

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN**

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

**CATEDRA DE GEOFÍSICA**

**MEDICIÓN CON  
MAGNETÓMETRO  
PROTÓNICO  
e  
INTERPRETACIÓN  
DE LOS DATOS**

**Traducción de Applications Manual for Portable  
Magnetometers – Geometrics  
S. Breiner - 1973 - U.S.A.**

**Prof. Ing. Luis A. Estrada**

**Año 2009**

## **Capítulo I**

### **INTRODUCCION**

Este manual está pensado para usarse como una guía general en las diversas aplicaciones que tienen los magnetómetros portátiles, especialmente los protónicos de campo total o de precesión nuclear. Las diversas aplicaciones y la complejidad de las mediciones del campo magnético, limitan la profundidad con que un tema pueda ser desarrollado, pero, si se desea mayor información, puede ser obtenida de cualquiera de las referencias citadas al final.

Entre las aplicaciones para las cuales este manual fue escrito, están la exploración de petróleo y minerales, mapeo geológico, búsqueda de objetos enterrados, investigación geofísica, uso en observatorios magnéticos, medición de las propiedades magnéticas de las rocas o de objetos ferromagnéticos, paleomagnetismo, prospección arqueológica, mapeos de conductividad, mediciones gradiométricas y modelado magnético.

La terminología, unidades de medición y principios básicos en el tema, son los mismos utilizados en el campo de la geología y la geofísica.

## Capítulo II

### MAGNETOMETROS

#### Tipos de instrumentos

Los magnetómetros portátiles actualmente en uso son el fluxgate (discriminador de flujo), el de precesión protónica, la balanza de Schmidt, la aguja de inclinación y otros para fines especiales. Las balanzas y agujas son instrumentos mecánicos con imanes que miden la intensidad horizontal o vertical del campo y su dirección, y no son muy usados actualmente porque han sido reemplazados justamente por instrumentos más sensibles y menos complicados como el fluxgate o el protónico.

El fluxgate emplea un núcleo sensor saturable, que puesto en una dirección vertical, mide la intensidad vertical del campo con una sensibilidad efectiva del orden unos pocos gammas. Está siendo poco a poco reemplazado por el protónico que tiene una sensibilidad de un gamma o más, es compacto y mide la intensidad del campo total con independencia de su orientación. Debido a su gran uso, el magnetómetro protónico será el principal instrumento en discusión en este manual. Sin embargo, lo descrito desde el Capítulo III al IX puede aplicarse también a la componente vertical del fluxgate. La forma de las anomalías a latitudes altas (Inclinación magnética de 70° o más) son prácticamente idénticas para ambos instrumentos. A otras latitudes difieren significativamente.

#### Magnetómetro Protónico

El magnetómetro de precesión protónica es así llamado porque utiliza la precesión de los spin protónicos, o núcleo del átomo de hidrógeno en el caso de un hidrocarburos o agua, para medir la intensidad total del campo magnético terrestre.

Los spines protónicos del agua, kerosén, alcohol, etc., se comportan como pequeños dipolos magnéticos. Estos dipolos son temporalmente alineados y polarizados mediante la aplicación de un campo magnético uniforme generado por una corriente en una bobina. Cuando se corta la corriente, el spin de los protones hace que estos precesen alrededor de la dirección del campo magnético de la Tierra. La precesión protónica genera entonces una pequeña señal en la misma bobina usada para la polarización, señal cuya frecuencia es proporcional a la intensidad del campo total e independiente de la dirección de la bobina. La constante de proporcionalidad es la conocida constante atómica o razón giromagnética del protón.

La frecuencia de precesión, típicamente de 2.000 Hz para un campo terrestre de aproximadamente 50.000 gammas (nanoTeslas), se mide con un moderno contador digital, en valor absoluto de la intensidad de campo total y con una precisión de hasta 0,1 gamma.

#### Medición del campo total

La intensidad del campo total, tal como la mide el magnetómetro protónico, es un escalar o simplemente la magnitud del vector campo magnético terrestre, independiente de su dirección. La medición puede ser expresada como la longitud del vector campo terrestre **F** (Campo Total), que en el caso de la figura es de 50.000 gammas (nanoTeslas).



Figura 1a

Una perturbación local **T** de 10 gammas, se representa con un vector de dirección arbitraria que se suma al campo no perturbado, como se muestra en la figura. El vector **T** está fuera de escala a fin de una clara visualización.



Figura 1b

Obviamente, el magnetómetro protónico mide solo la magnitud del vector resultante, cuya dirección es casi paralela a la del vector sin perturbación. O sea que mide el campo total sin perturbación más la componente de esa perturbación en la dirección del campo total.

$$|\vec{F} + \vec{T}| \approx \vec{F} + \text{comp.} \vec{T}_F \quad \text{donde} \quad |\vec{F}| \gg |\vec{T}| \text{ y } \vec{F} \approx \vec{T}$$

Tales condiciones son casi siempre válidas, excepto en zonas cerca de grandes objetos de acero, depósitos de hierro o rocas ultrabásicas, que pueden llegar a producir anomalías de hasta 10.000 gammas. Por eso un cambio en campo **total**  $\Delta F = \text{comp.} T_F$ , o sea la componente de la anomalía del campo  $T$  en la dirección de  $F$ , que en adelante será llamada simplemente  $F$ . La medición de la magnitud escalar del campo, también llamada intensidad total, tiene gran importancia en la interpretación de las anomalías y otras varias aplicaciones. Además, el hecho que lo medido es independiente de la orientación del sensor, permite que el magnetómetro sea operado también sin cuidado de su orientación y nivelación, como sería el caso del fluxgate en una plataforma móvil, un avión o un vehículo.

La única limitación de tal medición escalar, es el hecho de que la componente de la anomalía del campo que se mide no está bajo el control del observador, sino más bien al capricho de la dirección del campo local.

### Limitaciones del magnetómetro protónico

El magnetómetro protónico no tiene partes móviles, tiene alta resolución en las mediciones absolutas y relativas, y permite visualizar en forma digital las mediciones. Existen varias restricciones operacionales que pueden ser de interés bajo condiciones especiales de campo:

- 1) La señal de precesión protónica disminuye bruscamente en presencia de un fuerte gradiente de campo magnético (mayor de 600 gammas por metro).
- 2) La amplitud de la señal del sensor es del orden de los microvoltios y debe ser medida con una precisión de 0,04 Hz. Esta pequeña señal puede resultar difícil de medir en cercanía de corrientes eléctricas alternas.

Por estas razones un magnetómetro protónico no puede operar próximo a edificios.

## Capítulo III

### CAMPO MAGNETICO TERRESTE

#### Introducción

El campo magnético terrestre se parece al campo de una larga barra magnética o al de una esfera uniformemente magnetizada. El origen de este campo no es bien conocido, pero se cree que es debido a las corrientes convectivas en un núcleo fluido conductor. En la superficie de la Tierra, el polo de la barra magnética equivalente, más cerca del Polo Norte Geográfico es el Polo Sur Magnético. Esta situación paradójica se da por la convención que define como Norte Magnético al extremo de una aguja imantada que apunta al Norte Geográfico. Entonces por la ley de atracción-repulsión de polos magnéticos, el Norte Geográfico debe necesariamente ser un polo sur magnético. Para evitar confusiones, el polo magnético cercano al Norte Geográfico es y será referido como Polo Norte Magnético, aunque será de intensidad negativa.

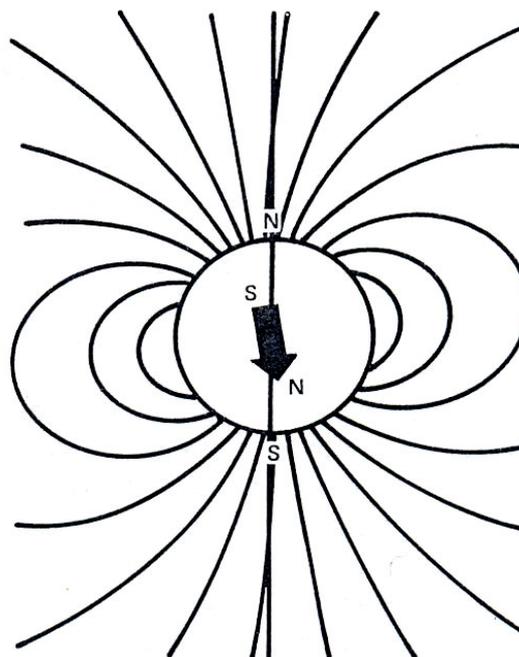


Figura 2

El campo o las líneas de flujo, siguen la trayectoria que muestra la Figura 2, igual que la disposición de las limaduras de hierro en presencia de un campo magnético. Nótese que la dirección del campo es vertical en los polos magnéticos y horizontal en el ecuador magnético. El entendimiento de esta geometría es importante para la interpretación de las anomalías magnéticas. La intensidad del campo, que es una función de la cantidad de líneas por unidad de área, se muestra en la Figura 2. Nuevamente vemos que el campo terrestre es similar al de la barra magnética, porque la intensidad en la región polar es aproximadamente el doble que en la ecuatorial, oscilando entre los 60.000 y 30.000 gammas o nanoteslas.

La inclinación sobre el horizonte, y la intensidad total se muestran en las Figuras 3 y 4. (1 gamma =  $10^{-5}$  gauss).

El **Gauss** es la unidad de la **Inducción Magnética (B)** y el **Oersted** de la **Intensidad de Campo (H)** en la nomenclatura física. Sin embargo, por convención en geofísica, el Gauss es la unidad de la intensidad magnética de campo en el sistema C.G.S. Numéricamente vale lo siguiente:

$$1\text{gamma} = 10^{-9}\text{Tesla} = 1\text{ nanoTesla} = 10^{-5}\text{Gauss} = 10^{-5}\text{Oersted} = 10^{-9}\text{weber/m}^2$$

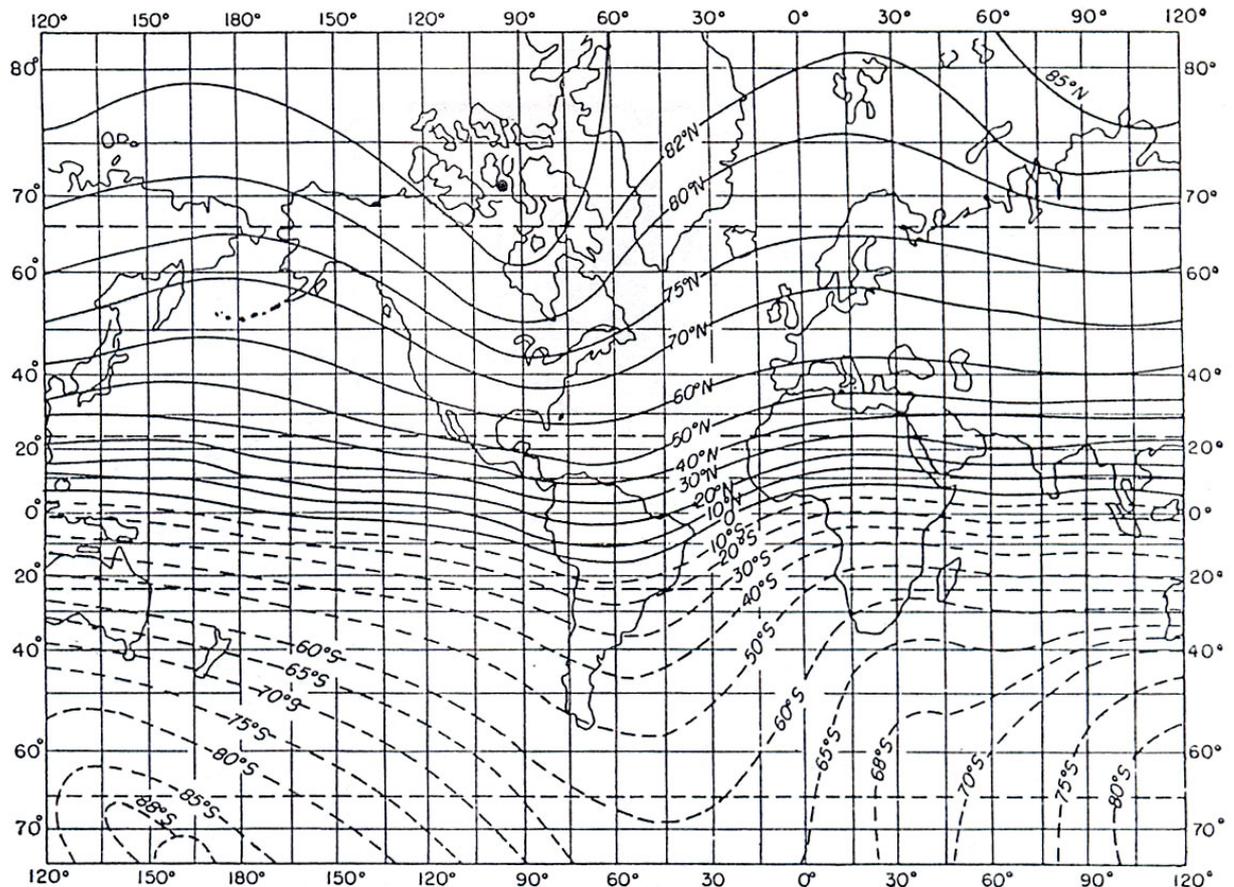


Figura 3. Inclinación del campo magnético

La intensidad del campo total de la Tierra no es perfectamente simétrica alrededor del polo geográfico. El polo Norte Magnético, al Norte de Canadá, está a unas mil millas del polo geográfico. Además, el campo de la Tierra no puede ser representado exactamente como el de una simple barra magnética, puesto que en realidad hay numerosos polos de variación local o anomalías, debidas a desconocidas características del mecanismo generador del campo. Además, el viento solar o flujo constante de partículas y corrientes eléctricas que llegan desde el sol, distorsionan las líneas de campo. La anomalía más relevante, para los fines de este Manual, es la que se manifiesta en la corteza terrestre por las variaciones locales que producen fundamentalmente los minerales magnéticos.

### Variaciones en el tiempo

Todas las variaciones descritas anteriormente se refieren a las variaciones espaciales del campo magnético terrestre, pero también existen las variaciones en el tiempo. Las más pequeñas, que van desde períodos de segundos, minutos y hasta horas, son el efecto directo o indirecto del viento solar al que ya nos referimos, y que distorsionan la magnetósfera o campo magnético externo de la Tierra. Las variaciones diarias o diurnas son notadas principalmente durante las horas de luz del día local, como se muestra para algunos días en la Figura 5. Estas variaciones no son predecibles, pueden significar cambios de hasta 100 gammas, y a menudo se las elimina de las mediciones por medio de los métodos descritos en el Capítulo IV. Superpuestas a estas variaciones diurnas, hay fenómenos de corto período llamado micropulsaciones (Figura 6) que son más casuales en su comportamiento, generalmente más pequeñas en amplitud, y ocurren a cualquier hora, tanto del día como de la noche. Estas micropulsaciones ocurren en un rango de períodos desde los 0.01 segundos hasta varias decenas de minutos, con amplitudes de milésimos a decenas de gamma.

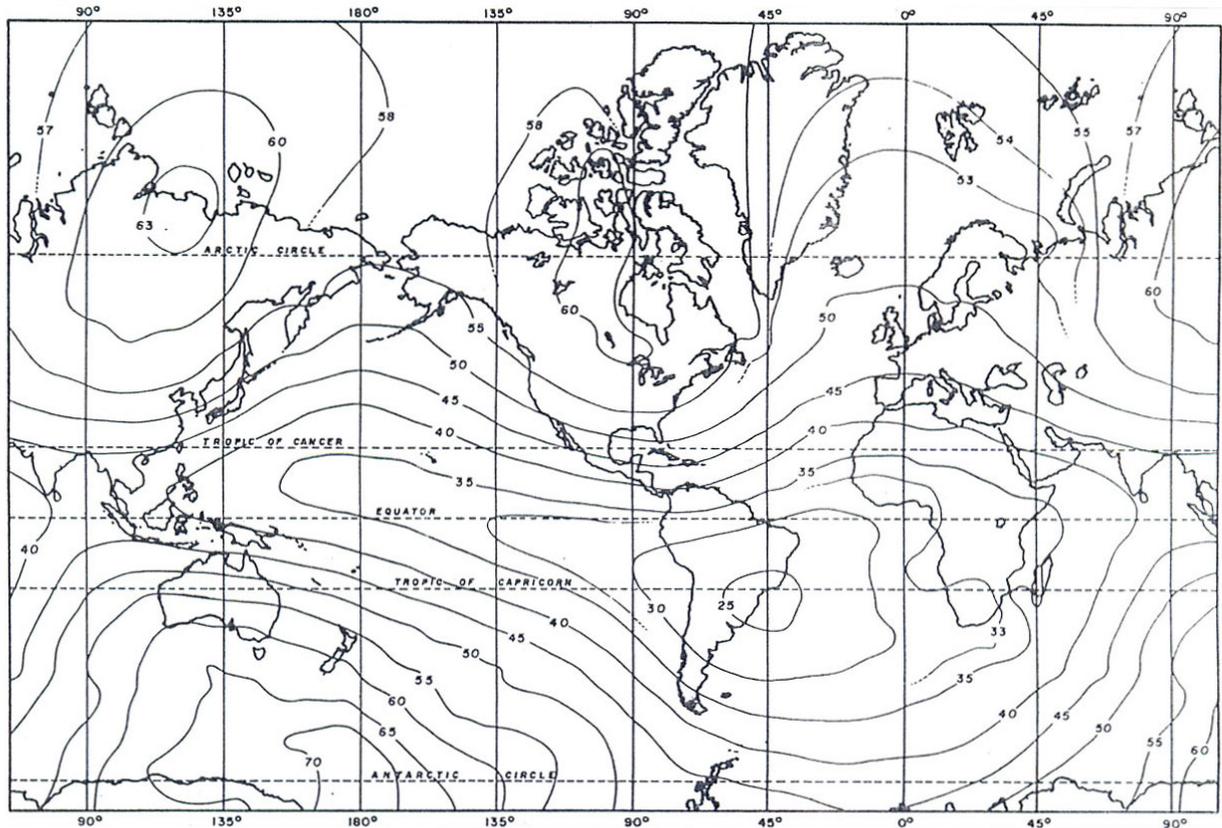


Figura 4 Intensidad Total del Campo Magnético Terrestre

La variación de mayor importancia, fundamentalmente por ser una gran fuente de errores en las mediciones, son las tormentas magnéticas, que ocurren con una frecuencia de varias veces al mes, con un comienzo repentino y simultáneo en todo el mundo. Tales tormentas pueden exhibir variaciones de hasta varios cientos de gammas, y pueden durar desde uno hasta varios días.

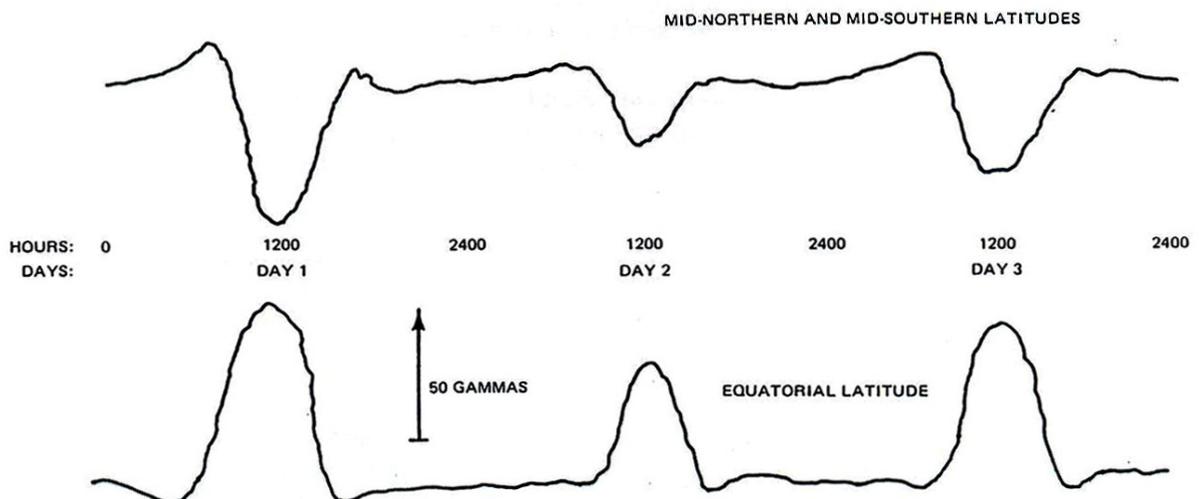


Figura 5. Variaciones Diurnas

Cuando se realiza un relevamiento de alta resolución, debe registrarse en forma permanente el campo magnético en otra estación llamada base, a los efectos de detectar una posible tormenta magnética, y poder extraer la variación diurna por correlación con el tiempo.

El campo interno o principal también cambia lentamente con los años, decenas y cientos de años, lo que ha venido a llamarse variación secular. La inclinación, intensidad y aún la ubicación de los polos magnéticos varían también, pero carecen de significación a los fines de este Manual. Esto es solo de interés de los Observatorios.

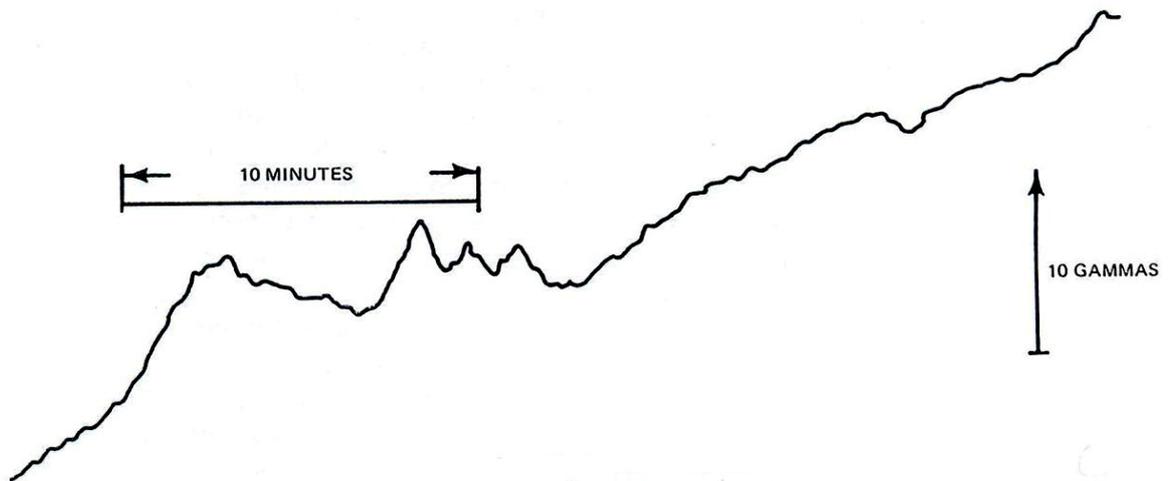


Figura 6. Micropulsaciones.

