético (Líneas) por unidad de área y es asociado a los efectos que causa sobre las cargas eléctricas. En 1920 Oersted observó que la aguja de una brújula colocada cerca de un conductor rectilíneo con corriente, giraba hasta colocarse perpendicular a este. Esta experiencia probó que la corriente eléctrica producía efectos magnéticos. Las limaduras de hierro se orientaban formando círculos con centro en el conductor. Y estas líneas no iban de ninguna fuente a ningún sumidero. Se puede decir que la corriente eléctrica se comporta como un remolino de líneas de fuerza, lo que también ocurre a la inversa, es decir que los campos magnéticos ejercen fuerzas sobre cargas eléctricas en movimiento (la corriente eléctrica). La presencia de este nuevo elemento en juego, la carga en movimiento, obligó a definir este nuevo vector que es la inducción magnética.



En la figura vemos que si se mueve un imán dentro de una bobina solenoide, el campo magnético del imán generará una fuerza electromotriz o flujo de corriente de electrones que se detecta en un galvanómetro. Este fenómeno se conoce como inducción magnética.

Si por dos conductores paralelos de longitud l circula una corriente I , y están separados una distancia r , **existe una fuerza F de atracción o repulsión** según la dirección de las corrientes sea la misma u opuesta (Regla de la mano derecha):

$$F \propto \frac{I \cdot l}{r} \quad \text{ó} \quad F = \frac{\mu \cdot I \cdot l}{2 \cdot \pi \cdot r} \quad (\text{En Newton, con } \mu \text{ la permeabilidad del medio})$$

La **Inducción Magnética B** se define como la fuerza por unidad de longitud del alambre, es decir:

$$B = \frac{F}{l} = \frac{\mu}{2\pi} \frac{I}{r}$$

De esto también surge la similitud que existe entre un **Imán** y un **Solenoide**, que es una bobina por la que circula corriente. El campo que genera un imán se denomina **Campo Dipolar** porque lo produce un dipolo magnético, nombre que también se utiliza para el producido por un solenoide.

Líneas de fuerza por unidad de polo: Partiendo de la definición de que una línea de fuerza por cm^2 establece una unidad de campo, analicemos cuantas líneas emite un polo unitario y cuántas un polo de intensidad m . Esto se ve claramente en la siguiente relación:

$$H = \text{Flujo}/\text{Area} \Rightarrow \phi/A = \phi/4\pi r^2 = m/r^2 \Rightarrow \phi = 4\pi m \Rightarrow m = 1 \text{ weber emite } 4\pi \text{ líneas}$$

Permeabilidad Magnética μ : Cuando se introduce una sustancia en un campo magnético H , se inducen polos y por lo tanto líneas de fuerza dentro de ella. La cantidad total de líneas por centímetro cuadrado es la **Inducción Magnética o Flujo Magnético B**, que podrá ser mayor o menor que las del campo H original, dependiendo de las propiedades magnéticas de la sustancia.

Entonces la permeabilidad magnética μ es la facilidad con que un campo se puede establecer en una sustancia magnética. Por eso se la define como el cociente entre el número de líneas que atraviesan la sustancia y una sección igual sin ella, es decir que

$$\mu = B/H \quad \text{o} \quad B = \mu H$$

Obviamente, en el vacío donde no hay sustancia, se cumple que $B = H$

Unidades Magnéticas:

El **Gauss** es la unidad de medidas de la **Inducción** o **Flujo Magnético B** en el sistema CGS, que se define como **líneas por centímetro cuadrado** [ϕ/cm^2]. Como esta cantidad era una unidad muy grande, se definió el **Gamma** [γ] = 10^{-5} G.

En el sistema internacional (SI) **B** se mide en **Weber [Wb] por m²**, que se define como **Tesla [T]**, ó en **Weber [Wb] por cm²** que es equivalente al **Gauss [G]**.

El **Tesla** es la inducción de un campo en el que una carga eléctrica de un Coulomb, que se desplaza perpendicularmente a las líneas de fuerza con una velocidad de un m/seg, se ve sometida a una fuerza de un Newton

El **Oersted** es la unidad del **Campo Magnético H** en el sistema CGS y el **Ampere por metro** en el S.I.

Como la **Inducción B** y el **Campo H** son proporcionales en un valor constante que es la **permeabilidad μ** (1,0000003 en el aire), y como los instrumentos magnéticos miden la inducción **B**, se generó una confusión con las unidades porque los valores son similares y se descuida el hecho que el primero se mide en **Gauss** y el segundo en **Oersted**. Desde el punto de vista físico **B** y **H** son equivalentes. La relación entre estas unidades es la siguiente:

Las relaciones entre ellos es:

Flujo o Inducción Magnética = Cantidad de Líneas / Area

$$1.T = 1.Wb/m^2 \quad 1.G = 1.Wb / cm^2 \quad 1.T = 10^4 G$$

$$1.Gauss = 10^{-4}Tesla \quad 1.\gamma = 1.nT \quad 1.Oe = 1.Wb/cm^2$$

$$1.nanoTesla = 10^{-9}Tesla \quad \text{ó} \quad 1.nT = 10^{-9}T$$

Para mayor claridad podemos confeccionar la siguiente tabla de conversión:

	(CGS)	(SI)	Conversión
Inducción B	Gauss	Tesla	1 Gauss = 10^{-4} Tesla
Campo H	Oersted	Ampere/m	1 Oersted = 79,58 A/m

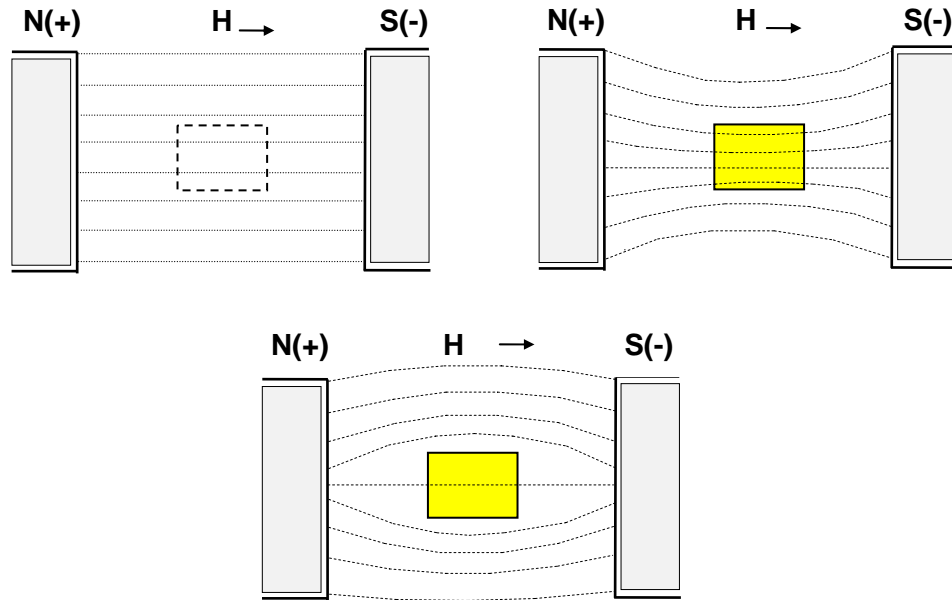
La **Intensidad de Magnetización I** es una medida de la fuerza de un imán. Es el Momento Magnético, adquirido o inducido por un cuerpo al ser introducido en un campo, por el volumen del mismo. También se define como la intensidad del polo inducido por área de sección transversal:

$$I = m/A = m'/A' \quad \text{ó} \quad I = M/V$$

La **Susceptibilidad Magnética k** es la relación entre la intensidad de magnetización adquirida y el campo que la generó:

$$k = I/H \quad \text{ó} \quad I = k.H$$

Relación entre Permeabilidad y Susceptibilidad



Como se dijo, el total de líneas que atraviesan el cuerpo es la suma de las líneas debidas al campo H , más las debidas al campo originado por los polos inducidos m . Si una unidad de polo genera 4π líneas de fuerza, un polo de intensidad m generará $4\pi m$ líneas. Entonces la cantidad total de líneas B que atraviesan el cuerpo será:

$$B = \phi/A = \phi'/A + 4\pi m/A \Rightarrow B = H + 4\pi m/A \Rightarrow B = H + 4\pi I$$

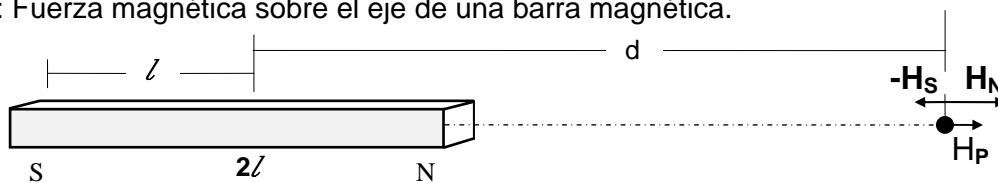
Dividiendo en $H \Rightarrow B/H = 1 + 4\pi I/H$, puesto que $B/H = \mu$ e $I/H = K$

$$\text{Entonces: } \mu = 1 + 4\pi K \quad \text{o} \quad K = (\mu - 1)/4\pi$$

Intensidad Magnética debida a un Imán: El manejo y calibración de cualquier instrumento magnético o magnetómetro, requiere conocer la intensidad magnética a determinada distancia de una simple barra magnética.

Los llamados casos o posiciones de Gauss resuelven primero las situaciones más comunes que se presentan y luego establecen una forma general para todos los casos.

CASO I: Fuerza magnética sobre el eje de una barra magnética.

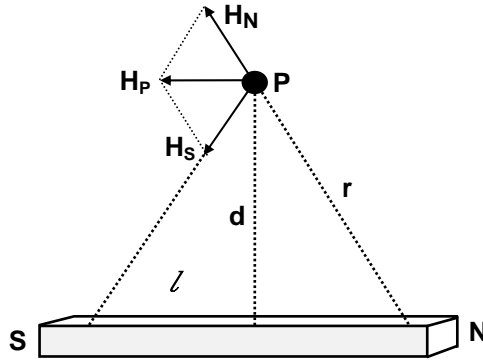


$$H_P = H_N + (-H_S) = m/(d-l)^2 - m/(d+l)^2 = [m(d^2+2d+l^2) - m(d^2-2d+l^2)]/(d^2-l^2)^2$$

$$H_P = 4mdl/(d^2-l^2)^2 = 2Md/(d^2-l^2)^2$$

Si l es muy pequeño comparado con d ($d \gg 5l$), queda $H_P = 2M/d^3$

CASO II: Fuerza magnética a 90° del centro del eje magnético.



$$H_P/H_N = 2l/r \quad H_P = H_N 2l/r$$

$$H_N = m/r^2$$

$$H_P = 2m l/r^3$$

$$r = \sqrt{d^2 + l^2}$$

$$H_P = 2m l / (d^2 + l^2)^{3/2}$$

Si l es muy pequeño comparado con d ($d \gg 5l$):

$$H_P = M/d^3$$

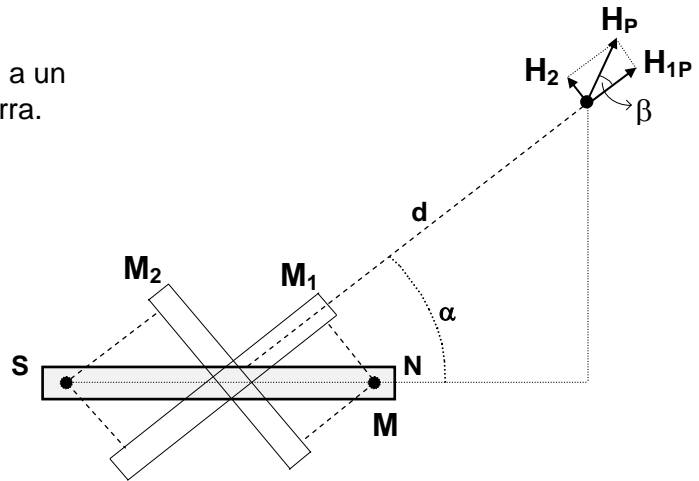
CASO III: Fuerza magnética en un punto a un ángulo α sobre el eje magnético de la barra.

$$M_1 = M \cos \alpha \quad \text{y} \quad M_2 = M \sin \alpha$$

$$H_{1P} = 2 M_1/d^3 \quad \text{y} \quad H_{2P} = M_2/d^3$$

$$\text{tg} \beta = H_{2P} / H_{1P} = (M \sin \alpha) / (2M \cos \alpha)$$

$$\text{tg} \alpha = 2 \text{tg} \beta$$



Esta relación de tangentes de los ángulos α y β entre el eje del imán y la dirección al punto, y entre ésta y la del campo resultante, tiene un gran significado en la Tierra:

$$\alpha \equiv \varphi_G \text{ (colatitud Geográfica)}$$

$$\beta \equiv 90 - I \text{ (Inclinación Magnética)}$$

El valor del campo H en cualquier punto resulta entonces:

$$H^2_P = H^2_{1P} + H^2_{2P} = (2M \cos \alpha)^2 / (d^3)^2 + (M \sin \alpha)^2 / (d^3)^2$$

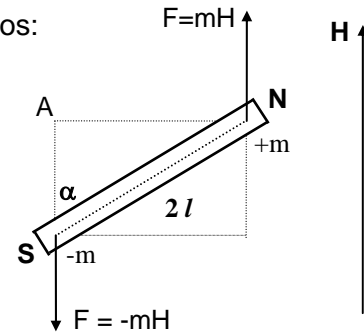
$$H_P^2 = (4M^2 \cos^2 \alpha + M^2 \sin^2 \alpha) / d^6$$

$$H_P = M/d^3 \sqrt{4 \cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha}$$

Comportamiento de un imán en un campo magnético: En un campo homogéneo y uniforme, la intensidad es siempre constante y en la misma dirección. Un imán libre para girar en un plano horizontal, orientará su eje en la dirección del campo en que está inmerso. Esto se debe a que se produce una cupla por la acción de dos fuerzas de distinto sentido en cada polo del imán. Si tenemos un campo H , la fuerza que experimentará el polo Norte del imán libre será $+mH$, y $-mH$ la el polo Sur. El valor de la cupla vendrá dado por el producto de la fuerza por la distancia perpendicular entre ellas, es decir AN en la figura, que es igual a $2 \cdot l \cdot \text{sen} \alpha$.

