

“...quo nihil terribilius mortalium timori est, incendium ad terras cadens inde (...) atque ego haec stans temporibus naturae vi, ut cetera, arbitror existere, non, ut plerique, variis de causis, quas ingeniorum acumen excogitat...”

[“...de lo que más atemoriza a los mortales, un incendio que (del cielo) cae a la Tierra (...) Creo que estos eventos suceden a tiempos establecidos por fuerzas naturales, como todo lo demás, no como muchos imaginan por una variedad de causas inventadas aguzando el ingenio...”]

Gaius Plinius Secundus [Plinio el Viejo] (77)



Aurora boreal (foto Martin Eklund)

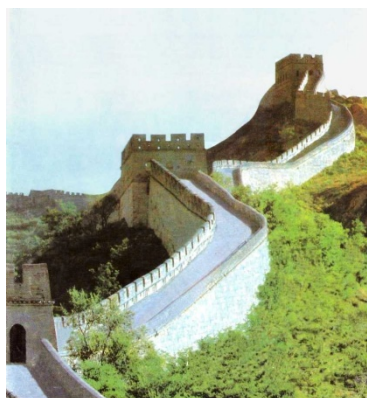


PROSPECCIÓN MAGNETOMÉTRICA

Plinio, nacido en *Comum* (hoy Como, junto al lago al que da nombre al pie de los Alpes), supo ser militar, geógrafo, naturalista, escritor y amigo del emperador Vespasiano –que accedió al trono tras el suicidio de Nerón y la muerte de otros tres sucesivos emperadores durante el año 69, dos asesinados, uno suicidado–. Estuvo en Hispania, Galia y Germania y, entre otras obras, publicó su *Naturalis historiae*, unos 160 libros (del latín *liber*, corteza) enrollables, muchos siglos después pasados a 37 *codices* (libros de los nuestros) que abarcan desde matemática hasta horticultura, donde enciclopédicamente documentó gran parte del saber de aquella época –aunque mandándole un poco de fruta a varios temas, no sólo a la horticultura–. Ahí aparece la cita sobre las auroras polares –conocidas desde siempre–, como un incendio que cae del cielo. Y también una referencia a *Magnes pastoris* (Magnes, el pastor), personaje legendario que habría descubierto la magnetita.

El 24 de octubre del año 79 hizo erupción el Somma (monte antecesor y mayor del actual Vesuvio), sepultando trágicamente Pompeya y Herculano. Plinio (luego llamado el Viejo –no se usaba el eufemismo de “adulto mayor”– para distinguirlo de su sobrino, el Joven) quiso socorrer unos amigos y a la vez observar de cerca esta otra clase de incendio. Se embarcó en una galera y atravesó la Bahía. Y ahí quedó, probablemente asfixiado por los gases volcánicos, a los cincuenta y seis años (*quinquaginta sex annos... Requiescat In Pace*).

Para entonces la magnetita o piedra imán (Fe_3O_4 , negra, cristalización cúbica) llevaba mucho tiempo conocida, especialmente en China (desde 2,6 milenios antes de nuestra era) y también en Egipto. Los griegos la habían llamado piedra magnesita ($\mu\alpha\gamma\eta\eta\eta\varsigma$ λίθος, magnitis lithos) por ser común en la región de helénica de Magnesia.



Gran muralla china (foto Salvat GT)

Tales de Mileto parece haber sido el primero en estudiarla (cerca del 600 a.C.) y descubrió que el hierro se imanta al frotarlo con magnetita. Tales hacía hipótesis y deducciones, por lo que fue precursor del método científico. (Y uno de sus discípulos, **Anaxímenes de Mileto**, interpretó, antes que Plinio, que las auroras eran vapores ardientes que caían del cielo). Dos siglos después en China fue escrito el Libro del maestro del valle del diablo (鬼谷子, Guiguzi), obra referida a estrategia militar en la que **Wang Li** describió sus atinadas observaciones sobre el magnetismo.

Por otra parte, hay alguna evidencia de que los Olmecas construyeron en el actual México un dispositivo semejante a una brújula en torno al 1000 a.C., que luego se cree olvidado en las posteriores culturas mesoamericanas.

También habría existido un prototipo de brújula en China cerca del año 100, pero su invención es segura recién en torno al 1000 y la describió **Shen Kuo**

en 1088, quien también documentó la declinación magnética en su obra Conjunto de relatos (夢溪筆談, Mengxi bitan). Los chinos le dieron uso para navegación, con la aguja apuntando al sur, y en el 1200 árabes, persas y europeos ya la conocían. (Claudius Ptolemaeus hacia el 130 en Alejandría había colocado el norte arriba en sus mapas y en 1569 el holandés Gerhard Kremer o Mercator, el de la proyección cartográfica, lo volvió a poner ahí donde al final quedó).

Entonces entró en la historia un ingeniero militar nacido al sur del canal de la Mancha, en la francesa región de Picardía. Pierre de Maricourt, alias el Peregrino, que se cree fue partícipe de la octava cruzada y anduvo en 1269 por el sur de Italia a las órdenes del rey Carlos de Anjou durante el sitio de Lucera. Fue allí que, con una brújula y tiempo disponible, hizo una serie de estudios que compiló en una extensa carta que envió a su amigo Sygerus: la *Epistola de magnete*. En ella le explicaba el funcionamiento de una brújula flotante y otra de pivote y refería sus experiencias en torno a una masa geológica con mineral de magnetita, que lo habían llevado a descubrir sus polos magnéticos, que así los llamó por la semejanza que observó entre las líneas de fuerza magnética y los meridianos terrestres, a partir del modelo de una mini-Tierra o *terrella*.

Como ya sabemos, la brújula jugó un papel relevante en los grandes viajes de descubrimiento, colonización, esclavización, masacres y saqueo que portugueses y españoles iniciaron desde finales del siglo XV y que luego imitaron ingleses, franceses, holandeses, belgas, alemanes, italianos...

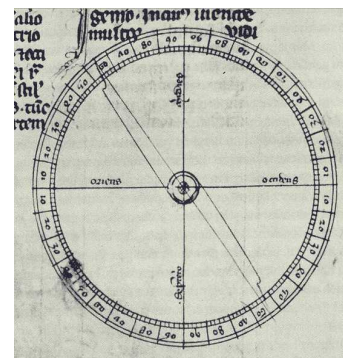
Es interesante referir que ya Colón detectó el cambio en la declinación al viajar hacia el oeste en busca de Catay (China) y la insular Cipango (Japón) que habría de confundir con Cuba a partir de la lectura del texto que Rustichello da Pisa había escrito en 1298 oyendo el relato de viajes del veneciano Marco Polo, y además porque Colón no distinguía el idioma nipón del taíno... Un cambio menor de declinación (1°) ya se conocía entre Andalucía y las islas Canarias, pero un cambio mucho mayor fue verificado cuando se cruzó el Atlántico (y el meridiano magnético 0 de esa época), cosa que Colón erróneamente atribuyó al movimiento aparente de la estrella Polar alrededor del polo norte (del mismo modo que las demás estrellas giran sobre nuestras cabezas cada día) que entendió no detectable desde un área restringida como Europa.

En fin, el abordaje científico llegó dieciocho años después que el abordaje a la Santa María, la Niña y la Pinta. Fue cuando el fabricante de aparatos y matemático alemán Georg Hartmann en 1510 documentó la variación en la declinación magnética con la longitud geográfica, comparando datos de Nuremberg y Roma –donde había ido para hacer el seminario que lo convertiría en cura–. Y él mismo en 1544 descubrió la inclinación de la aguja de la brújula en un plano vertical, variante según la latitud. (Brújula viene del italiano *bussola*, cajuela, a su vez del latín *buxis*, caja; en inglés *compass* deriva del latín *con passus*, pasos o puntas).

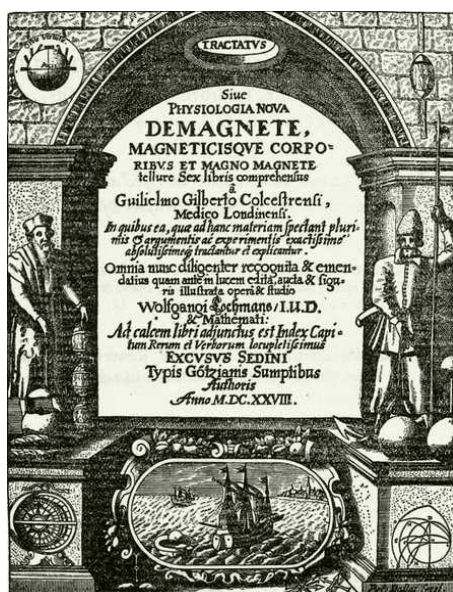
La visión naturalista de Plinio fue más rigurosamente retomada un milenio y medio después por el inglés

William Gilbert –graduado en Cambridge un siglo antes que Newton–, quien definió el campo magnético como un imán orientado con el eje terrestre. Gilbert desaprobaba las conjeturas antojadizas que seguían de moda –y lo siguen aún hoy, muchas veces disfrazadas de ciencia–. En el prefacio de su obra fundacional del año 1600, *De magnete, magneticisque corporibus et de magno magnete tellure* (Sobre imanes, cuerpos magnéticos y el gran imán terrestre) enfatizaba la imprescindible aplicación del método científico como único sendero válido hacia la comprensión de los fenómenos naturales. Además de filósofo naturalista, era médico (también de la reina Isabel I) y falleció solterón en 1603, a los cincuenta y nueve, probablemente por peste bubónica. Parte del sendero científico que eligió ya había sido transitado más de tres siglos antes por Pierre de Maricourt, Shen Kuo y otros. Y fue seguido por un tano veinte años menor, Galileo Galilei, quien en 1620 bautizó las raras cortinas luminosas con el nombre de la diosa romana del amanecer (Aurora) y el gentilicio del dios griego del viento norte (Boreas, de donde *borealis*).

Y ese sendero fue continuado también del lado norte del canal de la Mancha por el inglés Henry Gellibrand cuando en 1635 constató que el campo magnético terrestre cambia con el transcurso de los años,



Brújula dibujada en 1269 en la *Epistola de magnete*.



Portada de la gran obra de Gilbert, 1600.

comparando con mediciones previas del sacerdote y astrónomo **Edmund Gunter**.

La primera balanza para medir fuerzas magnéticas fue perfeccionada por el geólogo y también sacerdote inglés **John Mitchell** en 1750, quien observó la variación de la fuerza con la inversa del cuadrado de la distancia. Y consecuentemente el francés **Charles Coulomb**, que venía estudiando fuerzas eléctricas, aplicó la misma ecuación general para el campo magnético.

ATRACCIÓN Y REPULSIÓN

La ley de Coulomb de 1784 expresada en magnetismo que: $F = \mu \cdot p_1 \cdot p_2 / r^2$

(en el S.I. la magnitud de los polos se indica en A.m, la distancia **r** en metros y la constante μ , permeabilidad magnética, es en el vacío $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ N/A}^2$)

La expresión matemática es similar a la primera ley de Newton dado que también es éste un campo potencial, pero acá, como en la electricidad, la fuerza puede ser tanto atractiva como repulsiva, lo cual hace que no sea tan simple.

Otros conceptos básicos, análogos a los de gravimetría, son el **potencial magnético** $V = \mu \cdot p_1 / r$ y su derivada, el **campo magnético** $H = F/p_2 = \mu \cdot p_1 / r^2$

El danés **Hans Oersted** documentó en 1819 la desviación de una aguja magnética por una corriente eléctrica. Y el inglés **Michael Faraday** observó en 1831 (al igual que el alemán **Heinrich Lenz**) que el movimiento de un imán cerca de un cable induce una corriente eléctrica. (Eso fue dos años antes de que otros ingleses usurparan las islas Malvinas en nombre de *Her Majesty Queen Victoria*, expulsando la escasa población argentina).

En Alemania **Karl Gauss** llegó en 1838 a la acertada conclusión de que el campo principal definido por Gilbert tiene su origen en el interior de la Tierra.

La unificación conceptual de los campos magnético y eléctrico fue obra del escocés **James Maxwell** en 1861, con cuatro ecuaciones que incluyen las leyes de **Gauss, Ampère y Faraday** (véanse en el Tema 06, pag.124).

Desde hace un siglo y medio se sabe que la magnetita es el principal mineral magnético y explica la mayor parte de las anomalías de campo locales y regionales (por ejemplo, a escala de cuencas). Pero a escala global el origen del campo magnético reside en el núcleo de la Tierra (en su parte externa, fluida). Además es modificado por cambiantes componentes exteriores a la masa sólida del planeta, como consecuencia de la interacción del campo geomagnético interno con el viento solar. Pero también a esa escala grande debe computarse la pequeña componente de la corteza terrestre, justamente debida a la presencia de magnetita (y en menor medida de otros minerales magnéticos) que suele ser significativa a nivel zonal.

La prospección magnetométrica se basa en *evaluar esa desigual distribución de fuerzas magnéticas dentro de la corteza terrestre*. El contenido alto en minerales de hierro produce anomalías positivas y su defecto anomalías negativas. Las anomalías detectadas a través de estudios magnéticos en el terreno se explican por variaciones en las propiedades físicas de las rocas, como su **susceptibilidad magnética** y/o su **imantación remanente**. Estas propiedades sólo existen a valores térmicos por debajo de la **temperatura de Curie**, como veremos. En consecuencia los emplazamientos generadores de las anomalías magnéticas pueden hallarse hasta una profundidad máxima de 30 a 40 km, dependiendo del gradiente geotérmico, esto es, dentro de la corteza y principalmente en su mitad superior.

Unidades de la intensidad magnética

Se mide la intensidad de magnetización. La unidad de campo magnético en el S.I. es el Tesla (**T**), siendo $T = \text{Wb/m}^2$, en honor a **Nikola Tesla**, físico serbio que hace un siglo desarrolló en Estados Unidos los sistemas de corriente alterna. Pero en prospección se utiliza el nanotesla, $nT = 10^{-9} T$

En el sistema CGS la unidad fundamental de medida es el Oersted (**Oe**), también denominado Gauss (**G**), siendo $Oe = \text{Maxwell/cm}^2$. La unidad empleada en prospección es el gamma, $\gamma = 10^{-5} Oe$

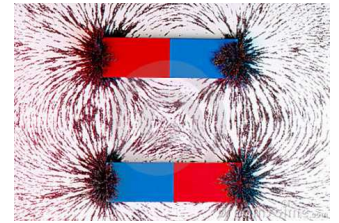
El γ y el nT valen lo mismo: $1\gamma = 1nT$

En geofísica se distingue la **intensidad del campo geomagnético principal** H (habiendo suprimido la influencia del campo externo, variable con el tiempo) de la **inducción o densidad del flujo** B, que es el **campo resultante efectivamente medido con un magnetómetro**.

Estas dos magnitudes están relacionadas como sigue: $B = \mu \cdot H$ en medios isótropos

También puede expresarse que: $B = H + H'$ (siendo H el campo geomagnético principal y H' el campo cortical inducido en los minerales magnéticos del subsuelo)

H', a veces llamado ΔH , *representa a las anomalías prospectadas* y, al igual que H, *es una cantidad vectorial*,



Imanes con limaduras de hierro.

pudiéndose indicar su cantidad escalar en la dirección **horizontal** (resultante de x, y), o bien en la **vertical** (z), o en la resultante de x, y, z llamada **campo total** o F.

COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO DE LA MATERIA

Susceptibilidad magnética k

La magnetita no es magnética por sí solita. Al someter una sustancia (natural o artificial, magnetita u otra) a un campo magnético H, ésta se magnetiza. Adquiere una intensidad de **imantación** o **magnetización** M que resulta proporcional al campo exterior aplicado (que vale cero en el vacío y en el aire).

Se tiene entonces: $M = k \cdot H$ (la constante de proporcionalidad k es la susceptibilidad magnética)

y además: $M = m/volumen = \mathbf{p} / \text{área}$ (donde m es el **momento magnético** = $\mathbf{p} \cdot \text{longitud}$)

La medición de k se realiza en laboratorio mediante un puente de inductancia o una balanza magnética, o bien multiplicando el porcentaje de magnetita u otros minerales magnéticos presentes en la roca por la susceptibilidad de éstos, obtenida de tablas. En el vacío o aire su valor es cero (y por eso M da cero).

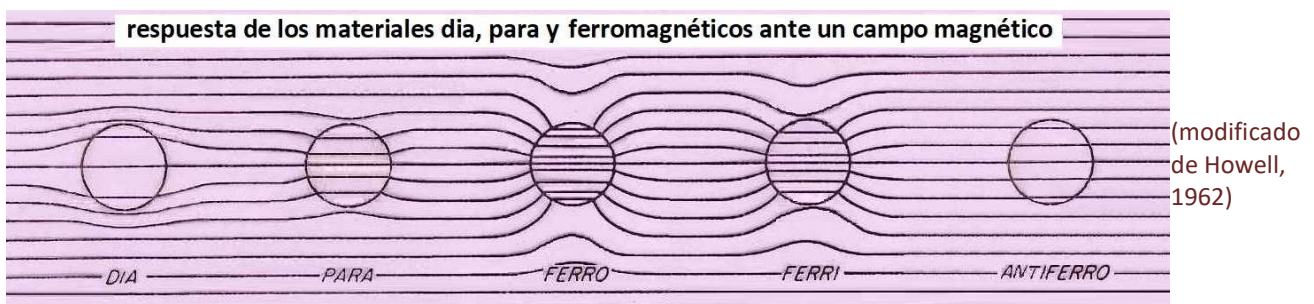
La utilidad práctica de su medición radica en la diferenciación de sectores donde las rocas poseen variable respuesta magnética a partir de sus diferencias mineralógicas, por ejemplo para distinguir a las **rocas sedimentarias** (k generalmente baja) de las **ígneas y metamórficas del basamento** (k alta).