A través de la historia geológica el campo principal ha invertido su polaridad, y las consecuencias de estos acontecimientos son muy importantes para un gran número de aplicaciones.

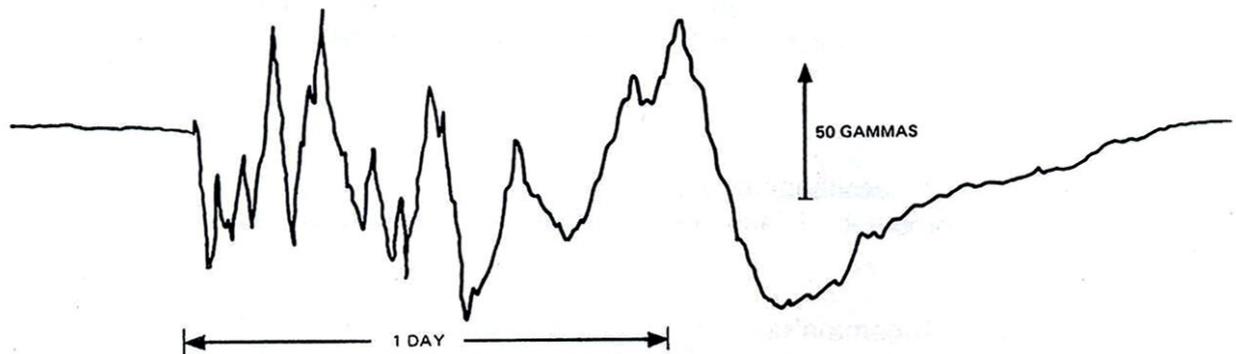


Figura 7. Tormentas Magnéticas

### Los Minerales Magnéticos y el hierro

La aplicación de los magnetómetros portátiles, tal como se encara aquí, tiene un objetivo principal cual es la identificación y descripción de los cambios espaciales del c.m.t. Los cambios temporales anteriormente descritos, simplemente representan un ruido o interferencia en las mediciones de interés.

Las variaciones espaciales o anomalías que se deben graficar para estas aplicaciones, son aquellas que pueden ocurrir por encima de varios pies o varios cientos de pies, y son generalmente causadas por una distribución anómala de los minerales magnéticos, objetos de hierro o alfarería que pueden ser también de interés.

Estas anomalías son debidas principalmente a la presencia del más común de los materiales magnéticos:

#### Magnetita ( $\text{Fe Fe}_2 \text{O}_3$ )

o sus materiales relacionados: ulvospinel, titanomagnetita, magemita, etc., los que serán referidos como magnetita oscura, pesada, dura o resistente. Es de señalar que las conocidas formaciones con óxido de hierro no son generalmente magnéticas y pocas veces están relacionadas con las anomalías magnéticas. Otros minerales que con menor frecuencia se presentan son la ilmenita y la pirrotita.

Todas las rocas tienen algo de magnetita, desde un porcentaje muy pequeño hasta varias décimas, como en el caso de depósitos de hierro. La distribución de la magnetita o ciertas características de sus propiedades magnéticas, puede ser utilizada en la exploración o mapeo para otros fines. Los objetos de hierro enterrados también producen una anomalía detectable. Las características culturales asociadas con la habitación del hombre, también pueden ser detectadas con las mediciones magnéticas, en razón del contraste en magnetita asociado a estructuras hechas por el hombre y desechos, o por la alfarería y utensilios de arcilla cocida. Ver Capítulo VII.

### Magnetización Inducida $I_i$

Las anomalías del c.m.t. son causadas por dos diferentes clases de magnetismos: La magnetización Inducida y la Remanente o Permanente. Esta magnetización se refiere a que el c.m.t. actúa sobre un material que se comporta como un imán. La magnetización en este material es directamente proporcional a la intensidad del campo local, y su capacidad de imantación, propiedad conocida como la susceptibilidad magnética  $k$ . Entonces, la magnetización inducida por unidad de volumen es igual al producto de la susceptibilidad magnética por la intensidad del campo actuante:

$$I_i = k.F$$

En el Sistema cgs  $I$  se mide en unidades electromagnéticas y  $F$  en gauss. Para la mayoría de los materiales  $k$  es mucho menor que 1, del orden de  $\pm 10^{-6}$  o más pequeño.

Si  $k$  es pequeño y positivo, se dice que el material es Paramagnético y si es negativo, Diamagnético. Para la magnetita, material Ferrimagnético,  $k$  es del orden de 0,3 cgs, mientras que para las aleaciones de hierro, materiales Ferromagnéticos,  $k$  varía entre 1 y 1.000.000. Ambas susceptibilidades son también una función de la intensidad del campo en cual ellas fueron medidas. En todos los casos, en este Manual, la intensidad del campo actuante es asumida como la del c.m.t. que varía entre 0,3 y 0,6 gauss.

Un parámetro similar a  $k$  es la permeabilidad magnética  $\mu$ , que es el cociente entre la inducción magnética  $B$  y la intensidad total  $F$ .  $B$  incluye la magnetización del material y el campo actuante, lo que es expresado en la siguiente fórmula:

$$B = F + 4\pi I_i \quad \text{con } B \text{ en gauss}$$

y como  $\mu = B/F$ , resulta que

$$\mu = 1 + 4\pi k$$

Cuando  $k$  es muy pequeño, como en el aire,  $\mu$  es próximo a 1, y cuando  $k = 0,1$  o más,  $\mu$  es de un orden de magnitud mayor. La susceptibilidad  $k$  puede ser considerada como la capacidad absoluta y la permeabilidad magnética  $\mu$  como la capacidad relativa de un material de crear una magnetización local. La medición de la permeabilidad es a menudo usada para materiales donde  $\mu \gg 1$ , generalmente el hierro, acero y otras aleaciones ferromagnéticas.

En razón de que la magnetita y su distribución es de gran importancia en muchas de estas aplicaciones, será necesario conocer su relación con los tipos comunes de rocas. La susceptibilidad de la magnetita fue dada como de aproximadamente 0,3 cgs, variando entre 0,1 - 1,0 y dependiendo del tamaño de su grano y otras propiedades. La susceptibilidad magnética de una roca que contiene magnetita, estará entonces relacionada con su contenido. Por ejemplo, una roca con un 1% de magnetita tendrá una susceptibilidad de 0.003 cgs. Las susceptibilidades típicas de las rocas se dan más abajo, pero puede variar por un orden de magnitud en la mayoría de los casos:

<b>Rocas ultrabásicas alteradas:</b>	<b>-10<sup>-4</sup> a 10<sup>-2</sup> cgs</b>
<b>Basaltos:</b>	<b>-10<sup>-4</sup> a 10<sup>-3</sup> ”</b>
<b>Gabro:</b>	<b>-10<sup>-4</sup> cgs ”</b>
<b>Granito:</b>	<b>-10<sup>-5</sup> a 10<sup>-3</sup> ”</b>
<b>Andesita:</b>	<b>-10<sup>-4</sup> cgs ”</b>
<b>Riolita:</b>	<b>-10<sup>-5</sup> a 10<sup>-4</sup> ”</b>
<b>Esquistos:</b>	<b>-10<sup>-5</sup> a 10<sup>-4</sup> ”</b>
<b>Rocas metamórficas:</b>	<b>-10<sup>-4</sup> a 10<sup>-6</sup> ”</b>
<b>Calizas:</b>	<b>-10<sup>-6</sup> cgs ”</b>

Generalmente las rocas ígneas más básicas tienen susceptibilidad más alta que las ácidas, y estas últimas a su vez más que las sedimentarias.

### **Magnetización Remanente o Permanente I,**

Esta magnetización (La primera para las rocas, la segunda para los metales) es a menudo la magnetización predominante (comparada con la inducida) en muchas rocas ígneas y aleaciones de hierro. La magnetización permanente depende de las propiedades metalúrgicas y la historia térmica, mecánica y magnética de la muestra, y es independiente del campo en el cual se está midiendo. La magnetita puede tener una magnetización remanente entre 0,1 y 1,0 gauss, el hierro entre 1 y 10 y un imán permanente entre 100 y 1.000 o más. El Capítulo VI describe simples métodos para medir tanto la magnetización inducida como la remanente, y la susceptibilidad de rocas y objetos enterrados. El Capítulo VII describe más sobre la magnetización de objetos de hierro.

La magnetización remanente es de gran importancia en el mapeo e interpretación, y para el paleomagnetismo, la exploración arqueológica y el arqueomagnetismo.

Esta magnetización, como ya se dijo, es independiente del campo actual de la Tierra. Los altos valores de la magnetización remanente están asociados con los efectos del calentamiento, tanto natural como en las rocas ígneas, o artificial como en la alfarería, arcilla cocida y otros objetos hechos por el hombre y hallados en sitios arqueológicos. Previo a tal calentamiento, pequeñas regiones llamadas dominios en cada cristal de magnetita, estarían orientadas al azar. Durante el calentamiento a altas temperaturas, los dominios se reorientan y luego al enfriarse tienden a alinearse más o menos en la dirección del campo magnético local, y por lo tanto paralelos entre sí. Se crea de esta manera algo así como una malla magnética fija respecto del objeto.

Esta magnetización puede ser 10 o más veces mayor que la magnetización inducida en muchos tipos de rocas. Por lo tanto, esta malla de magnetización puede ser considerablemente mayor que la correspondiente a la indicada por las susceptibilidades listadas más arriba.

La magnetización remanente de una roca u objeto puede estar o no en la misma dirección del c.m.t. actual, debido a que el campo varía su orientación con el tiempo geológico, y aún con el tiempo histórico. Las rocas a veces están magnetizadas inversamente, y la medición de la magnetización remanente es una importante ayuda para interpretar qué rocas producen la anomalía observada.

La localización de los campos paleo y arqueomagnéticos dependerá de una precisa determinación de la orientación. Los métodos para tales mediciones serán descritos en el Capítulo VI.

## Capítulo IV

### PROCEDIMIENTOS DE CAMPO Y REDUCCION DE LOS DATOS

#### Limpeza magnética y posición del sensor

La mayoría de las aplicaciones de los magnetómetros portátiles requieren que el operador esté libre de materiales magnéticos sobre su persona. No se debe subestimar la importancia de controlarse a uno mismo, si se desea una precisión del orden de 1 gamma. Estos materiales magnéticos van desde una pinza o una cortaplumas, hasta objetos no tan obvios como los lentes del operador, ganchos clip, lapiceras o lápices mecánicos, linterna, llavero, cinto, etc.

Asimismo, el sensor debe mantenerse limpio para evitar la posible contaminación. La orientación del sensor puede ser controlada realizando mediciones en la dirección de los cuatro puntos cardinales. Si el máximo cambio es menos de 10 gammas, la lectura promedio sobre una línea no estará afectada por más de 5 gammas, y las lecturas individuales por menos que esa cantidad, mientras las lecturas a lo largo del perfil estén orientadas con una precisión de  $\pm 30^\circ$ . Si se desea una sensibilidad de 1 gamma, el máximo cambio en las cuatro lecturas no debe ser mayor de 2 gammas, y el operador deberá hacer algún esfuerzo por mantener la misma dirección para todas las lecturas a lo largo del perfil.

El sensor de un magnetómetro protónico puede ser llevado sobre un soporte de 2,20 a 4,00 metros o en una mochila, como se muestra en la Figura 8. El sensor sobre el soporte de 2,20 metros es lo más usado, alejado lo más posible de la consola y del operador, a los efectos de que no afecten los elementos personales. El propósito de montar el sensor en el soporte extendido es para eliminar el efecto de materiales magnéticos de la superficie como la laterita o tierra glacial y afloramientos de rocas magnéticas. Otras razones para el uso de este soporte extendido serán dadas en el Capítulo VIII.

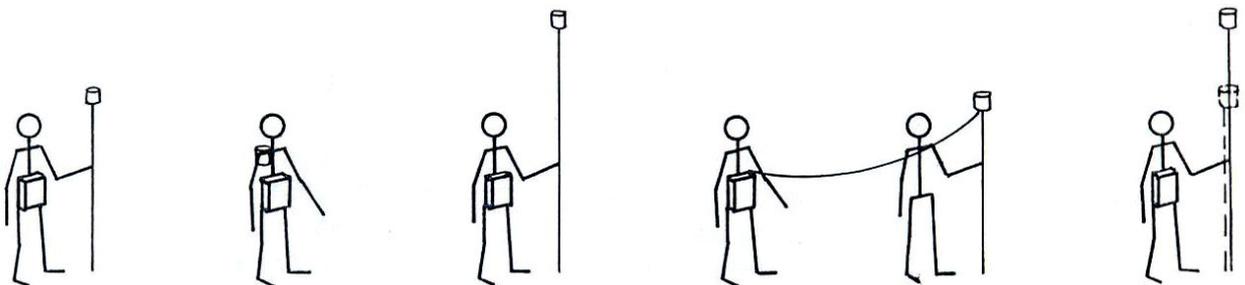


Figura 8. Posiciones del Sensor

Las razones para que una segunda persona lleve el sensor se fundan en la necesidad del operador de cargar elementos magnéticos como los ya descritos anteriormente. Cuando la sensibilidad requerida es de 5 a 10 gammas, el sensor puede ser transportado en la mochila del operador, aunque se debe tener cuidado con el efecto de las baterías y la consola (particularmente las alcalinas que son muy magnéticas). La mochila en la espalda tiene la ventaja de dejar las manos libres, equilibrar las cargas y hacer más cómodo el trabajo.

#### Condiciones operacionales. Lecturas válidas vs. Ruido.

Es importante señalar que el magnetómetro da lecturas siempre válidas. La manera más simple para confirmar que las lecturas leídas son valores verdaderos del campo magnético, se logra efectuando una serie de lecturas simultáneas sin mover el sensor. Estas lecturas no deben variar en más de la sensibilidad esperada. Si las diferencias superan los 10 y hasta los 100 gammas, en pocos segundos, se estará en presencia de un fuerte ruido o de una tormenta magnética. Para confirmar si estas lecturas son en realidad medidas del c.m.t., se debe "matar" la señal ubicando algo magnético cerca del sensor.

Si la variación se mantiene pero con un desplazamiento constante, las lecturas son válidas. Otro método menos preciso es tomar lecturas a distancias crecientes desde un objeto magnético y ver si la variación es proporcional a la distancia.

Las razones por las que un magnetómetro protónico no da lecturas válidas son: Ruidos por corrientes alternas, transformadores eléctricos, alto gradiente magnético de las rocas subyacentes, hierros próximos visibles o enterrados, baterías agotadas, mala orientación del sensor o cualquier falla de funcionamiento del instrumento.

Las lecturas válidas pueden estar ligeramente distorsionadas por algunas de las causales citadas más arriba, tales como elementos magnéticos portados por el operador. Las variaciones en el tiempo (Capítulo III y siguientes) y los efectos de la corriente continua en líneas de energía y trenes (Capítulo X) pueden también distorsionar las observaciones magnéticas.

### **Orientación del sensor**

De acuerdo a la teoría, la intensidad total, medida como la frecuencia de precesión, es independiente de la orientación del sensor. La amplitud de la señal varía con el  $\sin^2 \theta$ , siendo  $\theta$  el ángulo entre el Norte magnético y la dirección del campo aplicado en el sensor. La variación de la amplitud de la señal no afecta generalmente las lecturas, a menos que esta sea insuficiente para ser medida con precisión.

Idealmente, la dirección del campo aplicado al sensor debe estar en ángulo recto con la del c.m.t. La dirección del primero es debida al bobinado polarizante que es generalmente un solenoide o un toroide. El primero produce un campo paralelo a su eje, mientras el segundo produce un campo en forma de anillo sobre su eje. Los solenoides son más usados porque producen una señal más alta y se perturban menos con el ruido eléctrico. Para obtener las máximas amplitudes de señal, el sensor debería colocarse horizontal en zonas de campo vertical, y colocarse vertical en zonas de campo horizontal. Los campos con inclinaciones menores o mayores de 45° deben ser tratados como horizontales o verticales respectivamente.

### **Lectura del instrumento**

Las lecturas se hacen normalmente a intervalos regulares sobre una grilla u otra distribución, donde cada punto es ubicado topográficamente y debidamente graficado en un plano.

La medición a pasos es también adecuada cuando no se requiere gran precisión. También suele medirse en senderos o caminos con topografía conocida o traza identificada en fotografías aéreas o mapas existentes.

La densidad de las lecturas a lo largo de la poligonal debe estar relacionada con la longitud de onda de la anomalía buscada. Para ello se medirá densamente sobre una línea de prueba. Es importante no asentar el sensor en el suelo, para evitar el efecto de la magnetita que generalmente hay sobre la superficie del terreno, y evitar las pequeñas irregularidades topográficas o rocas aflorantes. Las lecturas pueden ser anotadas en un cuaderno de campo o registradas en un grabador portátil, teniendo en este último caso, especial cuidado con el imán del micrófono y del motor del aparato. La ventaja del grabador es que se necesita solo una mano para esta tarea.

### **Corrección de las variaciones con el tiempo**

Las correcciones por variaciones diurnas y micropulsaciones se realizan si las anomalías de interés son menores a los 20 gammas, si el perfil es muy largo, o si el fin de la medición es un mapa de curvas isoanómalas que indique la presencia de cuerpos magnéticos profundos. Si las mediciones se realizan en zonas de aurora boreal de altas latitudes magnéticas, donde las micropulsaciones típicas son del orden de los 10 a 100 gammas, también será necesario efectuar estas correcciones. No se requerirá corregir la variación en el tiempo, si las anomalías buscadas son del orden de los cientos de gammas, o son de solo unos 20 gammas pero el perfil puede levantarse en menos de 5 minutos.

Quizás la mayoría de las mediciones se encuadran en este último criterio y por lo tanto no se necesita corregir por variación con el tiempo.

El método más simple para corregir estas variaciones consiste en hacer lecturas repetidas en la misma estación a diferentes horas del día. Si se dibuja una curva suave graficando las lecturas en función del tiempo en esa misma estación, cada una hora por ejemplo, estos valores podrán ser sustraídos de todas las otras lecturas para la hora a que fueron realizadas. Así se logra que todas las mediciones parezcan haber sido realizadas a la misma hora. Para evitar volver siempre a la misma estación de referencia, lo que implica caminar más y perder tiempo, se vuelve a una segunda, tercera, etc. nueva estación de referencia. Otro método es el que emula los relevamientos aeromagnéticos. Estos vuelan sobre una grilla de modo que todos los cruces de líneas tienen doble lectura a distinta hora. El único cuidado a tener, es que todas las mediciones en un mismo punto se realicen con la misma orientación del sensor.

El método más seguro para quitar estas variaciones requiere de dos magnetómetros, de modo que uno quede fijo en la estación de referencia y el otro recorra el resto de las estaciones. La estación base no debe estar a más de 50 km del área de medición, y sin ruidos o perturbaciones (Capítulo VII) a 60 metros a la redonda. Si se registra de manera continua en la estación base, podrán detectarse tormentas magnéticas y entonces, suspender las mediciones mientras duren estas condiciones adversas.

### **Gradiente magnético fuerte**

En casos donde un gradiente magnético extremadamente alto (cientos de gammas por metro) destruye la señal, debe elevarse el sensor unos 3 a 5 m del suelo, de modo que el punto de medición tenga un menor gradiente. Esto solo ocurrirá sobre afloramientos de grandes masas de rocas ultrabásicas alteradas, yacimientos de hierro, minerales con gran porcentaje de pirrotita y en la proximidad a objetos de hierro enterrados. Si la zona de alto gradiente no es demasiado ancha, basta con medir a cada lado de la anomalía para indicar el contacto con la alta magnetización. Además, cuando la señal desaparece y las lecturas difieren considerablemente, es conveniente hacer anotaciones destacando este gradiente.

En ausencia de este gradiente, y por las razones que se dan en el Capítulo VIII, es útil medir el gradiente vertical del campo total. Esto se logra haciendo dos mediciones a diferente altura en el mismo punto, calculando la diferencia de lecturas y dividiendo por la distancia entre ellas.

### **Reducción de los Datos**

Cuando se grafican los perfiles, deben ser alisados para que expresen las anomalías de interés. La naturaleza de las perturbaciones o anomalías de interés, su amplitud, carácter, forma y ancho se analizan en el Capítulo V. Si hubiere una excesiva cantidad de ruido geológico o magnético, de una longitud de onda mucho más corta o más larga que la de la anomalía de interés, puede aplicarse el filtrado simple o la técnica de alisamiento para facilitar la interpretación de un perfil.

Una regla de oro es: Nunca filtrar o eliminar anomalías cuya longitud de onda sea del orden de la profundidad de la fuente de interés. En las mediciones aéreas y en las bien grilladas en superficie, se aplican una serie de técnicas avanzadas de mejoramiento de los datos, tales como el de Derivadas Verticales, Reducción al Polo, Filtros Pasabandas, Filtrado con Tendencia Superficial, Continuación hacia Abajo y hacia Arriba, Análisis Espectral, Mejoramiento de Dirección, o Filtrado de Magnetización, las que no se tratan aquí por no ser la finalidad de este Manual.

### **Eliminación del Gradiente Regional**

En la mayoría de los casos, las anomalías de interés aparecen generalmente superpuestas a una anomalía mucho más grande que no es de interés. Esta gran anomalía es llamada Gradiente o Anomalía Regional, y es debida al mismo c.m.t. o a fuentes muy profundas o distantes.

Como se muestra en la Figura 11, esta anomalía se anula primero determinando subjetivamente la línea o curva regional, y después horizontalizándola o aplanándola según el caso.