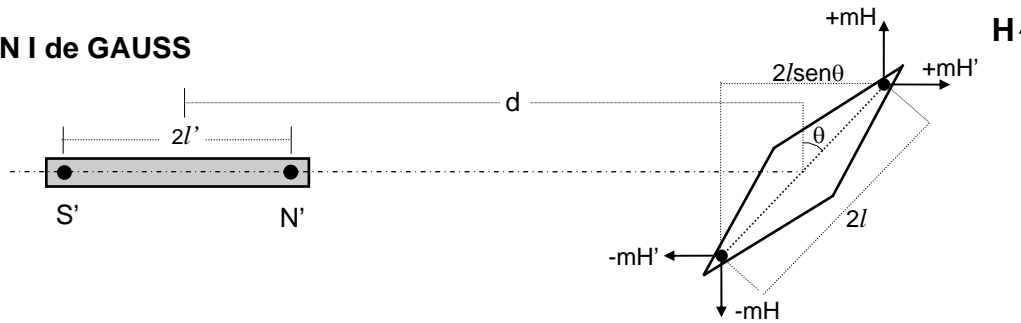
Siendo el momento magnético del imán $M = 2l \cdot m$, tendremos:

CUPLA = $mH \times 2l \cdot \text{sen}\alpha = MH \times \text{sen}\alpha$



Comportamiento de una aguja magnética en dos campos:

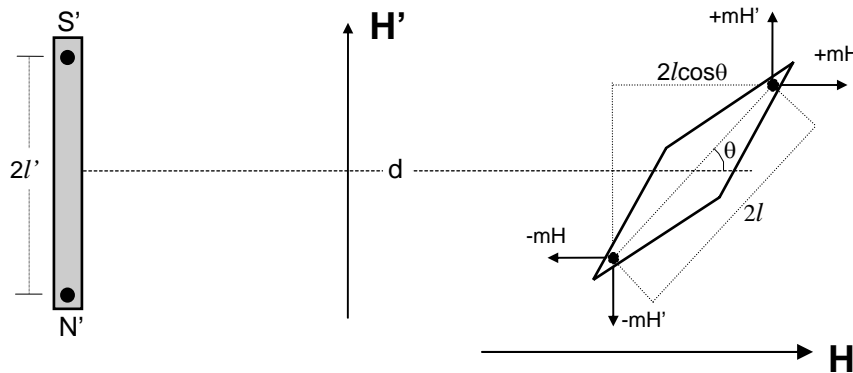
POSICION I de GAUSS



El campo H' debido al imán deflector será $H' = 2M'/d^3$ y el de la cupla debida al campo H será: $mH \cdot 2l \cdot \text{sen}\theta$. Para que el sistema quede en equilibrio las cuplas deben ser iguales, o la resultante de las dos fuerzas actuantes sea colineal con el eje de la aguja, o sea:

$$mH' \cdot 2l \cdot \text{cos}\theta = mH \cdot 2l \cdot \text{sen}\theta \Rightarrow m(2M'/d^3)2l \cdot \text{cos}\theta = mH \cdot 2l \cdot \text{sen}\theta \Rightarrow \text{tg } \theta = 2M'/Hd^3$$

POSICION II de GAUSS



El valor del campo H' debido al imán deflector, será $H' = M'/d^3$ y la cupla que genera será

$$mH' \cdot 2l \cdot \text{cos}\theta \quad \text{ó} \quad m(M'/d^3)2l \cdot \text{cos}\theta.$$

La cupla debida al campo H será: $mH \cdot 2l \cdot \text{sen}\theta$

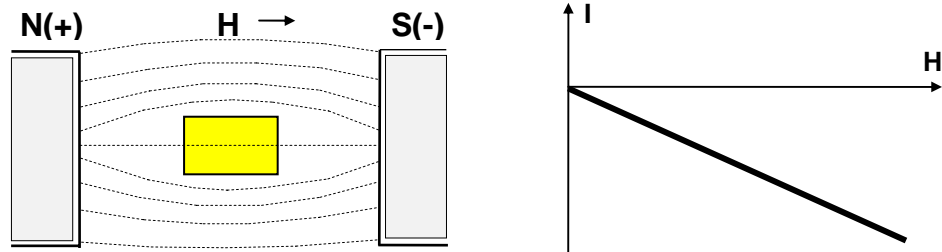
Nuevamente, para que el sistema esté en equilibrio, ambas cuplas deben ser iguales, es decir:

$$m(M'/d^3)2l \cdot \text{cos}\theta = mH \cdot 2l \cdot \text{sen}\theta \quad \text{por lo tanto} \quad \text{tg } \theta = M'/Hd^3$$

Propiedades magnéticas de la materia

Todas las sustancias pueden ser clasificadas según su comportamiento dentro de un campo magnético. La base de esta clasificación fue establecida por Faraday en 1.845, quien demostró que todos los materiales son afectados de alguna manera por un campo magnético.

Sustancias Diamagnéticas: El diamagnetismo es una propiedad universal de la materia. Estas sustancias muestran una suave respuesta en un campo magnético, y su efecto es tal que lo repele.



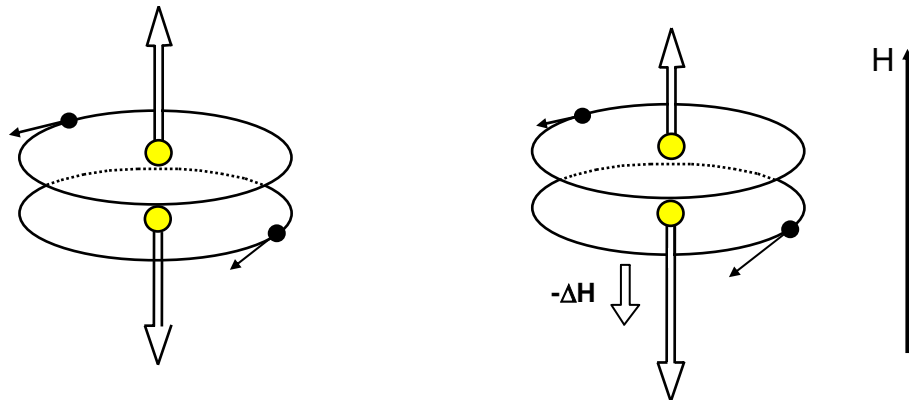
La imantación **I** es proporcional al campo, pero de signo contrario, debido a que la susceptibilidad **k** es negativa. Como ejemplo podemos citar al **Bismuto con $k = -13 \times 10^{-6}$**

El fenómeno diamagnético se explica por la rotación orbital del electrón alrededor del núcleo. Por electromagnetismo, (espiras o solenoide), cada electrón rotando genera un dipolo.

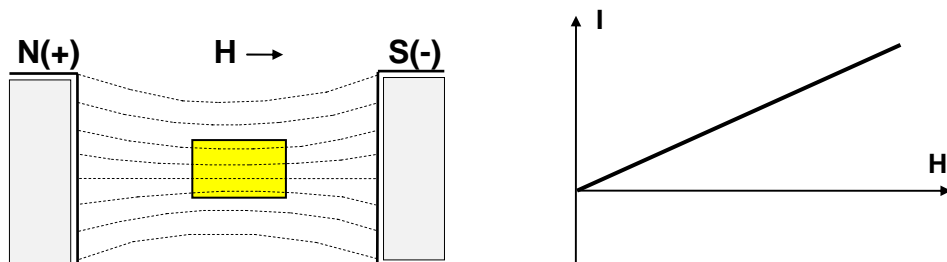
El diamagnetismo se presenta claramente en todas las sustancias cuyos átomos tienen pares de electrones girando en sentido opuesto. De esta manera los dipolos se anulan dentro del átomo sin presencia de un campo externo.

Al introducir esa sustancia en un campo magnético, uno de los electrones se acelera y el otro se frena. Por lo tanto un dipolo aumenta su intensidad y el otro disminuye, de manera tal que al sumarse ya no se anulan y aparece un dipolo diferencia que siempre se opone al campo externo.

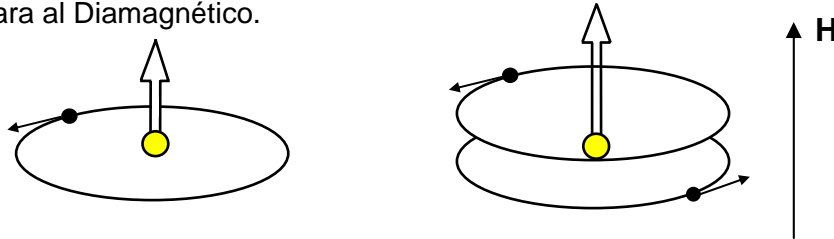
El diamagnetismo es independiente de la temperatura.



Sustancias Paramagnéticas: Son las que presentan una definida atracción al campo magnético, aunque esta respuesta también es suave, al igual que el diamagnetismo. Una varilla de este material en medio de un campo, se orientará en la dirección de este.



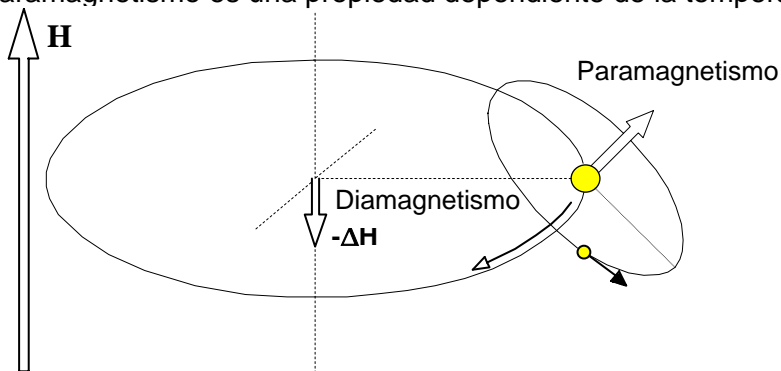
La imantación también será proporcional al campo, pero dirigida en el mismo sentido puesto que la susceptibilidad k es positiva. Ejemplo de estas sustancias son el **Platino, Aluminio, Manganeso**, etc., con k del orden de 10^{-3} a 10^{-5} . Por ser positivo y de un orden menor, el fenómeno Paramagnético enmascara al Diamagnético.



Como en el Diamagnetismo, el fenómeno también se explica por la rotación orbital de los electrones, pero en este caso, de los libres o apareados girando en un mismo sentido.

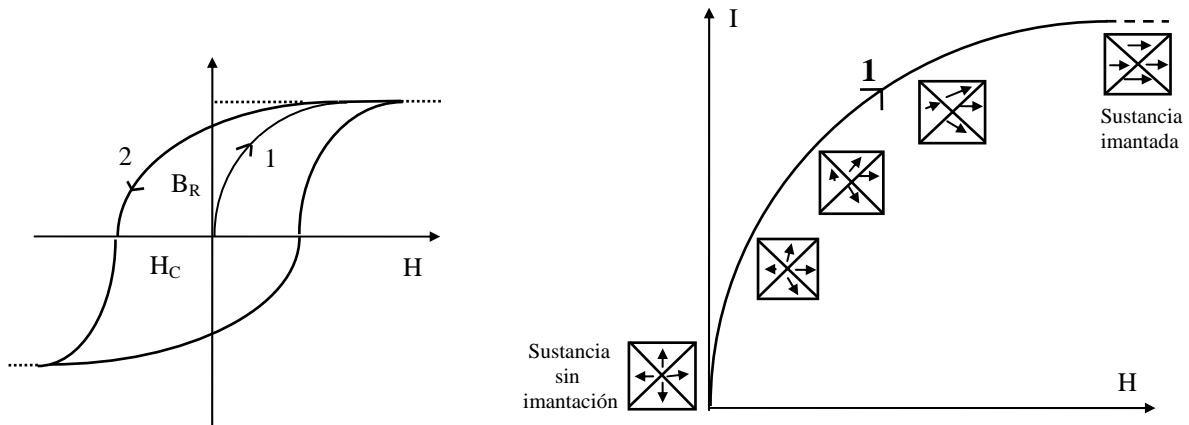
Por lo tanto siempre existirá un dipolo en el átomo, orientado al azar, pero que se anula con los otros dipolos de la materia. Entonces el átomo de estas sustancias tiene momento magnético, pero no así la sustancia toda. En la medida que crece el campo, los dipolos se orientan en mayor cantidad paralelos al campo externo.