Clasificación según la respuesta magnética de los materiales

La materia está formada por cargas eléctricas en movimiento. Sometida a un campo magnético puede producir:

- **Diamagnetismo:** consiste en la variación del momento magnético de los átomos para oponerse levemente a un campo magnético exterior. Se produce debido a la simetría de los átomos causada por la alineación de los momentos magnéticos asociados a electrones orbitales pares en presencia de un campo magnético externo, la cual determina que el momento magnético del átomo sea pequeño y negativo. Este fenómeno es independiente de la temperatura. El valor que adopta k es **levemente negativo**. Ejemplos de este comportamiento ocurren en: grafito, anhídrita, halita, cuarzo, feldespato, petróleos, agua, Ag, Au, Cu, Bi, Sb y otros.

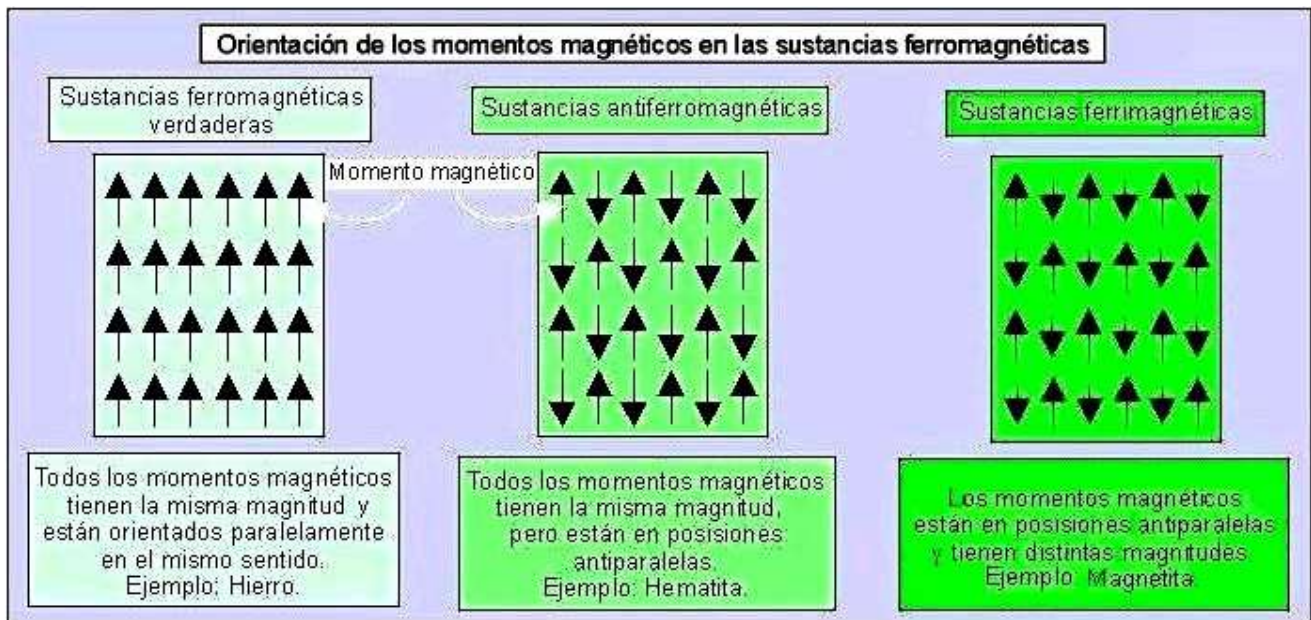
- **Paramagnetismo:** en los elementos que tienen un número impar de electrones en las capas electrónicas externas, debido a la simetría deficiente de los orbitales se genera un momento magnético no nulo del átomo y en presencia de un campo exterior este momento tiende a alinearse, de manera que refuerza su acción. El campo actúa de forma independiente sobre cada momento magnético, sin interacción entre ellos. Esta alineación se contrarresta con la tendencia que tienen los momentos a orientarse aleatoriamente por el movimiento térmico, creciente con la temperatura. El valor de k es **levemente positivo**. Ejemplos de esto son: aire, blenda, galena, piritita, limonita, olivino, granate, piroxenos, anfíboles, biotita, Pt, Al, Ti, W, Ir, etc.



- **Ferromagnetismo:** se presenta sólo en el estado sólido; las fuerzas interatómicas producen un paralelismo de los momentos de los átomos próximos, los dominios o **recintos de Weiss** separados por **paredes de Bloch**. (El francés **Pierre Weiss** desarrolló la teoría del ferromagnetismo y el suizo **Félix Bloch** definió estas paredes en las que ocurre un giro dipolar transicional de un recinto a otro adyacente). En presencia de un campo exterior se ordenan de forma parecida al paramagnetismo, pero con mucha mayor intensidad debido al crecimiento de los recintos de orientación coincidente hasta dar un monodominio (figura pag.73). El valor de k es **muy altamente positivo, cercano a 1**. Es el caso de los metales nativos como Fe, Ni y Co, presentes en los sideritos (meteoritos metálicos). La respuesta magnética disminuye con el crecimiento de la temperatura hasta hacerse mínima a la denominada **temperatura o ley de Curie** –descubierta por el francés **Pierre Curie** y publicada en 1895– que, como ejemplos, es de 770°C para el hierro puro o de 360°C para el níquel, valores térmicos a partir de los cuales éstos se comportan sólo de una manera paramagnética, o sea muy débil (gráfica a la derecha en pag.74).

- **Ferrimagnetismo:** caso en el que un campo magnético produce dos series de momentos atómicos, paralelos y

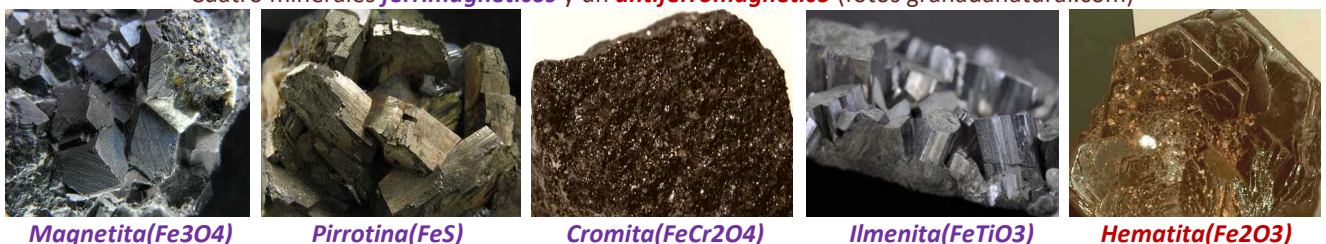
antiparalelos, pero los primeros resultan de una magnitud bastante mayor. Se da en minerales relativamente abundantes como magnetita, pirrotina, ilmenita, titanomagnetita, cromita, etc. (fotografías más abajo). Estos materiales también responden a la temperatura de Curie, límite que resulta de 578°C en el caso de la magnetita. Además *el valor de k es altamente positivo*. Por ejemplo, tomando $k \cdot 10^6$ en unidades cgs, es de entre 300.000 y 700.000 para la magnetita, de cerca de 130.000 para la ilmenita y la pirrotina, y mucho menor para otros minerales (por ejemplo 10.000 la cromita), variando según el valor del campo H normal de cada zona.



(modificado de Susanne Griem-Klee, Universidad de Atacama)

- **Antiferromagnetismo:** de existir un campo externo muy intenso la respuesta es como en el caso del ferromagnetismo, pero al decaer el campo la mitad de los momentos magnéticos cambian en sentido opuesto dando dos series de momentos intercalados, paralelos y antiparalelos, que son del mismo orden y se cancelan mutuamente, dando respuesta global prácticamente nula. *El valor de k es cero*. Ejemplos son: hematita (rojiza, del griego *αιματος*, haimatos: de sangre; foto abajo), goethita, óxidos de manganeso, cobalto, níquel, etc. La temperatura equivalente a la de Curie en estos materiales se llama **temperatura de Néel** –por el francés **Louis Néel**, descubridor del antiferromagnetismo en la década de 1930– y por ejemplo para la hematita es de 675°C.

Cuatro minerales **ferrimagnéticos** y un **antiferromagnético** (fotos granadanatural.com)



Permeabilidad magnética μ

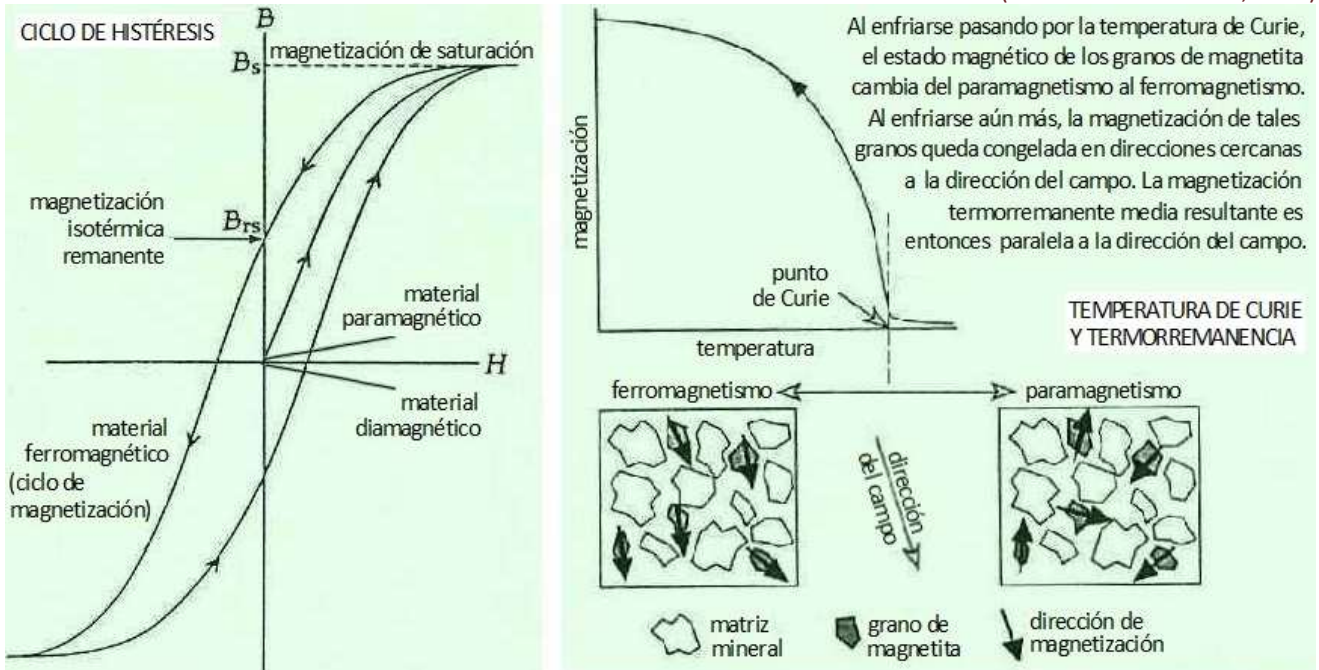
Puede imaginarse como la facilidad que ofrece un cuerpo al paso del flujo magnético. Usualmente se toma adimensionalmente, como la relación entre el flujo magnético inducido en un material respecto del que circula por el aire. Se relaciona con k de la siguiente manera: $\mu = \mu_0(1+k)$

Su valor es *un poco inferior a 1 en diamagnéticos, 1 en antiferromagnéticos, algo superior a 1 en paramagnéticos y muy superior a 1 en ferro y ferrimagnéticos*.

Ciclo de histéresis y remanencia magnética

Este ciclo muestra la variación de respuesta verdadera de una sustancia magnética que experimenta magnetizaciones y desmagnetizaciones cíclicas. Se produce en los materiales ferro o ferrimagnéticos, cuyo comportamiento se aleja de la simple relación lineal $B = \mu \cdot H$, llegándose a un máximo de respuesta B del material ferromagnético cuando se lo somete a un creciente campo magnético H: es el nivel de saturación. Y se

desmagnetiza al ir reduciendo el campo aplicado, más gradualmente que cuando se magnetizó, para quedar al final un valor remanente de respuesta magnética del material (izquierda de la siguiente figura). De modo tal que hay un nivel de inducción magnética persistente o de remanencia magnética. (modificado de Lowrie, 1997)



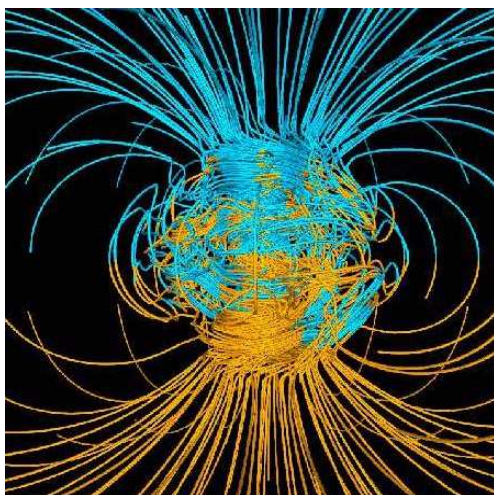
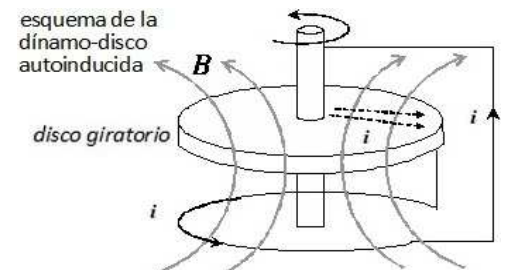
Es el mecanismo por el cual queda grabada la información en el disco rígido de una computadora. Y es la base de los estudios paleo y arqueomagnéticos o de **magnetismo remanente**, donde el campo inductor es el campo geomagnético de la Tierra y los cristales de minerales magnéticos retienen parte de esa inducción, documentando así la orientación del campo terrestre al momento en que se formó la roca. Ésta ya será una propiedad fija, invariante en esos minerales aunque se invierta el campo geomagnético de nuestro planeta.

COMPONENTES DEL CAMPO MAGNÉTICO

Como se adelantó, el campo terrestre total se compone de un campo interno más otro externo, a saber:

Campo interno (97% del total), a su vez con dos componentes.

Campo geomagnético principal: Originado como consecuencia de la rotación del núcleo externo de nuestro planeta, de composición metálica, con potentes cargas eléctricas y comportamiento fluido,



Líneas del campo terrestre; el ovillo enredado central es en el núcleo (simulación de la NASA)

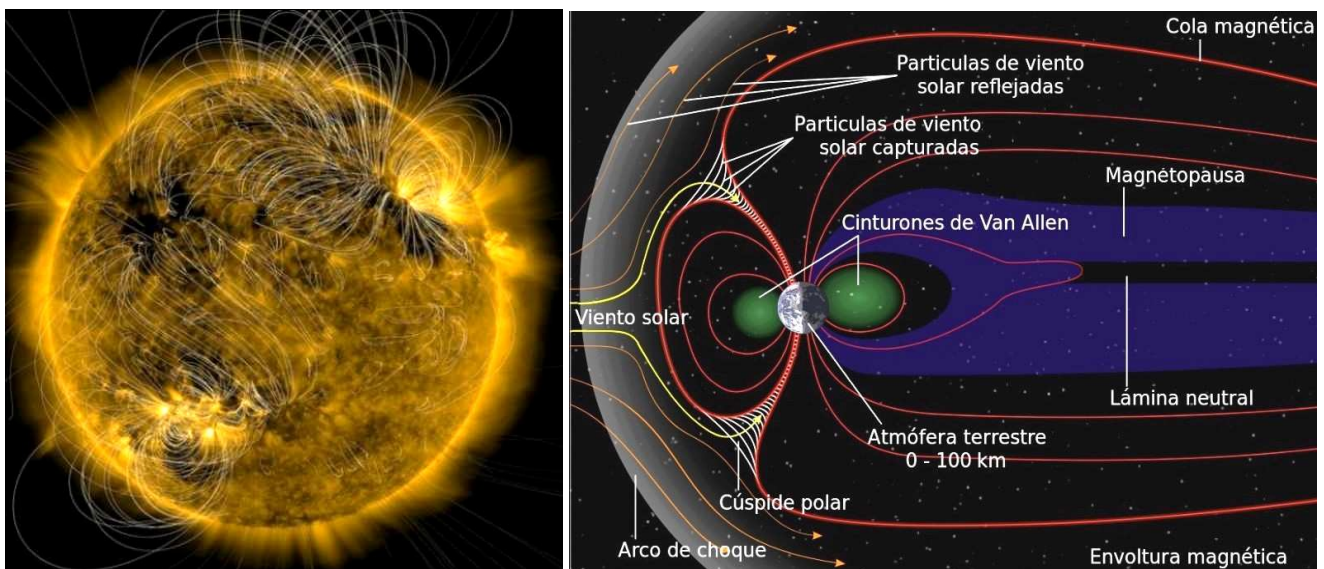
donde residen corrientes convectivas que transportan el calor hacia el manto terrestre. El inglés Sir **Joseph Larmor** en 1919 recurrió al modelo electromagnético de la dínamo-disco de **Michael Faraday** autoinducida. En el bosquejo acá arriba puede observarse cómo la corriente (i) que fluye por el circuito, genera un campo magnético inducido (B). Éste decrece con el tiempo, lo mismo que la corriente, debido a la resistencia del conductor. No obstante, el campo magnético variable que atraviesa el disco giratorio induce una corriente en el mismo. La corriente inducida refuerza la corriente inicial y por tanto refuerza al campo B y el proceso se repite siguiendo un ciclo continuo, dando así origen a la dínamo autoinducida. Ese primer modelo general fue ajustado por el estadounidense **Walter Elsasser**, el ruso **Yakov Frenkel** y otros desde 1940 para dar cuenta de la complejidad convectiva que tiene lugar en el núcleo externo, como se ve a la izquierda, incluyendo componentes poloidales, radiales y toroidales (con forma de superficie de roscón). La **fuerza de (Gaspard) Coriolis** (quien la

descubrió en Francia en 1835) tiende a enrollar los bucles en dirección N-S.