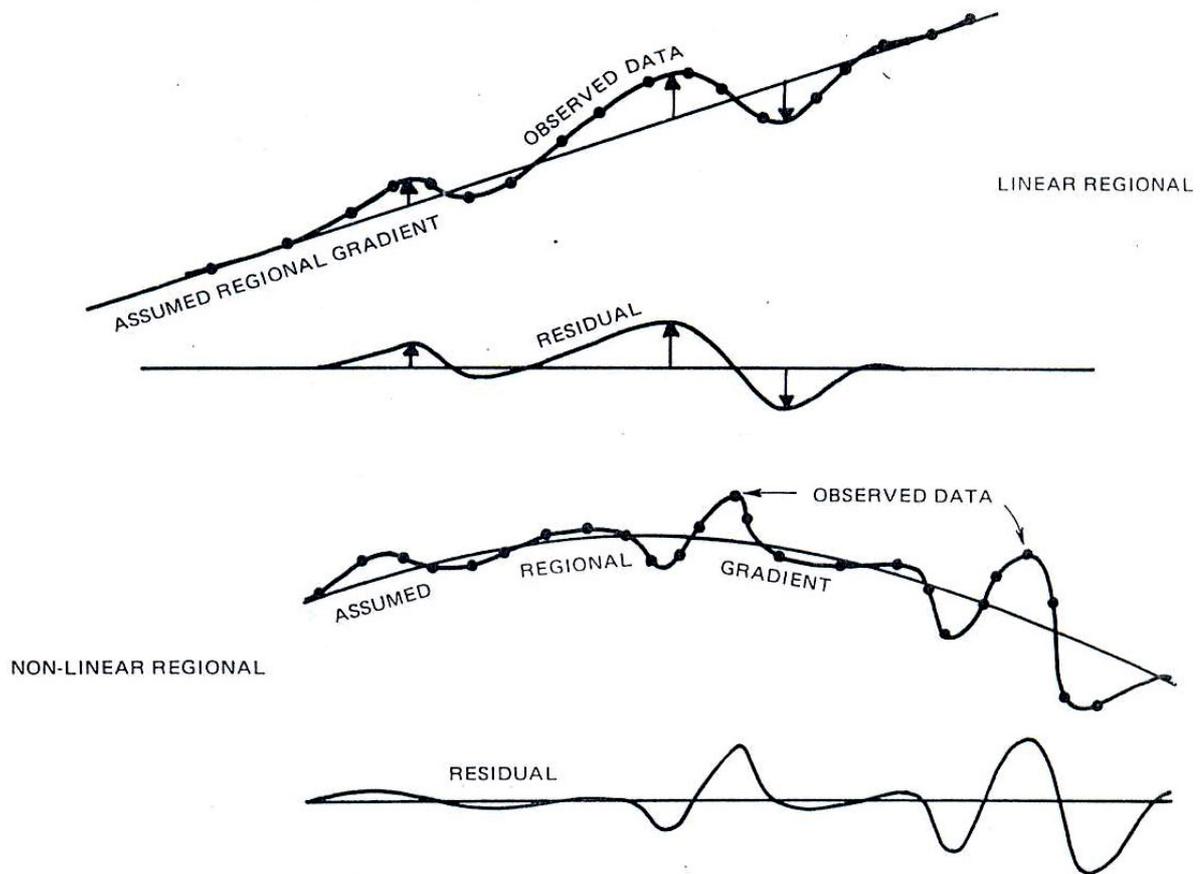


Figura 11. Eliminación del Gradiente Regional

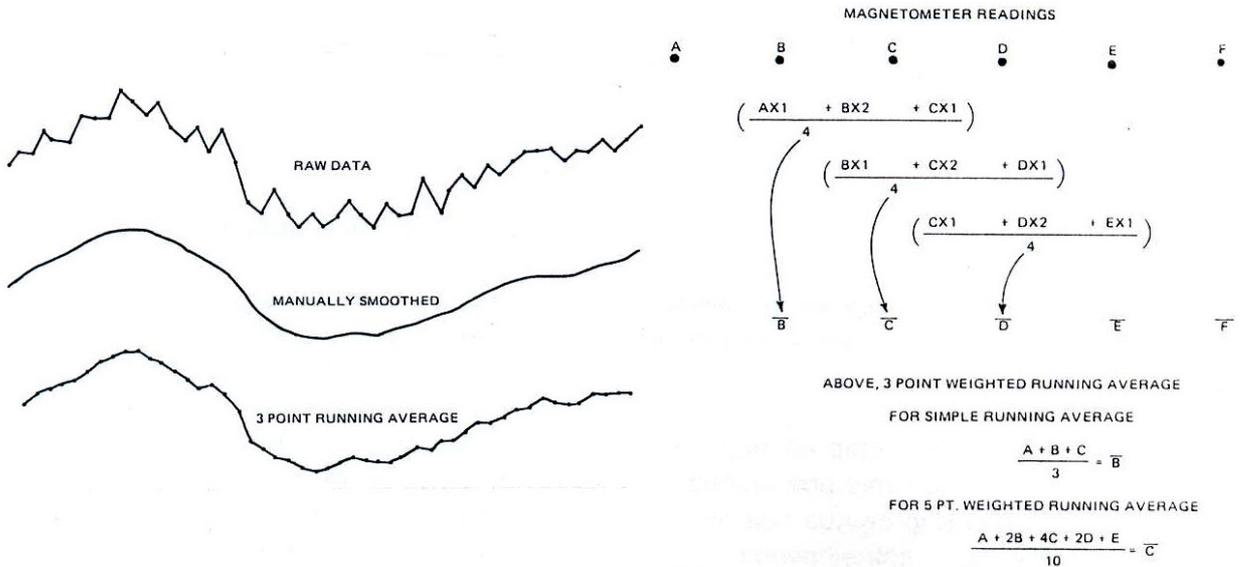
Los valores que resultan de "restar" ambas curvas se conocen como residuales, y son nuevamente graficados para representar ahora solo las anomalías superficiales y supuestamente de interés. El gradiente vertical medido conforme los métodos que se dan en el Capítulo VIII también sirve para reducir o eliminar el gradiente regional.

### Suavizado o Alisado de un Perfil

Las anomalías de muy corta longitud de onda, siempre más corta que la probable profundidad de la fuente de interés, pueden deberse a efectos personales del operador, o simplemente a un diferente contraste de magnetización entre los materiales de la superficie. Para quitar estos efectos, el ojo mismo tiende a mejorar lo que uno está buscando.

El método más simple y obvio consiste en anular manualmente el ruido, siguiendo con un lápiz la forma del perfil en sus ondas de mayor longitud que la del ruido. Una técnica más objetiva es la que aplica en cada punto un promedio pesado con los puntos anterior y posterior, y se grafica nuevamente el perfil con estos nuevos puntos. En las Figuras 9 y 10 se muestra el caso de tres puntos. Para cinco puntos se utiliza peso 4 en el central, peso 2 en los inmediatos adyacentes y peso 1 en los extremos. La suma se divide en 10 para obtener la media pesada.

Existen otras técnicas más sofisticadas como la de ajuste polinómico, mínimos cuadrados, filtros pasabanda digital, etc. El número de puntos o intervalo sobre los que se va a realizar el filtrado para sacar el ruido, debe ser mucho más corto (entre 1/5 y 1/10) de la anomalía de interés.



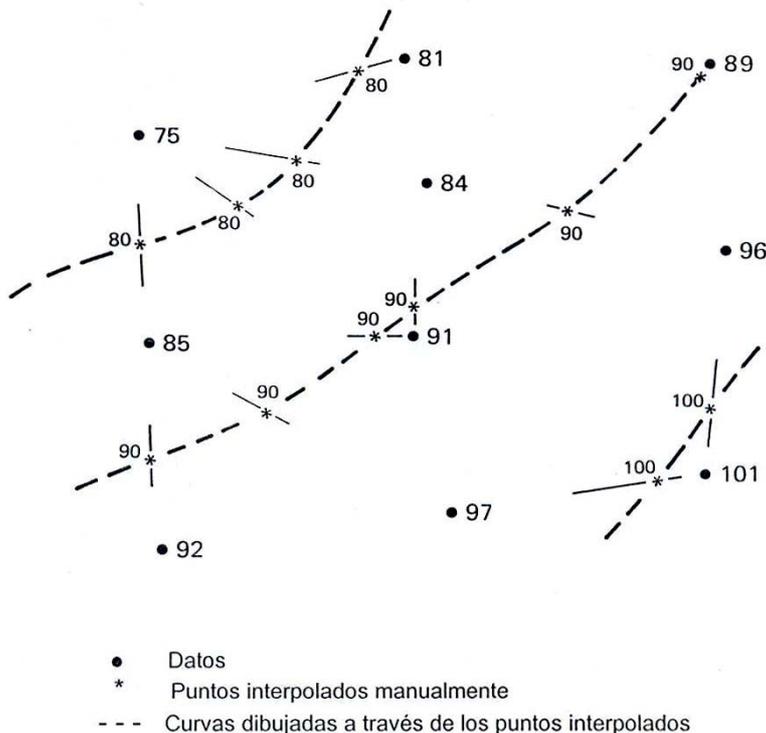
Figuras 9 y 10. Alisado de un Perfil y Cálculo de Medias Pesadas

### Curvas Isoanómalas o de Igual Valor

La construcción de un mapa de curvas isoanómalas o de igual valor de anomalía magnética, requiere que previamente se hayan removido los efectos de la variación diurna y regional.

El siguiente método puede ser útil para cualquiera que no esté familiarizado con las técnicas de construcción de estos mapas. Estas curvas son similares a las llamadas curvas de nivel que se obtienen en topografía, y que son curvas que unen puntos de igual altitud, separadas regularmente a intervalos convenientes. Los valores que contornean las curvas son obtenidos de interpolar o extrapolar en un área pequeña alrededor de un punto, y donde no se realizaron mediciones.

### Construcción de un Mapa de Curvas Isoanómalas



Dado un conjunto de lecturas obtenidas de los perfiles de medición debidamente filtrado, se selecciona la separación de las curvas, de modo que los puntos interpolados resulten a una distancia no menor de 1/2 de la separación original durante la medición. Es decir que los puntos a dibujar deben quedar igualmente distribuidos en el plano. Las anomalías que se visualicen en los perfiles deben obviamente aparecer en estas curvas isoanómalas. Los valores graficados tienen la real ubicación en el terreno, y por lo tanto el material que causa la anomalía estará también localizado.

Figura 12. Método constructivo

A continuación examine el rango de valores con que cuenta y seleccione niveles de intensidad múltiplos de 5, 10, 20, 50 o 100 gammas dentro del rango. Interpole entre los valores conocidos para obtener nuevos puntos a esos intervalos, y luego una con una curva los puntos de igual valor para cada intervalo.

Estas curvas no deben cruzarse nunca. En zonas de pendiente cero, tal como en una ensilladura, existirá una ambigüedad en la dirección de las líneas, lo que no tiene importancia para estos fines.

## CAPITULO V

### INTERPRETACION

#### Introducción

Las perturbaciones o anomalías de intensidad magnética de campo total son muy variables en amplitud y forma, casi siempre son asimétricas, algunas veces parecen complejas aunque las fuentes sean simples, y otras veces muestran el efecto combinado de varias fuentes. Además, hay un número infinito de fuentes que pueden producir la misma anomalía.

La aparente complejidad de las anomalías es una consecuencia del comportamiento y efecto de varios dipolos magnéticos independientes, pero relativamente simples. Por ello, conociendo el efecto individual de cuerpos magnéticos simples, y dadas ciertas presunciones razonables de acuerdo a la geología, objetos enterrados o cualquier otra fuente a analizar, se puede lograr una interpretación cualitativa muy satisfactoria en la mayoría de los casos.

Lo que sigue está dirigido primariamente hacia una interpretación cualitativa, tanto para fines geológicos como para investigación, es decir, para entender la causa de la anomalía, su profundidad aproximada, configuración, contenido o porcentual de magnetita, y otros factores relacionados. Pero aún cuando la información resultante sea cualitativa, es importante realizar las mediciones con sumo cuidado y razonable precisión.

La interpretación cuantitativa también es factible, pero se aplica más a los datos obtenidos desde aeroplanos, lo que a su vez implica métodos más complejos para determinar la profundidad del cuerpo anómalo.

Una **anomalía** representa una perturbación local del campo magnético de la Tierra, la cual surge de un cambio local en la magnetización, también llamado contraste de magnetización.

Un perfil sobre una extensa superficie magnetizada uniformemente, no mostrará anomalía pues no habrá un cambio local en la magnetización. Por el contrario, un aumento o disminución local producirá una anomalía positiva o negativa en el perfil.

La anomalía observada expresa solamente el efecto neto de las magnetizaciones inducidas o remanentes, las que generalmente tienen diferentes direcciones e intensidades. Debido a que la magnetización remanente es muy variable, y raras veces se miden sus propiedades, las anomalías que se interpretan en la práctica son consideradas como originadas por una magnetización inducida.

#### Asimetría

La naturaleza asimétrica de las anomalías magnéticas, es una consecuencia de las direcciones de las líneas de campo del imán creado localmente, y de las características del campo magnético de la Tierra, generalmente inclinado respecto de la superficie terrestre.

Considere que un magnetómetro de campo total mide solo la componente de una perturbación local en la dirección del campo magnético de la Tierra.

Las anomalías magnéticas, ya sean por magnetización inducida o remanente, son consecuencia de arreglos de dipolos, monopolos, líneas de dipolos y monopolos y distribuciones planas de esos polos. Por lo tanto es importante comprender la naturaleza de los campos dipolar y monopolar, para demostrar que la suma de tales formas elementales explica la mayoría de las anomalías complejas y facilitan la interpretación. Note por ejemplo en la Figura 13, la configuración de tales campos si se fuera a medir la dirección del campo anómalo.

#### Dependencia de la profundidad

Otra característica importante de una anomalía magnética, es su variación con la profundidad entre el magnetómetro y la fuente. Cuanto más profunda es esta, más ancha es la anomalía, como se ve en la Figura 14. Esta característica llamada longitud de onda de la anomalía, es la que permite determinar aproximadamente la profundidad, y también seleccionar o descartar rápidamente las anomalías de interés.

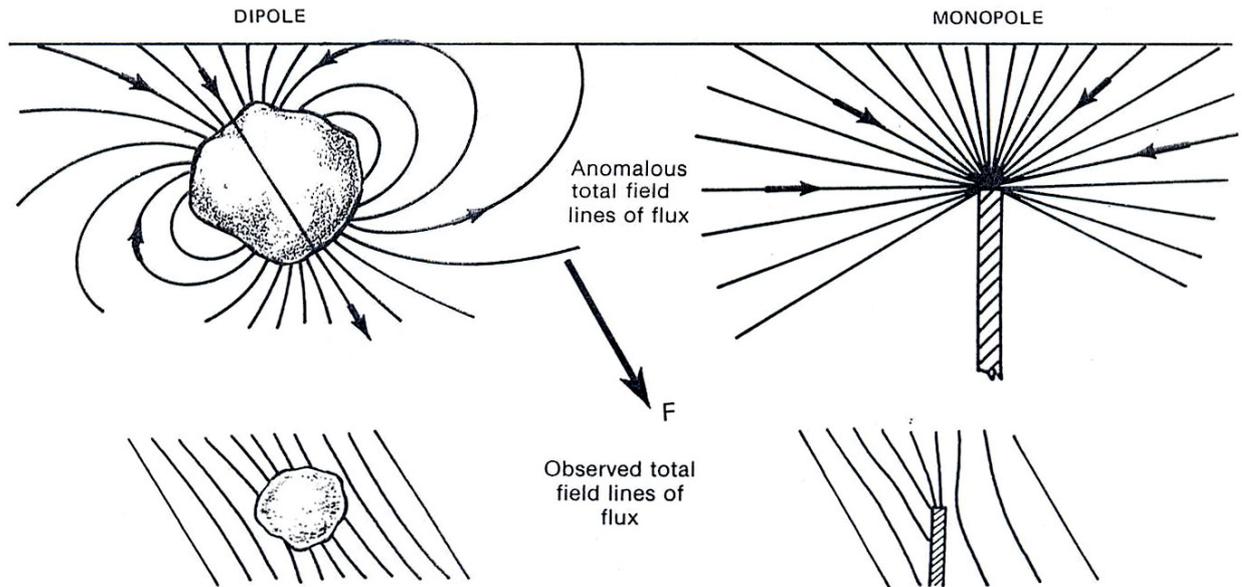


Figura 13. Anomalías de campo total y líneas de flujo.

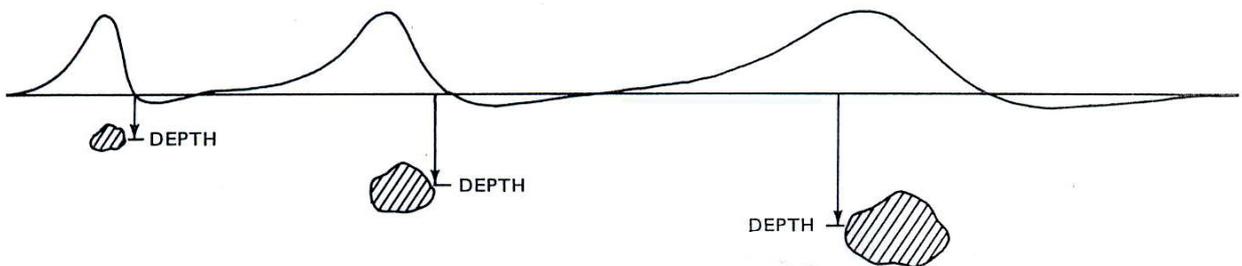


Figura 14. Efecto de la profundidad en el ancho de la anomalía

### Otros factores

La cantidad relativa de magnetización remanente e inducida, la dirección de la primera, y la cantidad de magnetita en relación a la roca adyacente, son otros factores que afectarán la forma y amplitud de la anomalía. Asimismo, la configuración de la fuente, si es angosta, ancha o larga en una dimensión, y su dirección en relación al campo total de la Tierra, también controlan la forma de la anomalía.

### Modelos geológicos

Las anomalías magnéticas son interpretadas como modelos geológicos muy simples, lo cual facilita mucho la interpretación. La primera simplificación es la suposición de que la magnetización es uniforme dentro de algunas formas prismáticas elementales, y que es diferente fuera de ella, es decir que hay lo que llamamos un contraste de magnetización. La figura 15 muestra varios tipos de fuentes geológicas que se supone causan anomalías magnéticas.

Como se dijo, la forma de la anomalía en cualquier método de campo potencial, puede ser producida por una combinación infinita de fuentes, de modo que nunca habrá una única interpretación. La figura 16 muestra la similitud de anomalías entre una distribución irreal de magnetita, y una uniforme dentro de una forma prismática. Es de destacar que no solo se requieren modelos simples, sino una razonable estructura geológica dentro de la cual se analicen las posibles fuentes magnéticas anómalas. La figura 17 muestra tres tipos de anomalías de modelos geológicos simples.

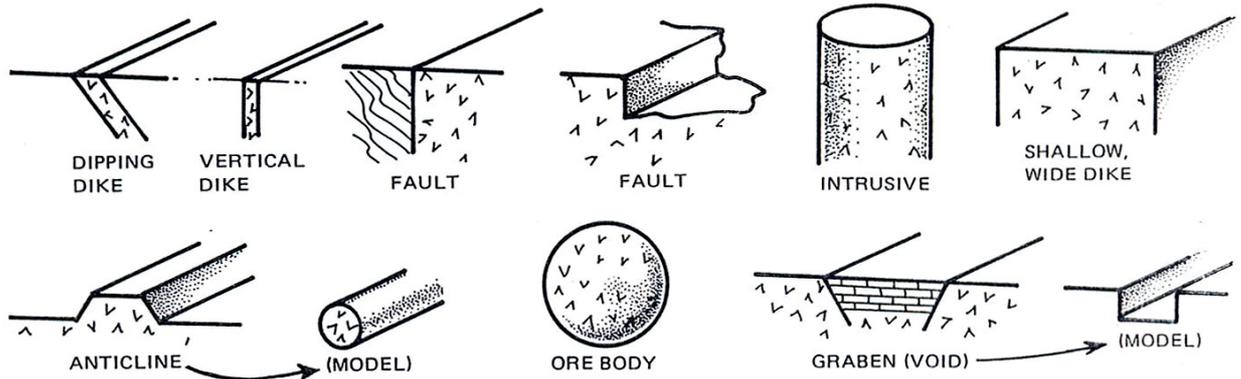


Figura 15. Modelos geológicos sencillos que generan anomalías magnéticas

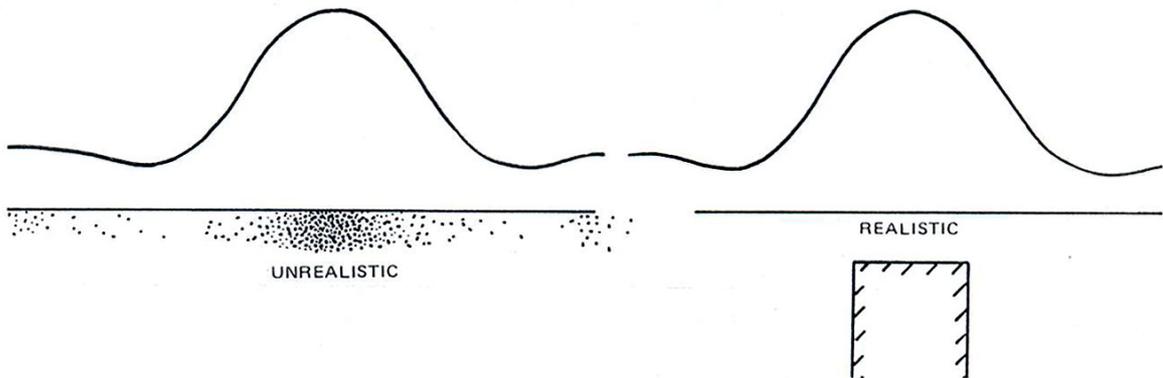


Figura 16. Posibles fuentes geológicas que producen la misma anomalía.

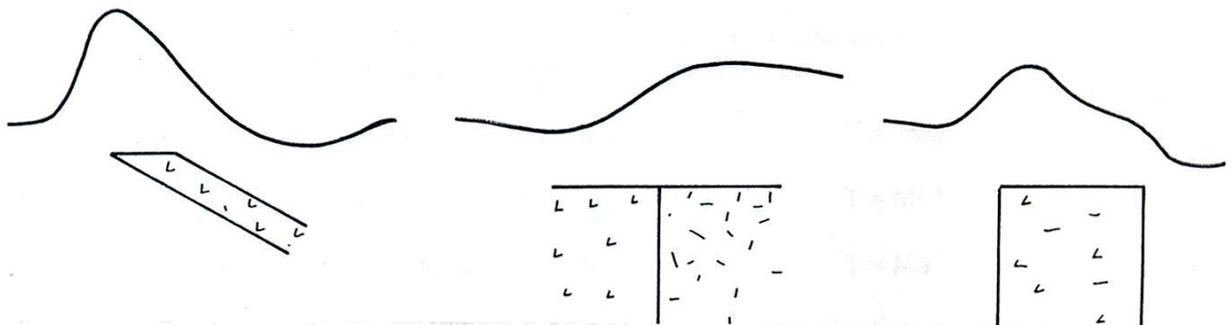


Figura 17. Anomalías típicas de modelos geológicos sencillos

## Dipolos y Monopolos elementales

Puesto que las anomalías son explicadas como arreglos de varios dipolos y monopolos, es importante analizar la geometría y características de su intensidad. Un dipolo magnético produce un campo de líneas de flujo imaginarias como muestra la figura 18. La intensidad del campo, que es proporcional a la densidad de líneas de flujo, es mostrada como líneas de igual intensidad para expresar esta relación. En la figura 18 se nota que:

- 1) La intensidad del dipolo es el doble sobre su eje que a  $90^\circ$  del mismo y a la misma distancia. Esto explica porqué el campo magnético terrestre es de unos  $30.000\gamma$  en el ecuador magnético y de unos  $60.000\gamma$  en los polos magnéticos.
- 2) La dirección del campo a cada lado del dipolo es paralela al mismo pero de sentido opuesto.
- 3) La dirección de las tangentes a las líneas de campo en una radial desde el centro del dipolo son paralelas.