La propiedad universal del Diamagnetismo, la oposición al campo, se debe al efecto giromagnético que hace precesar el dipolo como un trompo, debido a la cupla magnética que se genera y que tiende a orientar al dipolo. Esa rotación es siempre en un sentido tal que el nuevo dipolo inducido se opone al campo. El Paramagnetismo es una propiedad dependiente de la temperatura.



Sustancias Ferromagnéticas: Son aquellas que muestran una pronunciada reacción paramagnética. La susceptibilidad k y la permeabilidad μ son muy grandes y no son constantes como en las dia y paramagnéticas. La variación de la imantación en función del campo magnetizante, describe una curva llamada **Ciclo de Histéresis**. Ejemplo de estas sustancias son el acero, el hierro y el níquel.

La imantación aumenta según la curva 1 hasta saturarse. Al quitar el campo, la desimantación se produce por la curva 2 y queda un magnetismo remanente B_R . Para anularlo se hace necesario invertir el sentido del campo hasta un valor $-H_C$ que se denomina Fuerza Coercitiva.

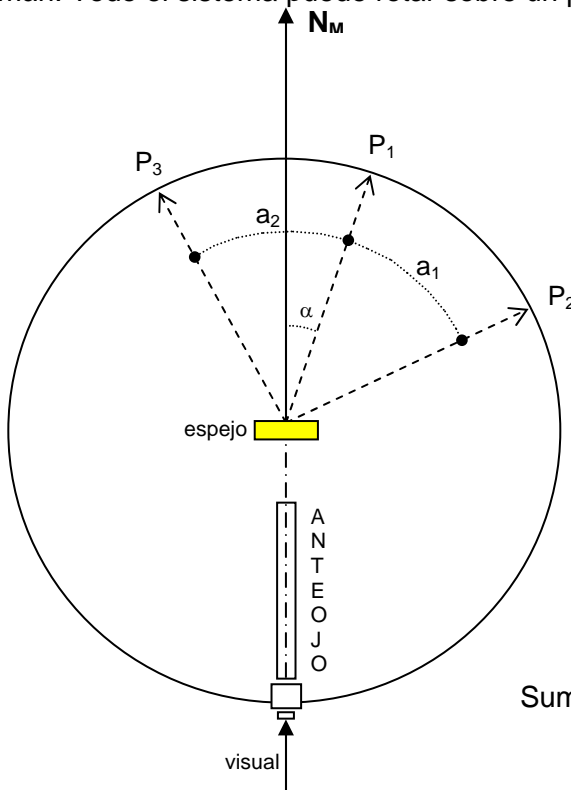


Instrumental Magnético

El instrumental puede clasificarse de diferentes formas. Una distinción básica es si son magnetómetros o variómetros. Los primeros son usados para hacer mediciones absolutas y los últimos para monitorear variaciones sin referencia alguna de la magnitud absoluta del campo. Una segunda distinción es que las mediciones sean escalares o vectoriales. Un magnetómetro escalar mide la magnitud del campo sin considerar la dirección, en cambio, un vectorial mide el campo en una determinada dirección. No obstante un magnetómetro escalar puede medir vectorialmente si se conocen la dirección del Norte Magnético, la declinación del lugar de medición, y se orienta apropiadamente el sensor. La clasificación más usada es la que proviene del principio físico utilizado para la medición, a saber:

1) Magnetómetros de Torsión: Cuando un imán es suspendido en un campo magnético, adopta una posición de equilibrio en la cual se compensan la cupla ejercida por el campo sobre el imán con la cupla restauradora debida a la suspensión (o a la gravedad). Un pequeño cambio en el campo hace que el imán gire y adopte otra posición de equilibrio. Este principio fue utilizado en los primeros 150 años de registración continua en los Observatorios Magnéticos y siguen funcionando hasta hoy en algunos lugares. Los más conocido de estos fueron el Variógrafo Askania, el Q.H.M. (Quartz Horizontal Magnetometer) y la Balanza de Schmidt.

Q.H.M.: Consiste de un cuerpo tubular del que cuelga un imán de un hilo de torsión. Tiene un anteojo sobre una ventana del tubo para observar un espejo adherido en forma perpendicular al imán. Todo el sistema puede rotar sobre un plano horizontal graduado para leer ángulos.



Si el imán se libera en una posición próxima al Norte Magnético, no se orienta en esa dirección, sino que debido a una torsión residual θ del hilo se ubica en P_1 , formando un ángulo α , con el N_M . Si τ es el coeficiente de torsión, M el momento magnético del imán y H el campo que se desea medir, el equilibrio será:

$$(1) \quad M.H.\text{sen}\alpha = \tau.\theta$$

Dando un giro de 360° en el sentido de las agujas del reloj, el imán se ubica en P_2 , y el equilibrio será:

$$(2) \quad M.H.\text{sen}(\alpha+a_1) = \tau(\theta+2\pi)$$

Dando luego dos giros de 360° en sentido antihorario, el imán ocupará la posición P_3 y el equilibrio será:

$$(3) \quad M.H.\text{sen}(\alpha-a_2) = \tau(\theta-2\pi)$$

Sumando la (2) y la (3) y reemplazando θ de la (1):

$$\text{tg } \alpha = \frac{\text{sen } a_1 - \text{sen } a_2}{2 - (\text{cos } a_1 + \text{cos } a_2)}$$

Restando la (2) y la (3)

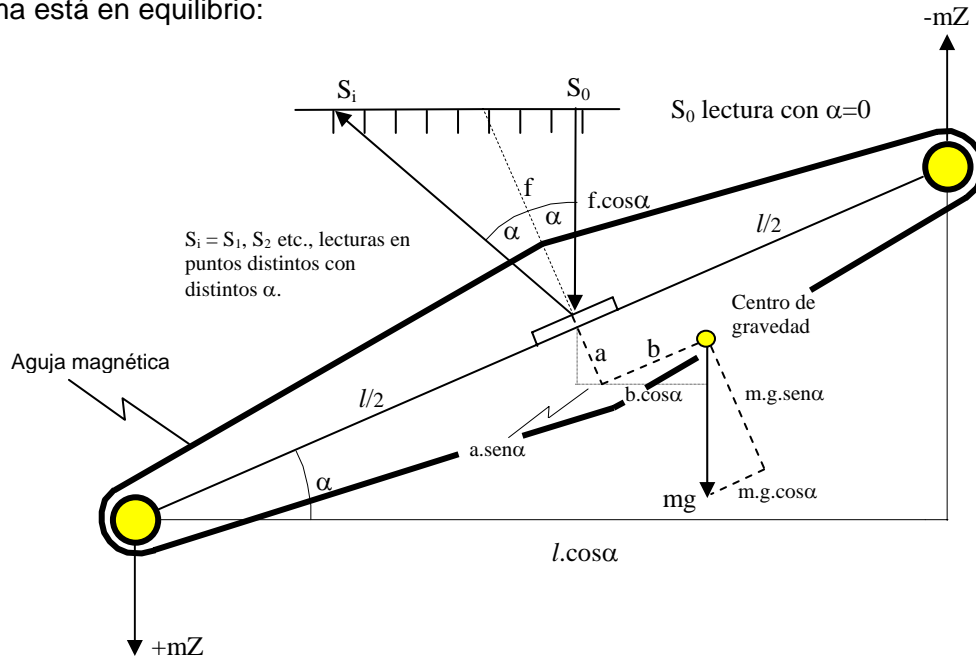
$$H = \frac{4\pi\theta}{M} \cdot \frac{1}{\text{sen}(\alpha + a_1) - \text{sen}(\alpha - a_2)}$$

ó

$$H = \frac{K}{\text{sen}(\alpha + a_1) - \text{sen}(\alpha - a_2)}$$

K se determina por calibración como constante del instrumento.

Balanza de Schmidt: El mismo instrumento permite medir tanto componente vertical como horizontal del campo magnético terrestre, aunque debe cambiarse la aguja magnética que provee el fabricante. Analizaremos el procedimiento para determinar la componente vertical, ya que es similar para la horizontal pero cambia la disposición del soporte para apoyo de la aguja. Hay dos cuplas en juego que son la magnética **C_m** y la de gravedad **C_g**, que deben ser iguales si el sistema está en equilibrio:



$$C_g = m \cdot g(b \cdot \cos\alpha + a \cdot \sin\alpha) = C_m = z \cdot m \cdot l \cdot \cos\alpha = z \cdot M \cdot \cos\alpha$$

$$\operatorname{tg}(2\alpha) = (S_i - S_0) / f \cdot \cos\alpha \quad \text{como } \alpha \approx 0 \quad \Rightarrow \quad \operatorname{tg} \alpha = (S_i - S_0) / 2 \cdot f$$

S_i son las lecturas, entonces en una estación leeremos **S₁** y en otra **S₂** por ejemplo:

$$\begin{aligned} S_1 - S_0 &= (2 \cdot f \cdot z_1 \cdot M - 2 \cdot f \cdot b \cdot m \cdot g) / (a \cdot m \cdot g) \\ S_2 - S_0 &= (2 \cdot f \cdot z_2 \cdot M - 2 \cdot f \cdot b \cdot m \cdot g) / (a \cdot m \cdot g) \end{aligned}$$

Restando m. a m. tendremos:

$$\Delta z = (S_2 - S_1) (a \cdot m \cdot g) / (2 \cdot f \cdot M) \quad \Rightarrow \quad \Delta z = E (S_2 - S_1) \quad \text{con } E = (a \cdot m \cdot g) / (2 \cdot f \cdot M)$$

El Factor de escala **E** se determina con la Bobina de Helmholtz, dentro de la que se coloca la balanza mientras se genera un campo conocido con la bobina.

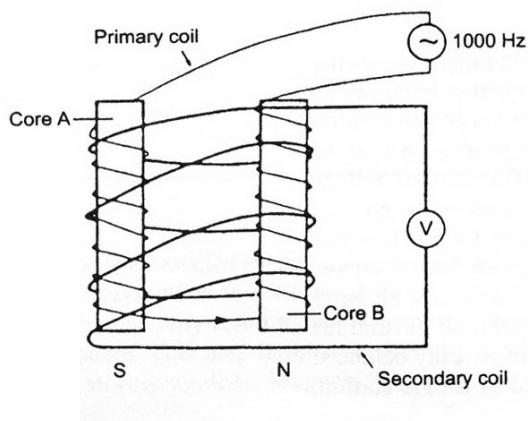
2) Magnetómetros de Inducción:

Cuando una bobina gira alrededor de un eje diametral alineado en forma paralela a un campo, el flujo de líneas de campo no cortará el plano de la bobina y por lo tanto no se generará una f.e.m. La inclinación de este eje es la inclinación del campo.

Este fue el principio físico en que se basó el **Inductor Terrestre**, un instrumento muy usado también en observatorios y que tenía 0,1' de precisión.

3) Magnetómetro de Núcleo Saturable

También conocido como **Flux-Gate** o de Saturación de Flujo, fue desarrollado en la década del 40 para detectar submarinos. Luego de la Segunda Guerra Mundial se lo adaptó para mediciones desde aviones.



Consiste de dos barras A y B de metal ferromagnético colocadas cerca y en forma paralela, como núcleo de dos bobinas por las que circula una corriente alterna en dirección opuesta en cada una. La medición depende de la permeabilidad variable del núcleo que llega a la saturación positiva y negativa (Ciclo de Histéresis) cuando se aplica la corriente. Una bobina secundaria envuelve a las otras dos, y en ausencia de un campo externo, el voltaje inducido en aquella será nulo porque las saturaciones de los núcleos ocurren simultáneamente pero de signos opuestos. En presencia de un campo externo como el de la Tierra, la saturación positiva de un núcleo ocurrirá antes que la negativa del otro y esto inducirá un voltaje en la bobina secundaria, el que será proporcional a la intensidad de dicho campo externo.

El Flux-Gate es un magnetómetro vectorial, por lo tanto puede medir las componentes o el campo total, según la orientación de las bobinas. Su ventaja es su simplicidad, tamaño y modesta fuente de energía. Su desventaja son la variación con los cambios de temperatura y su pobre resolución.

4) Magnetómetro Protónico o de Resonancia

El principio de estos magnetómetros consiste en monitorear la precesión de los momentos magnéticos atómicos. Para ello se parte del principio que un átomo o núcleo atómico con Momento Magnético y Momento Angular (Carga eléctrica en rotación), colocado en un campo magnético externo, precesa a una frecuencia (de Larmor) que es proporcional a la magnitud de dicho campo. La razón giromagnética del protón es una constante atómica, y el campo puede determinarse en forma absoluta con una precisión del 1 nT, si se mide con precisión la frecuencia de precesión.

$$F = 23,4874 f_p$$

El sensor consiste de una botella con agua o kerosene, ya que el hidrógeno es una sustancia paramagnética con un electrón por átomo. Todo el sensor está envuelto en una bobina a la que se le aplica una fuerte corriente continua, para generar un campo polarizante que asegure la orientación de todos los momentos atómicos.

Cuando se corta la corriente, los protones del líquido tienden a orientarse según el campo de la Tierra presente, pero al ser este muy débil y existir una masa atómica, se produce el fenómeno del trompo y precesan alrededor de este campo con una frecuencia que es proporcional a la intensidad de dicho campo, siendo la razón giromagnética la constante de proporcionalidad. La misma bobina utilizada para polarizar los momentos atómicos es utilizada para medir la corriente alterna inducida por la precesión.