Campo cortical: Sólo perceptible a nivel local o regional, pero no a escala continental o global. *Ocurre donde por anomalías relativamente circunscriptas puede tener una magnitud comparable al campo principal. Pero a escala de la Tierra es prácticamente despreciable (<1%).* Es causado por la inducción de los minerales magnéticos de la corteza terrestre y las anomalías que presenta nos permiten inferir la desigual distribución de los materiales. Es de mucho menor magnitud que el anterior, aunque detectable en función de su proximidad a la superficie, y *es el objetivo concreto de la prospección magnetométrica.*

Campo externo (2-3% del total, hasta 4% durante las tormentas solares)

Está ocasionado por corrientes inducidas en la ionósfera por la actividad del Sol, al desplazarse éstas respecto del campo terrestre. El desplazamiento se debe a movimientos convectivos (*calentamiento diurno solar y mareas atmosféricas por influencia principalmente lunar*) además del movimiento orbital terrestre, la *rotación del Sol sobre su eje* en unos 27 días (más rápido en el ecuador que en los polos), mostrándonos alternativamente regiones con mayor o menor cantidad de manchas fotosféricas y las variaciones temporales de la actividad magnética de la estrella (con *ciclos mayores de unos 11 años*).



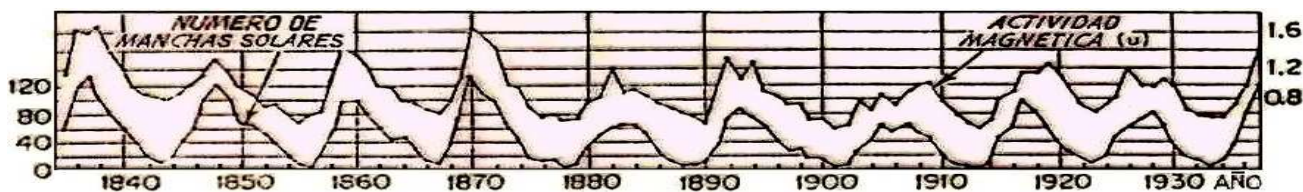
Izquierda, manchas y líneas de campo de la superficie solar; derecha, partes de la magnetósfera terrestre (imágenes NASA)

Las **manchas solares** casi siempre surgen de a pares y suelen agruparse con otros pares. Son depresiones individuales con diámetros de hasta 12.000 km (como toda la Tierra) en las que se ve la capa inferior de la fotosfera, menos caliente (4.000 contra 6.000 °K), que constituyen vórtices magnéticos giratorios con polaridad opuesta las que forman cada par (imagen de la izquierda) que emiten partículas al espacio (principalmente protones y electrones). Se modifican con el paso de las semanas y desaparecen en no más de dos meses, surgiendo entonces otras manchas. La fotosfera está envuelta por la cromosfera y ésta a su vez por la corona. Permanentemente hay emisión de partículas desde la corona generando viento solar (emisión de protones, electrones, trazas de núcleos de He y otras viajando a 800 km/s). Pero la mayor presencia de manchas es indicativa de una actividad más intensa que suele culminar con fulguraciones (grandes emisiones electromagnéticas) en la cromosfera, las que a su vez son precursoras del calentamiento de plasma a millones de grados Kelvin y de inmensas eyecciones de masa coronal. Esto sucede debido a reconexiones magnéticas (reordenamientos de líneas magnéticas cuando campos opuestos se acercan bajo la fotosfera) produciendo una liberación brusca de energía. Y entonces podremos esperar una tormenta magnética que dentro de 52 horas caerá sobre la antenna satelital del rancho, ojalá que no justo en el horario del partido...

En la figura de la derecha se ve cómo el campo externo terrestre es asimétrico por la presión del viento solar, con una cola en dirección opuesta al sol y dejando dos superpuestas regiones anulares (de superficie toroidal). Son los **cinturones de radiación de (James) Van Allen** (estadounidense que los descubrió en 1959) a distancias de unos 1.000 a 5.000 km el primero y de 25.000 a 50.000 km el segundo de tales cinturones. Son más anchos frente a la zona magnética ecuatorial y se adelgazan hacia las regiones polares. Están cargados de partículas atrapadas (y también de algunas antipartículas, como los antiprotones). Los satélites deben evitar orbitar en esas zonas porque de hacerlo verían afectado su funcionamiento.

Las manchas solares, y por ende las tormentas magnéticas (gráfico siguiente), son más frecuentes cuando cada 11 años (ciclos undecenales) se invierte la polaridad magnética de la estrella –a los 22 años vuelve a la que era–. Aunque hubo un período, llamado Mínimo de (**Edward**) **Maunder** (astrónomo inglés), de 1645 a 1715, en el que por motivos desconocidos de la dinámica solar no se registraron los máximos undecenales.

Se puede establecer una probabilidad de ocurrencia de tormentas magnéticas, pero cada evento es impredecible, pudiendo durar de uno a varios días y afectar los sistemas de comunicación, sobre todo los satelitales. Las regiones más afectadas sobre el terreno son naturalmente las de latitud superior a los 60°, pero también en áreas ecuatoriales se registran perturbaciones de enorme intensidad (hasta 1.000 γ).

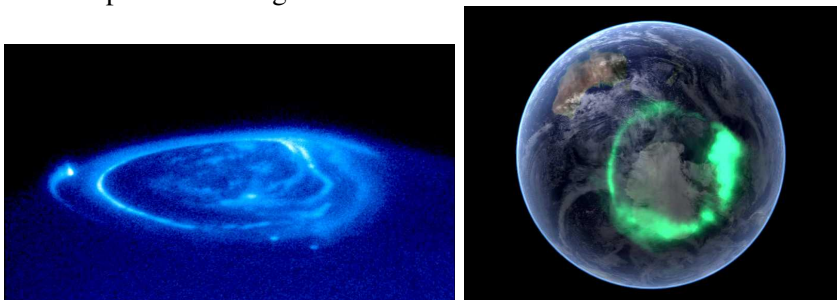


Cotejo de la actividad geomagnética con la cantidad de manchas solares anuales (modificado de Howell, 1962)

El viento solar conforma una suerte de gigantesca burbuja llamada **heliosfera** que abarca hasta cerca de los confines del sistema planetario (incluidos los enanitos del cinturón de Kuiper) donde interactúa con los vientos cósmicos de muchos otros astros –la nube de Oort queda más allá de la llamada **heliopausa**–. El campo magnético terrestre es un obstáculo en el viaje del viento solar, por lo que a unos 70.000 km este viento se separa formando un arco de choque que comprime el campo magnético terrestre por el lado del Sol, y en el lado opuesto genera una cola que se estira a más de 6.000.000 de km, definiendo así la **asimétrica forma de la magnetosfera, cuyo borde es la magnetopausa** (figura de la página anterior). La astrofísica estadounidense **Joan Feynman** y otros dilucidaron la forma de la magnetosfera a partir de mediciones tomadas por una nave lanzada en la década de 1960 para monitorear el cumplimiento del tratado de prohibición de ensayos nucleares. Durante las tormentas se produce una alta concentración de partículas ionizadas a causa de la convergencia de líneas de campo magnético sobre la ionosfera circumpolar (100 ó más km de altura). Los haces de electrones y otras partículas del viento solar chocan contra los átomos de la atmósfera transformando su energía cinética en eléctrica y generando los fantasmagóricos fenómenos de las **auroras polares** (del orden de 1 TW, ¡como la que producen unas mil centrales nucleares!). En el mundo anglosajón son también llamadas *northern lights* (si son boreales). Ocurren típicamente en una orla de entre 10 y 20° en torno a los polos magnéticos (en parte por las partículas que buscan salir de los cinturones de Van Allen) y llegan a latitudes menores cuando hay grandes tormentas solares. En 1741 el sueco **Anders Celsius** –quien propuso la escala térmica centígrada– registró en Upsala perturbaciones magnéticas en presencia de una aurora polar, corroborando su conexión mutua.

Existen corrientes alineadas con el campo magnético cuya existencia fue craneada por el físico noruego **Kristian Birkeland** en 1908 (que viajó al Ártico). Ocurren en dos pares de cortinas alineadas desde el lado del mediodía hasta el lado de medianoche. El proceso es complejo y conduce a la aparición de un flujo de corrientes secundarias por efecto Hall (nombre que alude al estadounidense **Edwin Hall** que lo descubrió en laboratorio en 1879). Las luces se generan cuando los haces de electrones, fuertemente acelerados por los campos electromagnéticos, impactan con átomos de la atmósfera. Al chocar, las partículas les transmiten parte de su energía cinética, excitándolos o ionizándolos. Al volver a su estado fundamental, el exceso de energía se convierte en radiación electromagnética que va del infrarrojo al ultravioleta lejano (nuestros ojos sólo ven una parte). Las partículas siguen cayendo en picada y la atmósfera más densa hacia abajo aumenta la frecuencia de colisiones, haciéndose entonces más lentas hasta perder su energía cinética.

Los colores de las auroras dependen de los átomos o moléculas que son mayoritariamente excitados; difiere si una zona tiene niveles altos o bajos de oxígeno (que da verde-amarillo), mientras que el nitrógeno produce luz azulada y el helio coloración rojiza. (El proceso es similar al que sucede en los tubos de neón de los anuncios o en los tubos de rayos cátodicos de los televisores antiguos, donde la pantalla contiene moléculas fosforescentes).



Auroras polares sobre Júpiter –izquierda– y la Tierra (imágenes NASA)

Si no existiera un campo geomagnético interno las partículas del viento solar aniquilarían toda forma de vida sobre la superficie terrestre. Tampoco se hubiera podido formar la pantalla de ozono (de 15 a 45 km de altitud) que nos protege de la radiación ultravioleta. Es más, la propia atmósfera habría sido erosionada hasta casi desaparecer y lo mismo habría sucedido con la hidrosfera, como le ha sucedido a Marte y quizá a los pobres microbios marcianitos –si es que los hubo– al perder su gran magneto protector, ése sí que es esencial para la salud. (Mientras la magnetoterapia, todavía sin base científica, hace bien a quien le cree, como la religión o los curanderos, por el efecto de la psiquis sobre las glándulas endocrinas y por tanto sobre el sistema inmunitario).

MAGNETOS PLANETARIOS

Hemos hecho breve referencia a los procesos magnéticos del Sol y la Tierra y una mención a Marte. El planeta rojo sólo tiene un flojísimo campo residual cortical (2/1.000 del terrestre) y su campo principal se desvaneció hace $3,7 \cdot 10^9$ años al enfriarse su núcleo de hierro, níquel, sulfuros, etc. –que sin embargo todavía es un fluido viscoso–, campo que parece haber tenido cambios de polaridad en aquel remoto tiempo. Pero en el sistema Solar hay otros descomunales magnetos, sugestivos por sus bellos eventos aurorales, que se despliegan en otros planetas con campo magnético propio, como el caso de Júpiter (imagen precedente).

A pesar de sus reducidas dimensiones y su lenta rotación, Mercurio tiene un campo magnético estable dipolar (con el eje a 5° del eje de rotación) cuya intensidad equivale a 1% del terrestre, probablemente en parte residual como Marte, pero sobre todo por el efecto dinamo de su núcleo de hierro que sigue líquido porque los tirones de marea del Sol le generan el calor interno suficiente.

Venus rota con aún más pachorra que Mercurio y por ende su campo magnético es casi nulo. Por eso el viento solar golpea fuerte y produce un continuo escape de He, H y O e impide que haya agua, que igualmente no podría haberla en estado líquido por el infernal efecto invernadero producido por el CO₂ emitido por sus volcanes, que las partículas provenientes del Sol no limpian.

Al revés que Venus, el campo magnético joviano tiene una intensidad 19.000 veces mayor que el terrestre y sus auroras una potencia de 100 veces las nuestras. La causa reside en el inmenso volumen de hidrógeno sometido a fortísima presión por encima de su núcleo de roca y hierro, el cual adopta un comportamiento metálico. Su magnetosfera constituye la segunda mayor estructura del sistema Solar (tras la heliosfera), 1.200 veces mayor que la nuestra, con su arco de choque 26 millones de km hacia el Sol y su cola a más de 700 millones de km en dirección contraria, incluso superando la órbita de Saturno.

Para los romanos Saturno (o Cronos para los griegos) era el dios del tiempo que devoraba a sus hijos para que no lo destranaran –porque el tiempo devora todo lo que engendra– hasta que uno de ellos, Júpiter (o Zeus), consiguió esquivar ese destino y lo derrocó. Quizá sea por eso que Saturno quedó con menos masa y su magnetosfera (también causada por hidrógeno metálico) es la tercera parte que la de Júpiter, lo cual no es para despreciar. El viento solar, más sus satélites y anillos, proveen las partículas que son atrapadas en los cinturones de radiación y el plasma rota a la par del planeta, algo que también sucede en el caso de Júpiter.

El eje magnético de Urano está a 59° de su acostado eje de rotación y es también atípico en tanto no se encuentra en el centro geométrico del planeta sino desplazado hacia el sur 1/3 del radio planetario, lo cual deviene en una magnetosfera muy asimétrica con una cola en tirabuzón. La intensidad del campo es casi 50 veces mayor que la terrestre y 2 veces superior a la de Neptuno. Este último, aunque tiene normal su eje de rotación, también posee el eje magnético muy ladeado, en este caso 47° , y la hipótesis es que los campos magnéticos de estos dos gigantes de hielo son generados por movimientos de cargas eléctricas en zonas relativamente poco profundas de sus océanos de agua-amoniaco, produciendo una compleja geometría con contribuciones bastante intensas de las componentes no dipolares (principalmente cuadrupolares).

Ganimedes es la mayor luna y además la única con campo magnético propio, aunque débil, que se cree producido por su núcleo de hierro fundido. También posee un océano interno y una corteza dividida en algunas placas tectónicas que habrían perdido su movilidad hace largo tiempo. Su magnetismo se ve como una perturbación local de las líneas de campo de Júpiter en torno del cual orbita.

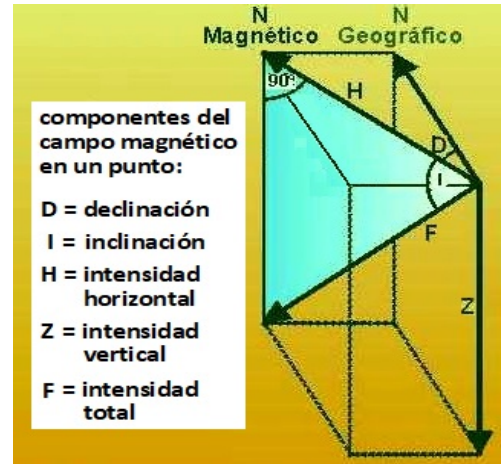
EL DIPOLO GEOMAGNÉTICO TERRESTRE

Volvamos a casa. Nuestro campo geomagnético, como primera aproximación, es un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra, cuyo eje actualmente está inclinado unos $11,5^\circ$ respecto al eje de rotación planetario, número que con el tiempo fluctúa. Y sabemos que este último inclina $23,5^\circ$ respecto a la perpendicular al plano de la órbita o eclíptica. (También el eje magnético solar está chingado en relación a su eje de rotación, como ocurre con otros planetas y estrellas, y se mueve como trompo respecto a éste, análogamente al caso terrestre).

El dipolo terrestre está dirigido al sur y se lo conviene negativo en el hemisferio norte y positivo en el sur. El

polo norte magnético se sitúa a unos 600 km del polo norte geográfico, en el mar glacial Ártico, en tanto que el polo sur magnético está a unos 2.900 km del polo sur geográfico, en el mar glacial Antártico (en el sector australiano) en 2025. Pero en unos años serán datos caducos. Porque en los últimos cuatro siglos los polos magnéticos se han estado moviendo hacia el oeste; el norte magnético, sobre el Ártico, ahora con tendencia a alejarse del norte canadiense y aproximarse a Siberia y el sur saliéndose del continente antártico hacia el sureste del océano Índico; la movida venía a razón de unos 10 km/año en ambas regiones polares, pero en estas últimas décadas el norte magnético pisó el acelerador y ahora está viajando ¡a más de 40 km/año!