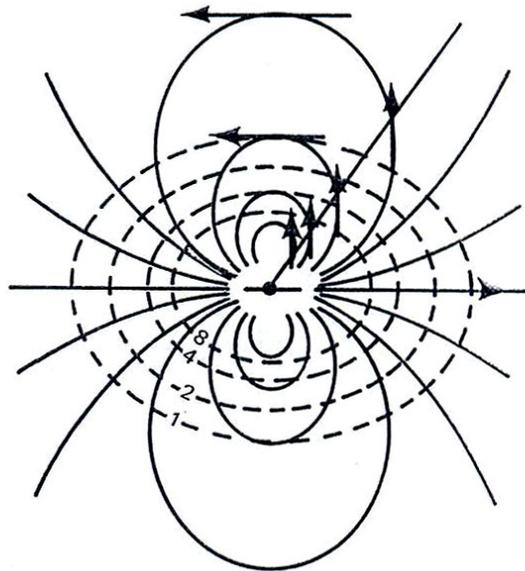


Figura 18. Líneas de flujo (----) y de igual intensidad de campo (- - -) de un dipolo

Un monopolo tiene líneas de campo que apuntan radialmente en sentido positivo o negativo desde el polo. La intensidad es constante a una misma distancia y en cualquier dirección desde el polo. En realidad no existen monopolos magnéticos, sino que se trata de dipolos cuyos extremos están muy distantes. Para los fines prácticos, los monopolos existen en función de la distancia a la fuente. Ver Figura 13.

Habiendo delineado la geometría cualitativa de la intensidad  $T$  de un dipolo, los aspectos cuantitativos pueden considerarse como sigue:

A lo largo del eje y fuera del dipolo:	$T = 2M/r^3$
A lo largo de una perpendicular al eje:	$T = M/r^3$
Para un monopolo en cualquier dirección:	$T = M/r^2$

$M$  es el Momento magnético del dipolo y  $r$  es la distancia al punto considerado. Más adelante se verá un análisis matemático más detallado.

### Método simplificado para anomalías de campo total

Con lo descrito sobre dipolos y monopolos, y con el conocimiento del efecto del campo magnético terrestre en un magnetómetro de campo total, es posible esquematizar la forma de una anomalía para cualquier orientación de un dipolo, ya sea causada por la dirección del campo terrestre, la dirección de la magnetización remanente, o la configuración de la geología. Resulta útil dibujar tales formas a diferentes inclinaciones del c.m.t., para así comprender mejor donde pueden estar localizadas las fuentes anómalas y aún estimar su profundidad. Debe recordarse que todas las anomalías pueden ser consideradas como producidas por una variada distribución de fuentes dipolares o monopolares superpuestas.

### Comportamiento de las componentes del campo magnético terrestre

Este método de modelar la forma de la anomalía, depende de la inclinación del campo y de tres propiedades de la fuente dipolar o monopolar. Se considera primero la inclinación, porque esta es la dirección, la única dirección, que gobierna el magnetismo de cualquier anomalía local y

que es medida por un magnetómetro de campo total. Esto vale también cuando se mide componente vertical, excepto que en vez de usar el campo total como la dirección de medición, se usará simplemente la dirección vertical. En otras palabras, el magnetómetro solo medirá la componente de una perturbación local en esa dirección, es decir su proyección en esa dirección.

### Dipolos, Monopolos y Arreglo de Polos

La decisión de usar dipolos, monopolos u otra configuración como modelo, está basada en la forma en que el campo de la Tierra induce un campo local, y esto a su vez depende de la configuración del cuerpo geológico, de su contraste de magnetización y de la dirección del campo terrestre. Por ejemplo, un cuerpo extenso con sus caras paralelas al campo terrestre, tenderá a magnetizarse en la dirección de su mayor dimensión. Además, si es suficientemente extenso, su anomalía en la proximidad a sus polos aparecerá como la de un monopolo. Si el mismo cuerpo largo y delgado estuviera normal al campo, sería entonces magnetizado en la dirección de su menor dimensión, produciendo un arreglo de polos tipo hoja o lámina. Ver Figura 19.

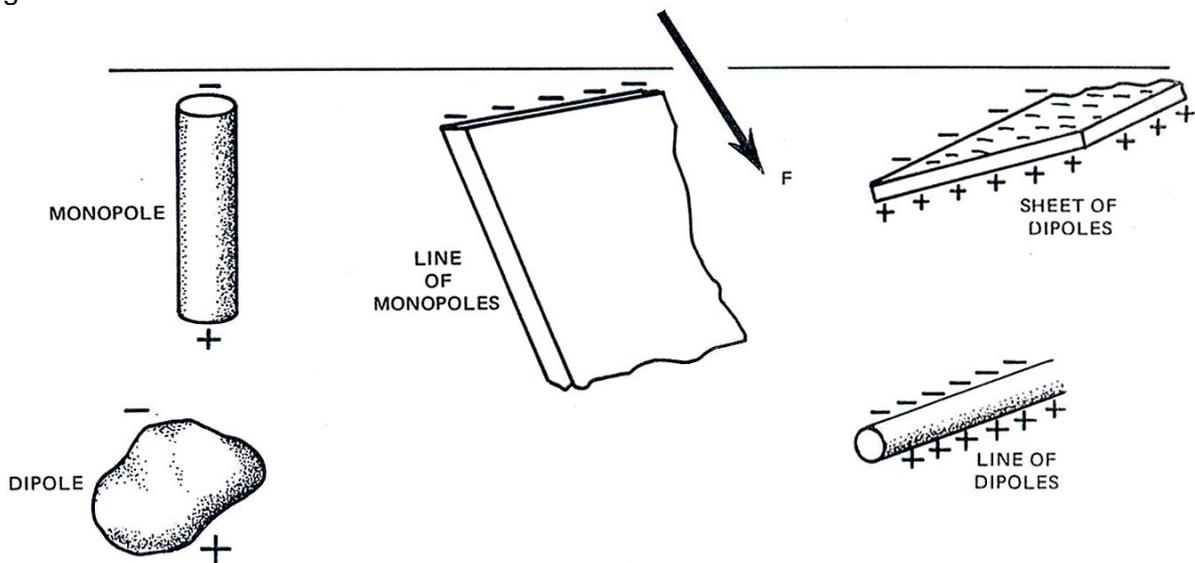


Figura 19. Dipolos, Monopolos, Líneas de Dipolos y de Monopolos y Dipolos en Lámina.

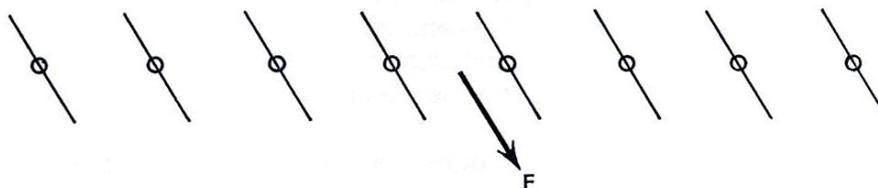


Figura 20. Dirección de las componentes medidas por un magnetómetro de Campo Total

El arreglo de polos y sus líneas de flujo para distintos tipos de fuentes, se muestra en la figura 34 para distintas inclinaciones del campo terrestre. Si los monopolos o dipolos (y sus líneas equivalentes o distribuciones en hoja) están juntos o alejados, determinará si el modelo a considerar es monopolar o dipolar.

### Configuración de las líneas de campo

La primera propiedad del dipolo o monopolo a considerar, es la configuración de sus líneas de campo (Ver figura 13). Cuando se superponen estas líneas con las de la componente medida por el magnetómetro, se obtiene un vector resultante cuya longitud relativa se muestra en la figura 21. Lo que se mide es esa longitud relativa de los vectores resultantes, obviamente afectados por su intensidad a diferentes distancias.

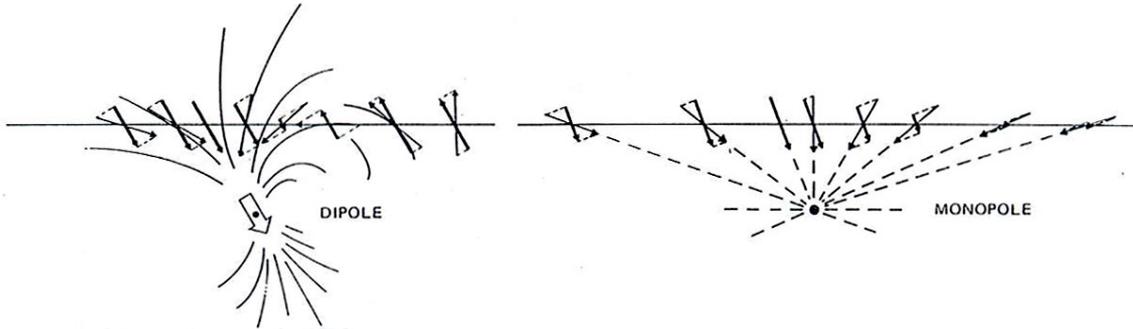


Figura 21. Componentes del Campo Total de Tangentes a Líneas de campo de un dipolo y un monopolo

### Factor de variación dipolar o monopolar

El próximo factor a considerar es la variación de la intensidad con la distancia, es decir los factores  $1/r^3$  y  $1/r^2$  para los campos dipolares o monopolares, como se vio en las ecuaciones anteriores.

La intensidad relativa para los dipolos o monopolos como función de la distancia a sus centros, tal como sería observada a lo largo de un perfil, se muestra en la Figura 22, y se analiza matemáticamente en “Amplitud de la Anomalía”. Este factor multiplica la longitud de los vectores netos en la Figura 21.

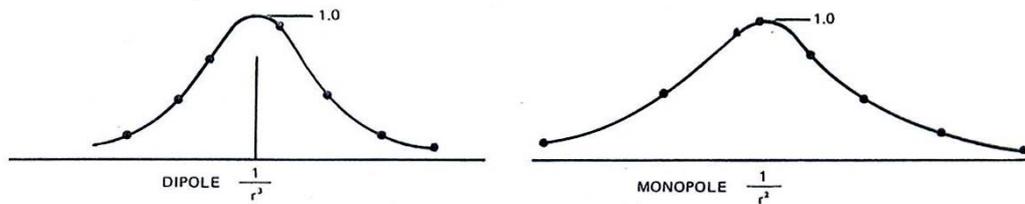


Figura 22. Razón de Caída (de los vectores de la Figura 21)

### Factor dipolar

La última consideración solo se aplica a los dipolos, y es el factor 2 que difiere la intensidad del campo dipolar cuando se está sobre el eje magnético o a  $90^\circ$  y a la misma distancia del centro. En otras palabras, la intensidad varía en un factor 2 como una función del ángulo entre el eje magnético y la línea radial al punto considerado. Esta función se ve en la Figura 23 para el dipolo del ejemplo. Como el monopolo tiene simetría radial, no requiere estas consideraciones.

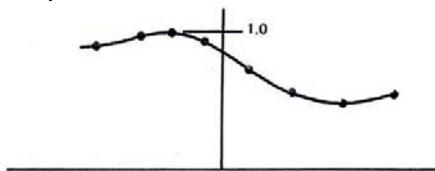


Figura 23. Factor Dipolar (Intensidad relativa del dipolo de la Figura 21 respecto al ángulo desde el eje)

### Aplicación del Método

La Figura 24 muestra la forma de una anomalía dipolar y monopolar. La amplitud es adimensional pero puede ser comparada con una anomalía real, multiplicándola por un único vector obtenido considerando volumen, susceptibilidad, etc. Aplicando este factor será posible obtener la forma de la anomalía para diferentes inclinaciones y geometría de cuerpos. La Figura 25 muestra estas formas en un campo vertical ( $90^\circ$  de inclinación), en el ecuador magnético ( $0^\circ$  de inclinación) y a latitudes medias del hemisferio Sud.

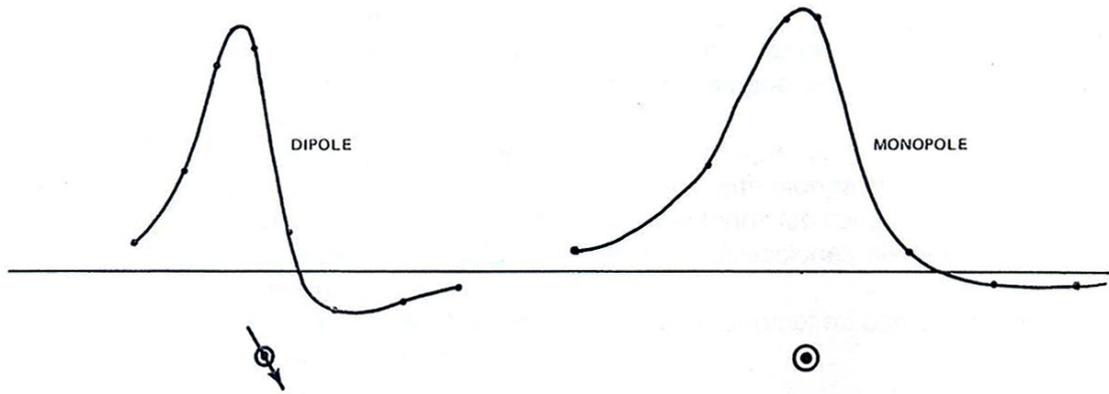


Figura 24. Formas de Anomalías de un dipolo y un monopolo (De Figuras 20 a 23)

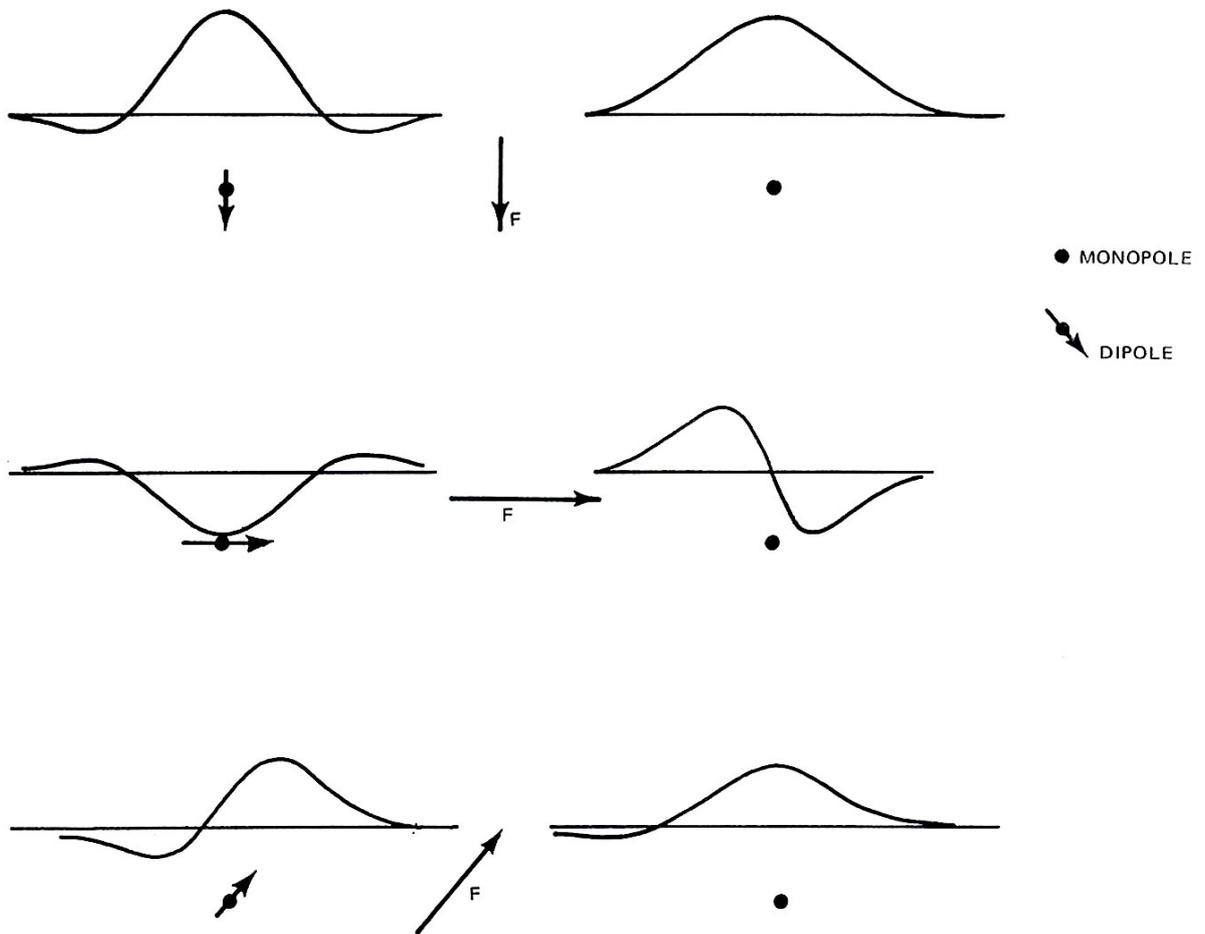


Figura 25. Anomalía de Dipolos y Monopolos para diferentes inclinaciones.

Con una simple gráfica de las líneas del campo terrestre y del dipolar o monopolar, sin considerar volumen y susceptibilidad, se puede apreciar lo siguiente:

- Una anomalía negativa para cuerpos en el ecuador magnético
- Ausencia de anomalía en el centro de una anomalía que elonga N-S en el ecuador
- Valores de anomalías positivos y negativos en casi todos los casos
- Cambios de la forma de la anomalía para diferentes direcciones del dipolo
- Asimetría de las anomalías
- El monopolo que tiene solo sentido positivo, produce anomalías con porciones positivas y negativas, excepto en los polos.

El simple ejercicio de dibujar estas anomalías, puede aclarar también otras características para quienes no están familiarizados con su comportamiento, y que aparentemente parecen complejos y difíciles de entender.

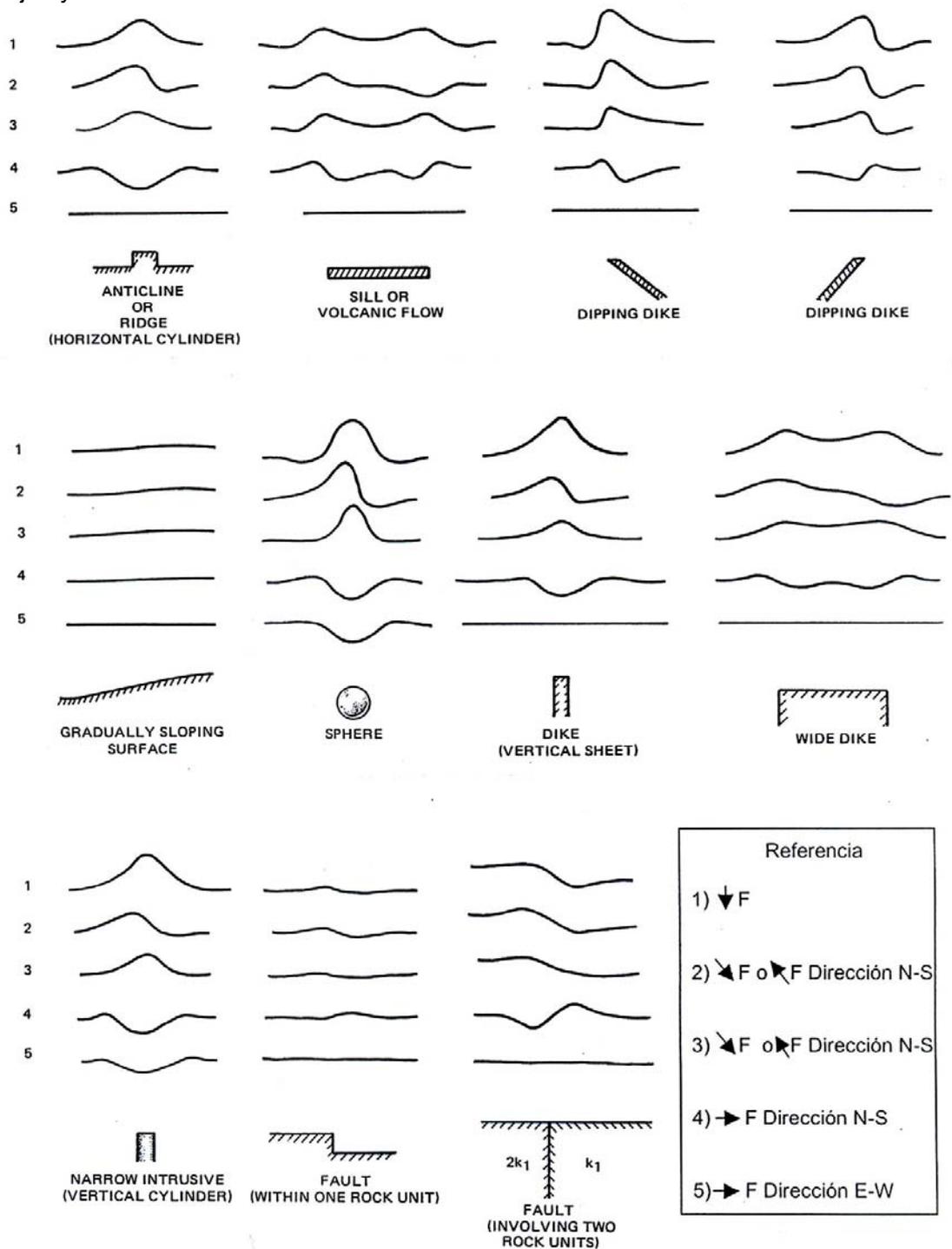


Figura 26. Anomalías de diferentes cuerpos a diferentes inclinaciones y orientaciones

En base a los procedimientos anteriores aplicados cualitativamente, y a la manera en que las líneas de flujo se inducen en distintas configuraciones de cuerpos geológicos y direcciones e inclinaciones de campo, es posible obtener formas de anomalías como las mostradas en la figura 26. Al variar la profundidad del cuerpo se modifica proporcionalmente la longitud de onda de la anomalía, y al construir anomalías compuestas por la suma de las individuales, es posible generar una curva compuesta que muestre el efecto de diferentes cuerpos a distintas profundidades, lo que es común observar en la realidad.

### Anomalía de cuerpos dipolares y prismáticos

Los perfiles de intensidad total son la única forma de representación de las mediciones, aún cuando los datos sean tomados de un arreglo en dos dimensiones. Si las mediciones son tomadas correctamente, es posible construir un mapa de curvas isoanómalas por el método descrito en el Capítulo IV. Por ello es útil examinar unos cuantos casos especiales de estos mapas, y que son los podrían esperarse sobre fuentes simples tales como un dipolo o un prisma vertical ancho en distintas latitudes. Tales mapas permiten también conocer como serían los perfiles sobre estas fuentes simples, lo que es una información muy útil para la investigación y exploración geológica. Ver Figura 27.