Este magnetómetro es un medidor escalar del valor absoluto del campo magnético, y para obtener la mayor sensibilidad en la medición debe colocarse el eje de la bobina del sensor a 90° del campo de la Tierra, lográndose generar así la máxima señal en la precesión.

El sensor es sencillo, robusto y no le afectan los cambios térmicos ni de altitud. Por ello este tipo de magnetómetro es el más usado tanto para mediciones sobre el suelo y el agua o desde el aire en aviones. Además permite detectar cambios del campo magnético de hasta $\pm 1\text{nT}$.

La antigüedad de los estudios geomagnéticos

El conocimiento del campo magnético de la Tierra es tan antiguo como el del imán mismo. La magnetita, un mineral de hierro fuertemente magnético, fue descubierto en la antigua Grecia por lo menos 600 a. J.C. Como esta roca era una parte, aunque muy pequeña de la corteza terrestre, los griegos demostraron que el magnetismo estaba estrechamente relacionado con la Tierra, pero sin pensar que toda la Tierra actuaba como un imán.

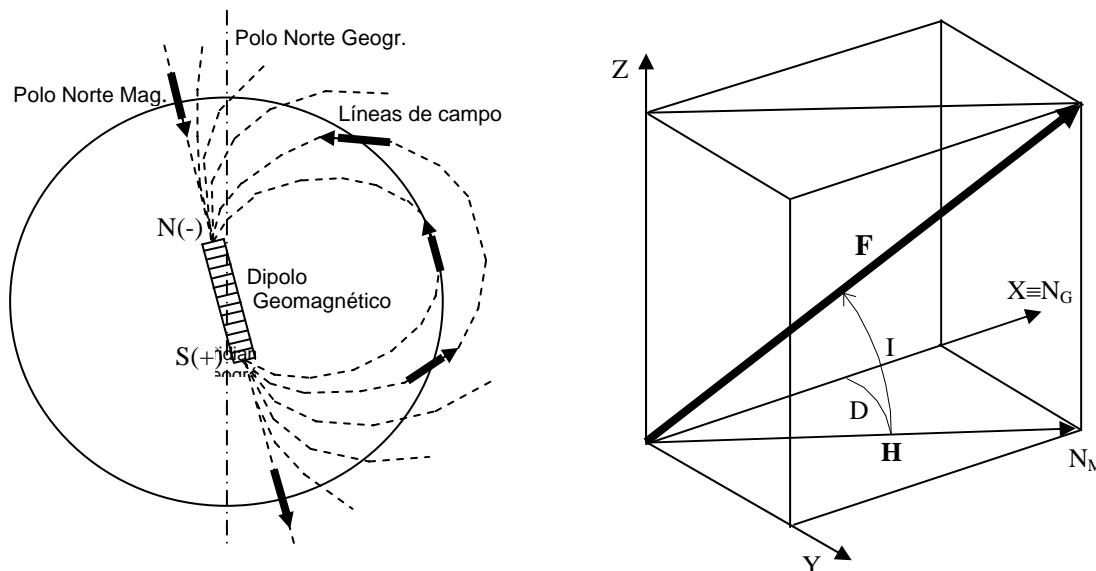
En efecto, el campo magnético fue utilizado mucho antes de que se lo descubriera como tal. Los chinos inventaron en el siglo I de esta era, una brújula sencilla que apuntaba aproximadamente al Norte. Recién en el año 1600 William Gilbert, un médico inglés, demostró que el comportamiento de la brújula en la Tierra era similar al de una aguja de hierro colocada sobre una esfera de magnetita.

Las mediciones sistemáticas del campo magnético terrestre (**cmt**) comenzaron en el siglo 19, hace menos de 200 años. Por lo tanto todo el conocimiento directo que tenemos del campo es de menos del 0,000005% de la edad de la Tierra.

Los elementos magnéticos del cmt

Como todo campo magnético se representa como un vector, antes de hacer cualquier consideración sobre el cmt, debemos definir un sistema común de referencia sobre la Tierra, y así asegurar que los datos tomados en todo el mundo puedan ser comparables. Teóricamente, hay varias formas de hacerlo, pero en la práctica es común descomponer la **inducción magnética terrestre F ó B** respecto a tres ejes perpendiculares entre sí: el Norte Geográfico **X**, el Este Geográfico **Y** y la Vertical **Z**.

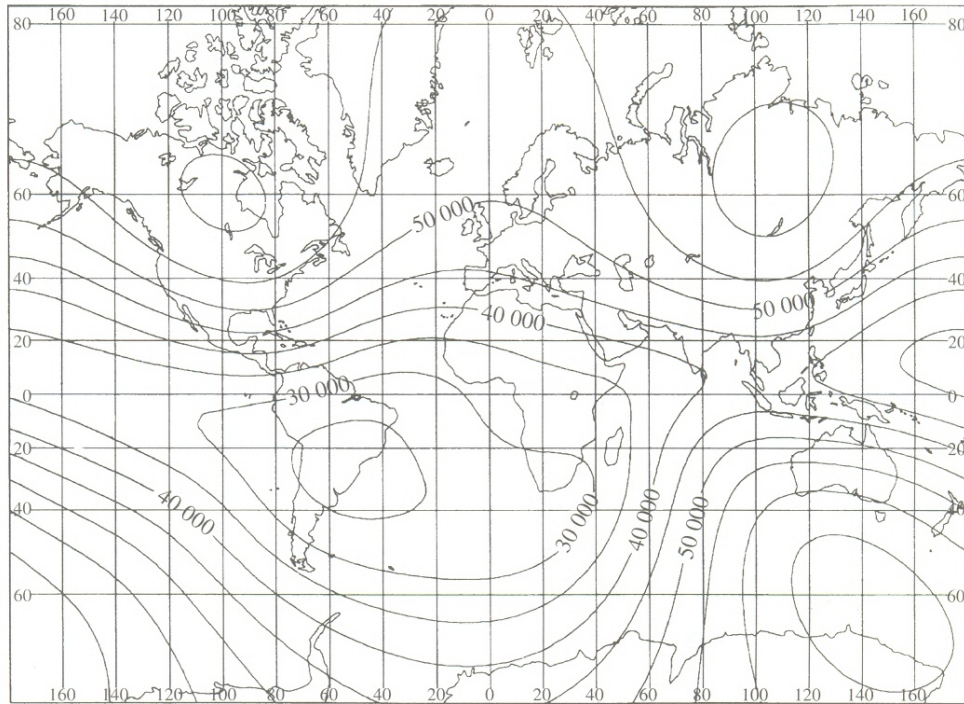
La inducción magnética **F ó B** en cualquier punto **O** sobre la superficie de la Tierra es un vector con su magnitud y dirección correspondientes. Una brújula libre de rotar en un plano horizontal en **O**, quedará en reposo a lo largo de **H**, **componente horizontal del cmt**. El ángulo que **B** forma con el Norte Geográfico o Verdadero es la **declinación magnética D** , que se mide positivo hacia el Este del meridiano geográfico, plano que contiene a **F** y **Z**. El plano que contiene a **F** y **H** se denomina **meridiano magnético** en **O**. El ángulo que forma **F** con la horizontal se llama **inclinación magnética I** , positiva cuando **F** está debajo de la horizontal.



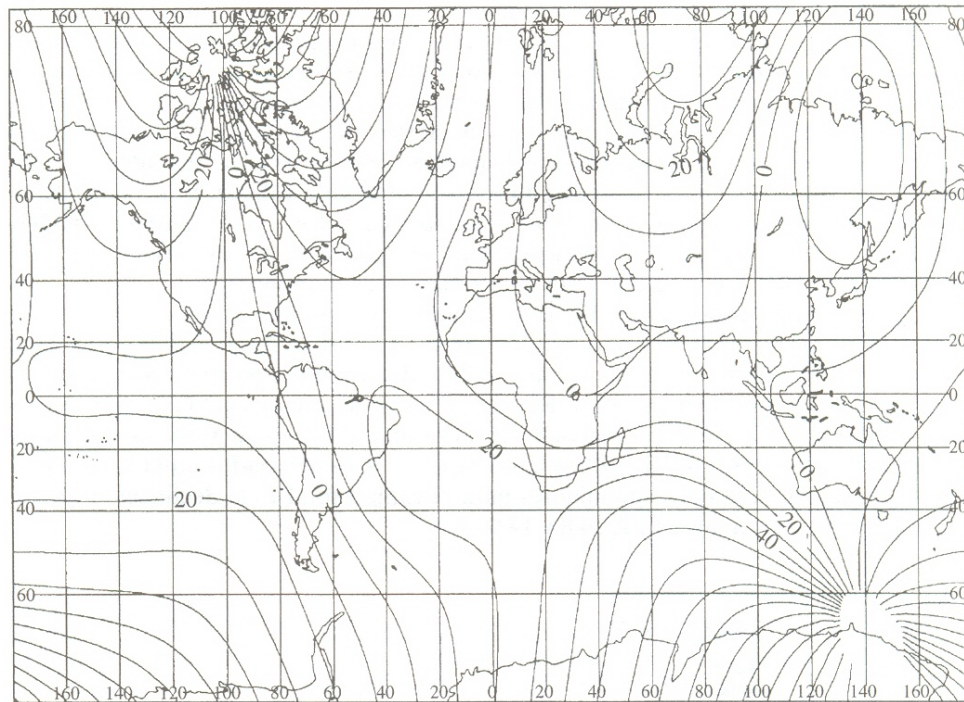
F ó B, H, D, I, X, Y y Z se conocen como los **elementos magnéticos** del campo terrestre. Por trigonometría, conociendo tres de estos elementos, pueden determinarse los restantes:

El campo magnético terrestre actual

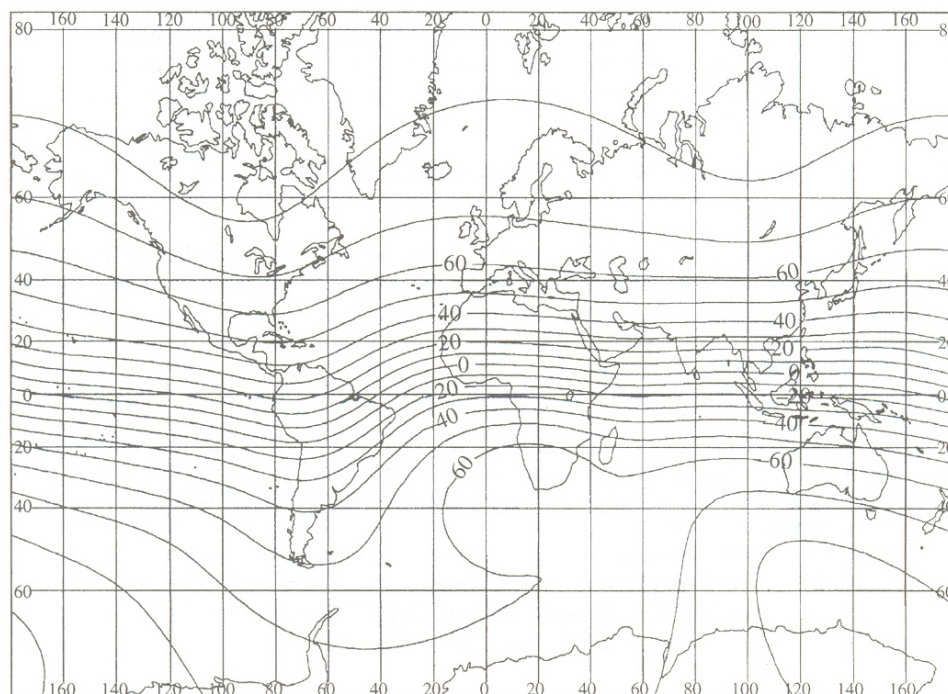
La forma más simple de visualizar las características actuales del campo, es volcando en mapas las mediciones realizadas en todo el mundo. Para mayor claridad se confeccionan curvas de igual valor de determinados elementos magnéticos. Estos mapas se llaman **cartas isomagnéticas o isodinas**. Las líneas que unen puntos de **igual declinación** se llaman **isógonas**. Similarmente, las de **igual inclinación** se llaman **isoclinas**.



Mapa de intensidad total del campo geomagnético F en nT (IGRF-1995).



Mapa de la declinación magnética D en grados (IGRF-1995).



Mapa de inclinación magnética I en grados (IGRF-1995)

Análisis matemático del campo

Observando estos mapas se ve que el cmt tiene poca regularidad, aunque en una primera aproximación tiene la forma de un campo dipolar, o el de una esfera magnetizada. Dada la condición esférica del campo y la suficiente cantidad de información recogida durante más de 150 años, se puede simular matemáticamente una solución mediante el análisis matemático de funciones armónicas esféricas.

De esta manera, el campo magnético terrestre puede expresarse como una suma de armónicos y de polinomios asociados. Este análisis permite primero detectar y separar la contribución interna de la externa del campo, resultando despreciable esta última. Luego pone en evidencia la armónica de grado 1 que corresponde a un campo dipolar centrado y que representa casi el 80% del campo total interno.

Las armónicas de mayor grado se pueden materializar mediante imanes más débiles colocados transversalmente al principal.