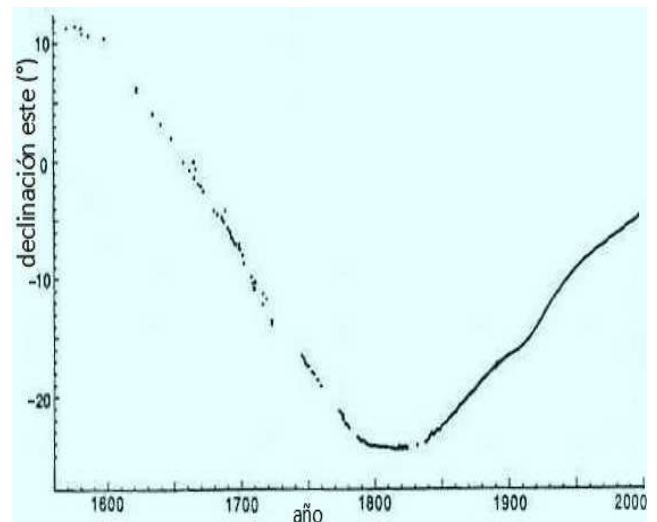
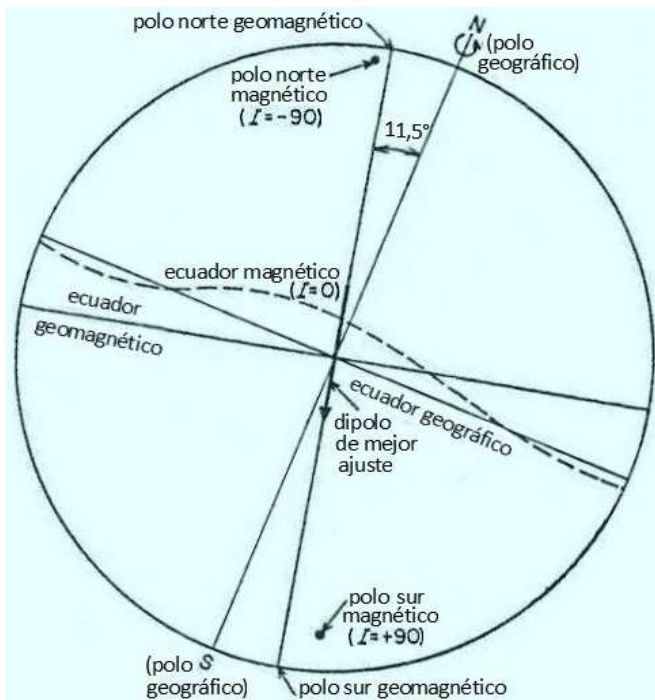
Sabemos que entre los nortes geográfico y magnético hay un ángulo llamado **declinación**, que resulta de la proyección a la horizontal del vector de **inclinación** magnética, que sigue las líneas de fuerza del campo. Además es medible la **intensidad** de este campo, sea la total F o sus componentes H (horizontal) y Z (vertical), como se ilustra.



El **momento dipolar magnético** \vec{m} en un dado circuito C surge de: $(I$ es la intensidad total del circuito de radio \vec{r})

$$\vec{m} = \frac{1}{2} I \oint_C \vec{r} \times d\vec{r}$$

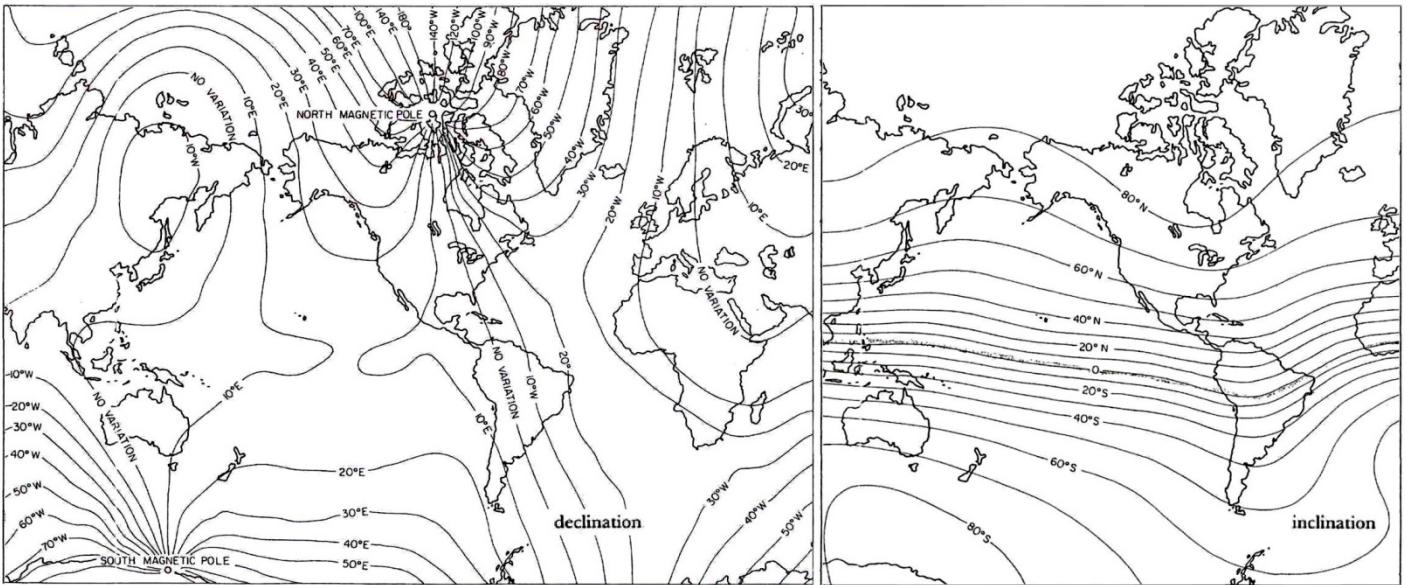
\vec{m} es una magnitud vectorial que para la Tierra resulta del orden de $8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$.



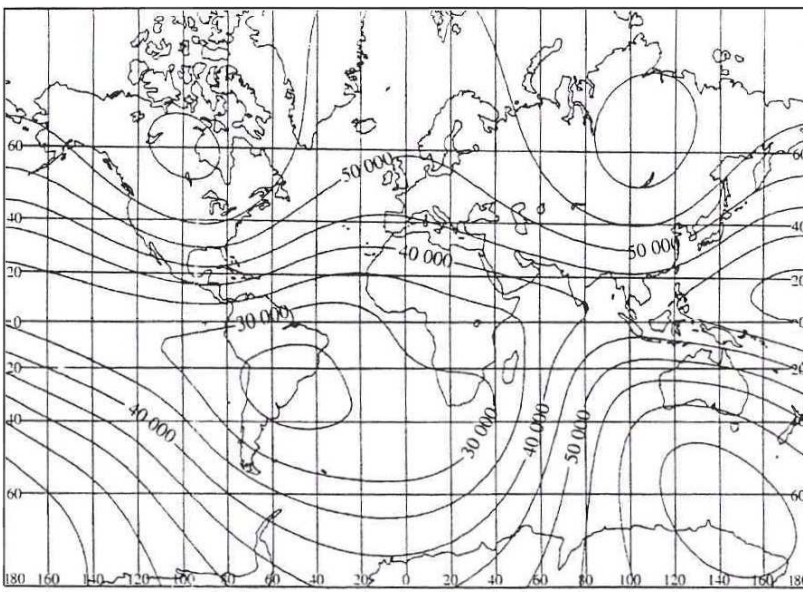
Arriba, variación secular de la declinación magnética registrada en Londres.

Izquierda, gráfico del dipolo principal, los ecuadores y los polos magnéticos de la Tierra. (figuras modificadas de Fowler, 1990)

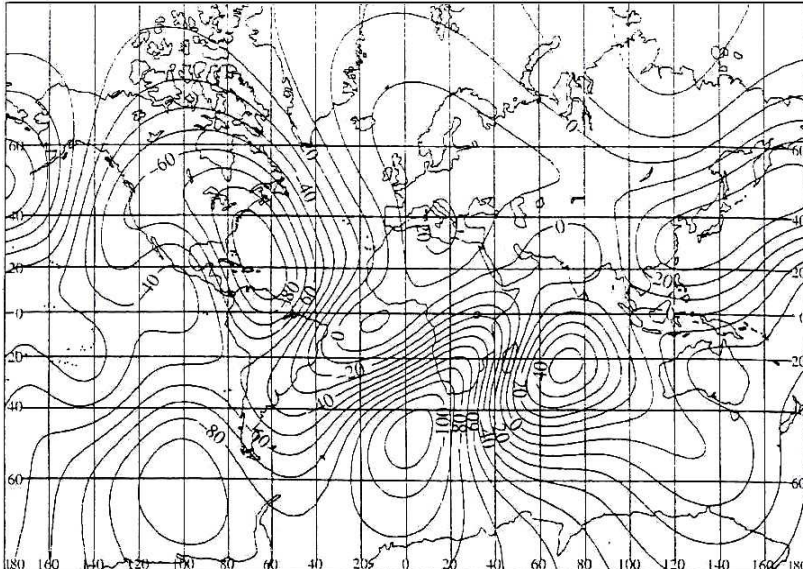
También se definen dos **polos geomagnéticos**, que resultan de la proyección del eje del dipolo principal hacia la superficie, pero **los verdaderos polos magnéticos difieren en su ubicación**, como se ve en la figura. Esto se debe a que el campo geomagnético principal es complejo; puede aproximarse con un único dipolo pero, de hecho, es la sumatoria de innumerables dipolos de distinta magnitud, resultante de la muy compleja dinámica convectiva del núcleo externo, como ya se comentó e ilustró. Debido a esto pueden separarse, por un lado, las componentes geomagnéticas de ese **dipolo centrado o principal**, que podría ser considerado como un campo regional global. Y, por otro, las llamadas **componentes no-dipolares o multi-dipolares** (en referencia al dipolo dominante) que generan una suerte de campo residual global (que comporta un 20% del campo geomagnético principal) por la presencia de esos otros dipolos no conocidos con precisión, que matemáticamente se procura aproximar con modelos turbulentos. En particular bajo África y el Pacífico anómalas rocas de baja velocidad en la base del manto (¿restos de Teia?) alteran la conducción del calor y distorsionan el campo geomagnético. Además, como se dijo antes, existen cambios temporales, aunque no lineales, tal como evidencia la figura previa de variación de la declinación en una localidad en particular, en este caso la capital del Reino Unido.



Mapas de declinación e inclinación del campo magnético principal sobre la superficie terrestre, expresadas en grados (modificados de Epoch 1975 charts, publicado por la Defense Mapping Agency, Hydrographic Center, U.S.A.)

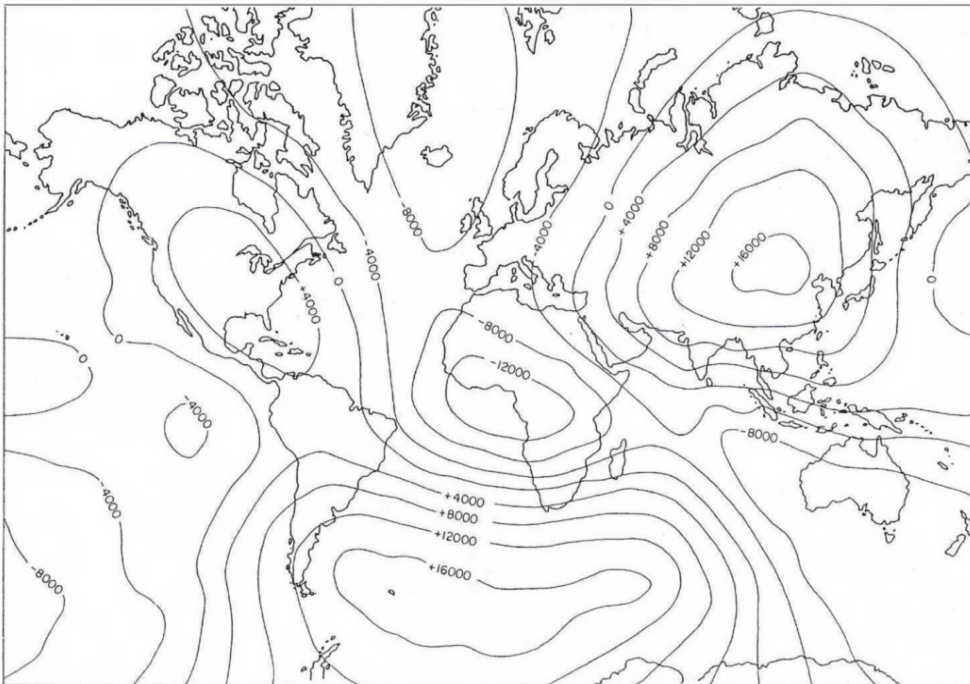


Acá arriba pueden verse los mapamundi de declinación (expresado en **isógonas**, **curvas que unen puntos de igual declinación magnética**) y de **inclinación** (curvas **isóclinas**) para el año 1975. Y abajo los mapas de **intensidad total del campo (isodínamas)** y de **variación anual de la intensidad magnética (isodeltas)** del año 1995. En el mapa de variación anual se destaca un área de fuertes valores menguantes sobre el Atlántico Sur como consecuencia de la desviación del dipolo principal. Esto ocasiona un descenso de los cinturones de Van Allen, lo que a su vez obliga a tomar especiales recaudos en la navegación satelital, un blindaje extra para la Estación Espacial Internacional y un área ciega para telescopios como el Hubble.



Arriba, atlas de intensidad total del campo geomagnético en nT; abajo, variación anual de la intensidad total del campo en superficie (mapas modificados del Intenational Geomagnetic Reference Field, 1995)

En la próxima página se reproduce el planisferio de la intensidad de la componente no-dipolar del campo geomagnético. Cada mapa resulta de un modelo del campo magnético de la Tierra calculado para un año específico a partir de datos de observatorios de todo el mundo, así como informaciones satelitales, modelo que constituye el **IGRF: International Geomagnetic Reference Field**. La intensidad total se calcula que es unas 50 veces mayor justo encima del núcleo externo



Intensidad de la componente no-dipolar del campo geomagnético principal
(modificado de Bullard *et al.*, 1950)

terrestre. Ahora bien, con cuatro siglos de registros se ha podido caracterizar las llamadas **variaciones seculares**, como las ya referidas migraciones de los polos. Así fue posible verificar una migración hacia el oeste del campo geomagnético dipolar o principal del orden de $0,14^\circ$ longitud/año hasta principios del siglo XIX y de $0,05^\circ$ longitud/año en las dos últimas centurias, aunque los datos arqueomagnéticos denuncian que hubo una migración hacia el este entre los años 1000 y 1400. También ocurre esto respecto al campo

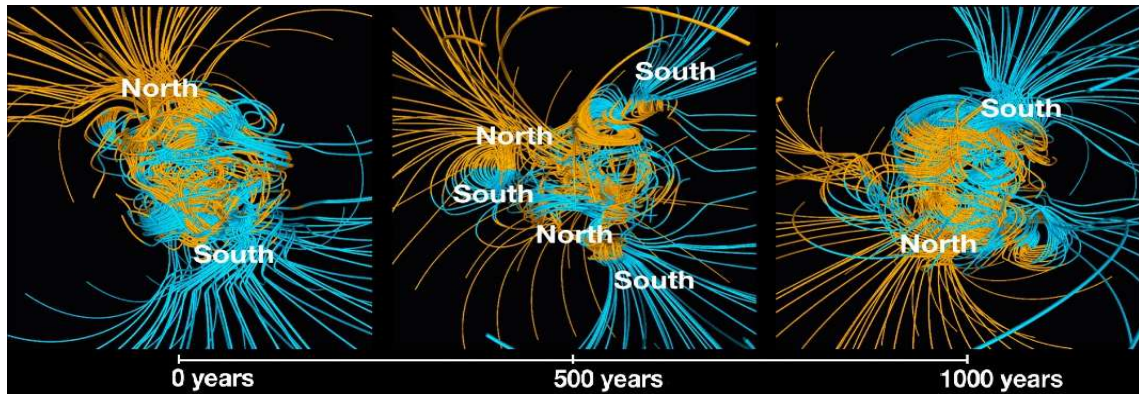
no-dipolar, aceptablemente bien medido sólo para el siglo XX, cuando promedió los $0,18^\circ$ longitud/año de desplazamiento hacia el oeste, con algunas regiones de valores bastante divergentes, diferencias que muy probablemente obedecen a la complejidad de los procesos del núcleo externo. Pero además la intensidad del campo dipolar disminuyó una media de $0,03\%/año$ hasta principios del siglo XX y de casi $0,06\%/año$ desde ese entonces. Por su parte el campo no-dipolar acredita algunas regiones del planeta con descenso y otras con aumento de la intensidad. Esta media descendente (desde los actuales **65.000 γ en los polos y 30.000 γ en el ecuador**) prácticamente llevaría a la anulación del campo geomagnético en un período del orden de 2.000 años, algo sobre lo que no hay certezas en razón de que tal tendencia podría enlentecer mucho o incluso revertirse.