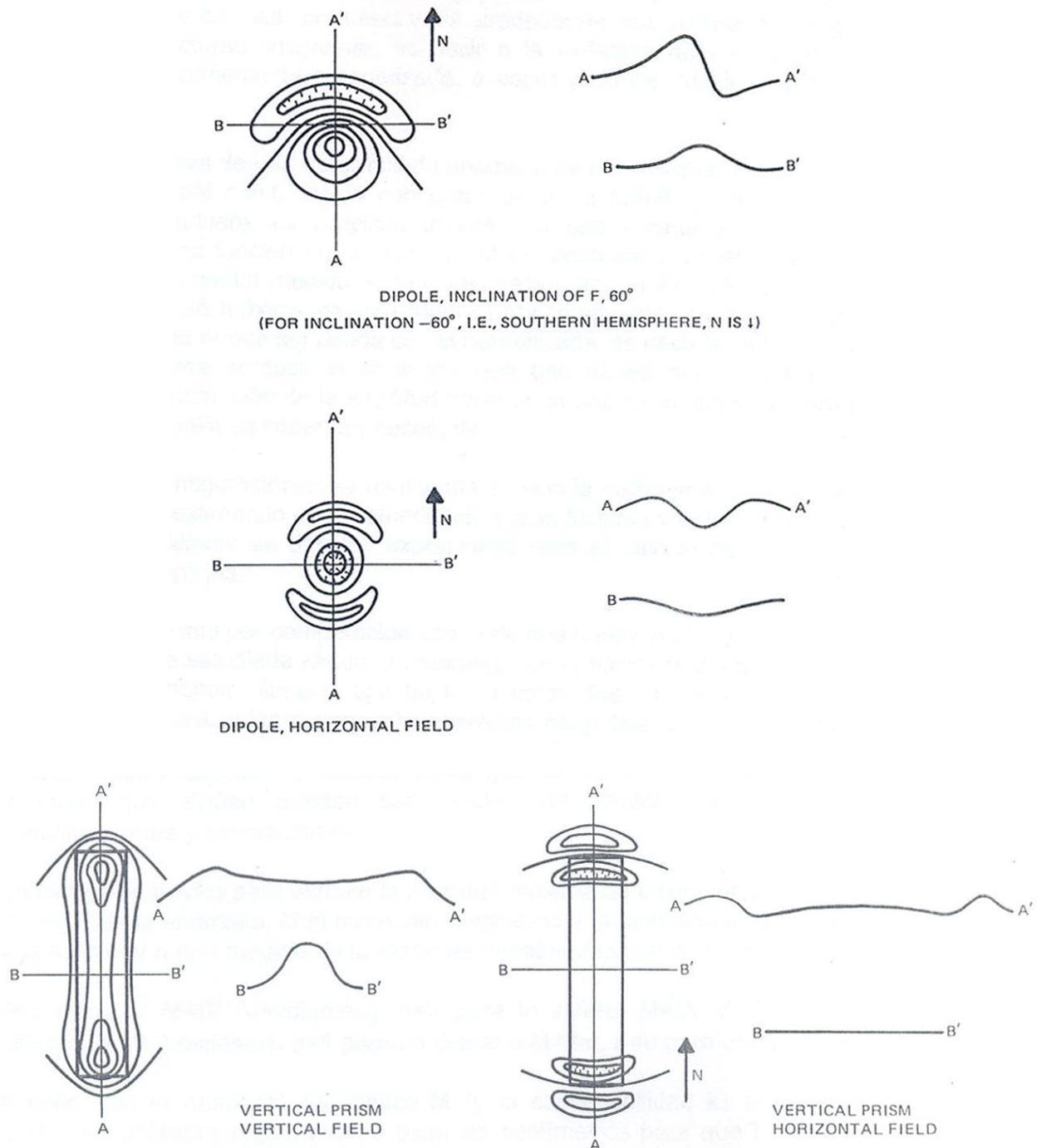


Figura 27. Mapas con curvas isoanómalas de intensidad total

### Amplitud de la anomalía (Estimada para fuentes simples)

Las anomalías de gran amplitud (varios cientos de gammas o mayores), son casi siempre el resultado de un gran contraste de magnetización, es decir un cambio litológico donde una roca ígnea está yuxtapuesta con otra, o con una roca sedimentaria o metamórfica de una susceptibilidad mucho menor. Recuerde que la magnetización de las rocas comunes varia alrededor de seis órdenes de magnitud. Las debidas a estructuras solamente, es decir a la variación de configuración en una misma roca uniformemente magnetizada, a veces produce una anomalía entre 10 y 100 gammas.

La amplitud relativa de una determinada anomalía ha sido mostrada como una función de la dirección del c.m.t., de la configuración de la fuente y de la magnetización remanente se hubiere. La amplitud máxima de una anomalía es, por otro lado, principalmente una función de la profundidad del contraste de masa de magnetita (o hierro, etc.), y en menor medida de la configuración de la fuente. Es importante poder estimar la amplitud máxima de una fuente para “modelarla” en la interpretación. La amplitud estimada puede ser usada con la normalizada, es decir las adimensionales de la Figura 26, para producir la anomalía que uno desea por comparación con la observada. La estimación de la amplitud máxima de una anomalía sirve para planificar la medición y la grilla de cobertura necesaria.

Para algunas configuraciones es relativamente simple determinar la amplitud máxima de la anomalía, estimando una profundidad, susceptibilidad y la forma aproximada del cuerpo. Más adelante se dan las expresiones para el cálculo de las anomalías de figuras más complejas.

La anomalía máxima por comparación con la de una fuente conocida, requiere primero que la forma sea estudiada según la naturaleza de la fuente real, es decir asimilarla a un dipolo o monopolo, lineal o tipo hoja. En estos dos últimos casos se requieren varios perfiles adyacentes o curvas isoanómalas para determinar si el cuerpo es de dos dimensiones, es decir muy extenso en la dirección perpendicular al perfil. La profundidad es entonces estimada conforme al procedimiento que sigue. La susceptibilidad también se estima, salvo que se mida si la roca es accesible. Las fórmulas que siguen pueden ser usadas sin olvidar que están basadas en simplificaciones y estimaciones.

La expresión básica para estimar la amplitud máxima de cualquier anomalía es  $T = \frac{M}{r^n}$  donde **T** es la anomalía, **M** el momento magnético, **r** la distancia (profundidad) a la fuente, y **n** una medida de la razón de decaimiento con la distancia.

Por ejemplo: **M=IV** (V=volumen), **n=3** para la esfera; **M=IA** (A=área), **n=2** para el cilindro; **M=lt** (t espesor), **n=1** para un dique; o **M=2πl**, **n=0** para una losa semiinfinita.

Puesto que el momento magnético **M** (y la susceptibilidad **k**) están generalmente dados en unidades c.g.s., **r** debe estar en centímetros para que **T** resulte en gauss. Para expresar **T** en gammas debe multiplicarse su valor en gauss por  $10^5$ .

### Anomalías de Dipolos y Monopolos en Campos Verticales y Horizontales

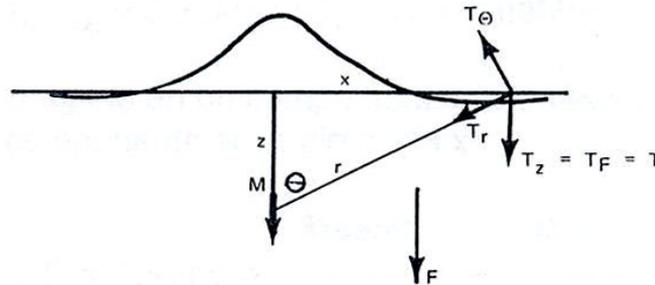
La expresión anterior es una forma simple de determinar la anomalía máxima esperada de un dipolo o monopolo. Pero puede ser de interés, sin embargo determinar la anomalía de un dipolo o monopolo en un campo magnético horizontal o vertical que sería observada por un magnetómetro de campo total a lo largo de un perfil sobre la fuente.

Aparte de cualquier consideración del campo total, un dipolo tiene un campo con magnitud y dirección dada por sus componentes radial **T<sub>r</sub>** y tangencial **T<sub>θ</sub>**, conforme a la siguiente expresión y geometría:

$$T_r = \frac{2M \cos \theta}{r^3} \qquad T_\theta = - \frac{M \sin \theta}{r^3}$$

Donde el campo magnético terrestre es vertical o próximo (70° a 90°), el dipolo inducido sería también vertical, y el magnetómetro de campo total mediría la componente  $T_z$  a lo largo de la dirección vertical, donde

$$T_z = T_r \cos\theta + T_\theta \sin\theta = \frac{2M\cos^2\theta - M\sin^2\theta}{r^3} = \frac{M(2z^2 - x^2)}{(x^2 + z^2)^{5/2}}$$

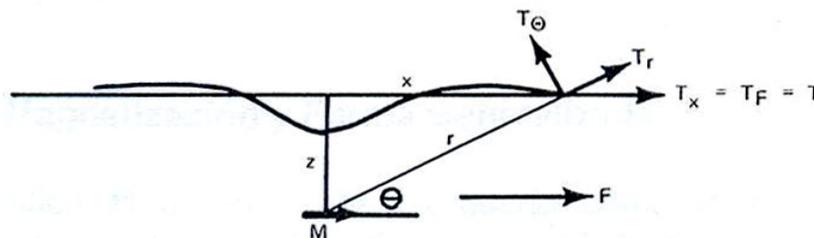


Como antes,  $T_z = T_F = T$ , la anomalía.

Para  $T_{(x=0)} = 2M/z^3$ ;  $T_{(x=\pm z)} = 0.175M/z^3$ ;  $T_{(x=\pm\sqrt{2}z)} = 0$ ;  $T_{(x=\pm 2z)} = -0.04M/z^3$

Donde el campo magnético es ecuatorial, la anomalía inducida es horizontal y el magnetómetro de campo las componentes mostradas y expresadas por

$$T_x = T_r \cos\theta + T_\theta \sin\theta = \frac{2M\cos^2\theta - M\sin^2\theta}{r^3} = \frac{M(2x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^{5/2}}$$



Como antes,  $T_x = T_F = T$ , la anomalía de campo total.

Para  $T_{(x=0)} = -M/z^3$ ;  $T_{(x=\pm z/\sqrt{2})} = 0$ ;  $T_{(x=\pm z)} = 0.175M/z^3$ ;  $T_{(x=\pm 2z)} = 0.125M/z^3$

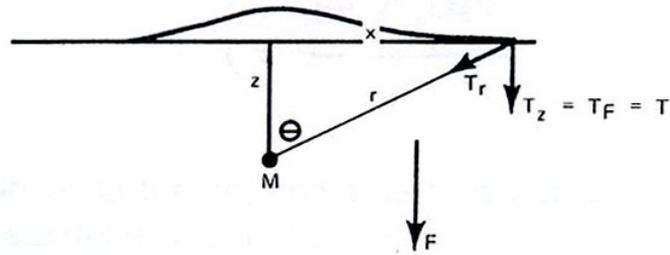
Un monopolio tiene solamente componente radial cuya intensidad viene dada por:

$$T_r = \frac{M}{r^3}$$

La anomalía de un monopolio en un campo vertical, medida por un magnetómetro de campo total, sería la componente en la dirección  $z$  (vertical) o,

$$T_z = T_r \cos\theta = \frac{M\cos\theta}{r^2} = \frac{Mz}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

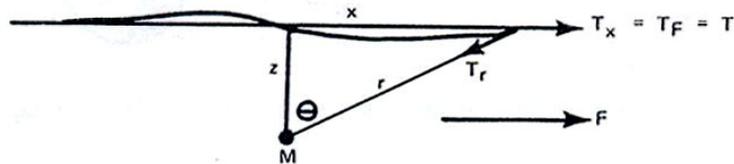
Como antes,  $T_z = T_F = T$ , la anomalía de campo total.



Para  $T_{(x=0)} = M/z^2$  ;  $T_{(x=\pm z)} = 0.35M/z^2$  ;  $T_{(x=\pm 2z)} = 0.09M/z^2$

La anomalía de un monopolo en un campo horizontal, medida por un magnetómetro de campo total, sería la componente en la dirección x :

$$T_x = T_r \text{ sen}\theta = \frac{M \text{ sen}\theta}{r^2} = - \frac{M x}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$



Como antes,  $T_x = T_F = T$ , la anomalía de campo total.

Para  $T_{(x=0)} = 0$                        $T_{(x=z)} = - 0.35M/z^2$                        $T_{(x=-z)} = 0.35M/z^2$   
 $T_{(x=2z)} = - 0.18M/z^2$                        $T_{(x=-2z)} = 0.18M/z^2$

**Máxima amplitud. Magnetización y Forma Generalizada**

El momento magnético **M** es más útil expresado como  $M = I.V$ , donde **I** es la magnetización (o contraste de magnetización) por unidad de volumen, y **V** el volumen. Esta magnetización está compuesta de una proporción desconocida de magnetización remanente  $I_r$  y de la magnetización inducida  $I_i$ . Como se vio en el Capítulo III,  $I_i = kF$ , donde **k** es la susceptibilidad por unidad de volumen y **F** el campo magnético terrestre. Puesto que  $I_r$  es raramente conocido, será siempre usado **I** como magnetización efectiva, donde  $I = I_r + I_i$ . También se asume  $k < 10^{-2}$ , lo que implica que la fuente en consideración tiene menos del 10% de magnetita, y así se puede ignorar lo que es conocido como el efecto de desmagnetización en el cálculo de la amplitud de la anomalía.

Por lo tanto para un dipolo cuyas dimensiones sean menores que 1/5 de la distancia al magnetómetro, se cumplirá que:

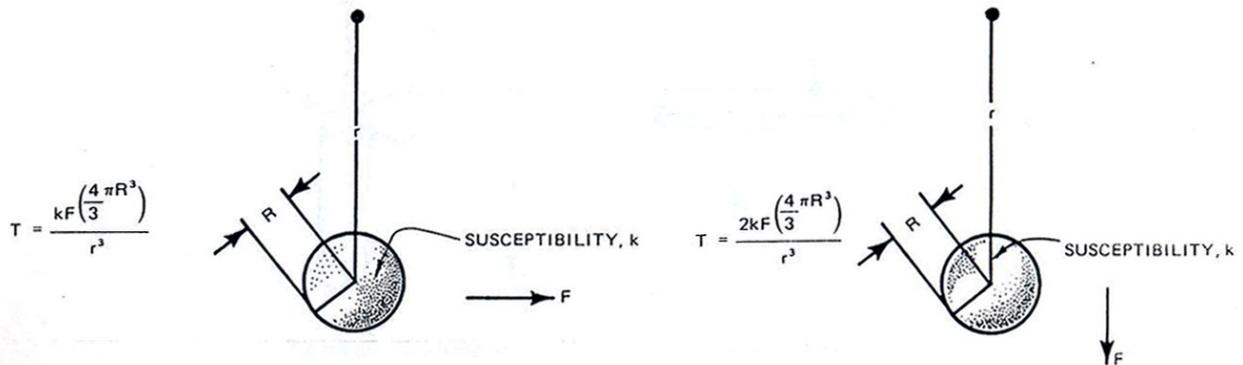
$$T = \frac{M}{r^3} = \frac{I.V}{r^3} = \frac{kFV}{r^3}$$

Si la fuente es aproximadamente esférica, entonces

$$T = \frac{kF(\frac{4}{3}\pi R^3)}{r^3}$$

Donde **R** es el radio de la fuente, como se muestra en la figura 28. Si la medición se hace a lo largo del eje del dipolo, entonces:

$$T = \frac{2kF \left( \frac{4}{3} \pi R^3 \right)}{r^3}$$



Figuras 28 y 29. Anomalía de una esfera en campos Horizontal y Vertical

Como un ejemplo, considere un cuerpo de **30 m** de ancho (**R=15m**), a **150 m** de profundidad, con un **10%** de magnetita (**k=0.3**) en un campo de **60.000γ** con una inclinación entre **60** y **90°**,

$$T = 2(0,10 \times 0,3) \times 6 \times 10^4 \left( \frac{4}{3} \pi \right) (15/150)^3 = 14,4 \text{ gammas}$$

Para el mismo cuerpo en un campo ecuatorial, donde **F=30.000γ**, y el dipolo inducido es ahora observado en un punto sobre una línea perpendicular al eje (no factor de 2) **T=-3,6 gammas**. Entonces, una fuente dipolar en un campo ecuatorial tendrá solamente  $\frac{1}{4}$  de la anomalía máxima si estuviera en una región polar.

Las expresiones anteriores son válidas para fuentes pequeñas y distantes, pequeñas estructuras en un basamento profundo, o para objetos involucrados en investigaciones como las del Capítulo VII. La magnetización se expresa en gauss o en gammas, como se quiera, y puesto que las anomalías también son expresadas en unidades magnéticas, las unidades de dimensión del numerador y del denominador deben ser del mismo orden que las del denominador puesto que deben cancelarse. Por lo tanto, para un dipolo cuya anomalía varía como  $1/r^3$  (es decir teniendo un factor de caída de  $1/r^3$ ), el volumen **V** tiene las dimensiones de **R<sup>3</sup>**. En el caso de un monopolo que varía como  $1/r^2$ , el momento magnético **M** es igual a **I.V**, donde **A** es el área y tiene dimensiones de **R<sup>2</sup>**.

Si consideramos por ejemplo un basamento vertical intrusivo en una región polar, con su cara superior de **300 m** de diámetro a una profundidad de **1500 m**, con un contraste de susceptibilidad de **10<sup>-2</sup>** en un campo de **60.000 γ**, entonces

$$T = \frac{kF\pi R^2}{r^2} = 10^{-2} \times 6 \times 10^4 \pi (15/150)^2 = 18 \text{ gammas}$$

Un prisma horizontal o un cilindro también varía como  $1/r^2$  con el momento magnético **M** igual a **2IA**, donde **A** es el área de la sección transversal del prisma.

Note que la longitud de un prisma horizontal varía como  $1/r^2$ , no porque parezca un monopolo, sino porque es una línea de dipolos, y el efecto de los dipolos adyacentes a lo largo de una línea infinitamente larga, es "visto" por el magnetómetro en un punto distante de medición, como si toda la magnetización estuviera concentrada en un punto como en un dipolo aislado.

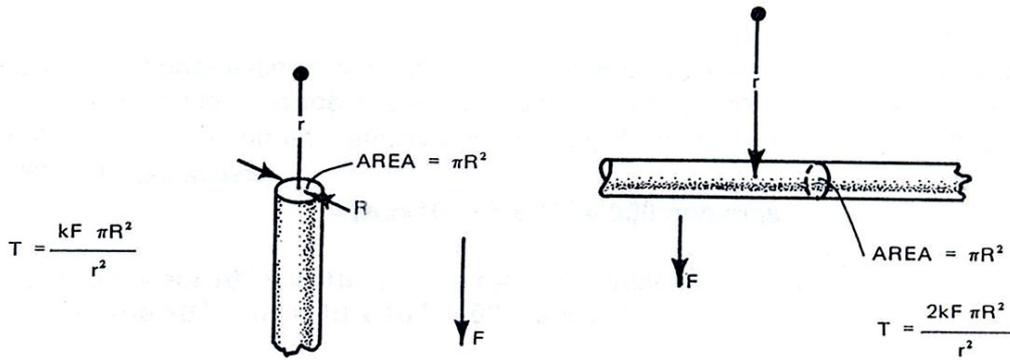


Figura 30. Anomalía de un cilindro vertical (a) y horizontal (b)

- (a) También válido para el extremo de un cilindro horizontal N-S en campo horizontal.  
 (b) También válido para cilindro horizontal E-W en campo horizontal.

Un dique vertical angosto en un campo vertical, o el borde de una lámina horizontal en un campo horizontal, pueden ser considerados como una línea de monopolos que varían como  $1/r$ , lo cual es una razón de caída más baja que la de un simple monopolo, por las mismas razones que para un cilindro horizontal.

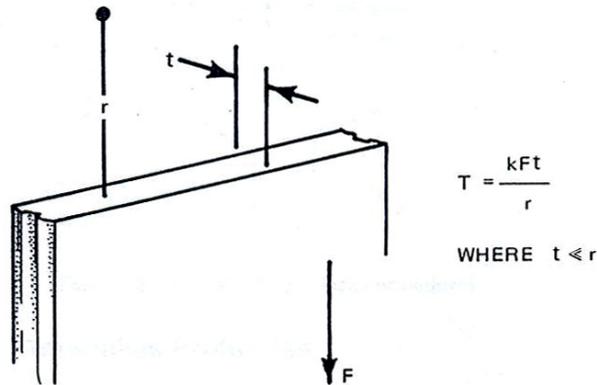


Figura 31. Anomalía de diques verticales angostos

El momento magnético  $M = I \times t$  con  $t$  el ancho del dique. Puesto que la anomalía varía como  $1/r$ , las dimensiones de  $t$  son simplemente las de una longitud. Como un ejemplo, un dique vertical de **30 m** de ancho a una profundidad de **150 m**, con  $k = 10^{-3}$  en un campo de **50.000γ** tendremos:

$$T = \frac{kFt}{r} = 10^{-3} \times 5 \times 10^4 \times 10^2 / (5 \times 10^2) = 10 \text{ gammas}$$

Con estos esquemas simplificados surge una ambigüedad. En el caso de un dique que es tan ancho como profundo, la forma de la anomalía está entre la de una línea de monopolos y una lámina (hoja) de monopolos. Más aún, cuando el dique es más ancho que profundo, puede ser aproximado a dos contactos de falla sin anomalía entre ellos.

Para una losa seminfinita de roca superficial, de gran ancho y espesor en un campo no horizontal, las líneas de flujo no varían en dirección o densidad sobre la losa, por lo tanto el campo no varía con la distancia sobre su superficie (similar al límite del dipolo esférico donde  $R=r$ ), de modo que

$$T = \frac{M}{r^0} = \frac{2\pi I}{1} = 2\pi kF$$

lo cual es útil para estimar la magnitud de la anomalía de una falla vertical (Figura 32).

Como un ejemplo, considere dos tipos de roca en un contacto vertical de  $k=10^{-3}$  y  $k=10^{-5}$  para un contraste efectivo de susceptibilidad de  $k=10^{-3}$  ( $10^{-5} \approx 0$ ) y donde  $F=50.000\gamma$ , entonces,

$$T = 2 \times \pi \times 10^{-3} \times 5 \times 10^2 = 300 \text{ gammas}$$

Si la roca tuviera  $10^{-3}$  y  $k=10^{-3}$  para la roca de contacto, el contraste de susceptibilidad efectiva sería  $10^{-3} - 10^{-4} = 10 \times 10^{-4} - 10^{-4} = 9 \times 10^{-4}$ ,

$$T = 2 \times \pi \times 9 \times 10^{-4} \times 5 \times 10^4 = 270 \text{ gammas}$$

Este simple ejemplo de dos tipos de rocas adyacentes, posiblemente sea aplicable a más casos en interpretación, que para cualquiera de las otras formas geométricas analizadas anteriormente.

