

Capítulo 2

Fundamentos Teóricos del Método Magnético

A continuación se enuncian los conceptos físicos elementales del magnetismo que permitirán entender los fenómenos asociados con la tierra, así como su aplicación en la prospección magnética. El estudio del magnetismo es extenso y el desarrollo matemático profundo, cuya exposición detallada esta fuera del alcance del presente trabajo.

2.1 Fuerza entre polos magnéticos

Si dos polos de fuerza P_0 y P_1 respectivamente están separados por una distancia r , la fuerza F entre ellos será:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P_1}{r^2} \quad (2.1)$$

La constante μ es conocida como la permeabilidad que depende del medio en donde los polos están situados. La fuerza F será de repulsión cuando los polos tengan la misma polaridad, si por el contrario la polaridad es diferente, entonces la fuerza será de atracción. Se define como unidad de intensidad magnética (unidad de polo), la intensidad de dos polos magnéticos que a la distancia de 1 cm se repelen con la fuerza de 1 dina. (Cantos, 1987^[11])

2.2 Campo magnético

Un campo magnético existe en un punto, si se ejerce una fuerza producida por una carga en movimiento en dicho punto. La intensidad del campo magnético en un punto se define como la fuerza por unidad de polo que se ejercería cuando un pequeño polo de fuerza P_0 se colocara en dicho punto. Por lo tanto, la intensidad de campo H , debido al polo de fuerza P situado a una distancia r :

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad (2.2)$$

Desde un punto de vista técnico, el campo magnético se entiende como el espacio alrededor de un imán dentro del cual actúa su influencia. La intensidad o potencia de un campo magnético en un punto, es numéricamente igual a la fuerza en dinas, actuando sobre una unidad de polo magnético situado en ese punto. (Del Valle, 2007^[23]).

El campo magnético se representa por líneas de fuerza, las cuales son líneas continuas y cuya tangente en cualquier punto coincide con la dirección del campo en dicho punto. Parten del polo norte del cuerpo magnético -imán- y se desplazan al polo sur, continuando su trayectoria en el interior del mismo hasta salir nuevamente del polo norte.

El campo magnético se expresa a menudo en términos de la densidad de las líneas de fuerza o de flujo presentes en el campo como se muestra en la figura 2.1. La unidad de H se expresó en términos de una línea de fuerza por centímetro cuadrado, también puede ser designado en el sistema cgs como Oersteds (Oe), que se define como el campo creado por un polo magnético de intensidad unidad a 1 cm de distancia y en el SI se le asigna la unidad derivada de ampere por metro [A/m] (Udias y Mezcu, 1997^[57]).

2.3 Momento e intensidad magnética

Los polos magnéticos no se encuentran libres, siempre se encuentran en dipolos. Se define como momento magnético de un dipolo el vector

$$\vec{M} = p\vec{r} \quad (2.3)$$

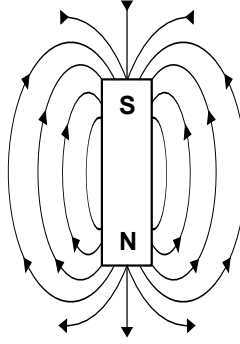


Figura 2.1: Campo Magnético

Además un dipolo elemental tendrá un momento magnético, también elemental

$$\vec{M} = p\vec{d} = p d\vec{r} \quad (2.4)$$

Siendo $\vec{r}$ el vector de posición del polo magnético positivo respecto al negativo y $\vec{d}$ distancia entre polos (Cantos, 1987^[11]).

2.4 Susceptibilidad magnética

Si se tiene un campo externo homogéneo H que forma un ángulo θ con la normal a la superficie de un material magnético, la fuerza polar inducida por unidad de superficie será:

$$I = \chi H \cos \theta \quad (2.5)$$

Dónde la constante de proporcionalidad χ conocida como susceptibilidad magnética, será un parámetro característico del material, siendo cero en el vacío. (Dobrin, 1988^[25])

Los materiales pueden clasificarse magnéticamente según el valor de su susceptibilidad magnética en tres grupos principales: Diamagnetismo, Paramagnetismo y Ferromagnetismo

2.4.1 Diamagnetismo

Bajo la acción de un campo magnético externo H , se induce en el material un cambio en el movimiento orbital de sus electrones, de tal manera que los momentos magnéticos asociados a las corrientes así inducidas, producen una magnetización $\neq 0$, muy pequeña. En virtud de la ley de Lenz, la magnetización inducida es opuesta al campo magnético H que la produce, dando como resultado que χ sea negativa. Cuando el campo H es nulo, el momento magnético resultante también lo es y por lo tanto la magnetización es igual a cero.

Es decir cuando $H \neq 0$, entonces $M \neq 0$ presentándose un comportamiento lineal entre ambas magnitudes. (Escobar, 2005^[28])

El diamagnetismo es notable principalmente en los materiales cuyos átomos tienen sus órbitas de electrones completas, es decir, materiales en los cuales los momentos de spin y orbitales de los electrones se compensan, dando como resultado un momento magnético nulo.