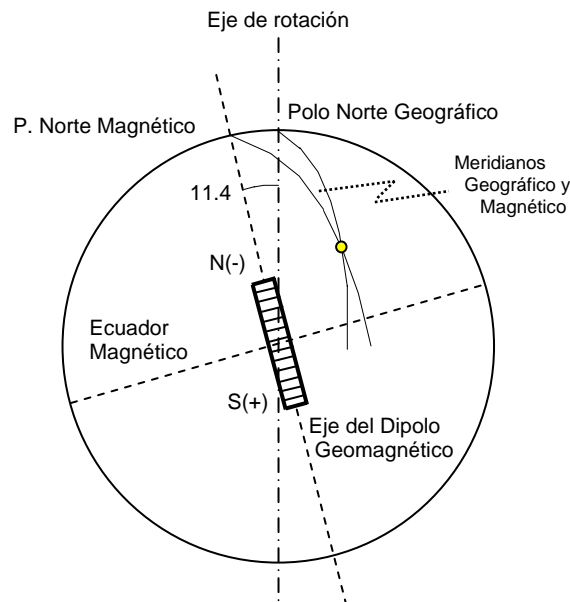
Gracias a los servicios de los observatorios magnéticos fijos y de los móviles transportados por barcos, aviones y satélites, se mejora permanentemente el modelo de campo geomagnético.

Sobre esta base la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía estableció un **Campo Geomagnético de Referencia Internacional** conocido como **I.G.R.F.**, que permite determinar valores del campo teórico, llamados geomagnéticos a diferencia de los valores reales medidos llamados simplemente magnéticos.

A partir de este análisis, el cmt tiene las siguientes características:

- 1 – El **95%** del campo total es de **origen interno** y solo el **5%** es de **origen externo**.
- 2 – El cmt es principalmente dipolar, es decir, como el producido por un imán o un solenoide, aunque en la realidad se trate de un proceso complejo y difícil de imaginar. Este se conoce como el **dipolo geomagnético**.
- 3 – El dipolo geomagnético forma un ángulo de **11,4°** con el eje de rotación de la Tierra, y su centro está desplazado unos **400 km** del centro de la Tierra. Los puntos en los cuales el eje dipolar geomagnético corta la superficie de la Tierra se denominan **Polos Geomagnéticos Norte y Sud**. El círculo máximo perpendicular a este eje se conoce como **Ecuador Geomagnético**. Por definición, los polos Norte magnético y geomagnético son de signo negativo, y que la definición de polo de un imán es diferente a la de polo en la Tierra.

- 4 - El Momento Magnético **M** de la Tierra es de 8×10^{25} unidades electromagnéticas en el sistema c.g.s. de unidades.

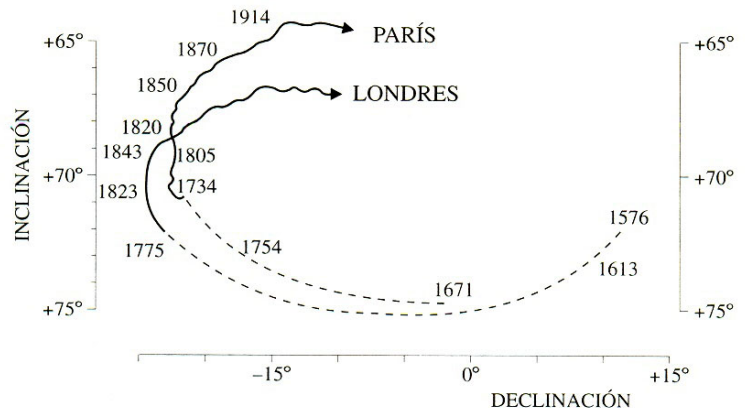


- 5 – La unidad del cmt en el sistema CGS es el oersted, pero debido a su baja intensidad se utiliza el **gamma (γ)** o últimamente el **Tesla (T)** cuya relación es **1gamma = 10^{-5} oersted = 10^{-9} Tesla = 1nanoTesla (nT)**.
- 6 – Si el dipolo geomagnético fuera el único causante del cmt, la inducción magnética sería de unos **62.000 nT** en los **Polos** y **31.000 nT** en el **Ecuador**.
- 7 – Además del campo generado por el dipolo geomagnético, también existe un **campo no dipolar** que es el responsable de la mayor parte de las irregularidades del cmt. Si restamos al cmt el campo dipolar geomagnético, lo que nos queda es el campo no dipolar. Las componentes de este campo también se muestran en cartas magnéticas donde se ve que este campo tiene centros de alta inducción positiva y negativa llamados vórtices, que son en definitiva los causantes de las irregularidades del cmt.
- 8 – En los polos geomagnéticos Norte y Sur la inclinación debería ser de $+90^\circ$ y -90° respectivamente, lo que no ocurre justamente por la influencia del campo no dipolar. Y más aún, existen lugares de la Tierra donde la inclinación de los campos dipolar y no dipolar se suman para dar una inclinación total de $\pm 90^\circ$, lo que se conoce como **polos de máxima inclinación magnética**. Obviamente estos polos no son antípodas.

Variaciones del campo magnético

En 1635, Henry Gellibrand publicó su descubrimiento de que la declinación en Londres había cambiado desde $13,3^\circ$ hasta $4,1^\circ$ Este entre los años 1580 y 1634. Esta fue la primera vez que alguien observaba que el campo magnético terrestre no era estático, aunque debe admitirse que los únicos elementos medidos en la época eran solo declinación e inclinación, y con no mucha precisión. En el siglo 19 comenzaron las mediciones más precisas y sistemáticas, con lo que se confirmó que todos los elementos del campo variaban con el tiempo. A estos cambios se los conoce como **variaciones seculares**, donde la palabra secular se refiere simplemente a tiempo. Concretamente desde 1838, cuando Gauss llevó a cabo sus primeros análisis matemáticos del campo, se comenzó a representar gráficamente los cambios que ocurrían a través del tiempo. Durante el período de observación directa, el campo ha sido predominantemente dipolar, pero el eje del dipolo geomagnético se desplazó un poco. La latitud del polo norte geomagnético se ha mantenido casi constante, por lo tanto el ángulo entre los ejes magnético y de rotación terrestre se mantuvo en los 11° aproximadamente. En cambio la longitud ha cambiado unos 6° en los últimos 130 años, es decir a razón de $0,05^\circ$ por año, aunque en los últimos años el movimiento polar ha disminuido considerablemente.

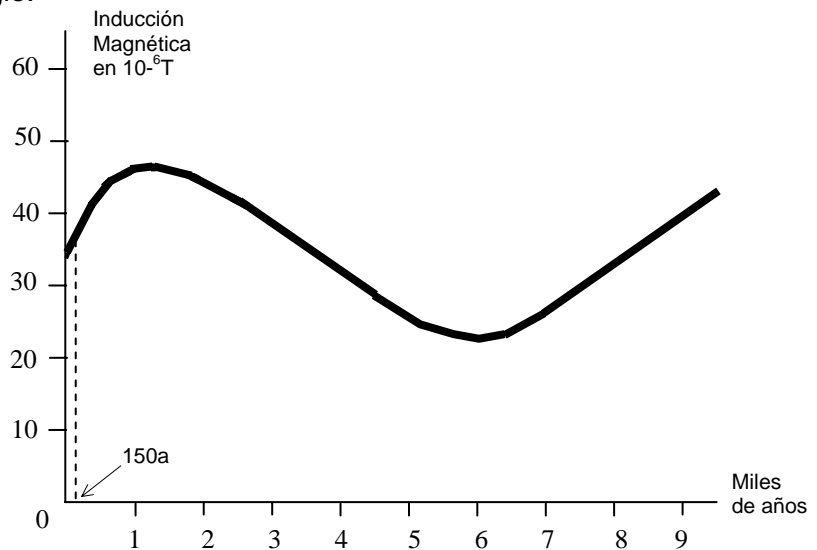
Variación secular de la Inclinación y la Declinación magnéticas en Londres y París..
Las líneas de trazo son extrapolaciones.



A pesar de que no hay mediciones directas del movimiento de los polos magnéticos antes del Siglo XIX, puede estimarse que en unos 7.800 años el dipolo geomagnético dará una vuelta completa alrededor del polo geográfico, lo que es bastante razonable pensar puesto que el eje de rotación de la Tierra es el único eje ordenador y claramente definido en el sistema. Para ciertos fines es importante considerar el cmt por períodos mayores a 10^4 años, ya que entonces el eje magnético promedio coincidirá con el de rotación terrestre.

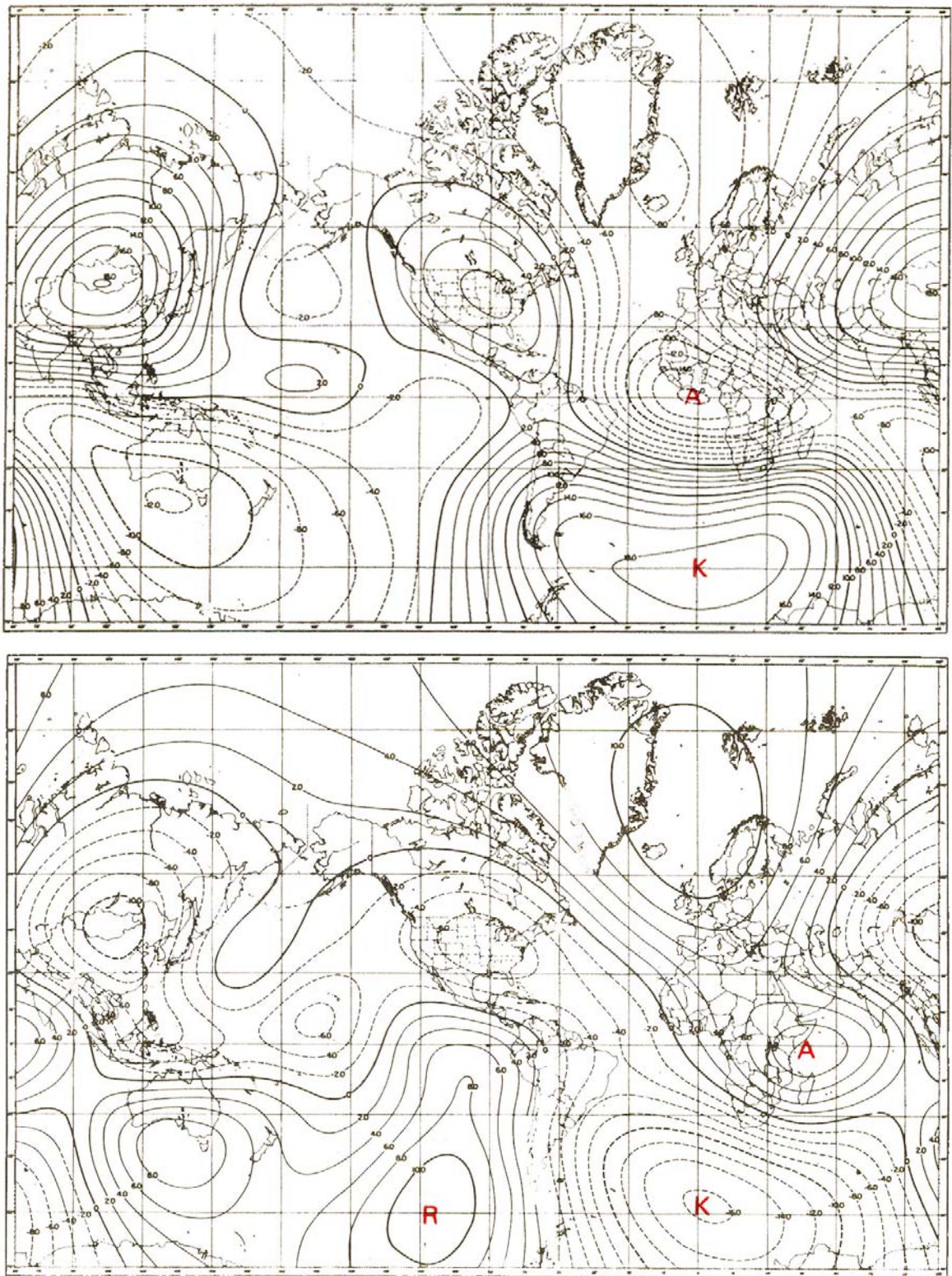
También durante el período de observación del cmt la inducción magnética ha disminuido en toda la Tierra a razón del 5% por siglo.

Variación secular de la inducción magnética de la Tierra en el Ecuador.



Entonces, el efecto de variación secular puede dividirse en dos partes. Una que afecta al campo dipolar y consiste en una oscilación del momento magnético de la Tierra del orden del 0,05% anual y en una rotación del eje dipolar alrededor del eje terrestre del orden de $0,05^\circ$ por año. La otra que afecta al campo no dipolar, que también oscila y se desplaza, aunque en forma aleatoria.

Respecto a este último, puede verse claramente en los siguientes mapas que el vórtice designado como A se ha desplazado de la costa Este a la costa Oeste de África, y que su intensidad máxima a variado de -80 nT a $+160$ nT. El vórtice designado como K se desplazó muy poco pero cambió de -160 nT a $+180$ nT. Finalmente, el vórtice R de $+100$ nT ha desaparecido. Esto nos muestra que el campo no dipolar cambia continuamente, expandiéndose, contrayéndose, desapareciendo y reapareciendo, pero se estima que en promedio se desplaza hacia el Oeste a razón de $0,2^\circ$ por año. Todos estos cambios ocurren en períodos que van de los 10 a 10^3 años, es decir como máximo a un orden de magnitud menor que los del campo dipolar.