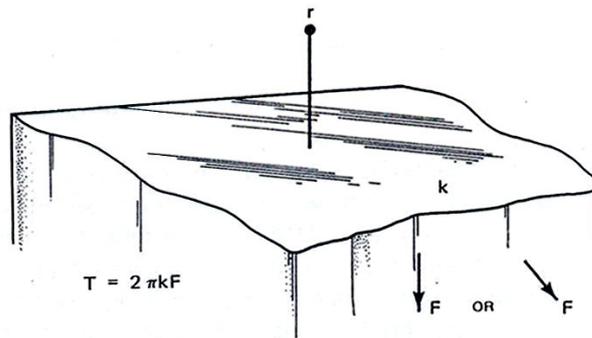


Figura 32. Anomalía de una losa semi-infinita

### Características de las Anomalías Profundas.

La longitud de onda, o ancho efectivo de una anomalía, y ciertas características como la pendiente de la anomalía, dan en alguna medida una idea de la profundidad de la fuente anómala. Sin embargo, el reconocimiento de la anomalía, la anomalía “cero”, y ciertas pendientes serán diferentes para dos interpretadores, dependiendo de como hayan quitado el gradiente regional. En algunos casos se usan criterios menos subjetivos, tales como la aproximación a segmentos de rectas, sus pendientes, distancias y ángulos entre puntos de inflexión, picos y otras características.

### Ancho de la anomalía.

En general, el ancho de la anomalía (Figura 33) es del orden de 1 a 3 veces la profundidad. Entonces, cuando la anomalía parece tener un ancho de menos de 100 pies, no es producida por una fuente a 1.000 pies de profundidad, sino más probablemente por una fuente ubicada entre los 30 y los 100 pies (o distancia). Este criterio, aunque aproximado, es útil para una interpretación rápida.

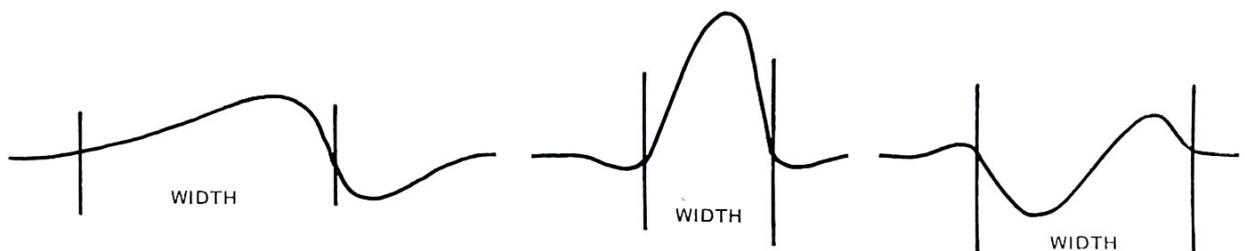


Figura 33. Ancho de las anomalías.

### Estimación de la profundidad de la anomalía.

El conocimiento de la profundidad de una determinada formación o fuente, puede tener considerable significación geológica cuando esta determina la naturaleza o configuración de una formación, su pendiente, su superficie y sus discontinuidades.

La profundidad en varios puntos de la superficie de una roca cristalina o basamento, permite mapear esa superficie, conocer su topografía y estructura a profundidades que superan los 30.000 pies, e inferir el espesor de los sedimentos o estructuras sedimentarias para la exploración de petróleo, yacimiento de metales o reservorios de agua.

La profundidad de yacimientos metálicos asociados con pirrotita, magnetita o ilmenita, puede ser estimada para un programa de perforaciones o para determinar el volumen de hierro de un yacimiento. La profundidad de objetos enterrados, ya sea de hierro o estructuras hechas por el hombre, es de valiosa ayuda en las excavaciones.

### Identificación de la Anomalía.

El reconocimiento de una anomalía es generalmente el aspecto más difícil en la determinación de la profundidad, a causa del efecto compuesto de múltiples fuentes, fuentes a distintas profundidades y distancias en cualquier dirección desde el magnetómetro. Lo que se mide es el efecto resultante de todas las anomalías. Por ejemplo, un dique ancho y poco profundo mostrará dos anomalías que pueden estar o no unidas, dependiendo de la relación ancho-profundidad.

Una anomalía muy amplia se considera gradiente regional (Capítulo V) porque es causada por fuentes muy distantes o profundas, o por la variación normal del c.m.t. La identificación e interpretación de una anomalía de interés se inicia una vez quitado este gradiente regional, mediante alguna técnica como la del alisado por ejemplo.

### Gradiente (Razón de Caída)

La variación de la amplitud de la anomalía con la distancia, o razón de caída, es importante en la interpretación porque tiene que ver con la profundidad. Describe de un modo general la configuración de la fuente, y ayuda en la determinación de la susceptibilidad y masa de la magnetita que la origina.

Recordemos que la anomalía de un dipolo varía como  $1/R^3$  y la del monopolo como  $1/R^2$ . La razón de caída no involucra precisamente tales factores o exponentes, pero es típicamente  $1/R^{2.5}$ ,  $1/R^{0.6}$  y aún  $1/R^0$ . En otras palabras, varias configuraciones de dipolos, monoplos, líneas y placas, constituyen una serie continua de gradientes, aún en las proximidades de una sola anomalía.

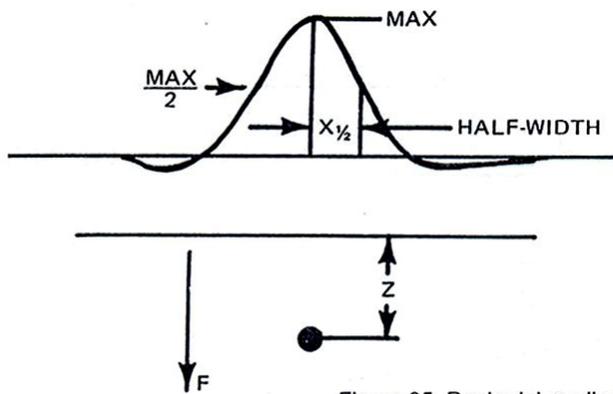
Representando varias fuentes geológicas como simples cuerpos prismáticos, se pueden estimar siguientes gradientes:

- 1) Un dipolo es producido por una fuente cuyas dimensiones son pequeñas (menos del 10%) respecto de la distancia entre ésta y el magnetómetro. Este cuerpo no es común en la naturaleza, excepto como un yacimiento metálico confinado y rico en magnetita.
- 2) Un monopolo que varía como  $1/r^2$  es producido por un prisma vertical largo y delgado, tal como una intrusión vertical y angosta en un c.m.t. fuertemente inclinado, o un cilindro horizontal orientado Norte-Sur en un c.m.t. ecuatorial (Estructura anticlinal N-S sobre el basamento con un extremo cerca del magnetómetro).
- 3) Una línea de dipolos es producida por un cilindro horizontal largo, magnetizado a través de su menor dimensión en altas latitudes, o en orientaciones Este-Oeste en regiones ecuatoriales. Estos cilindros variarán como  $1/r^2$ .



### Regla del medio ancho

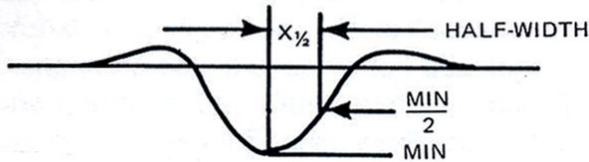
Desde las expresiones para dipolos y monopolos se puede demostrar que la profundidad de los centros de las fuentes anómalas está relacionada con el medio ancho de la anomalía. Este medio ancho es la distancia horizontal entre el máximo (o mínimo) de la anomalía y el punto donde el valor es exactamente la mitad del valor máximo (Figura 35). Esta regla es válida solo para cuerpos de formas sencillas como una esfera (dipolo), un cilindro vertical (monopolo) y el borde de un dique vertical y angosto (línea de monopolos) en regiones polares. En el ecuador magnético la regla del medio ancho es un poco diferente, aunque para la esfera no cambia, pero para un cilindro horizontal E-W será una línea de dipolos, para uno N-S será un monopolo, y para el borde de una losa horizontal en dirección E-W representará también una línea de monopolos.



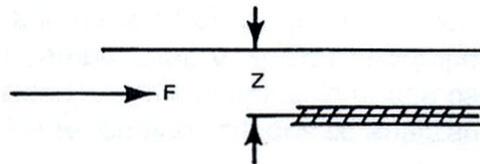
Esfera (Dipolo)	$Z = 2 X_{1/2}$
Cilindro vertical (Monopolo)	$Z = 1,3 X_{1/2}$
Borde de dique angosto (Línea de monopolos)	$Z = X_{1/2}$
Cilindro horizontal (Línea de dipolos)	$Z = 2 X_{1/2}$

Figura 35. Regla del medio ancho – Campo Vertical

Esfera ( $z=2,5x_{1/2}$ )  
Dipolo



Cilindro Este-Oeste ( $z=2x_{1/2}$ )  
Línea de Dipolos



Cilindro Norte-Sur ( $z=1,3x_{1/2}$ )  
Monopolo  
Borde de Hoja ( $z=x_{1/2}$ )  
Línea de Monopolos

Figura 36. Regla del medio ancho – Campo Horizontal

Las reglas mostradas en la figura 36 se aplican conforme al arreglo de polos, y en el caso de los dos últimos, el medio ancho es la distancia horizontal entre el punto de máximo (o mínimo) y la anomalía cero. Las reglas del medio ancho son obtenidas de la fórmula dada en "Formas de dipolos y monopolos en campos horizontales y verticales".

## Técnicas de pendiente

Los métodos más comúnmente usados para estimar la profundidad, utilizan el criterio que implica mediciones del gradiente horizontal o pendiente en los puntos de inflexión de la anomalía. En base a observaciones empíricas y utilizando modelos calculados, estas pendientes son medidas en la porción recta de la anomalía (Figura 37), o determinadas desde diferentes combinaciones de las tangentes antes y después del punto de inflexión, para obtener la pendiente media. Cada una de estas distancias horizontales medidas, multiplicadas por un factor determinado empíricamente, es igual a la profundidad en la parte más alta de la fuente anómala. (Este factor oscila entre 0,5 y 1,5). Más detalles sobre este método puede encontrarse en las referencias citadas.

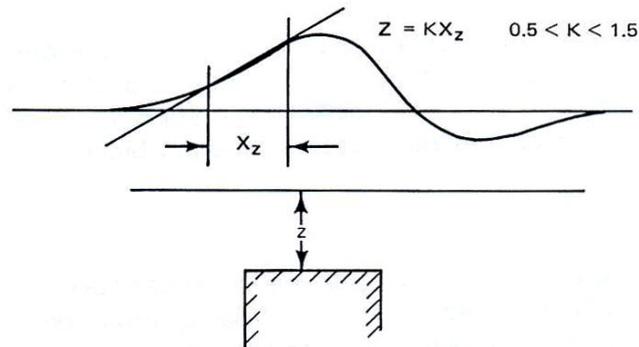


Figura 37

## Otros métodos para estimar profundidades

Las técnicas de modelado requieren que se examine la anomalía observada por la probable configuración de la fuente. Estimado un modelo, la anomalía calculada es comparada con la observada hasta lograr un ajuste adecuado. Esta tarea se realiza en una computadora. Otros métodos orientados al modelaje con computadoras utilizan transformadas de Fourier y Hilbert, Convolución y otros programas semiautomatizados que se aplican para gran volumen de datos. Las mediciones hechas con gradiómetros con sensores generalmente dispuestos verticalmente, pueden ser usadas para estimar profundidades.

## Resumen de interpretación

La interpretación se facilita si se está familiarizado con: 1) Cómo y porqué una fuente dada produce una anomalía en el campo magnético terrestre; 2) Con la naturaleza de las mediciones del campo total, y 3) Con el comportamiento de la anomalía cuando aumenta la profundidad. Lo que al principio puede parecer complejo, es entendido más fácilmente cuando los fenómenos citados se analizan por separado.

El primer procedimiento que debería seguirse en la interpretación de un perfil dado es prestar atención en el ancho y forma de la anomalía, entonces intentar construir al menos una imagen mental de la fuente en términos geológicos realísticos y su profundidad. Se sugiere el uso del ojo para separar ruido y gradiente regional o filtrar con algunas de las técnicas sugeridas. Por falta de cualquier otro criterio específico, deberían usarse los gradientes horizontales anómalos como un indicador de los bordes de una estructura que produce un contraste de magnetización.

## CAPITULO VI

### MEDICION DE LA SUSCEPTIBILIDAD, LA MAGNETIZACIÓN Y EL MOMENTO MAGNÉTICO

#### Introducción

La susceptibilidad magnética, la magnetización de las rocas y el momento magnético permanente o remanente e inducido de objetos, pueden ser medidos en el campo usando las propiedades de la componente que se mide con el magnetómetro protónico. El procedimiento, de lo más simple, implica rotar una muestra alrededor de un punto cerca del sensor del magnetómetro, sobre una línea en la dirección del campo total y que pase por el centro del sensor.

Los valores de campo máximos y mínimos observados al rotar la muestra, son suficientes para obtener con una precisión razonable la susceptibilidad y la magnetización remanente e inducida (y dirección) de una muestra débilmente magnetizada, así como la magnitud y dirección de su momento magnético.

#### Aplicaciones

El conocimiento de la susceptibilidad es útil en mediciones terrestres posteriores a un relevamiento aeromagnético, para precisar la fuente de anomalías observadas, determinar la posible asociación de magnetiza en la mineralización, y para mapear varios tipos de rocas en función de su susceptibilidad. Las mediciones de magnetización pueden ser útiles también para mapear ciertas partes de formaciones volcánicas, particularmente donde hay magnetización reversa.

Las mediciones de orientación de la magnetización remanente de las rocas proveen la base para el paleomagnetismo, y consecuentemente para el estudio de los cambios y reversiones del c.m.t., aunque estos estudios requieren de una determinación precisa de la dirección de la remanencia. Las mediciones para obtener el momento magnético se aplican a la búsqueda de objetos ferromagnéticos enterrados, tal como se describe en al Capítulo VII.

La compensación magnética de objetos se facilita midiendo el momento del objeto y de las propiedades compensatorias el imán, evitando así las laboriosas técnicas de prueba y error. Y todavía otra aplicación es posible para clasificar o identificar ciertos objetos o rocas, simplemente por la relación entre magnetización inducida y remanente, y sus direcciones respectivas. Figura 38.

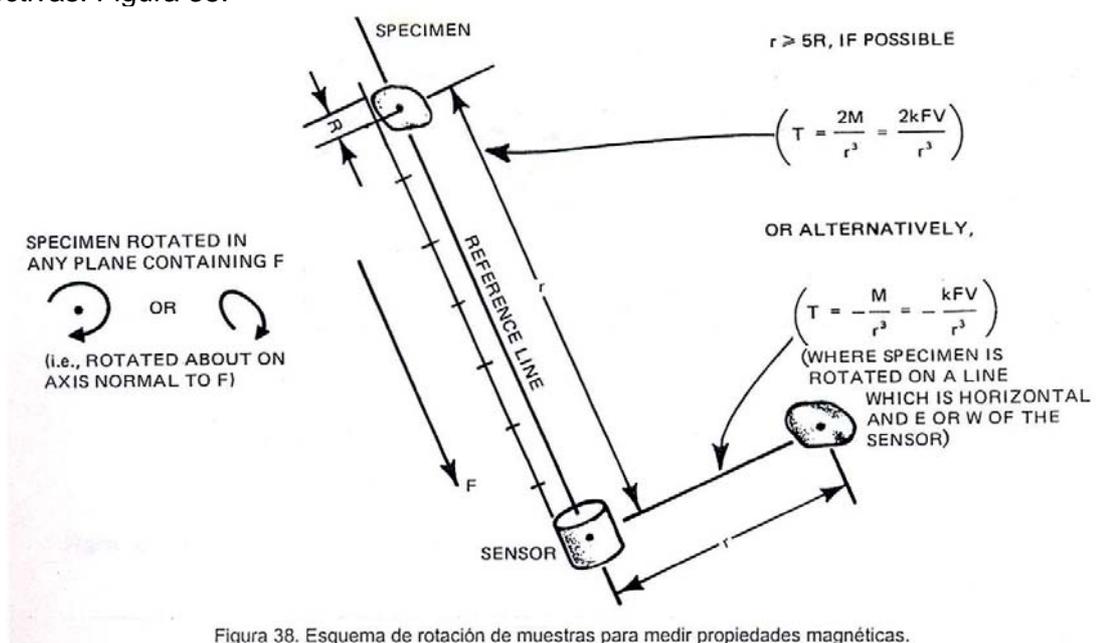


Figura 38. Esquema de rotación de muestras para medir propiedades magnéticas.

## Procedimientos

El primer paso al hacer estas mediciones, requiere que el sensor esté fijo en un área magnéticamente limpia. Se extiende una cuerda en la dirección del c.m.t. y que pase por el sensor, de tal modo que al colocar un espécimen de roca en el extremo opuesto al sensor, permita girar la muestra alrededor de la línea de referencia (cuerda orientada) a una distancia conocida del centro del sensor. Este concepto se muestra en la Figura 38. Es conveniente poner marcas cada 10, 20, 50 o 100 cm en la cuerda, medidos desde el sensor.

La dirección del c.m.t. se puede conocer a partir de la tabla de inclinación mostrada en la figura 3 del capítulo II. Esta dirección se obtiene midiendo el ángulo de inclinación desde la horizontal en la dirección Norte y en un plano vertical o meridiano magnético. También puede usarse una brújula de inclinación.

Otra alternativa sería: 1) Fijar el sensor a una varilla no magnética, de modo que pase por su centro (generalmente provisto por el equipo). 2) En un punto a 30 o 50 cm del sensor, ubicar una aguja magnética o un objeto largo y delgado de hierro a lo largo del eje de la varilla. 3) Girar todo el sistema (sensor, aguja y varilla) lentamente hasta leer valor máximo y mínimo de campo. En estas lecturas estará la dirección del c.m.t. (al Norte o al Sud magnético).

Idealmente, la muestra debe ser equidimensional y estar a una distancia cinco veces o mayor de su diámetro. No obstante, por la baja susceptibilidad de la muestra, lo mismo puede hacerse una buena medición cuando la muestra esté cerca del sensor.

### Rotación aleatoria de la muestra (para magnitud solamente)

Después de asegurarse que el área esté magnéticamente limpia, obtenga un espécimen de mano y cuélguelo en el extremo del brazo a por lo menos 3 veces la distancia medida  $r$  y lea  $T_o$  sin la muestra. Luego traiga la muestra hasta unos 15 cm del sensor para causar un cambio varias veces mayor que la sensibilidad del magnetómetro. Obtenga lecturas para varias orientaciones de la muestra (cada unos 45 grados), si solo desea susceptibilidad y magnitud de la magnetización remanente. Para un procedimiento más sistemático, oriente la muestra cada 45 grados alrededor del eje normal a la línea de referencia. Luego rote la muestra 90 grados alrededor de la línea de referencia y rótela nuevamente cada 45 grados.

Tome nota de los valores máximos y mínimos  $T_{max}$  y  $T_{min}$ . Luego quite la muestra para ver si obtiene nuevamente la lectura  $T_o$  inicial. Si no obtiene la misma (dentro de 2 gammas) comience de nuevo. Al graficar las mediciones, debería ver algo como la Figura 39.

Luego mida el diámetro  $D$  de la muestra que debe ser lo más equidimensional (esférica si fuera posible) y la distancia  $r$ . Con estos 5 elementos medidos  $T_o$ ,  $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ,  $D$  y  $r$  calcularemos tanto susceptibilidad y magnetización, como momento magnético inducido y permanente de la muestra.

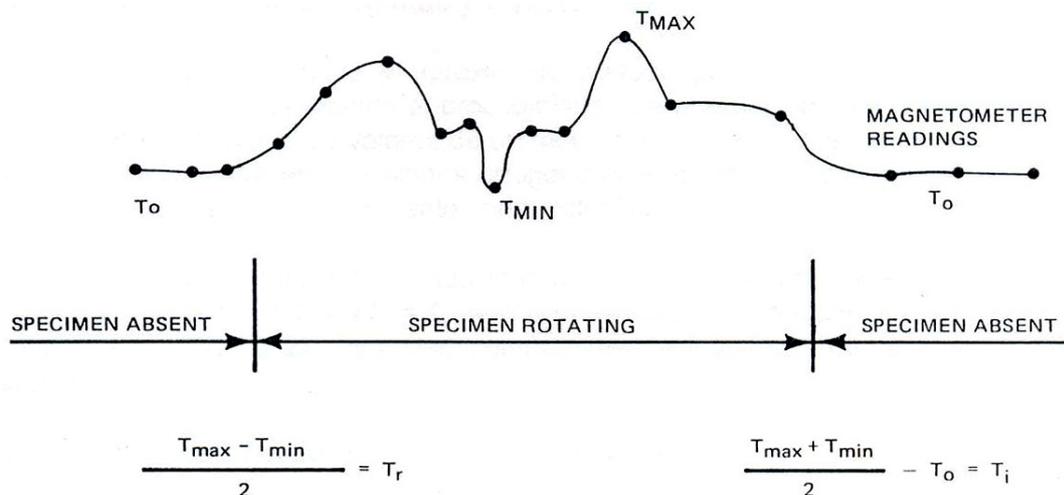


Figura 39. Lecturas típicas obtenidas al rotar la muestra cerca del sensor

Para la magnetización remanente:

$$T_r = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} = \frac{2 \cdot M_r}{r^3} = \frac{2 \cdot I_r \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi (D/2)^3}{r^3} \quad (\text{c.g.s.})$$

$T$  se expresa en gauss =  $10^{-5}$  gammas.  $M_r$  es el momento magnético permanente o remanente en c.g.s.

$$I_r = \frac{3}{2} (1/\pi) (r/D)^3 (T_{\max} - T_{\min}) \quad \text{y} \quad M_r = r^3 (T_{\max} - T_{\min}) / 4$$

Para la magnetización inducida:

$$T_i = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} - T_o = \frac{2 \cdot M_i}{r^3} = \frac{2 \cdot I_i \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi (D/2)^3}{r^3} \quad (\text{c.g.s.}) \quad \text{con } I_i = k \cdot F$$

$$k = \frac{3}{(2\pi F)} (r/D)^3 (T_{\max} - T_{\min} - 2T_o) \quad \text{y} \quad M_i = r^3 (T_{\max} - T_{\min} - 2T_o) / 4$$

Si la muestra no es esférica se tendrá un error en  $k$  y  $M_i$ .

Para magnetómetros con una sensibilidad de un gamma o 0,25 gammas, la menor susceptibilidad de una muestra que puede medirse con esta técnica, es del orden de  $2 \times 10^{-5}$  ó  $5 \times 10^{-6}$  unidades c.g.s. respectivamente. Se recomienda no usar muestras con una alta susceptibilidad ( $10^{-3}$  c.g.s. o mayor) porque se degradará la señal. En todo caso estas muestras, generalmente ferromagnéticas, pueden usarse pero a mayor distancia, del orden de los 100 cm, mientras que las otras a unos 15 cm.