Ejemplo de sustancias diamagnéticas son la sal común, el bismuto y la anhidrita. Se han observado anomalías magnéticas débiles sobre domos salinos los cuales contrastan con la susceptibilidad magnética de los materiales paramagnéticos de los sedimentos de los alrededores. (Goodacre, 1989^[30])

2.4.2 Paramagnetismo

El paramagnetismo ese debe al movimiento de spin de electrones no compensados rodeando los núcleos de los elementos transicionales y se caracteriza por tener una susceptibilidad positiva, relativamente pequeña. Son materiales cuyos átomos presentan orbitales de electrones parcialmente llenos y como consecuencia de esto un momento magnético distinto de cero o permanente.

En ausencia de un campo magnético, es decir, $H = 0$, todos los momentos magnéticos de los átomos, el momento angular orbital y de spin de los electrones no apareados, se encuentran orientados al azar, debido a que no existe un acoplamiento entre estos, de tal manera que la magnetización resultante es nula $M = 0$.

La susceptibilidad magnética de los materiales paramagnéticos depende de la Temperatura T . A temperatura ambiente y bajo la acción de un campo magnético H , la magnetización o polarización del material es relativamente pequeña, ya que existe en la estructura atómica de este, un efecto de agitación térmica que predomina y que impide un alineamiento completo de los momentos magnéticos.

A bajas temperaturas, los efectos de desorden debidos a las oscilaciones térmicas son menores, dándose así un mayor alineamiento de los momentos magnéticos y por lo tanto una mayor magnetización (Escobar, 2005^[28]).

Una característica importante de los materiales paramagnéticos, es que la susceptibilidad magnética χ varía inversamente con la temperatura y está variación es dada por la ley de Curie.

$$\chi = \frac{C}{T - \theta} \quad (2.6)$$

Donde C es la constante de Curie específica de cada material, T la temperatura absoluta y θ la temperatura de Curie en la cual se deja de presentar el paramagnetismo y es constante para cada tipo de sustancia (Lowrie, 2007^[42])

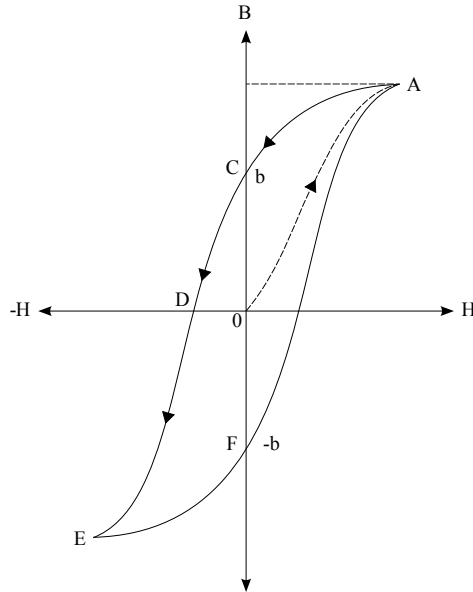


Figura 2.2: Ciclo de Histeresis

2.4.3 Ferromagnetismo

Se presenta solo en estado sólido en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos que forman los llamados recintos de Weiss, dichos recintos son los que se ordenan al someterlos a un campo exterior, similar al fenómeno ocurrido en el paramagnetismo.

La susceptibilidad magnética de estos materiales es mucho más alta, comparada con los valores paramagnéticos y además depende de la historia previa del material. Entre estas sustancias se encuentra el hierro, cobalto, níquel, magnetita, ilmenita, etc. (Goodacre, 1989^[30])

2.5 Magnetización remanente. Ciclo de Histéresis

Si sometemos un cuerpo ferromagnético a un campo inductor -un electroimán por ejemplo- con el cual se pueda variar la intensidad del campo H en magnitud y carga (signo), pero no en dirección y se hace variar el campo inductor H midiendo al mismo tiempo la inducción producida B se comportará, como se muestra en la figura 2.2 (Cantos, 1987^[11]).

La curva parte del origen 0, pero conforme va aumentando H , B aumenta rápidamente, posteriormente lentamente hasta llegar al punto A en la cual el cuerpo analizado queda imantado hasta la saturación y la intensidad de imantación J es la mayor posible.

Si se disminuye gradualmente el campo H hasta el valor 0, se observa que los valores de B no coinciden con los anteriores sino que sigue otra curva A C por encima de la anterior, de manera que el valor de $H = 0$ se obtiene un valor de inducción $B = b$ lo cual se conoce como magnetismo remanente.

Si se invierte el campo (el sentido de la corriente en el electroimán) y adquiere valores progresivamente crecientes, la curva llegará al punto D en la que la inducción se hace cero. El valor del campo H para este punto es lo que se denomina campo coercitivo.

Si el campo adquiere valores cada vez mayores, la curva llegará al punto E que correspondería al valor de saturación (con campo negativo). Por último, si se disminuye hasta cero la curva llegaría al punto F y aumentando nuevamente el campo (valores positivos), llegaríamos al punto A, quedando completo el ciclo de histéresis (Cantos, 1987^[11]).

El caso descrito es una idealización del ciclo, ya que en realidad las cosas no suceden así, ya que el primer ciclo de histéresis, la curva no sería simétrica y no sería posible llegar a los puntos E, F y A, pero sometiendo la muestra a varios ciclos de histéresis se llega a obtener una curva simétrica.

El magnetismo remanente de los cuerpos ferromagnéticos es de gran importancia en prospección magnética ya que en general las anomalías magnéticas se deben a la cantidad de minerales ferromagnesianos (magnetita, ilmenita, y pirrotina principalmente) que contienen las rocas.