Componente Z del campo no dipolar para 1965 y 1835.

Mediciones indirectas del cmt en el pasado

Todo lo observado en el período de mediciones directas podría extrapolarse hacia atrás en el pasado, pero no habría seguridad alguna de la validez de este proceso. Con el descubrimiento en los años 60, de que muchas rocas adquieren y conservan la dirección y la magnitud del campo magnético del momento cuando se formaron, pudo conocerse cómo varió el campo en el pasado. El estudio de la magnetización de las rocas se conoce como **Paleomagnetismo**.

La mayoría de las rocas contienen una pequeña cantidad de hierro. Las más usadas en los trabajos paleomagnéticos son las ígneas (especialmente los basaltos) y las sedimentarias (especialmente los silicatos). Los minerales de hierro más importantes para estos estudios son la magnetita Fe_3O_4 y la hematita Fe_2O_3 .

Cuando se forma una roca, ya sea por sedimentación o por enfriamiento al pasar del estado líquido al sólido, los minerales de hierro se magnetizan en la dirección del cmt existente en ese momento, y la intensidad de la magnetización adquirida es proporcional a la magnitud del mismo campo. Esta magnetización es muy débil y por lo tanto se requieren instrumentos muy sensibles para medirla. Pero por otra parte es muy estable, tanto que se mantiene millones de años.

Determinada la edad de una roca por datación radimétrica, y medida la magnetización remanente en los minerales de hierro, se pudo conocer cuál fue el campo magnético en el pasado.

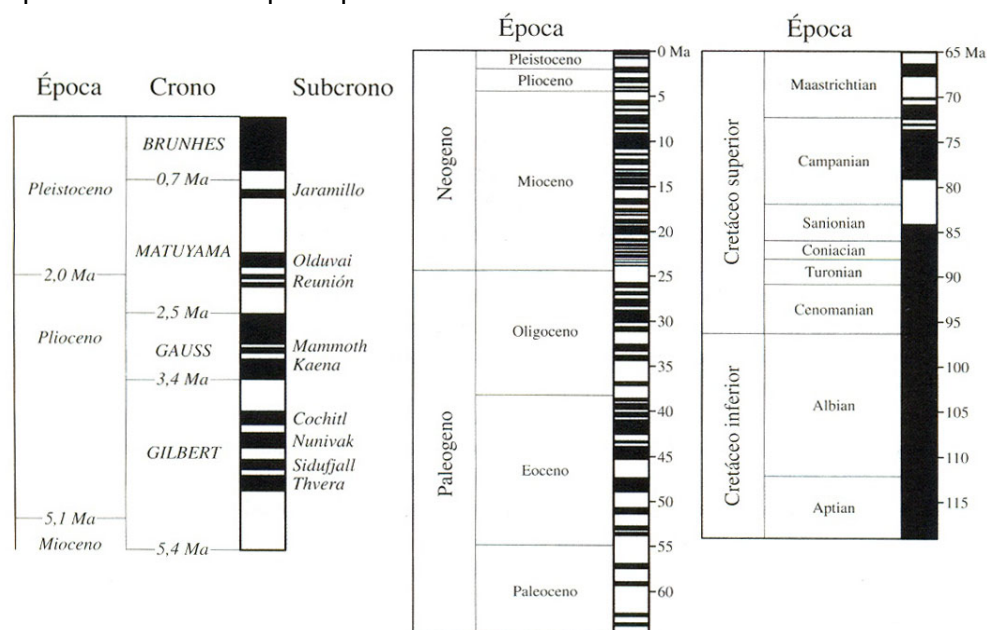
Aunque la Tierra tiene alrededor de 4.500 Ma (millones de años), las rocas accesibles más antiguas tienen solo unos 3.500 Ma, y las examinadas paleomagnéticamente tienen unos 2.600 Ma. Por lo tanto, a través de esta técnica se tiene información del cmt desde esa época. En los laboratorios paleomagnéticos puede determinarse además, la Declinación e Inclinación del cmt antiguo, y consecuentemente conocerse la posición del polo magnético de la época.

La primera pregunta que surgió fue si el cmt fue siempre dipolar. A los efectos de poder comparar las direcciones de magnetización de las rocas, se partió del supuesto de que esto fue así. Esta suposición resultó correcta porque todas las rocas con una misma edad, independiente de su posición sobre la Tierra, tenían aproximadamente el mismo polo paleomagnético.

Si pudiéramos ver los polos Norte paleomagnéticos de los últimos 7.000 años desde una vista polar de la Tierra, notaríamos que todos están dentro de un círculo de unos 11° desde el Polo Geográfico, es lo que se ha llamado cabeceo del dipolo geomagnético. Promediando estos polos desaparece el cabeceo y tendremos el dipolo centrado que se conoce como **dipolo axial**.

Al representar de esta misma manera los polos de rocas con millones de años de edad, se observó que estos polos se iban alejando cada vez más del Polo Geográfico, y más aún, los polos paleomagnéticos de diferentes continentes lo hacían en diferentes direcciones. Esto no significaba que el campo no fuera dipolar, sino que, junto a otras evidencias como el encaje de las costas de un continente con otro (por ejemplo Sudamérica y Sudáfrica) y la correlación de rocas entre continentes, fueron la prueba que hacía falta para demostrar la **deriva de los continentes**.

Promediando los polos paleomagnéticos por intervalos iguales o mayores a los 10^4 años, y corrigiendo la posición por deriva continental, las direcciones obtenidas son consistentes por lo que se concluye que el cmt fue siempre dipolar.



Cronología de las reversiones del cmt los últimos 120 millones de años.

Continuando con la determinación de la inducción en el pasado, se descubrió algo inesperado: algunas rocas tenían magnetización inversa, es decir que la dirección del campo era opuesta a la esperada. En otras palabras, el polo Norte magnético era positivo y el Sur negativo. Esto tenía dos posibles interpretaciones: que el campo estaba invertido cuando se formó la roca, o existía una propiedad intrínseca desconocida de las rocas que se magnetizaban en dirección opuesta a la del campo del momento.

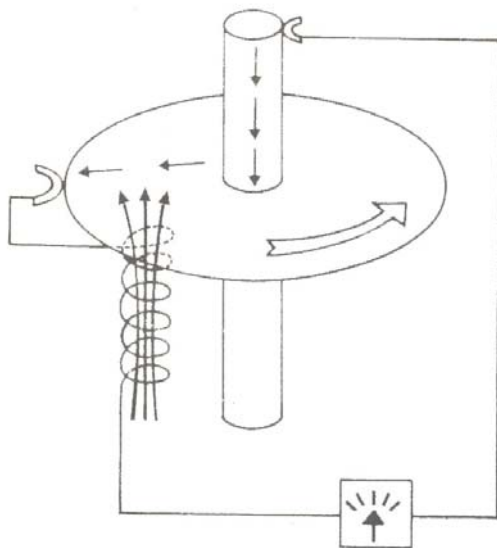
La última fue descartada rápidamente porque para una misma época todas las rocas sin excepción tenían la misma polaridad. Así se construyó una escala de polaridad-tiempo que comprende: **épocas** de períodos del orden del millón de años con el campo predominantemente de una polaridad, y **eventos** con períodos más cortos con polaridad normal e inversa. Es decir que una época con polaridad normal tiene eventos donde predomina la polaridad normal, pero también tiene eventos con polaridad inversa. Últimamente se los llama **cronos** y **subcronos**.

Origen del campo magnético terrestre

Cualquier teoría que se elabore sobre el origen del cmt debe explicar todas las propiedades conocidas del campo, y al mismo tiempo ser consistente con lo que se conoce sobre la estructura y propiedades de la Tierra. Estas dos limitaciones hacen que la búsqueda de una teoría satisfactoria sea difícil y complicada.

La explicación más sencilla posible era la Tierra sea un imán permanente. Esta fue propuesta por William Gilbert en el Siglo 17 y prevaleció hasta fines del Siglo XIX. La base de esta teoría fue el hecho descubierto por el mismo Gilbert de que la Tierra se comportaba como una esfera uniformemente magnetizada. La principal objeción insalvable fue que a unas pocas decenas de kilómetros de profundidad, por simple gradiente geotérmico de 1° cada 30 metros de profundidad, las rocas alcanzan la temperatura de Curie (500 a 700° hierro) a la cual se vuelven paramagnéticas. Entonces el magnetismo terrestre debía estar en una delgada capa externa de la Tierra, la parte superficial que puede ser observada y que justamente tiene una magnetización muy débil como para producir en cmt.

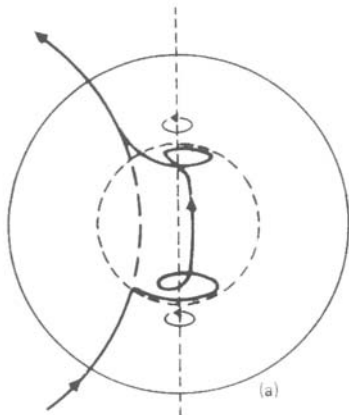
Otra teoría apareció a mediados de este siglo fundada en que el magnetismo es una propiedad de los cuerpos en rotación. Pronto se probó que esta teoría no funcionaba porque una de las predicciones era que la componente horizontal del cmt debía disminuir con la profundidad. Al medírsela se encontró que esta aumentaba en lugar de disminuir. Luego utilizando instrumentos muy precisos se intentó medir en laboratorio el campo que debía generar un cuerpo en rotación y no se detectó campo alguno.



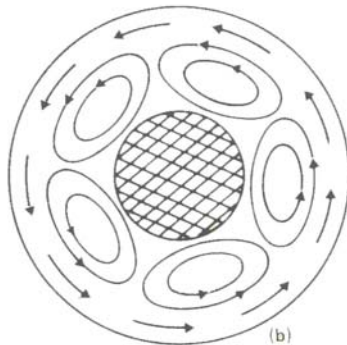
Como el cmt está cambiando permanentemente y el núcleo interno de la Tierra se comporta como un fluido conductor que estaría en movimiento, se elaboró una teoría sobre la base de la interacción magnética entre dos conductores que llevan corriente. Como es sabido, esto hace que aparezca una fuerza de atracción o repulsión entre ellos, según la dirección en que circule la corriente sea la misma u opuesta. Pero es un hecho experimental que este fenómeno ocurre también en forma inversa, es decir que si los conductores se mueven (siempre que se trate de un circuito completo), se inducirá una corriente en ellos. Cuando el movimiento se detiene la corriente desaparece. Este es el principio de una **dínamo**.

Una dínamo convierte una energía mecánica en una corriente eléctrica. El modelo más simple es el de Faraday consistente en un disco de material conductor (cobre) que rota por encima de un imán situado cerca de su borde. El movimiento del conductor cortando líneas del campo magnético, induce una corriente de pequeña intensidad en el disco. Si el imán se reemplaza por una bobina por la que circula la misma corriente del disco, la dínamo se está auto-alimentando. Este es el principio de la **dínamo autoexcitada**.

Para aplicar este principio al núcleo fluido de la Tierra se partió de dos suposiciones: que inicialmente existió un pequeño campo magnético no uniforme en el Núcleo, y que el material del Núcleo está en movimiento. Sobre estos supuestos es fácil pensar que cuando se mueva el material fundido en el campo magnético original, se inducirá una corriente.



Dínamo autoexcitada



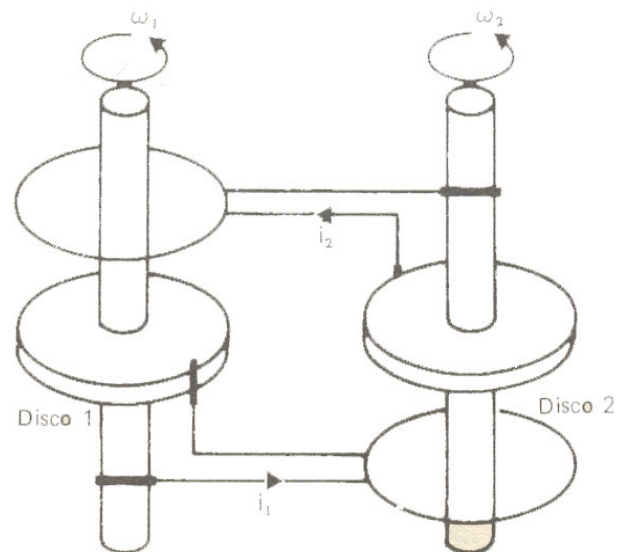
Los procesos en una dínamo autoexcitada se explican con las ecuaciones de la magnetohidrodinámica.

En la figura de la izquierda vemos como una línea de fuerza de un campo magnético dipolar es arrastrada por la rotación de una esfera dentro de un casquete esférico estacionario. Esto dará origen a un campo toroidal de mayor intensidad que el inicial. De este modo vemos que la energía magnética se puede amplificar por la energía cinética del núcleo, hasta alcanzar un estado de equilibrio. Estos circuitos de corrientes individuales nacen, crecen y desaparecen en forma sistemática o errática, entonces el campo magnético resultante presentará variaciones y oscilaciones en su intensidad.

Como el campo magnético de la Tierra oscila dentro de ciertos valores máximos y mínimos, y como la teoría de la dínamo auto excitada no puede explicar estas variaciones, se encontró que el sistema oscila cuando se acoplan dínamos entre sí.