Si solo se desea la susceptibilidad aproximada, basta con estimar las distancias, diámetro y dirección del campo. Esto no requiere más de un minuto y se obtendrá un valor del orden de dos veces mayor o menor que el verdadero.

### Rotación sistemática para Magnitud y Dirección

En contraste con este simple y aproximado método para medir susceptibilidad y magnetización remanente usando el procedimiento de orientación aleatoria, se puede necesitar la determinación de valores de un modo sistemático y más preciso. Para ello debe rotarse la muestra en tres planos ortogonales a fin de obtener las componentes de la magnetización, tanto permanente como inducida.

La magnitud de las perturbaciones inducidas para la dirección ortogonal será  $T_i$  como antes, puesto que  $xT_i = yT_i = zT_i = T_i$ , el objeto se supone esférico y la susceptibilidad isotrópica.  $xT_r$ ,  $yT_r$  y  $zT_r$  son las componentes ortogonales de la perturbación remanente.

Estas componentes se obtienen de la siguiente manera:

Primero rotar  $360^\circ$  la muestra alrededor de cualquier línea normal a la de referencia (c.m.t.). Note que  $T_o$  es el valor del campo sin la muestra, y los valores al rotarla cada  $90^\circ$  serán  $T_{90}$ ,  $T_{180}$ ,  $T_{270}$  y  $T_{360}$ . Para estas mediciones se tendrá:

$$xT_i = (T_{180} - T_{360}) / 2 \quad \text{y} \quad yT_i = (T_{180} - T_{360}) / 2$$

$$T_i = (T_{360} + T_{180}) / 2 - T_o = (T_{90} + T_{270}) / 2 - T_o$$

Se pone ahora la muestra sobre la línea de referencia, de modo que el eje de rotación anterior (en este caso el eje  $z$ ) será paralelo al campo. Al medir este valor del campo y otro a  $180^\circ$  de esta posición, se obtiene:

$$zT_r = (T_{z=360} - T_{z=180}) / 2 \quad \text{y luego} \quad zT_i = (T_{z=360} - T_{z=180}) / 2 - T_o$$

Los cálculos de  $k$ ,  $M$  y  $I_i$  se realizan como en el punto anterior. La magnitud del momento remanente será:

$$xM_r = r^3 xT_r / 2 \quad yM_r = r^3 yT_r / 2 \quad zM_r = r^3 zT_r / 2 \quad \text{y el momento total será:}$$

$$M_r = (xM_r^2 + yM_r^2 + zM_r^2)^{1/2}$$

La dirección del momento remanente vendrá dado por los cosenos directores:

$$\cos \alpha = xM_r / M_r \quad \cos \beta = yM_r / M_r \quad \cos \gamma = zM_r / M_r$$

Las magnetizaciones remanentes  $xI_r$ ,  $yI_r$  y  $zI_r$ , también definidas como momento dipolar por unidad de volumen, están en la misma dirección que sus respectivos momentos, y vienen dados por:

$$xI_r = xM_r / V \quad yI_r = yM_r / V \quad zI_r = zM_r / V \quad \text{y la magnetización total será:}$$

$$I_r = (xI_r^2 + yI_r^2 + zI_r^2)^{1/2}$$

Para muestras de formas no esféricas, deben usarse otras fórmulas en los factores geométricos.

Si la magnetización es mayor que 0,1 c.g.s., debe tenerse en cuenta el factor de desmagnetización, que generalmente se encuentra en las tablas expresadas en términos de la relación longitud/diámetro y la dirección de magnetización.

Dicha desmagnetización surge del hecho que la muestra crea un campo inducido opuesto al existente (con respecto a la dirección del campo). El campo inductor es entonces más pequeño, y la magnetización menor que la predicha sin tener en cuenta sus efectos.

### Dipolo en el campo terrestre

Para mediciones que no están precisamente en la línea de referencia o su normal, resulta interesante examinar las propiedades de un dipolo, así como las de un dipolo permanente o inducido ubicado próximo a un magnetómetro de campo total. (Ver Capítulo V).

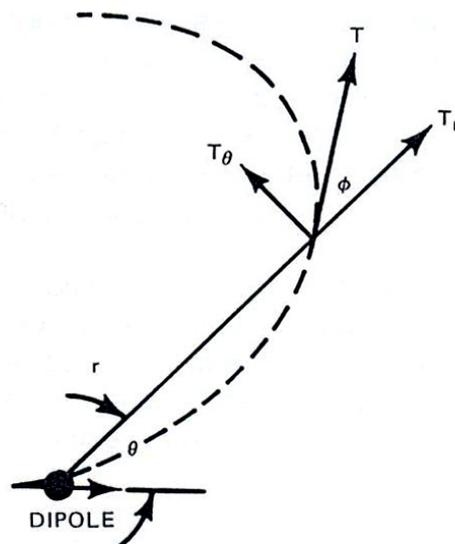


Figura 40. Elementos para calcular el efecto de un dipolo en el campo de la Tierra.

El campo de un dipolo magnético puede ser expresado en términos de sus componentes tangencial  $T_\theta$  y radial  $T_r$ , donde

$$T_{\theta} = M/r^3 \cdot \text{sen } \theta \quad \text{y} \quad T_r = 2M/r^3 \cdot \text{cos } \theta$$

La perturbación total del campo  $T_F$  debida a un dipolo a un ángulo  $\beta$  del c.m.t. (Figura 41), es simplemente la componente del campo dipolar en la dirección del campo total.

$$T_F = \text{comp}_F T = T \cos(\phi + \theta + \beta) = M/r^3 \cdot (1 + 3\text{cos}^2 \theta)^{1/2} \cdot \text{cos}[\text{tg}^{-1}((\text{tg} \theta)/2) + \theta + \beta]$$

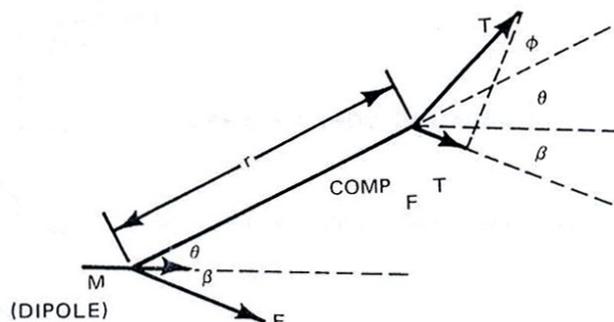


Figura 41. Diagrama para estimar el efecto de un dipolo en el plano del campo magnético de la Tierra.

### Rotación de objetos no esféricos

Una situación completamente diferente ocurre cuando el objeto no es equidimensional, sino que posee una relación radio/largo muy grande, como en el caso de un cilindro largo y angosto. En este caso el campo inducido tiende a alinearse con la mayor dimensión del objeto, en sentido positivo a  $90^\circ$  o menos en la dirección del campo ambiente para objetos ferromagnéticos.

Tales objetos, si son rotados diametralmente en un plano que contenga al campo ambiente, producirán un momento dipolar que es paralelo a los ejes del objeto, que es siempre positivo y que varía en magnitud desde un máximo paralelo al campo, hasta un mínimo a  $90^\circ$  del campo. En un objeto que tiene tanto momento permanente como inducido, y además tiene una alta relación largo/diámetro los efectos se suman, pero en cualquier orientación sin embargo, aparece como un objeto cuya dirección es el vector suma de los momentos dipolares inducido y permanente.

La naturaleza de la variación de la intensidad con respecto a las rotaciones, diferirá considerablemente en función de la magnitud relativa de la magnetización inducida y permanente, y de la forma de la muestra. En la Figura 42 se muestran estos casos.

Todas las rotaciones mostradas aparecen como si fueran hechas alrededor de la línea de referencia que contiene al c.m.t., excepto el caso del último ejemplo.

En el anterior procedimiento para medir el momento, se puede notar que todas las mediciones son hechas a lo largo de la línea que contiene el c.m.t. Es posible también hacer tales mediciones al Este o al Oeste, en una línea horizontal desde el sensor (Ver Figura 38). Sin embargo, como puede verse en la expresión para el momento dipolar y las propiedades de un dipolo (Capítulo V), la perturbación total del campo será solamente la mitad de aquella que sería observada como se sugirió más arriba, en el caso del sensor y la muestra en una línea que contiene el c.m.t.

Más aún, una magnetización positiva o un aumento en la magnetización de una muestra rotada al Este o al Oeste del sensor, causará un efecto inverso o una disminución del campo en el sensor, como puede notarse por la dirección de las líneas de campo en un punto sobre una línea normal al eje de un dipolo permanente o inducido. Ver la Figura 42 en la página siguiente.

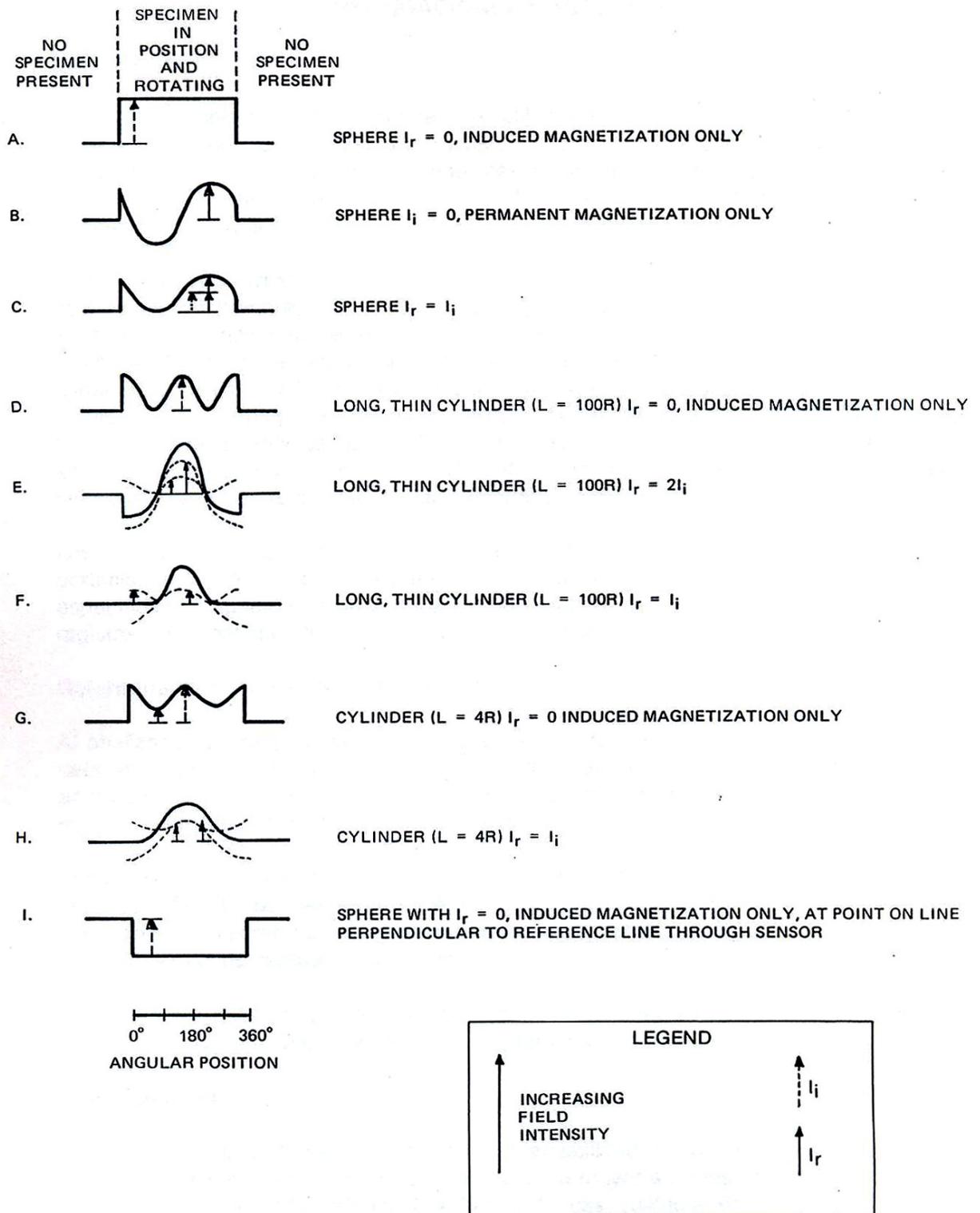


Figura 42. Variaciones el campo total debidas a la rotación de la muestra

## CAPITULO VII

### INVESTIGACIONES MAGNETICAS

#### Introducción

Los magnetómetros portátiles pueden ser útiles aplicados a la búsqueda de objetos enterrados, sumergidos u ocultos de la vista. Un objeto puede encontrarse donde está su magnetismo, o donde este puede desplazar material que genera un campo magnético uniforme. En algunos casos puede ser encontrado indirectamente cuando produce una anomalía magnética.

El objeto de una investigación puede ser la búsqueda de utensillos de hierro o acero hechos por el hombre, elementos arqueológicos como ladrillos, vasijas, tumbas o imanes intencionalmente enterrados para luego relocalizarlos. En efecto, entre los diversos objetos enterrados para los cuales se usaron magnetómetros, están las cañerías o tuberías, puntos de nivelación o triangulación, barcos, armas, vehículos, bocas de pozos, máquinas, herramientas y la numerosa lista dada más abajo como Prospección Arqueológica. En cada uno de estos casos, los objetos pudieron ser encontrados y estimada su masa y profundidad, pero solo cuando existían condiciones favorables para los procedimientos de exploración magnética.

Las técnicas que se dan en este manual son principalmente para magnetómetros portátiles en tierra. Las técnicas para investigaciones marinas involucran otras tácticas específicas, magnetómetros y sensores diseñados para usarse bajo el agua, y registradores continuos del campo magnético terrestre.

#### Determinación del magnetismo de un objeto

Al analizar si un magnetómetro será útil para una determinada investigación, primero debe analizarse si el objeto a investigar es completamente magnético. El hierro o el acero son los únicos metales ferromagnéticos, y entre estos, el acero inoxidable (300 series) puede ser considerado no magnético.

Todas las rocas y suelos están magnetizados naturalmente, como una consecuencia de la cantidad de magnetita presente en ellos. Más aún, cuando tales materiales son calentados, adquieren más magnetismo al enfriarse, como naturalmente ocurre con las rocas ígneas o los cerámicos cocinados.

Los imanes y bobinas que llevan corriente continua también son detectables con el magnetómetro, así como cuerpos humanos, tumbas, cavernas, tubos de lava, etc.

#### Detectabilidad

El factor más importante que afecta la detectabilidad de un magnetómetro es la distancia entre el sensor y el objeto, porque en la mayoría de los casos las anomalías varían con el cubo de la distancia ( $T=M/r^3$ ). Entonces, cualquier esfuerzo por reducir la distancia aumentará la posibilidad de encontrar objetos. Otra consideración importante es la cantidad de material ferromagnético asociada con el objeto, siempre en contraste con el material que lo rodea. La masa magnética efectiva (Momento Magnético) puede ser considerada como el grado de magnetismo de un material por su volumen. Un imán pequeño puede ser tan magnético como un automóvil o una gran caverna.

El último criterio significativo para la detectabilidad es el ruido magnético proveniente de fuentes como la geología misma, artefactos hechos por el hombre o corrientes eléctricas. En general las rocas volcánicas y suelos derivados de tales rocas, son tan magnéticos que enmascaran y dificultan la detección de una anomalía pequeña. Las fuentes artificiales de ruido más comunes son las líneas de energía eléctrica, los cables con corriente continua, las vías férreas (Ver Capítulo IX), los fragmentos dispersos de hierro o acero, y los grandes elementos culturales de estos tiempos como edificios, carreteras, cercas o alambrados, tuberías de hormigón armado, etc. Por el contrario, la mayoría de las rocas sedimentarias y sus equivalentes metamórficos, aire o agua fresca o salada no alteran la anomalía.

Entonces, lo más importante cuando se buscan objetos enterrados, es la distancia entre estos y el sensor del magnetómetro.

### Formas de las anomalías magnéticas

El típico objeto investigado es relativamente pequeño con respecto a la distancia entre este y el magnetómetro. Sin tener en cuenta su forma, este se comportaría como un dipolo con las características descritas en los capítulos V y VI. Las formas más comunes de anomalías de un dipolo, expresadas como perfiles o curvas isoanómalas para distintas inclinaciones del campo, se muestran en la Figura 43. Estas formas de anomalías son principalmente función de la latitud magnética y la dirección del momento magnético permanente.

Por ejemplo, dado un perfil magnético o mapa sobre cualquier dipolo, uno debería ser capaz de reconocer la inclinación del campo, y tal vez la orientación del objeto como un dipolo, si uno está familiarizado con el campo magnético total.

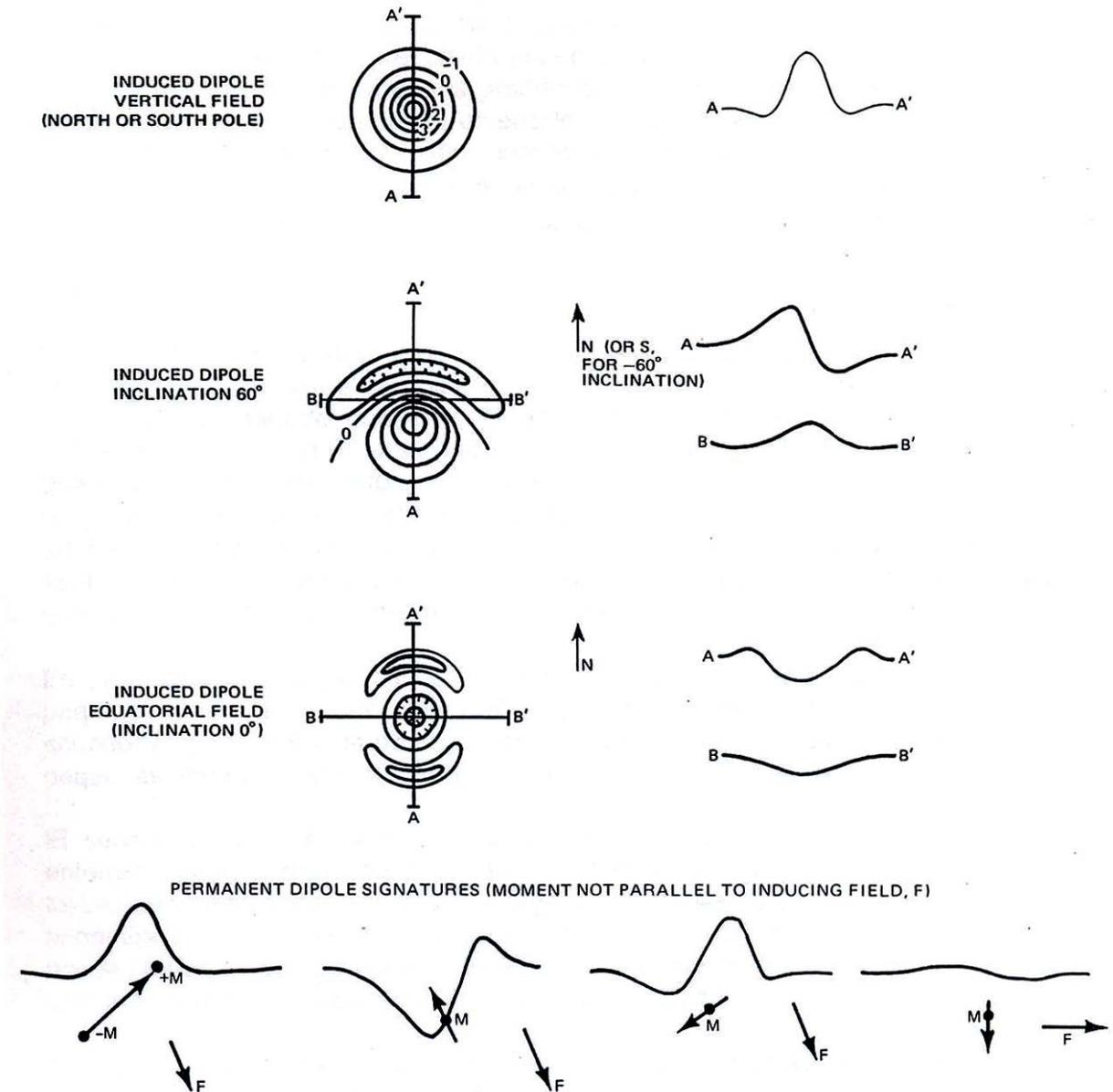


Figura 43. Anomalías de intensidad total a diferentes inclinaciones del campo

## Relación profundidad/amplitud

Como fue descrito en el Capítulo V, la anomalía aparecerá más ancha cuando el objeto esté más profundo o más distante. (Nota: el objeto no siempre está debajo del perfil de medición, sino probablemente a cierta distancia a un costado).

La distancia entre objeto y magnetómetro será entonces aproximada y requerirá tal vez otro perfil que pase realmente sobre el objeto. Esta característica ancho sobre profundidad de la anomalía sirve como un medio para determinar la profundidad de la fuente, lo cual puede ser ventajoso para la investigación (Ver Capítulo V).

La amplitud de la anomalía también decrecerá inversamente con el cubo de la distancia. Un ejemplo del comportamiento de la profundidad y la amplitud de la anomalía, se muestra en la Figura 44, lo que puede ser extrapolado para otras formas como las de la Figura 43.

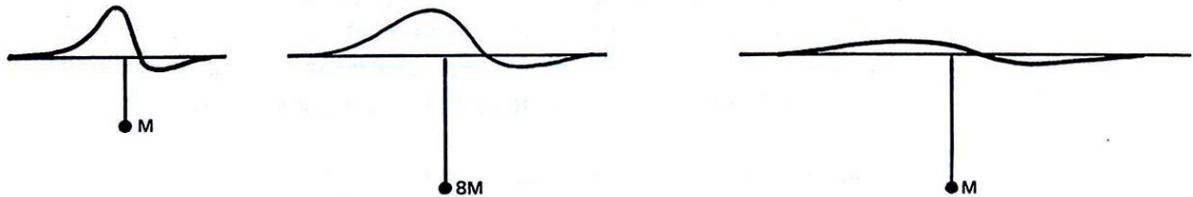


Figura 44. Amplitud y profundidad de anomalías dipolares

## Procedimientos para la investigación

Determinación del Momento Magnético vs. Grilla de Investigación vs. Resolución:

La primera consideración será tener una idea lo mejor posible del magnetismo de la zona. Recuerde que solamente la masa del material ferromagnético y no la masa total es la que importa en la investigación. Una vez que se estimó la masa ferromagnética, es posible determinar la máxima anomalía probable a varias distancias, usando las simples fórmulas ya vistas. La estimación de la anomalía máxima es importante para saber si el objeto es detectable en la superficie, y en tal caso, cuánto deberían espaciarse las lecturas en el perfil y la distancia entre perfiles adyacentes (espaciamiento de la grilla).