ARQUEO Y PALEOMAGNETISMO

Teniendo en cuenta las variaciones seculares puede hacerse una extrapolación hacia el pasado de la historia y prehistoria humanas a partir de la medición del campo magnético terrestre preservado en los materiales ferromagnéticos que han sido capaces de experimentar el proceso de histéresis, generando en consecuencia la llamada remanencia magnética. En esto consiste el **arqueomagnetismo**. Su correlación con otras herramientas de datación (información histórica, biológica, geocronológica, etc.) han permitido crear un valioso instrumento para datar eventos arqueológicos con razonable precisión (por ejemplo del orden de los veinte años para hechos que han acontecido hace dos milenios). Fondos de hogares y hornos de ceramistas de la antigüedad y la prehistoria son típicos testimonios arqueomagnéticos en todo el mundo.

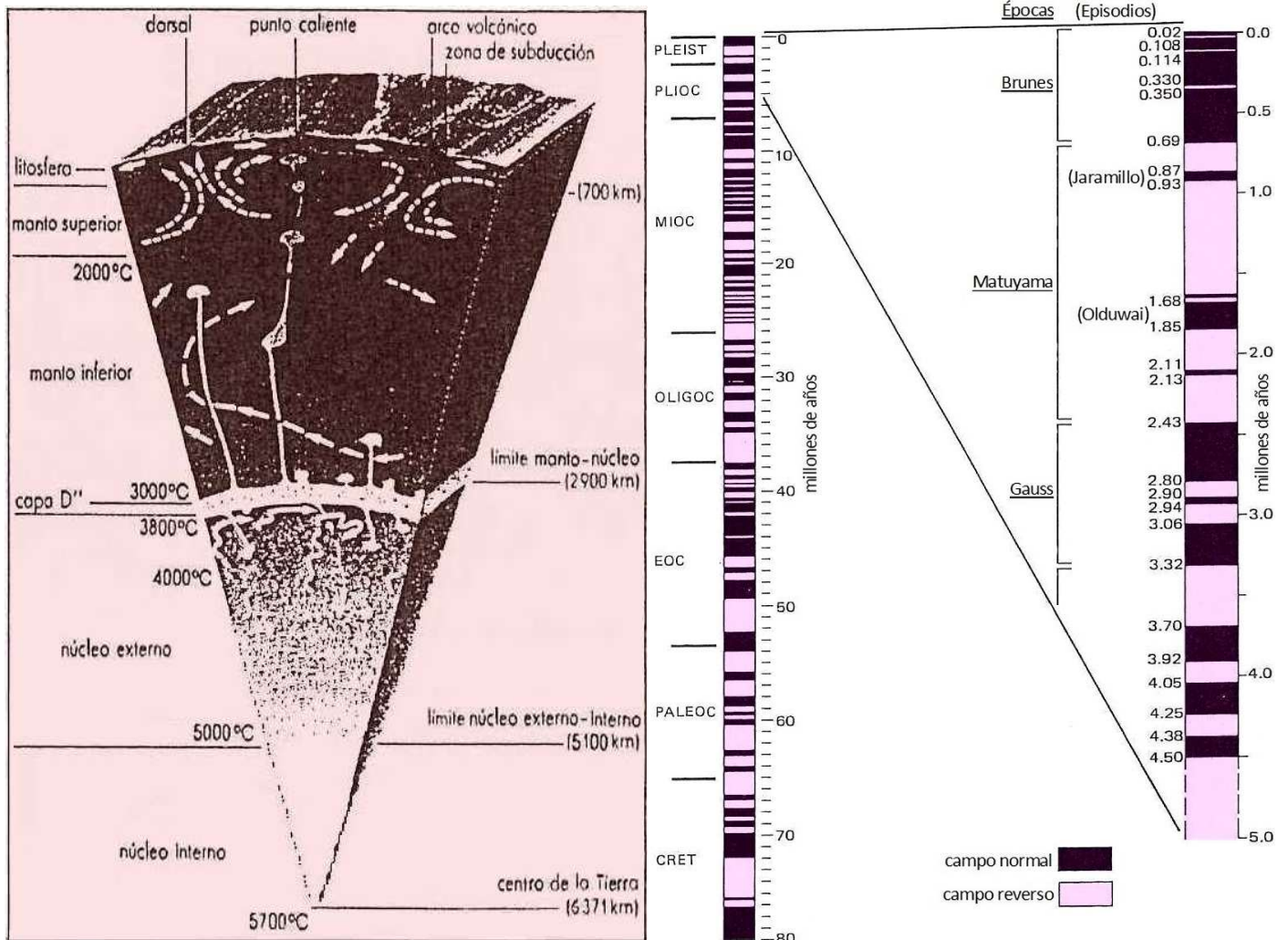
Ahora bien, sabemos que más atrás en el tiempo ha habido reversiones de polaridad del campo geomagnético en períodos del orden de las decenas o cientos de miles de años. El italiano **Macedonio Melloni** observó en 1850 la cambiante magnetización de las coladas del Vesuvio y dejó el primer registro escrito sobre la idea del magnetismo remanente. Después los trabajos de **Bernard Brunhes** desde 1905 en Francia, **Motonori Matuyama** hacia 1929 en Japón y otros investigadores permitieron acopiar información sobre imanaciones antiguas, opuestas a la actual, a la que se sumó el estudio de los fondos oceánicos como consecuencia de la Guerra Fría, para que en 1963 **Lawrence Morley**, **Drummond Matthews** y **Frederick Vine** en Estados Unidos le dieran forma al concepto de **paleomagnetismo** y polaridades paleomagnéticas.

El modelo computarizado de geodínamo del estadounidense **Gary Glatzmaier** y el galés **Paul Roberts** indica posibles procesos de disminución del estadio de dipolo muy dominante a causa de la gradual mutación de los bucles convectivos del núcleo externo. Y la consecuente aparición de geometrías tetrapolares, octopolares u otras, con varios dipolos de magnitudes comparables durante un período de entre 1.000 y 10.000 años, hasta reconfigurar un patrón dipolar principal de polaridad opuesta a la original, según se visualiza a continuación.



Simulación computarizada de una reversión del campo geomagnético (modelo de Glatzmaier-Roberts, 1995)

Seguidamente se ve un corte de la Tierra y la gráfica de **reversiones de polaridad geomagnética** del Cretácico cuspidal y del Terciario, con un detalle de los últimos 5 millones de años, señalándose **épocas** (del orden del millón de años, con una polaridad dominante pero no exclusivamente positiva o negativa) y dentro de las épocas los nombres de reversiones breves (de decenas de miles de años) que reciben la denominación de **episodios**.



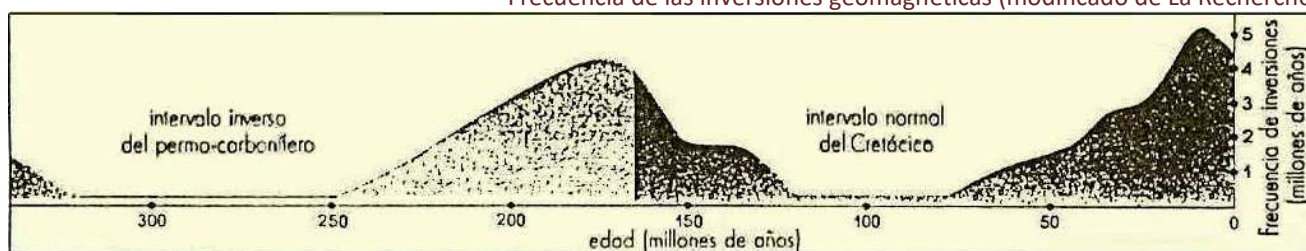
Capas internas del globo y temperaturas (modif. de La Recherche) Reversiones geomagnéticas (modif. de Heirtzeler et al., 1968)

La porción reciente de la historia del campo magnético terrestre puede ser leída en las capas de hielo antártico; allí en una gran meseta se llegó a extraer una zanahoria de hielo de 3.233 metros de largo que abarca los 9 ciclos de glaciación del último millón de años. Los radionucleidos cosmogénicos del berilio (${}^4\text{Be}^{10}$) y del carbono (${}^{14}\text{C}$), así como los nitratos, aumentan su concentración al debilitarse el campo magnético terrestre (intervalos de inversión de polaridad) y por tanto ser más débil el escudo magnetosférico permitiendo la llegada

de mayor cantidad de radiación cósmica (solar y otras) hasta la superficie del planeta. Estos registros en núcleos de hielo también aumentan en momentos puntuales con la radiación proveniente de los estallidos de supernovas aunque el campo magnético de nuestro planeta no acuse un debilitamiento.

La figura siguiente representa la frecuencia de las inversiones geomagnéticas desde el Paleozoico Superior hasta el presente. Tiempos de mayor estabilidad magnética (hasta de 60 millones de años) se corresponden con máxima deriva continental, sugiriendo una conexión entre la dinámica convectiva del núcleo externo, a su vez térmicamente reflejada en la heterogeneidad de la capa D, donde *grosso modo* pueden identificarse **criptoplacas** (por su muy vaga semejanza con la de las placas corticales), región desde donde provendrían las plumas mantélicas que originan los puntos calientes (*hot spots*) que generan los alineamientos volcánicos resultantes de la deriva cortical sobre ellos.

Frecuencia de las inversiones geomagnéticas (modificado de La Recherche)



Los registros paleomagnéticos más completos están en los fondos de los océanos, aunque sólo para los últimos 180 millones de años –edad máxima de la corteza oceánica–. La **magnetización termorremanente** de las lavas ofrece siempre las imágenes instantáneas con mejor definición, sea en el mar como en tierra firme. También pueden tenerse registros de **magnetización deposirremanente** a partir de la sedimentación en fondos de aguas tranquilas donde los minerales magnéticos detríticos se orientan dando por resultado algo así como una película borrosa, en forma no muy precisa pero continua en el tiempo, siguiendo los cambios del campo geomagnético. Un ejemplo paradigmático son las areniscas rojas del Permo-Triásico de Europa y Norteamérica (*New Red Sandstones*). Una tercera opción es la **magnetización quimiorremanente** producida durante modificaciones diagenéticas, oxidación, formación de minerales autigénicos –a veces por acción bacteriana–, etc. Las mediciones más ajustadas se realizan con muestras llevadas a laboratorio –con la ubicación original claramente referenciada–, un proceso que es lento y un poco complejo. En prospección la magnetización remanente produce ruido que se debe tratar de identificar y separar de los datos de interés.

Una aplicación importante del paleomagnetismo surge del seguimiento de las **migraciones de los polos** norte y sur. En primer lugar volvemos a recordar que los polos migran actualmente en un movimiento precesional en torno a los polos de rotación y parece ser que lo han hecho durante toda la historia geológica. En segundo lugar, los primeros siempre han estado relativamente cerca de los segundos. Y tercero, cuando se intenta ubicar los polos de algún tiempo geológico en particular, se encuentra que desde distintas masas continentales la ubicación difiere. Pero la diferencia se anula en cuanto se consigue situar los continentes en las posiciones relativas que guardaban en ese tiempo geológico. *Ergo*, se dispone de una herramienta eficaz para hacer el seguimiento de la deriva relativa entre distintas placas corticales.

ADQUISICIÓN DE DATOS EN PROSPECCIÓN

Pueden medirse las **componentes vertical, horizontal o total** (suma vectorial de las anteriores) del campo magnético si la prospección lo amerita o los aparatos nos brindan la información en forma directa.

Se utilizan instrumentos apropiados –hay distintos tipos de magnetómetros– y se desarrolla un **trabajo de campo a lo largo de una malla con criterios parecidos a los de gravimetría**, es decir que se mide en intervalos regulares o tan regulares como sea posible en función de las dificultades del terreno. En la exploración magnética **a escala regional generalmente se registra a lo largo de un perfil o varios de ellos paralelos** con un espaciamiento preferentemente constante.

Las mediciones realizadas, usualmente relativas respecto a una referencia local, **pueden ser terrestres, aéreas** –lo más habitual–, **marinas y hasta satelitales** –para objetivos académicos– y son influenciadas por diversos factores que deberán ser tenidos en cuenta:

- Efecto de las componentes horizontal y vertical de la intensidad.
- Influencia de la inclinación del campo geomagnético.
- Efecto de inclinación y forma de las masas emplazadas causantes de la anomalía.
- Eventual magnetización oblicua a los cuerpos.
- Posible magnetización remanente.

-Ruidos, debidos a objetos metálicos superficiales o enterrados, alambrados, ductos, líneas de alta tensión, plantas generadoras, etc., según sea la modalidad y escala de registro.

Para abordajes científicos –y eventualmente como información útil de base para algún trabajo aplicado– pueden tomarse los datos de la red mundial *Intermagnet* (*International Real-time Magnetic Observatory Network*) de la cual observatorios de Argentina forman parte.

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

A continuación, la secuencia de correcciones o reducciones que se debe aplicar a los datos de campo.

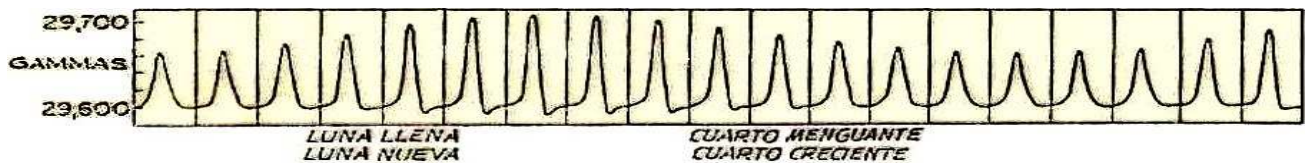
Correcciones temporales

Variación secular (de *seculum*, siglo): son alteraciones del campo magnético terrestre que ocurren lenta y progresivamente año tras año. Se manifiestan mediante la *deriva hacia el oeste de los valores de declinación e inclinación*, así como por *una disminución anual de intensidad* de unos 20 γ , aunque es regionalmente muy variable. Involucra componentes dipolares y no-dipolares del campo geomagnético. Las variaciones seculares cambian entonces cada año los valores de referencia para cada latitud y longitud y deben tenerse presentes cuando se comparan datos de una misma área –o áreas adyacentes– si fueron registrados en distintos años.

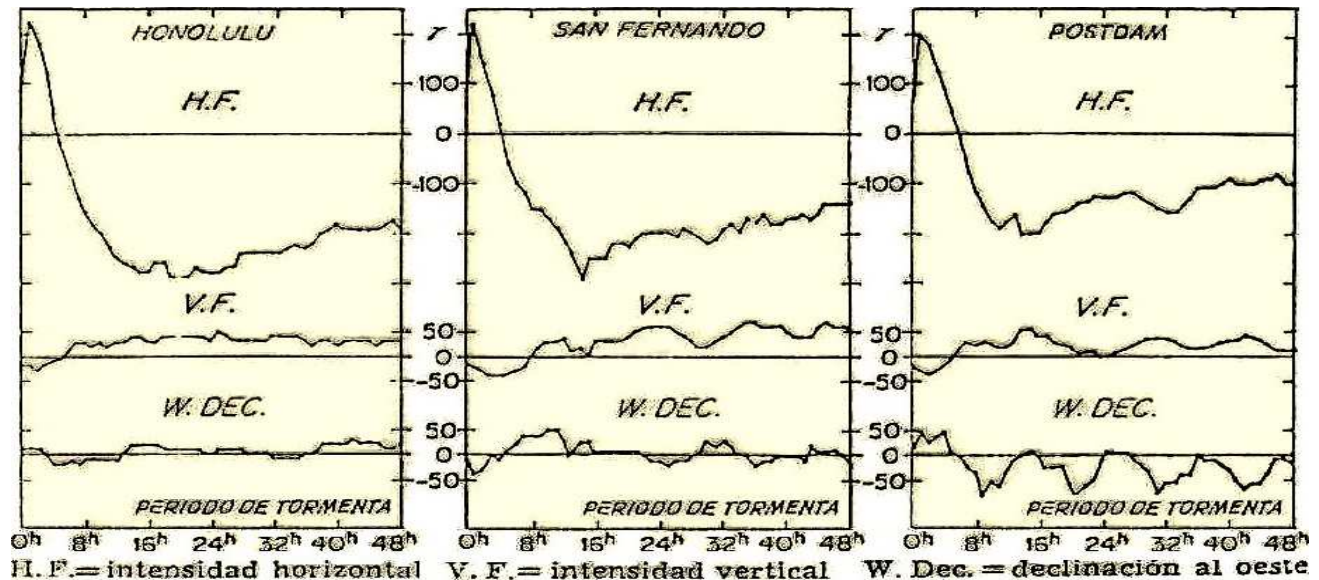
Variaciones diurnas: en una base elegida *deben registrarse mediciones repetidas cada una hora como máximo*, dada su fuerte variabilidad, y *es necesario construir una curva de deriva magnética* horaria. Conocida la magnitud magnética y la hora de observación de cada estación del área, se corrige la diferencia a partir de la curva obtenida para la base, como en gravimetría. Sus componentes son:

-*Variación Solar:* tiene una **regularidad de 24 horas**, por desplazamiento de la ionósfera que es función de la latitud geográfica y del tiempo, al existir una correlación con el período de rotación terrestre. Tiene una intensidad del orden de 25 a 100 γ , con una *variación adicional en ciclos de 27 días* según la rotación solar (por la heterogénea distribución de manchas de la fotosfera), y *crece durante el verano* en cada hemisferio en razón de la inclinación del eje de rotación de la Tierra. *Durante cada jornada el máximo ocurre en torno al mediodía*, cuando el viento solar llega más vertical hacia la superficie terrestre.