Las rocas han adquirido un magnetismo remanente sometidas al campo magnético de la tierra, sin embargo en ocasiones la roca muestra magnetismo remanente que no ha sido producido por el actual campo magnético terrestre, ya que su dirección contrasta notablemente con el reciente (Cantos, 1987^[11]).

El ferromagnetismo desaparece bruscamente al llegar al punto de Curie, la cual es de 570° para la magnetita, (Lowrie, 2007^[42]), deduciéndose así que las rocas ígneas adquirieron el magnetismo remanente sometidas al campo magnético existente en aquella época, al enfriarse la roca por debajo del punto crítico.

El estudio del magnetismo remanente de las rocas puede dar valiosa información de la variación del campo magnético terrestre a lo largo de los tiempos geológicos, este es el objetivo del paleomagnetismo. (Cantos, 1987^[11])

2.6 Campo geomagnético

La ecuación utilizada comúnmente en los estudios geomagnéticos es la siguiente

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^i \right] \quad (2.7)$$

donde:

$$T_n^i = \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\phi + h_n^{mi} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (2.8)$$

$$T_n^e = \sum_{m=0}^n (g_n^{me} \cos m\phi + h_n^{me} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (2.9)$$

Los coeficientes son llamados Coeficientes de Gauss, tienen las mismas dimensiones que el campo de inducción magnética y generalmente son expresados en nanoteslas (gammas).

$$\begin{aligned} g_n^{mi} &= (1 - C_n^m) A_n^m & h_n^{mi} &= (1 - S_n^m) B_n^m \\ g_n^{me} &= C_n^m A_n^m & h_n^{me} &= S_n^m B_n^m \\ C_n^m &= \frac{g_n^{me}}{g_n^{mi} + g_n^{me}} & S_n^m &= \frac{h_n^{me}}{h_n^{mi} + h_n^{me}} \end{aligned} \quad (2.10)$$

En 1838 Gauss uso el primer análisis armónico esférico cuantitativo del campo geomagnético, determinando las componentes B_x , B_y B_z de un total de 84 puntos (con un intervalo de 30° en la dirección de ϕ) concluyendo que los términos g_n^{me} h_n^{me} eran cero. Sin embargo, ahora se conoce que los campos externos contribuyen por lo menos 10 nT (en ocasiones más) al campo magnético total de la superficie terrestre, la cual es variable en tiempo y espacio (Blakely, 1996^[6]).

El campo magnético originado desde el interior de la tierra es dipolar, recibiendo constantemente cargas electromagnéticas, producto de las corrientes de plasma emitidas por el sol. La región que se encuentra entre el viento solar y el campo magnético interno de la tierra se llama magnetosfera, una región de una gran complejidad magnética. La interacción entre el campo magnético interno de la tierra, el viento solar, la rotación de la tierra, las fuerzas de marea, y los efectos térmicos, son los factores que producen el campo magnético externo. La ionosfera que rodea la tierra a altitudes de entre aproximadamente 50 y 1,500 km es parte importante de esta interacción, la rotación de la Tierra y los efectos de marea generan corrientes eléctricas en la ionosfera, que a su vez producen campos magnéticos que pueden alcanzar magnitudes de hasta 1,000 nT en la superficie de la tierra (Blakely, 1996^[6]).

Para fines prácticos, no se dan más detalles sobre el campo magnético externo, sólo se habla sobre los componentes del campo interno g_n^{me} h_n^{me} .

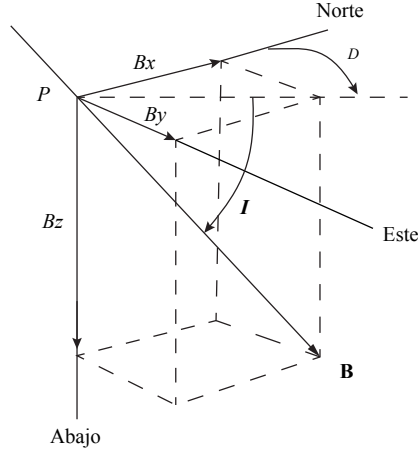


Figura 2.3: El punto P en un sistema de coordenadas cartesianas. Las tres componentes del vector B son: B_x en la dirección norte, B_y en la dirección Este y B_z hacia abajo. La inclinación es el ángulo B respecto a la horizontal y la declinación D es el azimuth de la proyección de B

2.7 Componentes del campo geomagnético

Para estudiar los componentes de la intensidad del campo magnético (B , H y M) deben ser descritos en un marco de referencia fijo con respecto a los puntos de observación en la superficie de la tierra, esto se puede realizar de dos formas. El vector se puede describir en términos de tres componentes cartesianas ortogonales como se muestra en la figura 2.3 (Blakely, 1996^[6]), donde x se incrementa al norte, y al este y z hacia abajo, expresados en unidades de nT. La intensidad de la componente horizontal por lo tanto es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (2.11)$$

A su vez, el vector de intensidad total puede ser descrito como:

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (2.12)$$

La Inclinación es el ángulo entre el vector y el plano horizontal

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (2.13)$$

Por convención, la inclinación es positiva cuando el vector tiene una inclinación por debajo del plano horizontal y negativa cuando está por encima del plano horizontal. El plano vertical que contiene al vector se le llama meridiano magnético, y la declinación se define como el azimut de dicho meridiano, positivo hacia el este y negativo hacia el oeste.

$$D = \arcsin \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (2.14)$$

2.8 Unidades SI

En el sistema internacional de unidades, el campo magnético tiene unidades *weber * metro*⁻². En estudios geofísicos se utiliza como unidad la gama γ la cual equivale a 1 nT, debido a que otras unidades como el Oersted resultaría demasiado grande para las anomalías magnéticas, ya que éstas son sólo de unas decenas y en ocasiones centenas de gamas (Blakely, 1996^[6]).