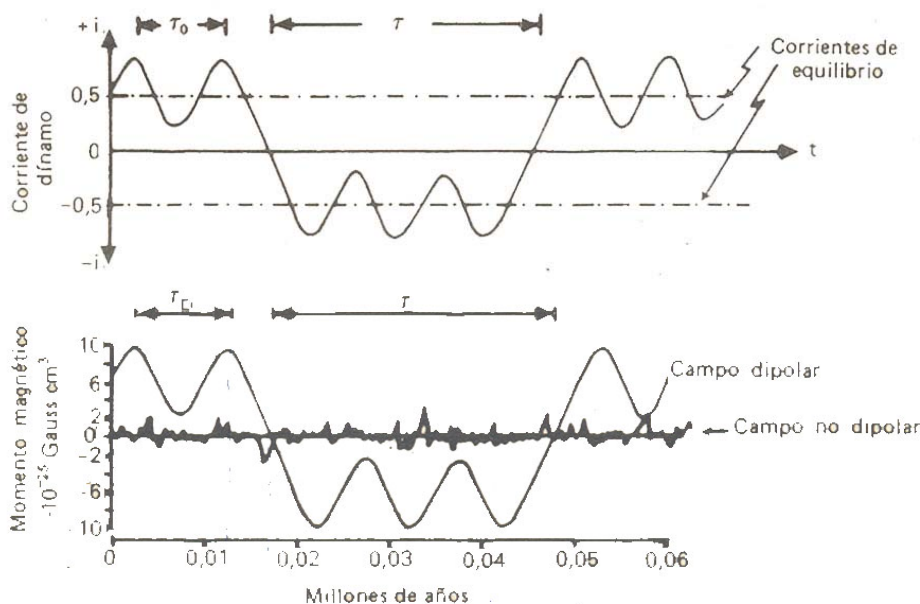
El Núcleo de la Tierra es entonces el lugar donde se dan las condiciones físicas y mecánicas necesarias para que se establezcan una o más dínamos autoalimentadas.

Esto supone que el movimiento de material está originado por convección térmica debida a un gradiente de temperatura entre el Núcleo interno y externo, además de un flujo de calor del Núcleo al Manto. La fuente térmica necesaria es de naturaleza radiactiva. También hay una fuente de energía no térmica que es la derivada del movimiento de precesión de la Tierra y que se origina en la diferente elipticidad de los Núcleos y del Manto, generando movimientos de rotación diferenciales.



Dos dínamos acopladas electromagnéticamente

Estudiando en profundidad este proceso de dínamos acopladas, se vio que en ciertas condiciones las corrientes podían cambiar de signo, es decir producirse reversiones del campo magnético por ellas generado. Este fenómeno sería ocasional durante las oscilaciones, y producido por fluctuaciones erráticas de gran intensidad en una polaridad opuesta a la del campo que justo en ese momento esté decreciendo.



Representación idealizada de las oscilaciones del campo dipolar y no dipolar, así como de las reversiones.

No puede asegurarse que el cmt funcione exactamente como un sistema de dínamos auto-excitadas y acopladas, pero es una teoría que se ajusta bastante a las particularidades del interior de la Tierra y su dinámica.

Para que se establezca el proceso de una dínamo autoexcitada en la Tierra se requiere que el Núcleo esté constituido por material conductor de la electricidad en estado fluido, que existan una fuente de energía para originar movimientos convectivos en dicho material y un mecanismo ordenador de estos movimientos, y que haya habido una corriente eléctrica inicial con su campo magnético asociado.

Los estudios sísmicos han demostrado que el Núcleo externo está en estado fluido y compuesto de un material buen conductor como lo son el hierro y níquel.

Originalmente se pensó que la fuente de energía para producir la convección era el calor originado en la desintegración radiactiva del material del Núcleo. Actualmente una de las teorías más aceptadas sobre el origen de la Tierra es la conocida como la del Núcleo frío, entonces la cantidad de elementos radiactivos del Núcleo sería insuficiente para producir el calor necesario para los movimientos de la convección. Entonces la fuente de energía sería el calor originado en los fenómenos de cristalización y cambios químicos o en el proceso de solidificación. Cualquiera de ellos es suficiente para justificar la convección.

En cuanto al mecanismo para ordenar las corrientes de convección, es obvio que sería el de la rotación terrestre. Este ordenamiento se produciría por efecto de la Fuerza de Coriolis.

La corriente eléctrica inicial es factible que haya sido originada en un proceso electroquímico y su campo asociado habría sido amplificado gracias a la energía cinética del Núcleo.

El desplazamiento hacia el Oeste del campo es una particularidad común del campo dipolar y del no dipolar. Por sus características, la fuente del campo no dipolar debe estar en el Núcleo fluido y asociada a remolinos turbulentos que serían procesos erráticos en el movimiento del material fluido. Remolinos del orden de los 400 km de diámetro en la parte superior del Núcleo Externo pueden justificar las anomalías del campo no dipolar observadas.

Para explicar este fenómeno algunos autores sugieren que la parte exterior del Núcleo rota con velocidad angular menor que la del Manto y la Corteza, y que el acoplamiento entre el Núcleo y el Manto inferior no es rígido, es del tipo electromagnético en el cual el elemento de acoplamiento es justamente el campo dipolar.

PROSPECCIÓN MAGNÉTICA

El cálculo e interpretación de las anomalías magnéticas es mucho más compleja que las gravimétricas. Esto se debe fundamentalmente a que todo cuerpo anómalo tiene dos polos de distinto signo, mientras que en gravedad podemos considerar que la atracción de masas equivale a solo un polo positivo o negativo, según la densidad sea mayor o menor que las masas circundantes. Además, la magnetización remanente que generalmente no es considerada, puede causar muchas veces un efecto muy significativo.

Antes de analizar las anomalías, debemos reconsiderar la **susceptibilidad de las rocas**. Aunque esta es adimensional, su valor se expresa en unidades electromagnéticas (uem) en el sistema cgs., solo para advertir que el sistema usado es el cgs y no el SI. Los valores de susceptibilidad usados pueden ser convertidos al SI con solo multiplicarlos por 4π .

Algunos minerales como la magnetita, ilmenita y pirrotita tienen alta susceptibilidad, siendo la primera la mayor. Por ello, la susceptibilidad de todas las rocas se mide como un porcentaje de magnetita. La verdadera susceptibilidad de la magnetita varía entre 0.1 y 1.0 uem, dependiendo del tamaño del grano, forma e impurezas, adoptándose como media $k=0.35$ uem. Una roca con un 1% de magnetita tendrá una susceptibilidad $k=0.003$, es decir $3 \cdot 10^{-3}$ uem. Los valores medios para diferentes tipos de roca son los siguientes:

Sedimentarias	$5 \cdot 10^{-5}$ uem	0.016% magnetita
Metamórficas	$3 \cdot 10^{-4}$ uem	0.100% „
Granitos y Riolitas	$5 \cdot 10^{-4}$ uem	0.160% „
Garbos y Basaltos	$6 \cdot 10^{-3}$ uem	0.200% „
Rocas Ultrabásicos	$12 \cdot 10^{-3}$ uem	4.000% „

Como dijimos, la **magnetización remanente I_r** no es tenida en cuenta para la interpretación de las mediciones. Esta, como se sabe, está presente en toda roca conservando la historia magnética, es decir, el magnetismo existente al momento de la formación de la roca. A veces suele tener un valor similar a la **magnetización inducida I_i** y hasta estar orientada en una dirección muy diferente.

En estos casos la magnetización total, suma de ambas, será muy distinta de la inducida que intentamos interpretar. En rocas basálticas la relación I_r/I_i suele ser a veces mayor que 10, en cambio para rocas graníticas es aproximadamente 1, en las metamórficas <1 y en las sedimentarias $<0,1$.

Procedimientos básicos de campo

La exploración magnética no requiere de tantos cuidados y correcciones como la gravimétrica. Sin embargo, hay que seguir un procedimiento para obtener una precisión aceptable en las mediciones, aunque la exploración desde el aire requiere de otros cuidados adicionales.

La **limpieza magnética** es fundamental cuando se trabaja con magnetómetros portátiles sobre el suelo. Esto implica desprenderse de objetos metálicos aparentemente inocentes como cortaplumas, anteojos, lapiceras, llaves, etc. Además, debe tenerse cuidado de no acercarse demasiado a automóviles, alambrados, líneas eléctricas, tuberías, etc. El sensor siempre debe estar a más de un metro del suelo, y si es posible a dos o tres metros, para que no afecten las lecturas los minerales o desechos magnéticos de la superficie.

A raíz de las **variaciones diurnas** o de corto período del campo magnético, las mediciones deben corregirse de un modo similar al de los efectos de marea y deriva en gravimetría. Una forma consiste en reocupar una estación base cada una hora y luego cambiar de base. Otra más práctica pero que requiere de dos magnetómetros, consiste en dejar uno fijo como base para conocer las fluctuaciones del campo.

A las mediciones magnéticas no se les hace **corrección por altitud**. Calculando el gradiente vertical desde la ecuación $Z = 2M/r^3$ (la derivada con respecto a r) obtendremos la variación buscada:

$$dz / dr = - 3Z / r$$

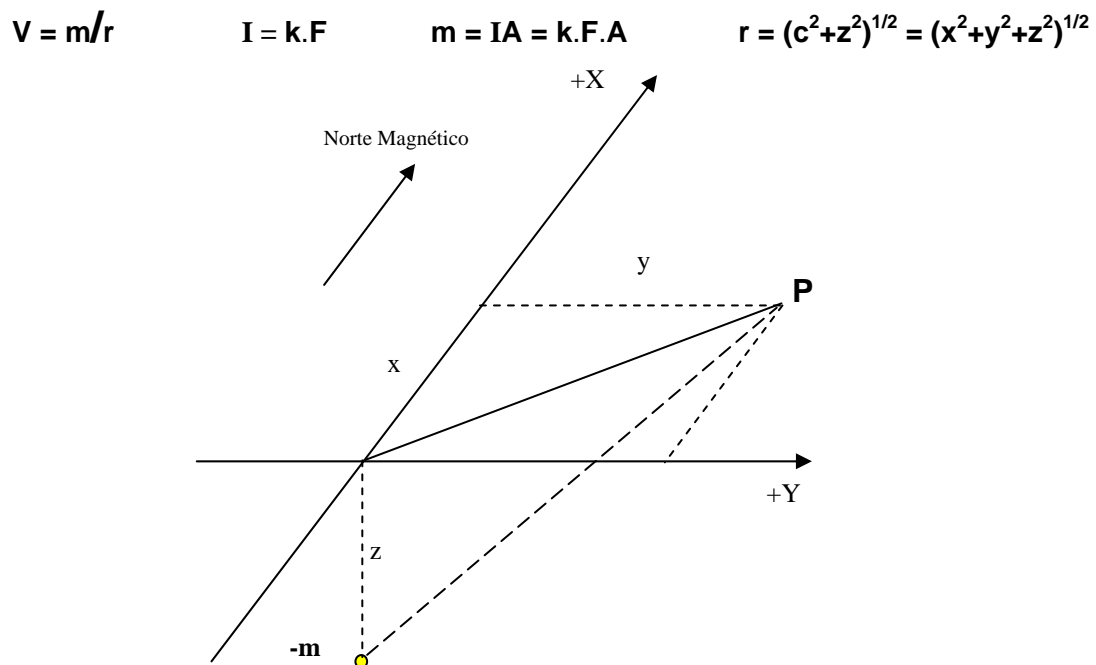
Recordemos que la corrección de Aire Libre en gravimetría es de 0,3086mgal/m para un campo total de unos 980.000 miligales, y sin embargo en magnetometría no hacemos la corrección por altura del orden de 0,03nT/m para un campo de 70.000nT a pesar que la relación es parecida. La explicación se debe a que los 0,3 mgal/m corresponden a una variación del Ecuador al Polo de unos 5.200 miligales, en cambio los 0,03 nT/m corresponden a una variación de 30.000nT. Además, la susceptibilidad magnética de una roca sedimentaria es del orden de 0,0003 uem y la del basalto de 0,03 uem. La contribución de estos tipos de roca en el campo magnético inducido es muy variable, en cambio la densidad de estas rocas es bastante parecida (2,65 a 2,80 gr/cm³). Todo esto hace que no valga la pena realizar la corrección.

Efecto magnético de un polo aislado

El análisis que haremos es muy importante ya que nos permitirá aprender como se comportan los campos magnéticos de cuerpos de interés geológico.

Como primer paso para entender la interpretación, debemos conocer el efecto magnético de un polo aislado, también llamado monopolo. Aunque este no existe en la realidad, es un ejercicio muy conveniente por su simplicidad.