-*Variación Lunar:* tiene una **periodicidad de casi 25 horas** con una amplitud de 2 ó 3 γ . Está vinculada con la rotación de la Tierra respecto a la Luna, lo que genera mareas atmosféricas en las que el Sol tiene una influencia menos marcada. *Varía a lo largo del mes lunar* (29,5 días) según la traslación del satélite en torno a la Tierra, como se aprecia en el gráfico siguiente.



Arriba, variación geomagnética diaria por efecto solar más lunar registrada en Huancayo, Perú; abajo, variaciones del campo geomagnético durante una tormenta en localidades de tres continentes (figuras modificadas de Howell, 1962)



H. F. = intensidad horizontal V. F. = intensidad vertical W. Dec. = declinación al oeste

-*Tormentas Magnéticas*: como fue ya comentado, son bruscos disturbios con errática variabilidad. Entre el ecuador y los 60° de latitud llegan a 1.000 γ y alcanzan valores aún más altos en las regiones polares, haciendo imposible construir una curva de corrección precisa. **Debe suspenderse la adquisición de datos.**

Correcciones espaciales

Latitud-longitud: a diferencia de la gravedad, *el campo geomagnético varía arealmente no sólo con la latitud sino también, aunque en menor medida, con la longitud.* Tiene una forma un tanto irregular y de hecho el ecuador magnético y el geográfico se cruzan. También hay una notabilísima diferencia en la dispersión de los valores medidos: el campo gravitacional es sólo 5/1000 mayor en los polos que en el ecuador, mientras que el campo magnético lo es en el orden de 2200/1000, o sea más del doble.

La corrección es entonces: $CL: \Delta\gamma\gamma + \Delta\gamma\lambda$

Altitud: existe una disminución de los valores medidos a una mayor altitud, del orden de los 0,03 γ/m , que *puede despreciarse por no dar significativo error, salvo que se trabaje en un área de mucho relieve.* Sólo en este último caso la corrección es imprescindible.

Influencia del vehículo aéreo

Varía según el campo magnético normal de la zona y según el ángulo de colocación del medio de transporte aéreo involucrado. El efecto de la máquina es significativo en naves voluminosas (avión, helicóptero) a causa del magnetismo debido al metal y el motor, y es menor en el caso de un dron. La operación de contrarrestarlo se realiza mediante recorridos de prueba en una zona llana sin anomalías. En la prospección se vuela en líneas rectas y altura y velocidad constantes. Se debe tener un segundo magnetómetro para conocer la deriva diurna, o bien volver a pasar por uno o más puntos-base cada una hora o menos, a no ser que se disponga de datos de algún observatorio en la zona. El uso de aviones ha sido históricamente la modalidad más empleada para cubrir áreas vastas. En los últimos años los drones están siendo una alternativa a la que se recurre cada vez más.



Esquema de corrección latitud-longitud para el hemisferio sur: las líneas de trazos indican tres paralelos y dos meridianos geomagnéticos, *d* es el ángulo de declinación, *A* es la base de referencia y *P* un punto de estación al que, para corregir, deben sumársele 2 γ por el cambio de latitud y 1 γ por el cambio de longitud, es decir 3 γ en total.

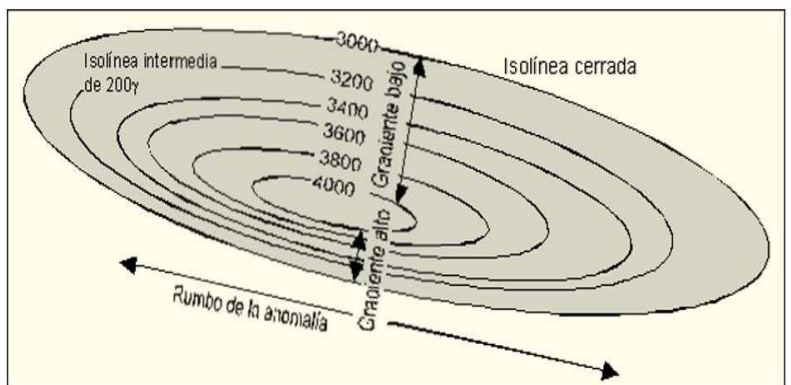
INTERPRETACION MAGNÉTICA

Presentación de los datos

-*Confección de mapas isoanómalos:*

A partir de una adquisición areal de datos de campo y una vez completado el proceso de corrección de las lecturas, dicha información se vuelca sobre un mapa para luego trazar la **curvas isógammas** con una cierta equidistancia acorde a la escala, objetivo y gradiente medio.

Como en otros mapeos geofísicos, geológicos, de ingeniería de reservorios, etc., cada isolínea de un mapa del campo magnético une puntos con la misma magnitud en planta y el espaciamento entre las isógammas contiguas es una medida del gradiente (pendiente o derivada en *x*, *y*). Isolíneas muy cercanas o apretadas expresan un gradiente alto; isolíneas con amplia separación evidencian un gradiente bajo. Isógammas cerradas ilustran zonas de valores altos o bajos, que podrían ser de interés.



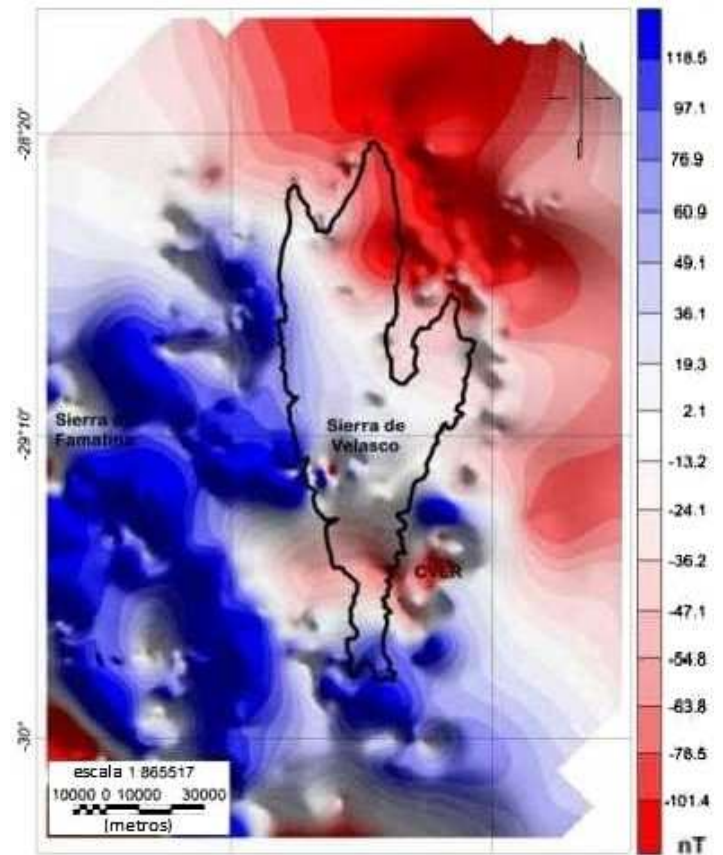
Bosquejo de gradientes y rumbo de una anomalía magnética positiva (modificado de Susanne Griem-Klee, Universidad de Atacama)

-*Trazado de perfiles:* Pueden construirse a partir de los datos registrados a lo largo de transectas o bien trazando los perfiles más representativos sobre un mapa, los cuales **serán definidos en su mayoría perpendiculares al rumbo de las anomalías** y unos pocos paralelos a éste.

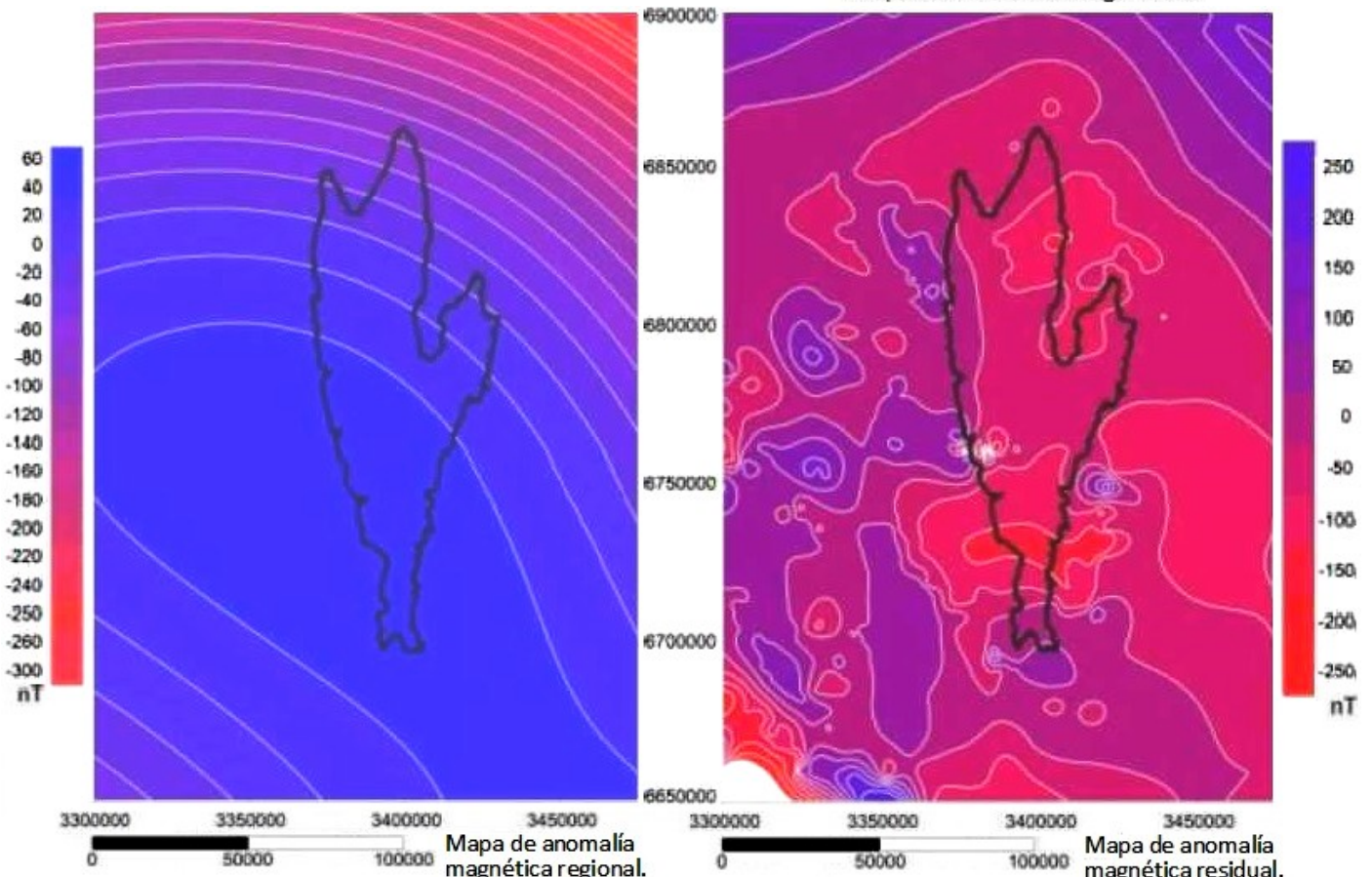
-Suavizado de anomalías (filtrado): Los métodos utilizados *son los mismos que se aplican en gravimetría para separar la componente regional (profunda) de la residual (somera o local)*, ya sea en mapas o sobre perfiles, mediante metodologías gráficas, derivada segunda, método de Griffin, continuación analítica, transformada de Fourier u otros.

Una opción sólo citada en el Tema 02 y que puede usarse en interpretación de datos gravimétricos, magnetométricos u otros es el **método de las superficies de tendencia**. Se basa en que el mapa regional asumido –que luego será restado al mapa de anomalía de Bouguer o de isógamas, para así obtener el residual– sea una superficie polinómica lo más semejante posible a la forma del campo potencial en el particular subsuelo profundo que se interpreta. Una superficie de primer grado representará un mapa regional plano (con cierta inclinación), una superficie de segundo grado corresponderá a (una porción de) un elipsoide, paraboloides o hiperboloides y con mayor grado polinómico aumentará el grado de complejidad del regional propuesto.

Magnetometría en el área de la sierra Pampeana de Velasco, La Rioja (modificado de Sánchez, *et al.*, 2011)



Mapa de anomalías magnéticas.



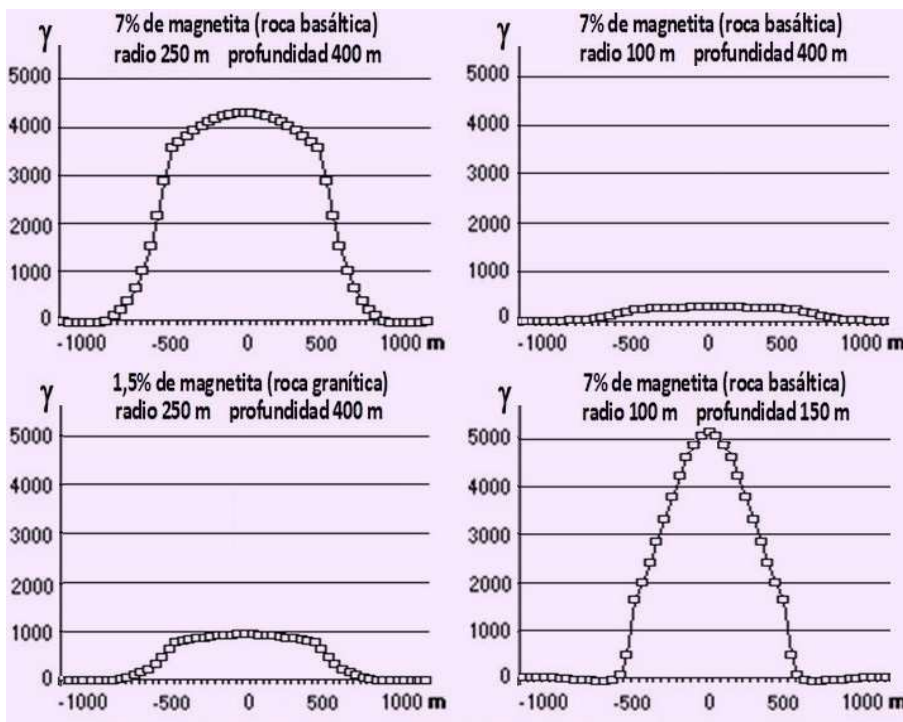
Método de superficies de tendencia. Superficie polinómica de grado 3 (Hiperboloides).

Efecto magnético vertical sobre cuerpos de modelo polarizados verticalmente

A través de algunas fórmulas relativamente sencillas (véanse en el Tema 02, pág.47) se puede describir el efecto magnético vertical de cuerpos de modelo emplazados en el subsuelo y verticalmente polarizados. Si los cuerpos tienen diferentes contenidos en minerales magnéticos (por ejemplo un basalto del orden de un 5% de magnetita y un granito alrededor del 1%), o si tienen diferentes dimensiones o si están situados en distintas profundidades, las curvas isógamas resultantes serán diferentes. *Muchas veces en perfil tienen forma de campana de Gauss, pero pueden diferir en intensidad, ancho o en la asimetría si existe buzamiento.*

El estadounidense **Louis Slichter** en 1955 obtuvo los siguientes valores típicos de respuesta:

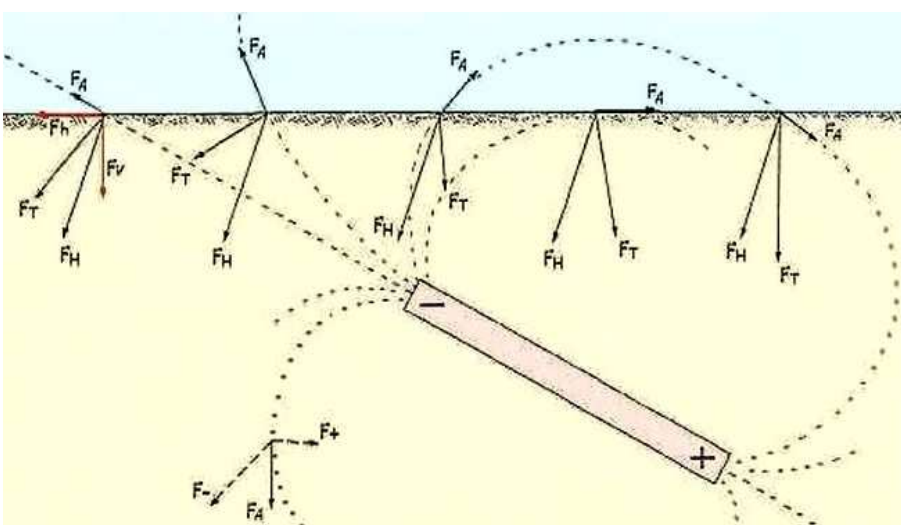
Tipo de roca	% de magnetita	$k \cdot 10^6$ en cgs	% de magnetita	$k \cdot 10^6$ en cgs
Basalto	2,3	6.900	8,6	26.000
Granito	0,2	600	1,9	5.700



Modelos que muestran el variable efecto causado por un cuerpo rocoso cuasiesférico magnetizado, según cómo varíen su profundidad, tamaño y porcentual de magnetita; obsérvese la gran influencia de la profundidad de emplazamiento.