2.9 Campo magnético permanente de la tierra

Aplicando la teoría potencial al campo terrestre ha sido posible separarlo en una serie de componentes cuyas fuentes proceden del interior, exterior y superficie de la Tierra. El método de separación de estas componentes implica el uso de armónicos esféricos, por lo que sólo será descrito en términos generales.

La expresión teórica para el campo magnético (del potencial magnético) en las proximidades de una esfera está compuesta de dos series de términos, unos debidos al material magnético dentro de ella y otros de fuente externa. A cualquier latitud, estos diferentes aportes tienen efectos distintos en la componente N-S del campo terrestre así como en la componente E-O. Si se analizan las componentes respectivas en una serie de puntos diferentes, es posible resolver un sistema de ecuaciones simultáneas y descomponer el campo en sus componentes internas y externas (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.1 Campo interno

Por medio del análisis del campo terrestre se ha encontrado que el 94 % depende de fuentes internas de la Tierra. Mediante la aplicación de armónicos esféricos se puede expresar el campo interno observado como el efecto de una serie de dipolos magnéticos teóricos, cada uno de orientación diferente, situados en el centro de la Tierra; el proceso de deducción implica una serie de aproximaciones sucesivas, de manera que el primer imán imaginario se supone orientado según el eje magnético terrestre (Dobrin, 1988^[25]).

Si el campo magnético terrestre interno fuera simétrico respecto a este eje con este imán teórico se explicaría el campo externo observado, pero a consecuencia de las irregularidades hay que añadir un número indefinido de imanes teóricos más débiles con sus ejes inclinados

en varias direcciones, siendo los más fuertes los situados perpendicular al eje; las intensidades relativas de estos imanes se reducen a partir de los datos determinados en el campo terrestre y se van corrigiendo los coeficientes correspondientes al aporte parcial de cada imán hasta que se logra la mayor coincidencia entre el campo real de la tierra y el que daría esta disposición teórica (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.2 Campo externo

Existen diversas teorías propuestas para explicar la existencia de otra fuente de magnetismo fuera de la Tierra, la mayoría de las cuales se relacionan con el efecto inductivo de corrientes eléctricas que circulan en la ionosfera. La ionización de la atmósfera a esta altitud es causada por la radiación solar, que también es causa de la variación diurna y anual (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.3 El campo no potencial

Los campos interno y externo pueden ser descritos por expresiones matemáticas deducidas en el supuesto de que cada tipo de campo deriva de un potencial. Esto en esencia significa que el campo es originado por un imán permanente o por una disposición de cargas móviles cuyo efecto puede ser representado por un imán (Dobrin, 1988^[25]).

Algunos autores opinan que cuando se compara la teoría con los datos de observación hay un pequeño residuo de intensidad magnética (aproximadamente el 3%) que no parece ser explicable por la teoría potencial. Este residuo es atribuido por algunos a las inexactitudes experimentales, pero otros creen que representa un componente no potencial del campo magnético terrestre que puede ser explicado admitiendo corrientes eléctricas que circulan desde el interior al exterior de la Tierra y viceversa. Sin embargo, para que estas corrientes fueran de este Campo no Potencial tendría que haber valores de Intensidad de Corriente mayores a los que se observan en las mediciones de la electricidad atmosférica (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.4 Campo magnético anómalo

Se considera como campo magnético anómalo al conjunto de desviaciones localizadas en el campo magnético terrestre respecto de la distribución que habría en el supuesto que el campo magnético terrestre fuese originado por un sólo imán orientado según el eje magnético. De manera que es generado por el contenido de minerales ferromagnéticos en la roca.

Si se acepta la idea de un gradiente de temperatura promedio de 33 grados por kilómetro de profundidad, entonces hay que admitir que las rocas en estado magnético alcanzarán tan sólo las primeras decenas de kilómetros, ya que más abajo la temperatura de las rocas estará por encima del punto de Curie. Según cálculos realizados para algunas anomalías magnéticas importantes en los territorios de la URSS y USA, se estima que el límite se encuentra entre 20 y 25 km. (Logachev, 1978^[40]).

2.10 Variación secular

Las variaciones del campo magnético de la Tierra se determinan por los resultados de los registros continuos de sus componentes en los observatorios magnéticos a lo largo de muchos años, con la ayuda de observaciones repetidas cada 3 a 5 años en una serie de puntos de apoyo. Después del cálculo de los valores medios de cada componente en los diferentes puntos para una serie de años, se determina la variación media de cada componente en un año, el valor calculado se denomina variación secular. (Logachev y Zajarov, 1978^[40]).

Se observan pequeñas desviaciones en los distintos componentes de la intensidad del campo magnético terrestre, estas variaciones seculares se ponen de manifiesto en los mapas isopóricos. Un mapa isopórico tiene una serie de líneas ondulantes que representan las tasas de cambio constante, ya sea en nT por año. La figura 2.4 muestra la intensidad del campo magnético total, basando en el modelo de IGRF de 1990. Las células rodean toda la tierra en las que no ha existido cambio, y una serie de amplios máximos cerrados cuyos centros son llamados focos de isóporas, dichos focos se desplazan continuamente, desarrollándose nuevos focos. La mecánica de esta migración es lenta y no se puede predecir, es decir la inestabilidad de la variación secular y el aumento continuo de los puntos de apoyo exigen la constante renovación de los mismos (Blakely, 1996^[6]).