Partiendo de que el campo $H = m/r^2$ y que el potencial magnético (o trabajo, que es una fuerza por una distancia) es $V = H.r = m/r$, para un polo negativo en el origen de un sistema coordenado a profundidad z , el campo en un punto **P** de coordenadas x,y para una fuerza magnetizante **F** será:



Como el campo magnético en una dirección dada, vertical por ejemplo Z, es la derivada negativa del Potencial en esa dirección. :

$$Z_A = - \frac{dV}{dz} = - \frac{2z(-1/2)(k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} = \frac{z (k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$$

Siempre es conveniente orientar el sistema coordenado de modo que la dirección x coincida con el Norte Magnético. Las componentes horizontales del campo se obtienen del mismo modo.

$$H_x = - \frac{dV}{dx} = \frac{x (k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$$

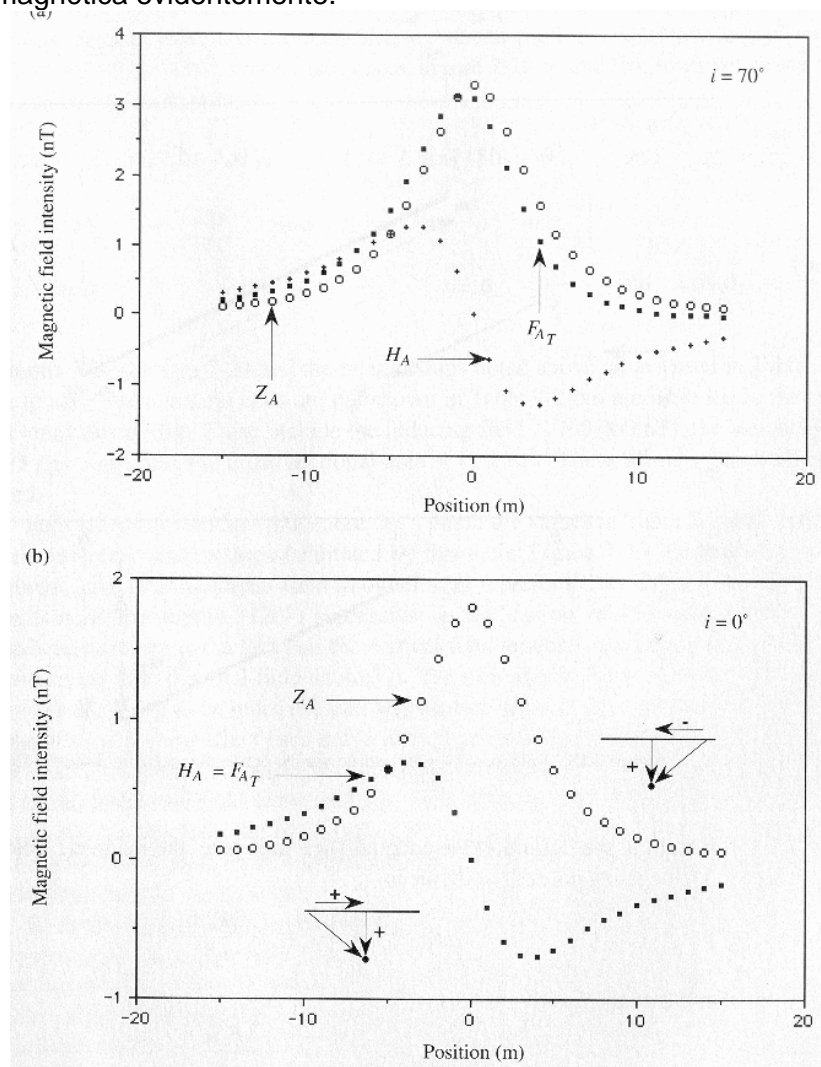
$$H_y = - \frac{dV}{dy} = \frac{y (k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$$

Siendo $H_A = (H_x^2 + H_y^2)^{1/2}$ la componente horizontal en la dirección al polo, el campo total anómalo F_{AT} generado se calcula con la siguiente fórmula, donde i es la inclinación magnética del lugar de análisis:

$$F_{AT} = Z_A \text{sen } i + H_A \text{cos } i$$

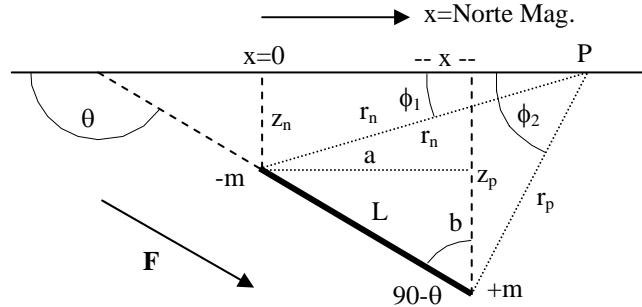
En la siguiente gráfica se muestran dos casos de atracción magnética de un monopolo en lugares con inclinaciones magnéticas $i = 0^\circ$ y 70° .

Como puede apreciarse, las atracciones totales F_{AT} resultantes son muy diferentes, a pesar de tratarse de un solo polo, que es lo más parecido a la atracción gravimétrica. La complicación surge de la inclinación magnética evidentemente.



Efecto magnético de un dipolo

Para el análisis supondremos que el dipolo está magnetizado a lo largo de su eje (paralelo a su longitud). Si la magnetización es inducida, la orientación del dipolo coincidirá con la del campo magnético **F**. Esto también es un supuesto porque raramente se presentará en la realidad, por el magnetismo remanente, pero puede haber una buena aproximación con suerte.



La intensidad del campo magnético en P debida al polo negativo y al positivo son:

$$R_{An} = -m/r_n^2 = (k.F.A)/r_n^2 \quad \text{y} \quad R_{Ap} = +m/r_p^2 = (k.F.A)/r_p^2$$

Las componentes horizontales y verticales de estas intensidades en P serán:

$$Z_{An} = R_{An} \text{ sen } \phi_1, \quad Z_{Ap} = R_{Ap} \text{ sen } \phi_2, \quad H_{An} = R_{An} \text{ cos } \phi_1, \quad H_{Ap} = R_{Ap} \text{ cos } \phi_2$$

La componente horizontal y vertical total será la suma de las parciales debidas a cada polo:

$$Z_A = Z_{An} + Z_{Ap} \quad \text{y} \quad H_A = H_{An} + H_{Ap}$$

Igual que para el monopolo, usamos la misma ecuación

$$F_{AT} = Z_A \text{ sen } i + H_A \text{ cos } i,$$

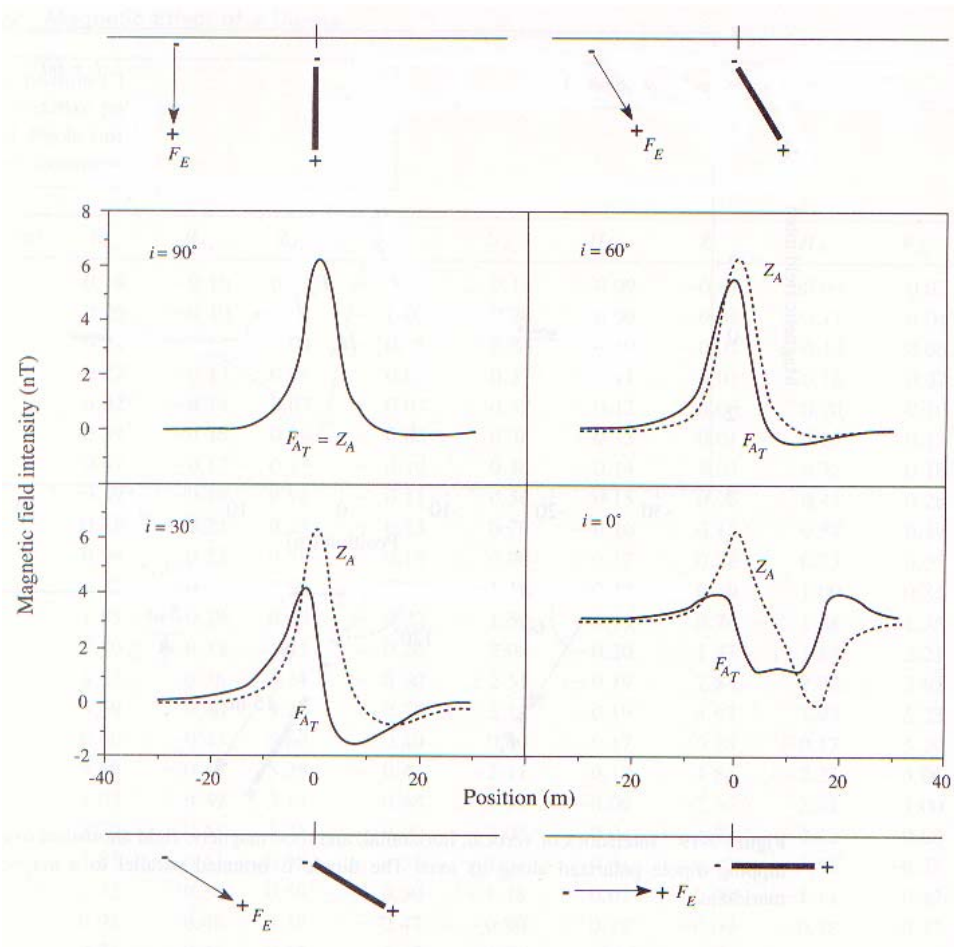
previo reemplazo de las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} a &= L \text{ cos}(180-\theta) & b &= L \text{ sen}(180-\theta) & z_p &= z_n + b \\ r_n &= (x^2 + z_n^2)^{1/2} & r_p &= ((x-a)^2 + z_p^2)^{1/2} \\ \text{sen } \phi_1 &= z_n/r_n & \text{cos } \phi_1 &= x/r_n & \text{sen } \phi_2 &= z_p/r_p & \text{cos } \phi_2 &= (x-a)/r_p \end{aligned}$$

Con estas relaciones se puede construir la próxima gráfica, que nos muestra lo complejo que se vuelve interpretar las anomalías debidas a un dipolo a diferentes inclinaciones.

Las ecuaciones vistas se vuelven aún más complejas si se quiere determinar el **efecto magnético de una esfera**, pero habrá similitud en las curvas resultantes.

También puede calcularse el **efecto de cuerpos de sección irregular**. Para ello existe un desarrollo matemático similar al que Talwani utilizó para gravimetría, y que tiene su aplicación mediante el uso de programas de computación adecuados.



Ventajas y desventajas del método

En todo el análisis precedente se simplificó bastante la situación, al considerar que la anomalía estaba orientada paralela al campo magnético terrestre y que este era vertical. Esto dista mucho de la realidad, pero sirve para familiarizarse con la interpretación magnética y para tomar conciencia que la prospección magnética tiene un alto grado de subjetividad y por lo tanto su interpretación es fundamentalmente cualitativa.

La primera desventaja es el hecho que despreciamos la imantación remanente, la que a veces puede ser muy importante. Esto da un cierto grado de incertidumbre a nuestra interpretación.

Otra es el amplio rango de variación de la susceptibilidad magnética para los distintos tipos de rocas, y no hay garantías de que la magnetización esté uniformemente distribuida. Recordemos que en un flujo basáltico la susceptibilidad es bastante alta debido a la abundante magnetita. Sin embargo, esta se acumula a veces en bolsones que dan anomalías discontinuas cuando el relevamiento es a gran escala o gran detalle.

En síntesis, las desventajas del método provienen de la fuerte dependencia de la anomalía respecto de las características propias de la anomalía y de la dirección de magnetización.

Por la gran ventaja del método está en el relativamente bajo costo de exploración por área de investigación. Muy especialmente cuando se trata de relevamientos aéreos. Por ello es generalmente el primero de los métodos que se utiliza para delimitar zonas de interés, y fundamentalmente ahorrar recursos en el uso de otros más métodos más costosos.

Aunque el desconocimiento de la verdadera orientación y propiedades de la anomalía son una desventaja del método, no lo es tanto porque su efecto es constante en toda el área de exploración.

Puesto que las susceptibilidades son tan bajas en la mayoría de las rocas, es mejor focalizar la investigación a grandes anomalías, ya que las altas susceptibilidades se encuentran en un reducido tipo de rocas.

El procesamiento de los datos usado en gravimetría es similar al que se usa en magnetometría. Inicialmente se calcula la anomalía magnética en cada punto, restando el valor medido del valor teórico obtenido del I.G.R.F. Luego se construye un mapa de curvas isoanómalas interpolando valores. También pueden aplicarse las técnicas de separación de tendencias regionales, segundas derivadas, continuación hacia arriba y hacia abajo y el modelado de cuerpos. Todas estas técnicas son poco usadas en magnetometría por las desventajas del método ya citadas. No obstante, las anomalías detectadas son de gran importancia porque definen áreas que pueden ser de interés para la aplicación de otros métodos geofísicos, según el objetivo de la prospección.

En un intento de simplificar la interpretación, Poisson logró relacionar los potenciales magnéticos y gravimétricos, de tal manera que los datos magnéticos pueden ser transformados en pseudo-gravimétricos. De este modo, un mapa de anomalías magnéticas de componente vertical puede transformarse en uno de gradiente vertical de anomalías pseudo-gravimétricas. Esto hace menos complejo el análisis y permite que se comparen con los datos gravimétricos si están disponibles. Una buena correlación entre ambas anomalías indica una misma fuente para las dos y permite mayor definición en la interpretación.

Bibliografía

- An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*** - John M. Reynolds – Wiley - 1997
- Fundamentos de Geofísica*** - Agustín Udías – Julio Mezcuca -Alianza Universidad Textos -1997
- Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface*** - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992
- Tratado de Geofísica Aplicada*** - José Cantos Figuerola – Litoprint - 1978
- Introduction to Geophysical Prospecting*** - Milton Dobrin - McGraw – Hill B. Company –1976
- Applied Geophysics*** - W. M. Telford – L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976
- Geofísica Minera*** - D. S. Parasnis – Paraninfo - 1971
- Introducción a la Geofísica*** – Benjamín F. Howell, Jr. – Ediciones Omega - 1962
- Exploration Geophysics*** - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957