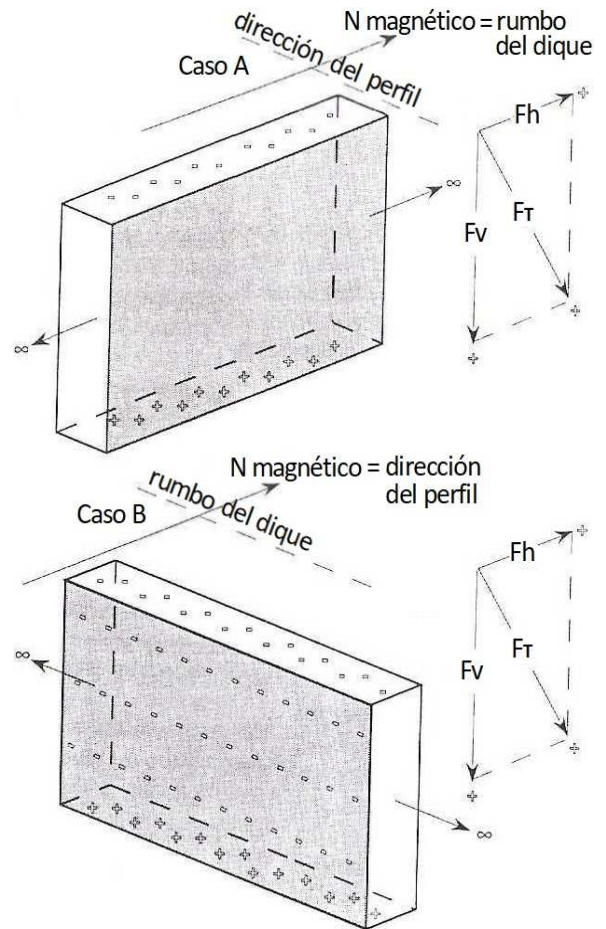
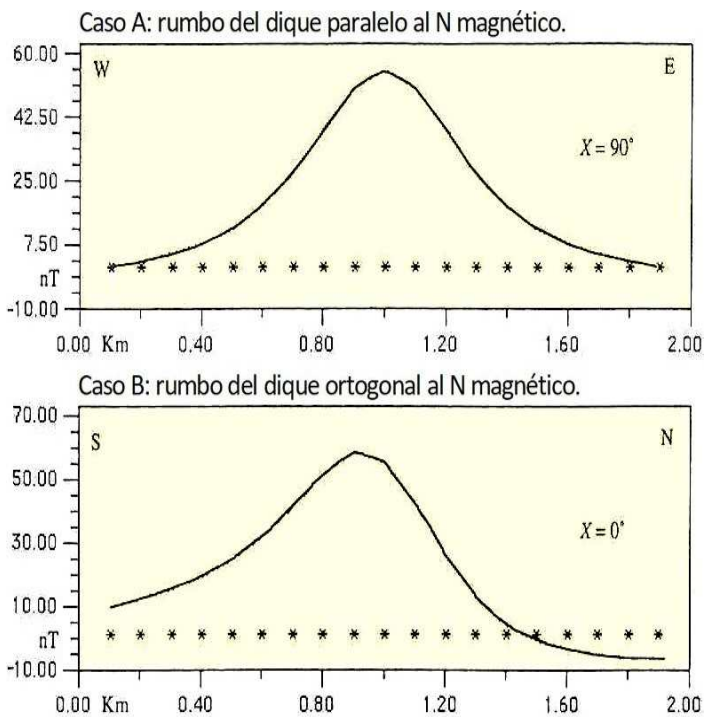
Efecto magnético total en cuerpos de roca del subsuelo

En prospección se suele medir la componente total del campo magnético (F_T), aunque a veces pueden medirse su componente vertical u horizontal (que resultan de la proyección de la componente total hacia el plano horizontal F_H o el vertical F_V , respectivamente, indicadas en color rojo sólo para uno de los casos en la figura adyacente). Si existe un cuerpo de roca con alta susceptibilidad magnética emplazado en el subsuelo (como el caso esquematizado, supongamos que se tratase de una intrusión ígnea buzante cuyo porcentaje de magnetita fuese sensiblemente mayor al de las rocas encajantes, por ejemplo capas sedimentarias), *la componente total resulta de la suma vectorial de las magnitudes correspondientes al campo geomagnético H (ó F_H) y al campo magnético anómalo H' (ó F_A) generado por el cuerpo.* Repárese en el hecho de que F_A (H') *resulta de la suma vectorial de las*



Corte esquemático mostrando las componentes de fuerza del campo para un cuerpo magnetizado en subsuelo: F_H es el campo geomagnético; F_A el campo anómalo resultante de F_+ y F_- ; F_T la resultante de F_H y F_A y pueden medirse su componente horizontal F_H o vertical F_V (modificado de Robinson & Coruh, 1988)

fuerzas magnéticas dadas por los polos positivo (F+) y negativo (F-) en cualquier punto del espacio y resulta tangente a la correspondiente línea de campo magnético (en trazos). El efecto magnético total mensurable en la superficie F_T depende entonces de la dirección e intensidad del campo geomagnético en el lugar (H ó F_H) y de la imantación inducida por el campo geomagnético sobre las rocas con alta susceptibilidad magnética (H' ó F_A , en nuestro caso la intrusión ígnea). Además podemos suponer que en el ejemplo se trata de un corte o sección relevado a lo largo del meridiano magnético y que por tanto F_H representa el verdadero valor del campo magnético en ese lugar de nuestro planeta. Pero si el corte o sección se hubiera registrado con otro azimut, entonces F_H sería algo menor, y si hubiese sido hecho en la dirección del paralelo magnético, F_H sería nula. De lo cual deducimos que con este último azimut (es decir, **perpendicular al meridiano magnético**) **todo perfil tendrá valores de F_T de magnitud igual que F_A (independientes del campo H)**.



A la derecha modelo de cuerpos prismáticos elongados con alto contraste magnético, uno en la dirección del meridiano –caso A– y otro en la del paralelo geomagnético –caso B–; la fuerza total F_T se descompone en F_h y F_v ; los perfiles resultantes se presentan acá arriba –ambos son perpendiculares al cuerpo–, simétrico para el caso A y asimétrico para el B (modificado de Burger, 1992)

En general las formaciones geológicas tienden a magnetizarse en la dirección de su mayor elongación, pero es muy importante el condicionamiento dado por el vector H (ó F_H) del lugar en que se hallan, ya que es éste el que por inducción genera la magnetización H' (ó F_A). La orientación arriba-abajo de los polos positivo y negativo responde a la orientación del dipolo principal terrestre: por ejemplo, dado que en el hemisferio sur el polo (residente en el núcleo externo) por convención se asume de signo positivo, las formaciones geológicas susceptibles se magnetizan con el polo negativo en el sector más profundo y el positivo consecuentemente en el sector más somero del emplazamiento rocoso.

Interpretación cualitativa

Puede hacerse directamente sobre las secciones registradas, procesadas y graficadas, o bien analizando el mapa de isonómalas si se tratase de una adquisición areal, eventualmente trazando perfiles sobre dichos mapas (en base a la componente total o, si fuese el caso, la vertical o la horizontal). Por ejemplo, líneas concéntricas indicarán la posible existencia de un cuerpo de planta pseudoesférica, o líneas positivas y negativas pueden indicar un cuerpo buzante (polo positivo o norte en la parte más superficial si se trabaja en el hemisferio sur). La forma alargada de las curvas podrá dar indicios del rumbo u otros aspectos geométricos. Adicionales datos geofísicos, geológicos y/o de pozo podrían coadyuvar en la interpretación de los datos magnéticos.

Los perfiles podrán indicar, en el caso de *asimetría de las alas*, la presencia de un *cuerpo buzante*, en cuya ala de menor pendiente estará el polo más profundo de polaridad opuesta, siempre que se haya descartado el efecto propio de la *inclinación magnética del campo H* en la zona en estudio. Y también estando atentos a la magnetización transversal, como se grafica en la próxima página. La **imantación transversal** suele aparecer con frecuencia en los cuerpos cuyo mayor alargamiento se aproxima al azimut del correspondiente paralelo magnético, aunque también por una muy heterogénea distribución de minerales magnéticos o **magnetismo remanente**, que se suele presentar como ruido de difícil definición.

Interpretación cuantitativa

El objetivo final de cualquier estudio geofísico es la deducción de la geometría de los cuerpos causantes de una anomalía estudiada (forma, tamaño, profundidad). Para las anomalías magnéticas, como ya vimos para las de densidad (gravimetría), existe una infinidad de modelos que pueden explicar los valores del campo registrados en la superficie, incluso si éste fuese medido y corregido con precisión en cada punto de la misma. Consecuentemente entonces las anomalías magnéticas por sí solas son insuficientes para determinar sin ambigüedades los cuerpos o estructuras que los generan, igual que sucede en los demás métodos geofísicos. Por lo tanto la interpretación se debe encarar en forma indirecta, por **inversión**, suponiendo un cuerpo de forma geométrica conocida, calculando la anomalía que éste causaría y comparándola con la observada. Se trata de un proceso iterativo en el cual *se van variando parámetros tales como profundidad, radio, espesor, buzamiento, etc.*, hasta dar con un modelo que represente el caso observado. *Las geometrías a elegir dependen mucho del conocimiento geológico de la zona explorada y, si se cuenta con registros con distintos métodos geofísicos, se reducirá el número de modelos que puedan satisfacer a todos ellos.*

La interpretación cuantitativa en el método magnetométrico resulta abordable a partir de que en la práctica los yacimientos y otros emplazamientos pueden clasificarse geoméricamente como placas delgadas o gruesas, o cuerpos de forma groseramente cilíndrica, semiesférica, etc. *Para las estimaciones dimensionales debe definirse un nivel cero relativo*, que corresponde a las lecturas del magnetómetro en los puntos cercanos a la zona estudiada donde no existan perturbaciones significativas debidas a cuerpos subterráneos. Este **nivel de fondo o base** (*background*) también puede buscarse en los flancos de la anomalía, ya que éstos tienden asintóticamente al nivel de referencia buscado, para lo cual es necesario que la longitud de los perfiles sea significativamente mayor a la extensión de la anomalía.

Técnicas de modelado o inversión:

- La aproximación más sencilla es la de sustituir la parte superior e inferior del cuerpo rocoso por **polos magnéticos aislados**, separados una distancia acorde a la longitud del mismo, y con éstos calcular el efecto que producen en el campo magnético medible en la superficie del terreno. El buzamiento se simula desplazando lateralmente un polo con respecto al otro. La teoría de los polos puede suministrar datos como profundidad del techo o centro de cuerpo, longitud, posición y buzamiento.

Si un cuerpo tiene un gran desarrollo vertical, puede despreciarse la acción del polo más profundo y hacer la **reducción al polo** más somero, un planteo que resulta pseudogravimétrico.

- El **método del estadounidense Leo Peters**, que data de 1949, ha sido uno de los más empleados y *plantea cuerpos soterrados de geometrías simples que se encuentran magnetizados verticalmente* (las ya citadas fórmulas en el Tema 02, pág.47) lo cual permite deducir parámetros como los referidos a su extensión y la profundidad de su límite superior. Por ejemplo:

-En el caso de una placa o manto de extensión horizontal relativamente importante, el ancho medio de la curva correspondiente a su efecto magnético vertical indica la extensión horizontal del manto en la dirección del perfil que se ha adquirido.

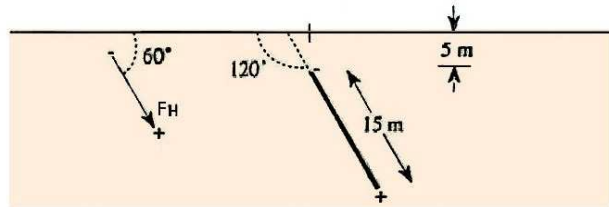
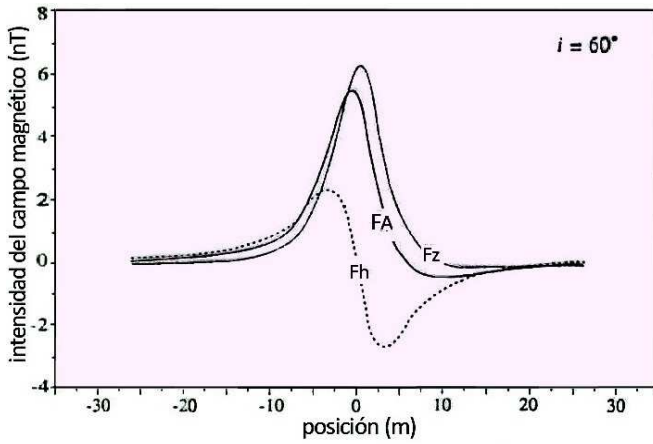
-En el caso de un dique, el ancho medio de la curva correspondiente a su efecto magnético vertical medido a lo largo del rumbo permite obtener su longitud. Y medido en cambio según un perfil perpendicular permite calcular la profundidad Z del límite superior según la siguiente relación aproximada: $Z \approx 0,7 a$

(donde **a** es el ancho medio, como en gravimetría)

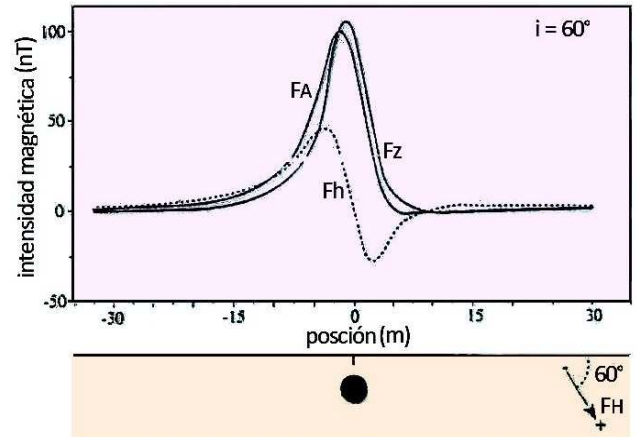
-Para un cuerpo esférico o cilíndrico vertical vale para todos los rumbos la misma relación recién referida.

La *dirección de buzamiento puede inferirse de la asimetría de los perfiles magnéticos registrados* y el ángulo se obtiene probando con distintos modelos de cuerpos simples hasta conseguir una buena aproximación, aunque el efecto del polo inferior, como así también el efecto de imantación transversal, pueden llevar a estimar valores imprecisos. Un caso real del empleo de este método puede verse en Ozebo *et al.*, 2014 (mapa pág.91).