2.11 Variación diurna

Las variaciones diurnas se dividen en solares y lunares. Las solares tienen un periodo de 24 horas, siendo referidas al tiempo solar local. Tienen prácticamente el mismo carácter en todos los puntos de una misma latitud magnética, sin embargo en todos los casos existe una particularidad común: mayor amplitud durante el día que durante la noche y en verano mayor que en invierno, es decir, la intensidad de la variación es directamente proporcional a la duración de la iluminación solar en la zona de observación (Dobrin, 1988^[25]).

Al cambiar la latitud el punto de observación, también lo hacen las variaciones diurnas de modo gradual: la variación de la componente vertical se hace aproximadamente nula en el ecuador, cambiando su signo en el inverso al pasar al hemisferio sur.

La variación de la componente horizontal alcanza un mínimo aproximadamente a los 40° de latitud, llega al máximo en el ecuador y varía con la misma pauta en el hemisferio norte y en el sur.

Es muy probable que la variación solar sea debido al efecto del sol sobre las corrientes eléctricas de la atmósfera terrestre externa, las variaciones en estas corrientes ocasionan a su vez variaciones en el campo magnético que ellas inducen en la superficie terrestre (Dobrin, 1988^[25]).

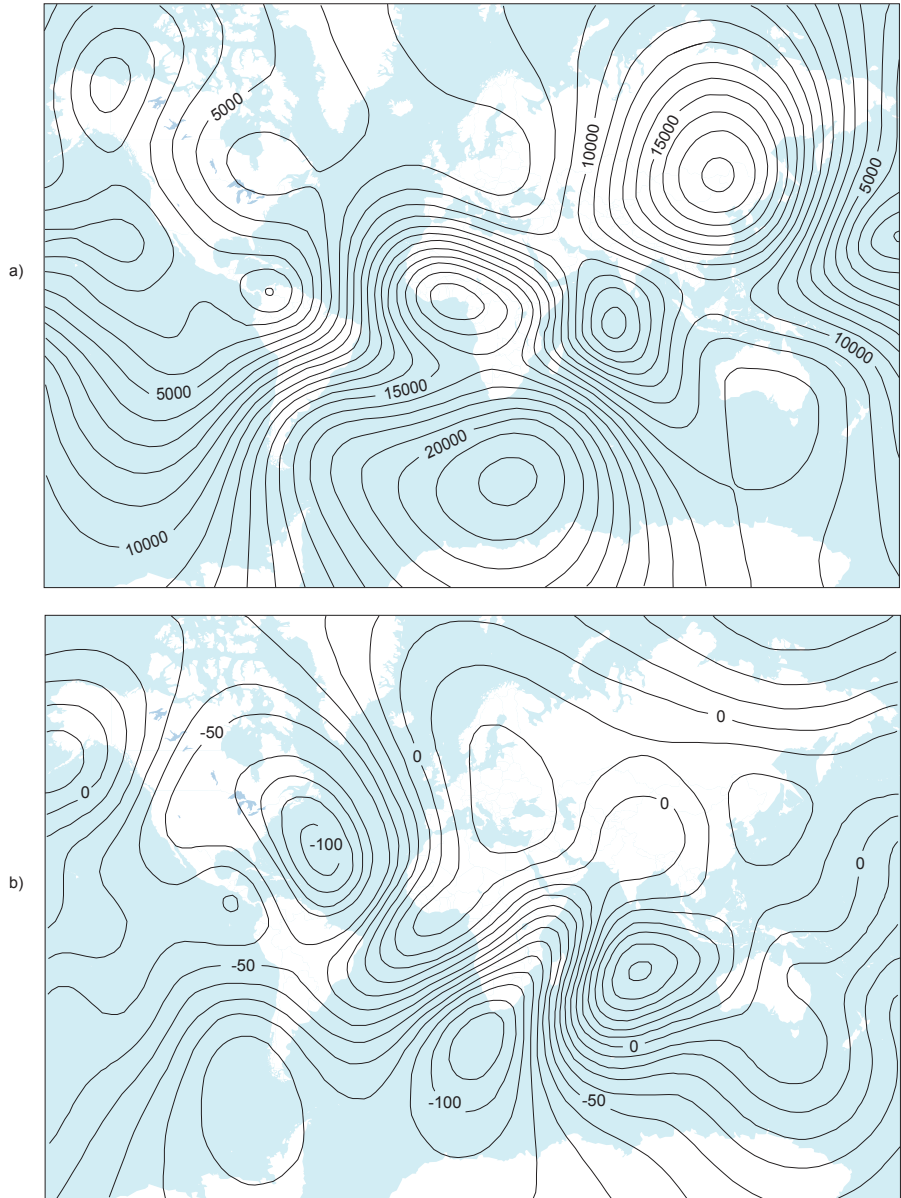


Figura 2.4: a) Campo total basado en el modelo IGRF 1990 b) Variación secular en nT/año, basado en el modelo IGRF de 1990

2.12 Tormentas magnéticas

Además de las variaciones poco amplias y predecibles en el campo terrestre, hay bruscos disturbios que por analogías meteorológicas se llaman tormentas magnéticas. Entre el Ecuador y los 60° de latitud las variaciones del campo magnético durante estas tormentas pueden alcanzar valores de hasta 1000 gamas. Estas tormentas no se pueden predecir, aunque tienden a producirse en intervalos de unos 27 días; también tienen correlación con la actividad de manchas solares. Su duración oscila entre algunas horas y dos o tres días (Dobrin, 1988^[25]).

Las tormentas afectan considerablemente las mediciones magnéticas, y no hay manera de corregir los datos por los efectos no previsibles, de manera que lo mejor es suspender la obtención de datos (Dobrin, 1988^[25]).

2.13 El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF)

La necesidad de correlacionar las distintas mediciones del campo magnético terrestre observadas en diferentes momentos y comparar las respuestas individuales magnéticas en diferentes áreas, ha permitido el desarrollo de modelos que estimen el cambio del campo magnético de la tierra con respecto del tiempo. Uno de estos modelos es el IGRF (International Geomagnetic Reference Field)

El IGRF es un modelo matemático del campo magnético terrestre y sus variaciones temporales. Consiste en los coeficientes de Gauss hasta de grado 10 ($n = 1, 2, \dots, 10$), estos términos de bajo orden representan en gran parte el campo originado por el núcleo de la tierra.. El modelo fue desarrollado en 1965, por la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), el cual publica sus cálculos cada cinco años, asumiendo que cada coeficiente de Gauss cambia linealmente con el tiempo (Blakely, 1996^[6]).

La IAGA ha publicado la décima generación de referencia de campo geomagnético Internacional y se utiliza ampliamente en los estudios del interior de la Tierra, su corteza, ionosfera y magnetósfera, concluyendo los trabajos en diciembre de 2004 (IAGA, 1995^[38])

2.14 Campo Total

Los magnetómetros de campo total suelen ser la mejor opción para los estudios magnéticos aéreos y marinos. Como su nombre indica, los magnetómetros de campo total miden la magnitud del campo magnético total sin tomar en cuenta la dirección del vector. La anomalía de campo total se calcula restando la magnitud de un adecuado campo regional, el cual es obtenido del modelo IGRF correspondiente (Blakely, 1996^[6]). Si T representa el campo total en cualquier momento, y F es el campo regional en el mismo punto, entonces la anomalía de campo total está dada por:

$$\Delta T = |T| - |F| \quad (2.15)$$

Es importante definir bajo que condiciones ΔT es armónico. ΔF representa la perturbación de F debido a alguna fuente magnética anómala. El campo total está dado por:

$$T = F + \Delta F \quad (2.16)$$

La anomalía de campo total no es equivalente a la magnitud del campo anómalo porque

$$\Delta T = |F + \Delta F| - |F| \neq |\Delta F| \quad (2.17)$$

Idealmente, se desearía conocer las tres componentes de ΔF o por lo menos una, con el fin de comprender el origen de la anomalía. Afortunadamente, en condiciones que normalmente prevalecen en los estudios magnéticos, la anomalía total del campo es una buena aproximación de un componente para ΔF , la cual puede ser considerada entonces como una función armónica (Blakely, 1996^[6]).

La primera de estas condiciones se cumple si el campo anómalo es pequeño en comparación con el campo regional, si $|F| \gg |\Delta F|$, entonces:

$$\begin{aligned} \Delta T &= |F + \Delta F| - |F| \\ &\approx \sqrt{F \cdot F + 2F \cdot \Delta F} - |F| \\ &\approx \sqrt{F \cdot F} + \frac{1}{2} \frac{1}{\sqrt{F \cdot F}} (F \cdot \Delta F) - |F| \\ &= \frac{F \cdot \Delta F}{|F|} \\ \Delta T &\approx \hat{F} \cdot \Delta F \end{aligned} \quad (2.18)$$

De manera que ΔT es la proyección del ΔF en F . La figura 2.5 ilustra gráficamente la ecuación 2.18. Por tanto, si el campo regional es mucho mayor que el campo perturbador, ΔT es aproximadamente igual a uno de los componentes del campo producido por las fuentes del campo magnético anómalo.

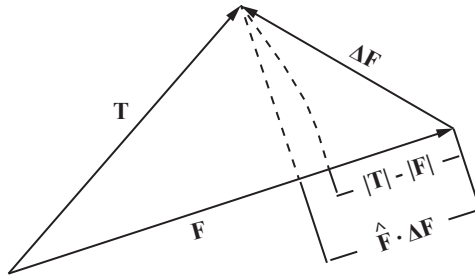


Figura 2.5: Representación del Vector Campo Total. T es el vector suma de F y el campo de anomalía ΔF

Las anomalías típicas medidas por aire o en mar, tienen un rango de magnitud de unos pocos a varios miles de nT, pero rara vez superan los 5.000 nT. Por lo tanto, la condición de que $F \gg DF$ es por lo tanto confirmado por estudios magnéticos de la corteza Terrestre (Blakely, 1996^[6]).