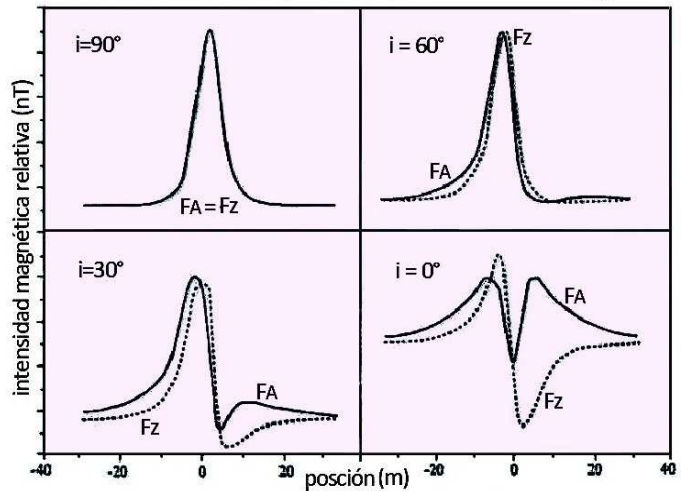
A continuación unos sencillos casos modelados:



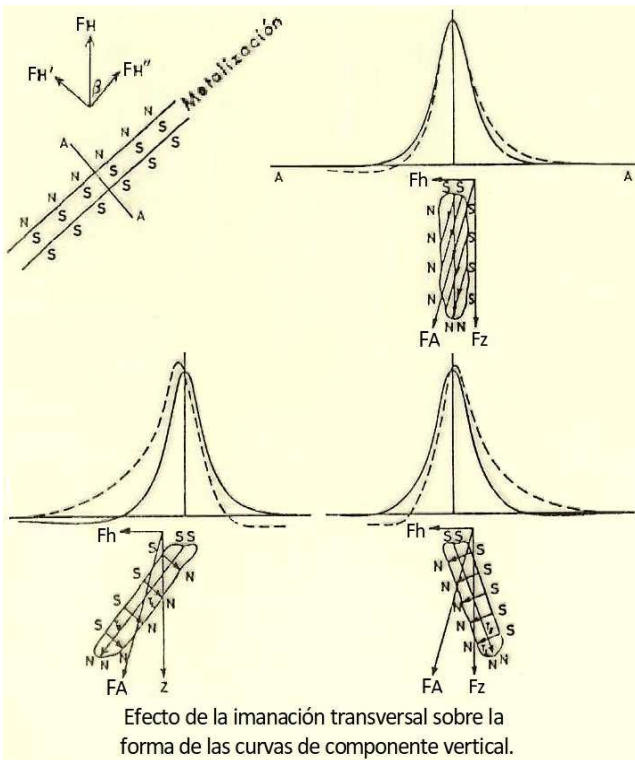
Intensidad de las anomalías del campo magnético total FA, vertical Fv y horizontal Fh causadas por un dipolo a lo largo de un cuerpo buzante orientado paralelo al meridiano magnético. (figuras modificadas de Burger, 1992)



Intensidad de la anomalía magnética total (FA), horizontal (Fh) y vertical (Fv) debida a una esfera magnetizada uniformemente. Profundidad al centro de la esfera: 5 m Radio de la esfera: 1 m Susceptibilidad: 0,005 CGS e.m.u. = 5 erg/Oe

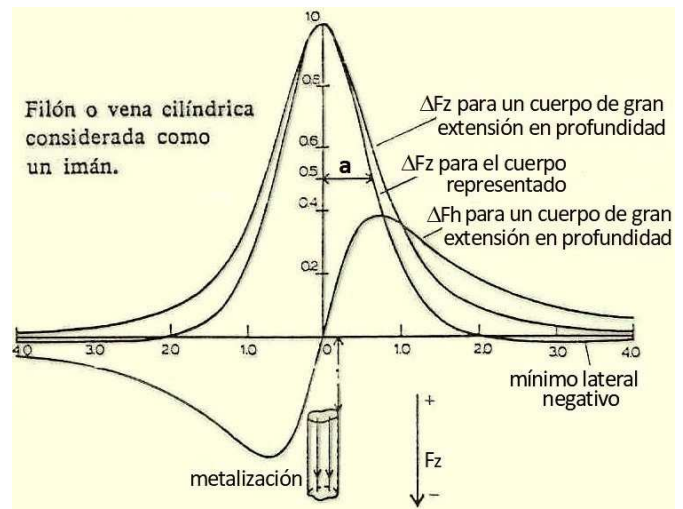


Intensidad de la anomalía total (FA) y vertical (Fv) dada por la esfera de magnetización uniforme, ante varias inclinaciones del campo terrestre.



Efecto de la imanación transversal sobre la forma de las curvas de componente vertical.

(figuras modificadas de Parasnis, 1971)

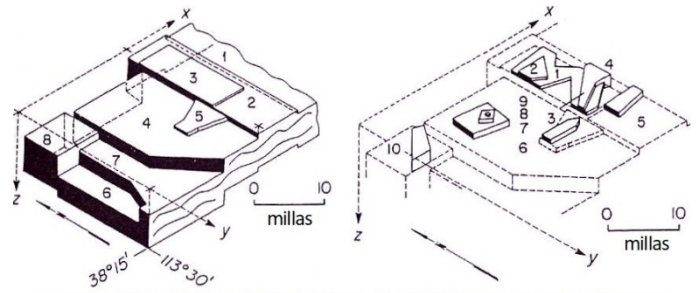


Filón o vena cilíndrica considerada como un imán. ΔF_z para un cuerpo de gran extensión en profundidad ΔF_z para el cuerpo representado ΔF_h para un cuerpo de gran extensión en profundidad

- El método del ruso Victor Vacquier, perfeccionado en 1939, es un procedimiento de inversión que genera modelos basados en la superposición de prismas interpretados a partir de las profundidades deducidas de la derivada segunda de los mapas isoanómalos.

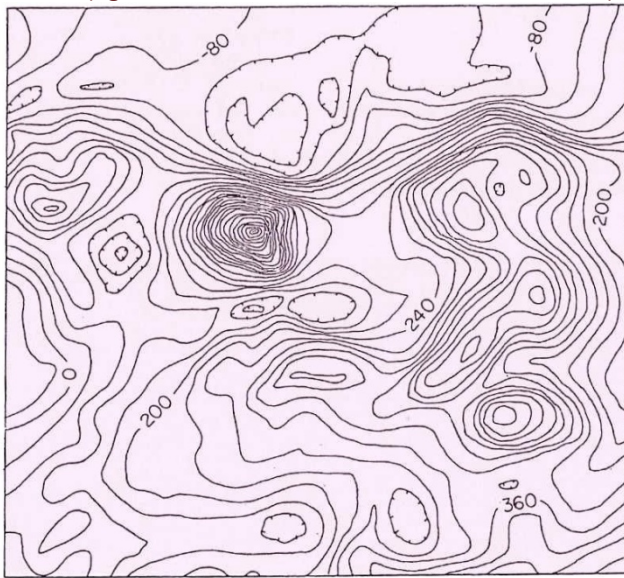
Una variante del método de Vacquier es la técnica del Bureau of Mineral Resources de Australia, también en base a modelos prismáticos, de gran aplicación con datos de registros aéreos. Los modelos numéricos relativos

a la intensidad total son diseñados por medio de programas en computadora. Dependiendo de los problemas geológicos y de la capacidad de procesamiento disponible se realizan modelos en dos o en tres dimensiones. Se lo va modificando, viendo el resultado e iterando hasta crear el mapa más parecido a la versión real de campo. Entonces el modelo tendrá posibilidades de ser el correcto. Acá vemos un ejemplo de cierta complejidad.

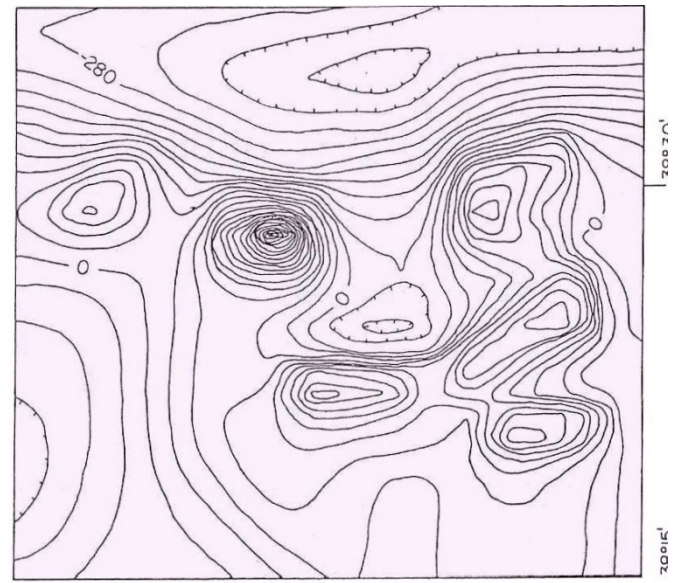


Armado del modelo geológico tridimensional de las rocas magnetizadas de las montañas San Francisco (SO de Utah) según J. W. Schmoker.

(figuras modificadas de Robinson & Coruh, 1988)



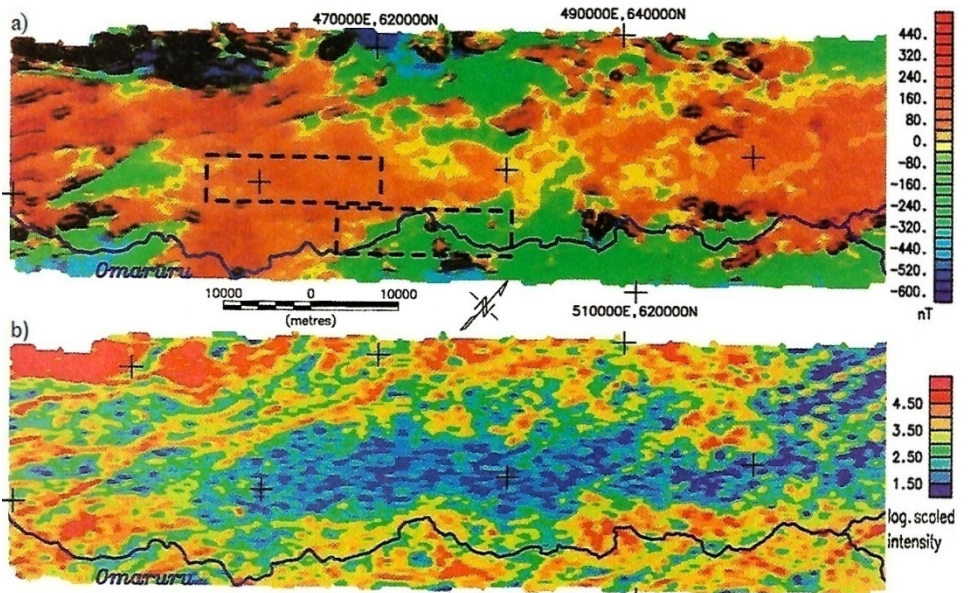
Mapa de anomalías magnéticas registradas (curvas isógamas a partir de mediciones de intensidad magnética total).



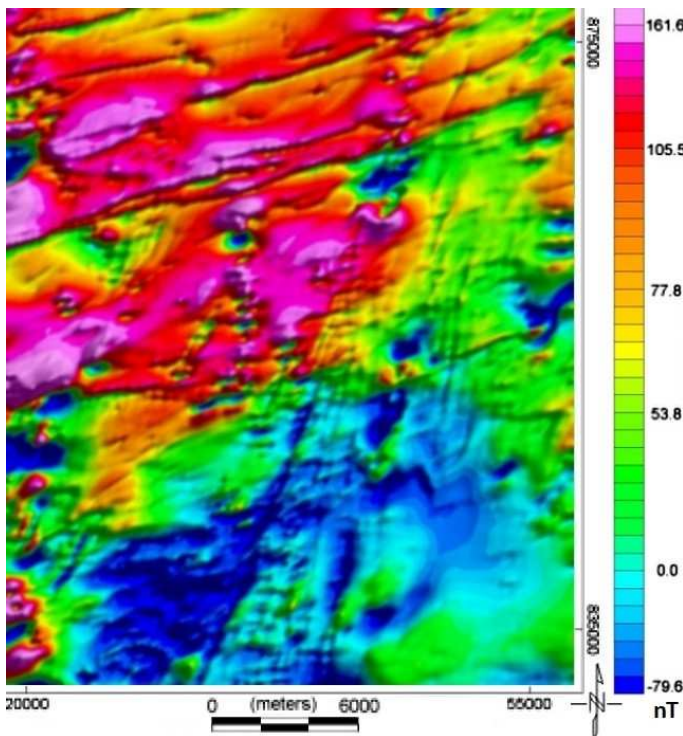
Mapa de anomalías magnéticas a partir del modelo (curvas isógamas simuladas de intensidad magnética total).

- Un método de inversión avanzado es la **deconvolución**, comentado por su aplicación en gravimetría. En este caso *el campo magnético representa al portador de la información del subsuelo que se convolucionó con la serie de susceptibilidades magnéticas de las formaciones geológicas* (filtro lineal), de modo que con el proceso de deconvolución se busca reconstruir el modelo de tales formaciones en subsuelo. La **deconvolución de Euler**, como en gravimetría, es la más ampliamente utilizada. A veces también se emplea un algoritmo deconvolucional muy efectivo que fue desarrollado por el sueco **Sture Werner** en 1953.

- Otra opción aplicable a datos magnéticos, así como gravimétricos, es la de efectuar análisis estadísticos que luego pueden graficarse como **variogramas**. La figura acá abajo es un ejemplo de Namibia donde se buscaban paleocanales oficiando de acuíferos en ese árido país africano y el relleno sedimentario aluvial del Terciario



a) Intensidad magnética total. b) Variograma con ventana de 500 m a lo largo de las líneas de vuelo (E-O). Mapas referidos a 40 m sobre el nivel medio del terreno. Los dos rectángulos indican sectores de muestreo. Búsqueda de paleocanales del río Omaruru, Namibia (modific. de Maus *et al.*, 1999)



Mapeo magnetométrico en Ilesha, sudoeste de Nigeria
(modificado de Ozebo *et al.*, 2014)

recubre rocas ígneas metamorfoseadas de un orógeno del Proterozoico, en parte aflorantes. A los datos (que dieron como resultado el mapa de intensidad total) se les calcularon luego los variogramas a lo largo de las líneas de vuelo de helicóptero (este-oeste, a 60 metros de altura con el magnetómetro colgando 20 m más abajo, o sea a 40 m sobre el nivel medio del terreno) y también en el sentido perpendicular (norte-sur), en total 147 variogramas luego integrados en un único mapa. Éste evidencia rasgos de variación lateral del campo magnético que no eran tan evidentes en el mapa de intensidad total, facilitando así la interpretación geológica, en este caso sobre todo de los paleocanales, pero muchas veces también otros rasgos estratigráficos y estructurales.

Los variogramas y otras técnicas estadísticas pueden aplicarse a todos los otros métodos geofísicos. En sismica de reflexión se presenta un abordaje mediante el método geoestadístico (Tema 18, pág.465).

Cualquiera sea la técnica, con toda la data sobre la mesa o en la compu, en la interpretación tiene que pintar tormenta de ideas. Que ilumine de auroras virtuales de señales del subsuelo.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Cuáles son las causas del campo geomagnético y del campo cortical de la Tierra?
- ¿A qué se deben las distintas variaciones temporales del campo?
- ¿Cómo se corrigen las variaciones temporales?, ¿siempre es posible hacerlo?
- Expresar las definiciones matemáticas de potencial, campo y flujo magnético.
- ¿En qué difieren la susceptibilidad y la permeabilidad magnética?
- ¿Cómo se efectúan las correcciones espaciales?
- ¿Es la magnetita ferromagnética?, ¿por qué?
- Explicar por qué el ciclo de histéresis permite el estudio de eventos antiguos.
- ¿Cómo difieren los perfiles magnéticos según la orientación y las componentes horizontal, vertical o total?
- ¿Qué consideraciones se hacen en la inversión de anomalías magnéticas?, referir algunos métodos.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Bullard, E., Freedman, C., Gellman, H. & Nixon, J., 1950. The westward drift of the Earth's magnetic field. *Philosophical Transactions of the Royal Society. Series A*, V 243 (p 67-92).
- Burger, H., 1992. *Exploration geophysics of the shallow subsurface* (p 389-452). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. *Tratado de geofísica aplicada* (p105-180). Librería de Ciencia e Industria.
- Dobrin, M., 1976. *Introduction to geophysical prospecting* (p 476-567). McGraw-Hill.
- Fowler, C., 1990. *The solid Earth* (p 32-50). Cambridge University Press.
- Francis, P., 1992. *Exploration of the Solar System*. En *Understanding the Earth* (p 3-24); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Glatzmaier, G. & Roberts, P., 1995. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, V.377 (p 203-209).
- Griffiths, D. & King, R., 1972. *Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos* (p181-208). Editorial Paraninfo.

- Heirtzler, G., Dickson, E., Herron, E., Pitman III, W. & LePichon, X., 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, V.73 (p 2119-2136).
- Hinze, W., 1985. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps (454 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 367-381, 390-405). Ediciones Omega.
- Isles, D. & Rankin, L., 2013. Geological interpretation of aeromagnetic data (367 p). The Australian Society of Exploration Geophysicists.
- Küppers, F., Untiedt, J., Baumjohann, W., Lange, K. & Jones, A., 1979. A two dimensional magnetometer array for ground-based observations of auroral zone electric currents during the International Magnetospheric Study (IMS). *Journal of Geophysics*, V.46 N°4 (p 429-450).
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p229-305). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 87-91). Cambridge University Press.
- Maus, S., Sengpiel, K., Röttger, B., Siemon, B. & Tordiffe, A., 1999. Variogram analysis of helicopter magnetic data to identify paleochannels of the Omaruru River, Namibia. *Geophysics*, V.64 N°3 (p 785-794).
- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 307-452). McGraw-Hill.
- Orellana, E., 1972. Prospección geoelectrica en corriente continua (p 88-99). Editorial Paraninfo.
- Ozebo, V., Olubunmi, C., Makinde, V. & Layade, G., 2014. Source depth determination from aeromagnetic data of Ilesha, Southwest Nigeria, using the Peters' half slope method. *Earth Science Research*, V.3 N°1 (p 41-49).
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p36-110, 305-310). Editorial Paraninfo.
- Peters, L., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, V.14 (p 290-320).
- Pétrélis, S. & Fauve, S., 2010. Mechanisms for magnetic field reversals. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, V.368 (p 1595-1605).
- Rogers, H., Beggan, C. & Whaler, K., 2025. The impact of LLVPs on regional secular variation of the magnetic field, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V.364 (16 p).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 333-444). John Wiley & Sons.
- Sánchez, M., Weidmann, C., Ariza, J., Martínez, M. & Ruiz, F., 2011. Análisis de campo magnético mediante métodos de filtrado de anomalías en la sierra pampeana de Velasco. *Latinmag Letters*, V.1 (p 1-7).
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 159-259). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 105-217). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcuca, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 271-362). Alianza Editorial.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.