En general, la anomalía de campo-total no es armónica, porque, tal como se define por la ecuación 2.18 $\nabla^2 \Delta T \neq 0$, sin embargo el campo de la anomalía es pequeña en comparación con el total del campo, entonces:

$$\nabla^2 \Delta T = \nabla^2 \Delta T (\hat{F} \cdot \Delta F) \quad (2.19)$$

Si además la dirección del campo regional es aproximadamente constante a lo largo de las dimensiones del estudio, entonces $\hat{F}$ es una constante y se puede quedar fuera del laplaciano, que es

$$\nabla^2 \Delta T = \hat{F} \cdot \nabla^2 \Delta F \quad (2.20)$$

Los componentes específicos de un campo potencial armónico son en sí mismos armónicos, por lo tanto cada componente del ΔF en la ecuación 2.20 es armónico, $\nabla^2 \Delta T = 0$, y ΔT es armónica. La condición de la dirección del campo invariante depende del alcance del estudio, considerandoe sólo para los estudios locales y regionales, pero no para los estudios de la continental o mayor escala.

En resumen, la anomalía de campo total en cualquier punto es aproximadamente igual a la componente del campo anómalo en la dirección del campo regional si el campo de anomalía es pequeña en comparación con el campo regional. Además, la anomalía total del campo es un potencial y satisface la ecuación de Laplace, si la dirección del campo es constante a lo largo de las dimensiones del estudio. Ambas condiciones generalmente prevalecen en los estudios de escala local y regional (Blakely, 1996^[6]).

2.15 Generalidades del método aeromagnético

El principio del magnetómetro se descubrió en Austria hace unos 70 años. Se utilizó para la detección de submarinos desde el aire y después de la II Guerra Mundial, se desarrolló para la búsqueda de minerales magnéticos.

El primer intento de usar un magnetómetro aéreo se debió a Edelman, que en 1910 ideo una balanza magnética vertical para ser utilizada en un globo. Después surgieron otros intentos con mejor éxito, que consistían en inductores terrestres del tipo de bobina de péndulo y giro estabilizados, el tipo de las brújulas usadas en navegación aérea y marítima, pero su sensibilidad era muy baja.

Las aplicaciones del método aeromagnético es en primer lugar, para la prospección de minerales magnéticos como son la magnetita, la pirrotita y la cromita, entre otros.

En segundo lugar para preparar nuevas zonas en busca de posibles yacimientos petrolíferas, antes de la aplicación de procedimientos más caros. El método aeromagnético permite calcular la profundidad del basamento respecto a la altura de vuelo fijada y por lo tanto determina la magnitud de los espesores sedimentarios que es un dato importante para poder valorar la posibilidad de encontrar hidrocarburos.

La tercera aplicación del método, es que puede ser muy útil como ayuda para el levantamiento de mapas geológicos de una región. En circunstancias favorables, se puede interpretar mejor la geología con la ayuda de un buen mapa aeromagnético.

El método aeromagnético exigió la construcción de un magnetómetro mucho más sensible y totalmente electrónico en su modo de operar sin movimientos mecánicos de sus elementos de medida, de manera que en lugar de leer punto tras punto como se hace sobre el suelo, produciendo un perfil discontinuo (Cantos, 1987^[11]).

2.16 Posición del magnetómetro respecto al avión

El procedimiento más común es remolcar el magnetómetro en el extremo de un cable con longitud de 24 a 30 m, distancia a la cual es despreciable el efecto magnético del avión. La caja exterior tiene forma aerodinámica para conseguir la máxima estabilidad y la mínima resistencia al aire y está provista de aletas para impedir su rotación.

En la elaboración de la carta de campo total del Servicio Geológico Mexicano (1999^[53]), utilizada en el desarrollo del presente trabajo, se empleo el magnetómetro G-822A de Geometrics (Figura 2.6), diseñado para estudios de magnetometría aérea. El sistema consta de un sensor de vapor de Cesio de alta resolución (0.001 nT) y un paquete de controladores electrónicos. El sensor incorpora características de diseño avanzado para asegurar un excelente rendimiento con respecto al ruido instrumental (Geometrics 2004^[29]).

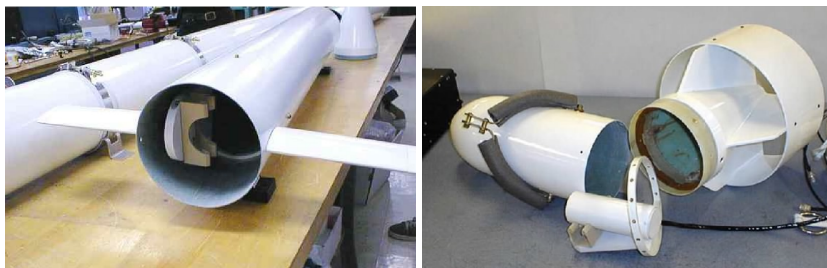


Figura 2.6: Magnetómetro G-822A de Geometrics

2.17 Altura de vuelo

Cuando una misma área es explorada desde varias alturas, los perfiles y mapas magnéticos obtenidos a bajas altitudes presentan anomalías magnéticas más definidas y mejor resueltas que los hechos a mayores alturas.

Como no hay diferencia realmente entre el efecto magnético de la mayoría de los sedimentos y el aire, un perfil aeromagnético obtenido a una altura h sobre una masa magnética enterrada a la profundidad z , debe ser idéntico al perfil obtenido con un magnetómetro terrestre de la misma masa enterrada a la profundidad $z + h$. Por lo tanto, a mayores alturas el efecto de cualquier cuerpo magnético se atenúa en amplitud y se distribuye sobre un área más extensa.

La Figura 2.7 muestra tres perfiles de vuelo sobre el yacimiento de magnetita propiedad de Benson Mines, en el condado de St. Lawrence, N. Y., a alturas que varían entre 300m y 3050 m sobre el suelo. El alto magnético muy marcado, medido cerca del centro del perfil, a 300 m de altura, casi no se distingue a los 3000m. (Dobrin, 1988^[25]).

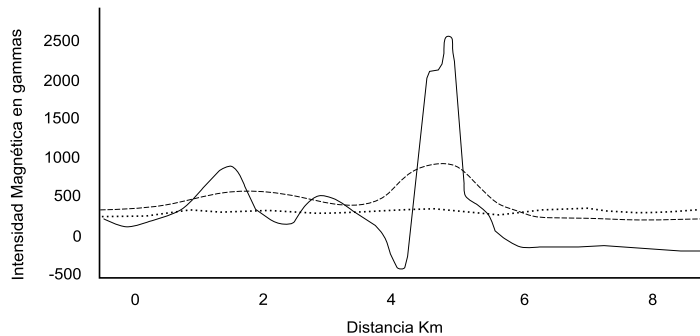


Figura 2.7: Efecto de vuelo a diferentes alturas sobre Benson Mines (USGS). La línea continua corresponde al vuelo realizado sobre 300 m de la superficie, la línea discontinua corresponde al vuelo hecho a 1,200 m y la línea punteada a 3000 m sobre la superficie. (Dobrin, 1988^[25])

A medida que aumenta la altura de vuelo, las anomalías debidas a fuentes subterráneas adyacentes se confunden y atenúan resultando imposible distinguir unas de otras, lo cual crea una limitación efectiva.

La elección del espaciamiento entre las líneas de vuelo, es siempre difícil a causa de los factores económicos implicados. Cuanto menor sea el espaciamiento, mayor será la probabilidad de descubrir todas las anomalías importantes, y mayor la exactitud del mapa final. En la exploración petrolera las características del basamento que se buscan, tienen generalmente, un diámetro bastante grande y están lo suficientemente profundas para que un espaciamiento de varias kilómetros sea adecuado.

En la prospección minera por otro lado, los yacimientos minerales pueden ser más pequeños y están menos profundos, por lo que será necesario un espaciamiento menor para tener la seguridad de que entre las líneas no se pierda alguna anomalía. Agocs (1955^[1]) menciona que la verdadera importancia de una anomalía sólo podrá ser reconocida si la línea de vuelo pasa directamente sobre la masa mineral. Así pues, la probabilidad de descubrir una anomalía interesante aumenta a medida que el espaciamiento disminuye.

2.18 Ventajas del método aeromagnético

Basley (1966^[4]) enuncia las ventajas y desventajas relativas de las exploraciones aeromagnéticas y terrestres. Como ocurre con la mayoría de los restantes métodos geofísicos, el tipo de exploración más adecuado para una región o aplicación, puede no serlo para otra.

La ventaja más evidente del magnetómetro aéreo es su velocidad. Un equipo de de cuatro hombres en dos meses puede hacer el trabajo de adquisición de datos, que en superficie habría requerido de 27 equipos en tierra, de cuatro hombres cada uno en una campaña de seis meses.

El costo de una prospección aérea es menor que el de una terrestre, si el área que haya de ser explorada es lo suficientemente extensa, como para justificar los elevados gastos fijos.

El magnetómetro aéreo puede ser empleado sobre el agua o terrenos inaccesibles a las operaciones en tierra, lo que representa una gran ventaja en lugares remotos donde las facilidades de transporte son escasas.

Los efectos de deriva de los instrumentos y de la variación diurna quedan, en general reducidos al mínimo, debido a la velocidad con que se realiza la exploración. Debido a la altura de vuelo, los materiales magnéticos que se encuentran sobre la superficie del suelo, tales como tuberías, carriles, edificios, etc, no afectan el registro, mientras que estas fuentes extrañas de magnetismo interfieren continuamente con el grado de utilización de los datos magnéticos obtenidos en tierra.

Los efectos debidos a rocas, arenas y diques magnéticos extraños que se encuentren en la superficie del suelo o a poca profundidad, no interfieren en el reconocimiento de las anomalías debidas a cuerpos subterráneos profundos, pudiendo ser variada la altura de vuelo para lograr una discriminación máxima.

La regularidad de los datos permite un mejor empleo de los métodos analíticos.

2.19 Desventajas del método aeromagnético

Cómo todo método de prospección geofísica, se deben tener en cuenta las siguientes limitaciones de la prospección aeromagnética.

La precisión de los resultados de los trabajos aéreos está siempre limitada por la exactitud del mapa en que se transcriben los datos magnéticos. Los mapas de algunas zonas son demasiado incompletos o inexactos para poder situar debidamente las características

magnéticas. Cuando en estas zonas se llevan a cabo exploraciones en tierra, todo el levantamiento topográfico que sea necesario puede hacerse al mismo tiempo que el levantamiento de datos magnético.

Cuando la altitud de vuelo es de 300 metros, como en la carta aeromagnética Acapulco E14-11 (1999^[53]) empleada en el presente trabajo, se cometen por lo general errores de 15 metros en la localización, aún contando con buenos mapas.

El costo mínimo de una exploración aeromagnética es elevado debido a la inversión básica en los aviones utilizados, así como su continuo mantenimiento.