Idealmente se debe conformar una grilla que cubra toda el área, de tal modo que la anomalía pueda ser detectada siempre por algún perfil. Es decir que debe haber algún solapamiento entre perfiles. Es importante saber que para reconocer una anomalía, esta debe ser varias veces mayor que la sensibilidad (resolución) del magnetómetro y del nivel de ruido del perfil.

Si se tiene  $0,25 \gamma$  de sensibilidad y anomalías de  $0,5 \gamma$  por los efectos del suelo, entonces el objeto debería tener por lo menos  $1 \gamma$  para que sea detectable. Esto es aún más importante cuando el objeto está muy profundo, por lo que la anomalía será muy ancha y se confundirá con la producida por la geología regional o fuentes muy distantes. Por lo tanto, un objeto enterrado a unos 3 pies puede tener una anomalía con un ancho de entre 5 y 10 pies, y puede ser detectado si la anomalía es solamente de 2 o  $3 \gamma$  en amplitud. Otro objeto enterrado a unos 30 pies, tendría una anomalía de  $10 \gamma$  de amplitud y entre 50 y 100 pies de ancho.

## Poligonales

Se han diseñado varios procedimientos teóricos usando caminos en espiral, determinación estadística de grillas y secuencias de investigación que cubran el área de estudio. El método que se sugiere es muy simple, y consiste de poligonales paralelas a una distancia igual a la de separación de las lecturas, lo que constituiría una grilla cuadrada de lecturas. Si no hay restricciones naturales, la dirección de las poligonales debería ser Norte-Sur, ya que en cualquier latitud habrá un pico más grande para una anomalía en esta dirección. El máximo y mínimo de una anomalía será adyacente sobre cada línea (Figura 43), y creará una mayor anomalía efectiva entre picos y un gradiente máximo, lo que mejora la detectabilidad.

En el caso de largas tuberías horizontales, las poligonales deberían ser perpendiculares a su dirección probable, excepto para tuberías Norte-Sur en el ecuador magnético donde no hay anomalía sobre el punto medio de la tubería, salvo pequeñas anomalías por magnetización permanente en las juntas.

El sensor debería ser mantenido a varios pies del suelo para pequeños objetos enterrados a poca profundidad. En ocasiones el sensor deberá ser llevado más arriba, tal vez seis pies o más, por el ruido magnético del suelo, y donde la profundidad de la anomalía es mayor de 15 o 20 pies. En este caso las anomalías de la superficie pueden tener un factor de caída de 20 o 30, mientras que la anomalía del objeto puede caer solo a un tercio, mejorando mucho su detectabilidad.

Se recomienda establecer un grillado regular, usando puntos de referencia local, tal vez caminando a lo largo de una cuerda que sea desplazada para cada poligonal, y pintando en el suelo con algún líquido visible o fluorescente. Es importante cubrir el área objetivamente y conocer dónde ya se mapeó y dónde no. Si se va a cubrir una gran área, debe completarse la totalidad de la grilla antes de regresar por mediciones de más detalle. Es frustrante no completar inmediatamente las indicaciones preliminares de una anomalía, porque de ser así, el resultado será pobre en cuanto a la cobertura de la grilla, y puede hacer perder de vista el objetivo de la medición.

Cuando el área es grande y el objetivo muy importante, así como el tiempo a emplear, deben usarse dos o más magnetómetros. Uno para mapear el área y el o los otros para relevar con más detalle las anomalías que se vean de interés durante el mapeo.

### **Mapeo detallado de zonas de interés**

Después de localizar una anomalía debe señalizarse su ubicación. Cualquiera que sea la dimensión de la grilla, es probable que el objeto no esté justo bajo la poligonal. Por lo tanto, la próxima poligonal deberá ser perpendicular a la original en el punto donde la anterior tuviera el máximo gradiente horizontal. Sobre esta segunda o poligonal perpendicular, la anomalía es generalmente de más amplitud y mayor la razón de caída con la distancia, lo que indica que se está más cerca del objeto buscado.

Será necesario una tercera poligonal perpendicular a la 2da. y paralela a la 1ra., si se desea una localización exacta. Los perfiles típicos de una secuencia de tres poligonales se muestran en la Figura 45 (La localización horizontal no puede lograrse con una precisión mayor del 10% de la profundidad del centro del dipolo).

Se puede desear comparar cualitativamente la forma observada con la de la Figura 43 para determinar la ubicación en planta del objeto. Alternativamente se puede usar como regla de oro el criterio de que, para la localización en regiones polares o ecuatoriales, el objeto estará probablemente ubicado en el mayor máximo o mínimo, y para cualquier otra región, el objeto estará lo más cerca del punto sobre la anomalía donde haya un máximo gradiente horizontal o razón de caída.

La variabilidad de la orientación del momento permanente de cualquier objeto de forma alargada es generalmente desconocida, y puede crear alguna complejidad en la forma de la anomalía.

(Nota: la señal del magnetómetro puede incluso desaparecer, lo que indica un alto gradiente, y por lo tanto la presencia de un objeto cercano). También puede ser importante reconocer rápidamente la anomalía de interés durante la fase de mapeo detallado, de modo de minimizar esfuerzos en investigar lo que parece ser y no es de interés. La estimación aproximada de la profundidad es también útil porque da una idea del tamaño del objeto conforme al orden de magnitud del método (Ver Capítulo VIII sobre precisión en la determinación usando lecturas en dos posiciones del sensor).

**INSTRUCCIONES PARA EL USO:** Seleccionar un objeto o peso de las líneas. Elegir en las abscisas la distancia que se encuentra desde el magnetómetro. Levantar una vertical hasta encontrar la línea y leer la intensidad en gammas sobre las ordenadas. Si la distancia deseada no está en la gráfica, recuerde que la intensidad es inversamente proporcional al cubo de la distancia sensor-objeto (y al cuadrado si es cilíndrico)

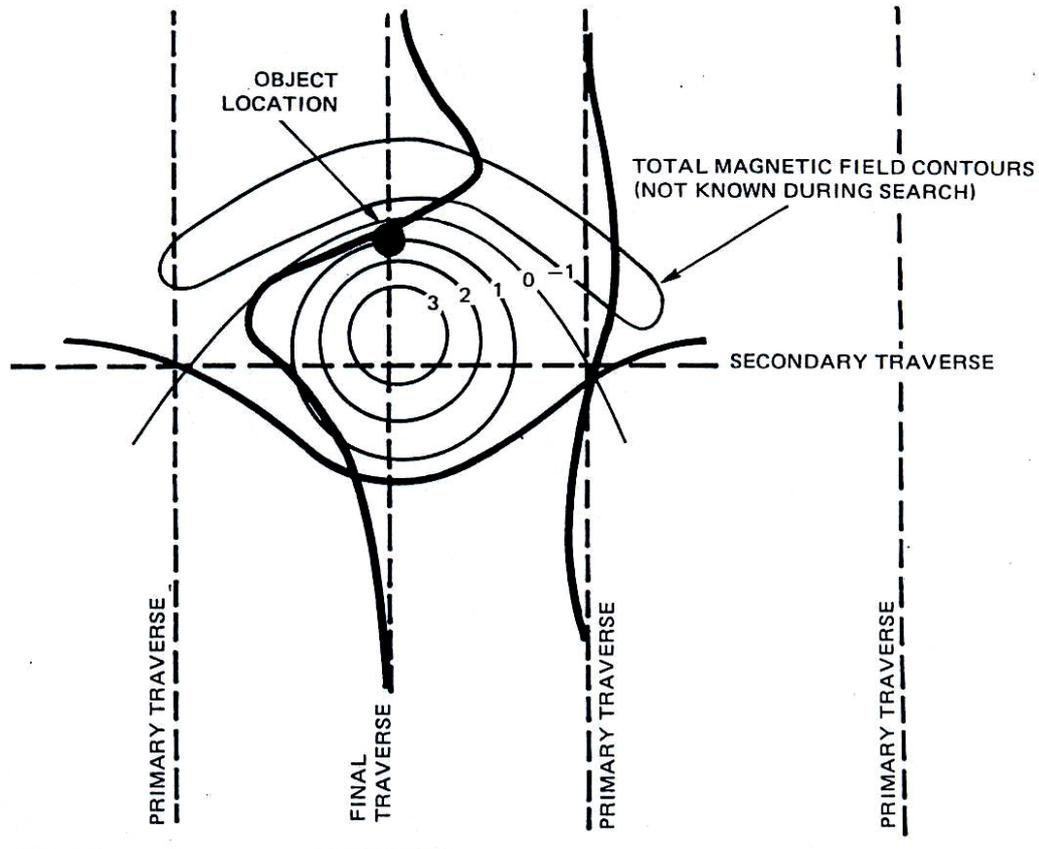


Figura 45. Secuencia típica de perfiles

### Casos especiales de investigación: Hierro y acero

La máxima amplitud de una anomalía para distintos objetos, puede estimarse dados su peso, forma y dimensiones, usando las fórmulas de los Capítulos V y VI.

Para objetos típicos de hierro y acero hechos por el hombre, el momento magnético  $M$  oscila entre  $10^5$  y  $10^6$  unidades c.g.s. por tonelada, donde  $T = M/r^3$  (para latitudes mayores  $T = 2M/r^3$ ), con  $T$  la anomalía en gauss,  $M$  el momento magnético y  $r$  la distancia en centímetros. Entonces la máxima anomalía de 0,1 toneladas de hierro a una distancia de 1.000 cm estará entre:

$$T = 10^5 / (10^3)^3 \times 0,1 = 10^{-5} \text{ gauss} \quad \text{y} \quad T = 10^6 / (10^3)^3 \times 0,1 = 10^{-4} \text{ gauss}$$

es decir  $1 \text{ gamma} < T < 10 \text{ gammas}$

Esa misma fórmula puede ser expresada directamente en términos de gammas, kilos (pounds) o pies, con la relación;

$$1.75 \times 10^2 < M_{\text{mfps}} < 1.75 \times 10^3 \quad \text{y} \quad T = M_{\text{fps}} / r^3$$

donde  $T$  es la anomalía en gammas,  $M$  el momento magnético por kilo de hierro y  $r$  la distancia en pies entre el objeto y el magnetómetro.

Una tonelada de hierro produce por lo tanto entre 0,35 y 3,5  $\gamma$  a 100 pies, o como regla de oro, una tonelada de hierro produce una anomalía de 1 $\gamma$  a 100 pies. La Figura 46 es un nomograma o guía para estimar la amplitud de un dipolo de hierro o acero.

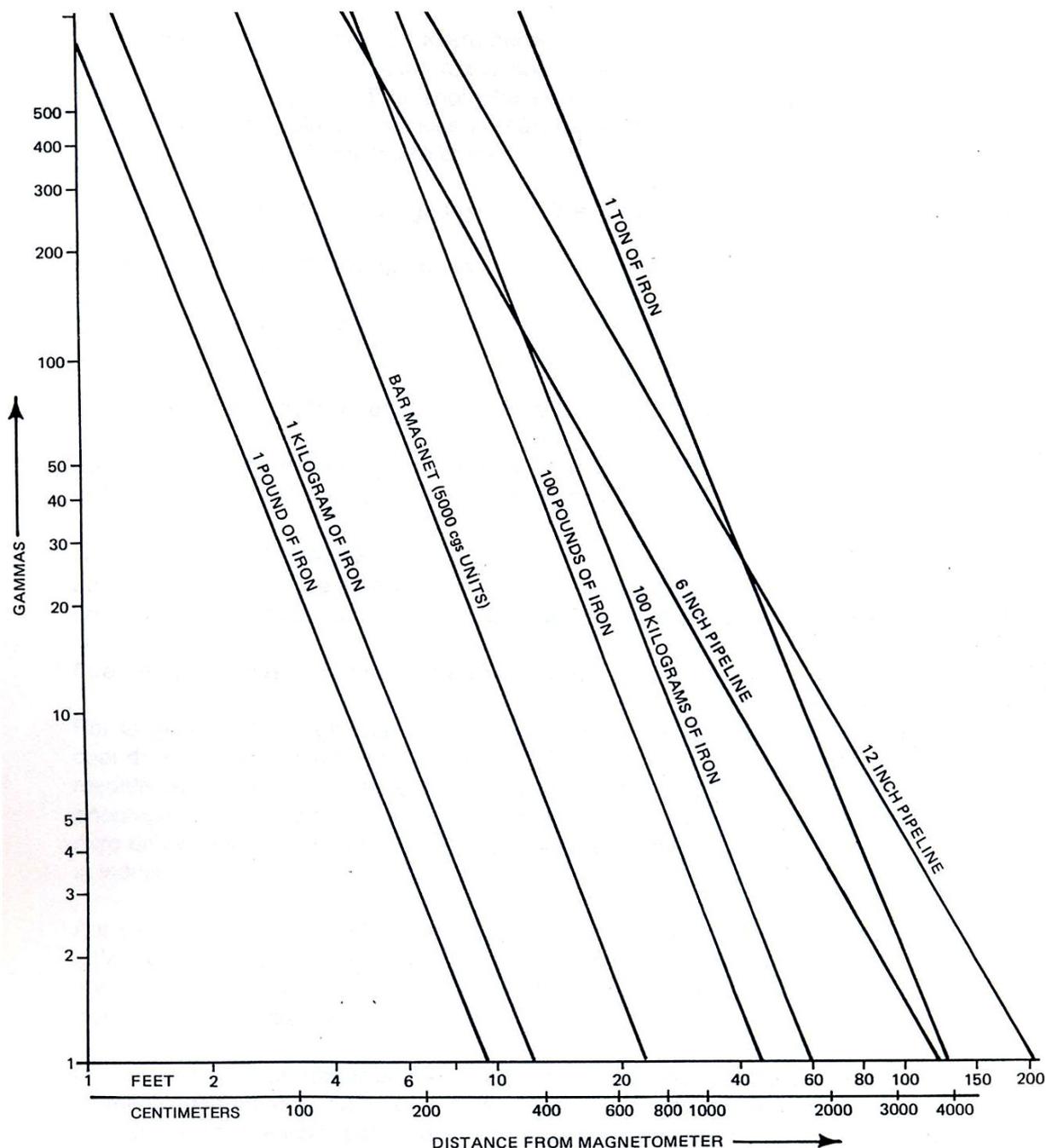


Figura 46. Nomograma para estimar anomalías de objetos típicos (dipolos con  $M = 5 \times 10^5$  cgs/ton, es decir  $k=8$ cgs)

### Fuentes anómalas inducidas y permanentes

Por lo general los objetos de hierro tienen magnetización permanente e inducida, lo cual da una magnetización neta que produce una sola anomalía cuando el c.m.t. es medido con un magnetómetro. Como regla general, se supone por simplicidad que la anomalía es producida solamente por el momento inducido. Sin embargo, para el más duro de los aceros, la magnetización permanente puede ser hasta 10 veces mayor que la inducida.

Aunque no se puede predecir la orientación del momento permanente de un objeto enterrado, puede suponerse que la mayor magnetización permanente, la mayor anomalía y la susceptibilidad  $k$  usada en la fórmula, es realmente un  $k$  efectivo que incluye tal magnetización incrementada.

Un simple tubo o un motor pueden producir un anomalía debida fundamentalmente al momento permanente. Contrariamente, cuando el objeto consta de varias partes, los momentos magnéticos permanentes de cada parte tienden a anularse, dejando solamente la magnetización inducida. Cuando los momentos permanente e inducido son del mismo orden (ver revolver en Tabla de Anomalías de Objetos Comunes), y el momento permanente está por causalidad orientado en la dirección del c.m.t., la anomalía observada será muy pequeña pero nunca cero.

Si uno es capaz de medir la susceptibilidad, permeabilidad o el momento magnético con los procedimientos del Capítulo VI, la siguiente expresión podría ser usada para estimar la amplitud de la máxima anomalía:

$$\mathbf{M} = \mathbf{k} \times \mathbf{F} \times \mathbf{V}$$

donde **M** es el momento magnético del dipolo, **k** la susceptibilidad que está entre 1 y 10 unidades c.g.s. para la mayoría de los objetos de hierro y acero, **F** el campo ambiente en gauss, y **V** el volumen en cm<sup>3</sup>. Si se desea usar la permeabilidad, recuerde que  $\mu = 1 + 4\pi k$ . Debe prestarse atención a los efectos de la desmagnetización (Capítulo VI: Rotación Sistemática para Magnitud y Dirección), que describe el hecho que la anomalía de un objeto de hierro casi esférico puede no ser tan grande como se supuso, por la sola consideración de  $\mu$  o **k**.

### Tuberías (Horizontales)

La mayoría de las tuberías tienen una gran magnetización permanente, y muestran distintas anomalías por cada tubo que componen la misma, es decir anomalías en cada junta debido a las diferentes características térmicas y mecánicas. Las válvulas y otros componentes pueden mostrar también anomalías separadas o individuales. Una tubería horizontal en un campo magnético a altas latitudes o en el ecuador, varía inversamente con el cuadrado de la distancia entre su centro y el magnetómetro, y se comporta como una línea de dipolos tal como se mostró en el Capítulo V. Entonces, la máxima amplitud de la anomalía de una tubería podrá ser estimada como:

$$T = \frac{M}{r^2} = \frac{k \times F \times A}{r^2} = \frac{k \times F \times \pi \times D \times t}{r^2}$$

donde **A** es la sección transversal, y **D** y **t** son el diámetro y el espesor de las paredes en la misma unidad que la distancia **r**.

Para la mayoría de los caños, el acero es duro y el **k** efectivo es por lo tanto alto, tal vez 10 ó 50 c.g.s. Por ejemplo, considere una tubería horizontal de 6" de diámetro, ¼" de espesor de paredes en un campo de 50.000 nT y enterrada a 20 pies del magnetómetro:

$$T = \frac{10 \times 5 \times 10^4 \times \pi \times 6 \times \frac{1}{4}}{(20 \times 12)^2} = 40 \text{ nT}$$

La expresión  $\pi \times D \times t$  representa el área de la sección transversal de la tubería. Un cálculo más preciso pero más complejo debería usar  $(\pi R_o^2 - \pi R_i^2)$ , donde **R<sub>o</sub>** y **R<sub>i</sub>** son los diámetros interior y exterior del caño.

Para tubos, varillas o cables de acero sólidos, se usa la misma expresión

$$T = \frac{M}{r^2} = \frac{k \times F \times A}{r^2} = \frac{k \times F \times \pi \times R^2}{r^2} \quad (\text{Con } R \text{ radio de la varilla})$$

La forma de la anomalía de tuberías en distintas direcciones e inclinaciones del campo se muestra en la Figura 47. Note las dificultades al detectar tuberías N-S en el ecuador en "Poligonales" del Capítulo V.

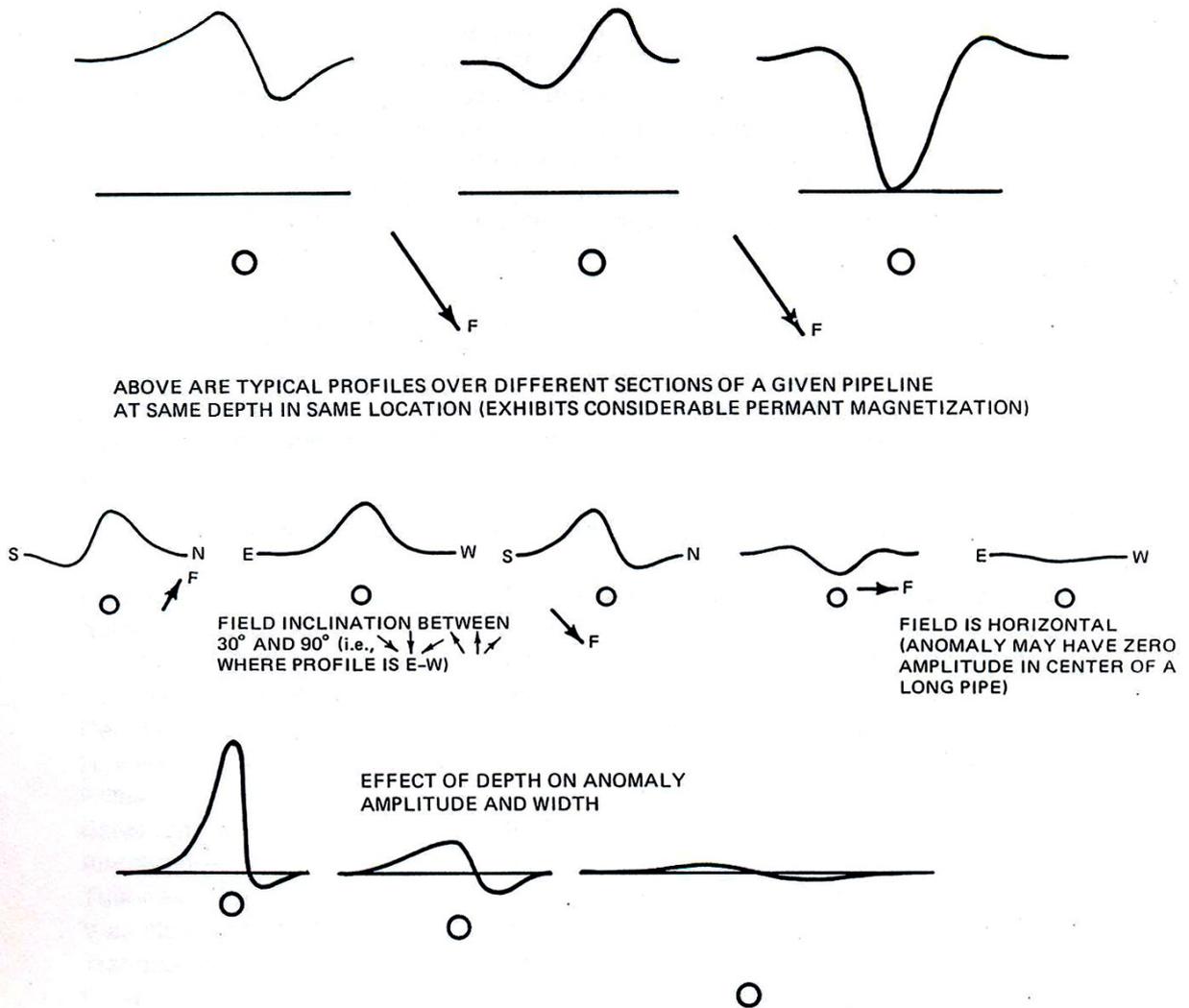


Figura 47. Anomalías de tuberías.

El momento magnético permanente es generalmente predominante en una tubería y tiene la forma que muestra la Figura 47, con el máximo y el mínimo de distinto signo y con una gran amplitud.

Una tubería es por lo general fácil de detectar porque su gran longitud garantiza que en algún lugar se la cruzará. También la forma de la anomalía variará con el cuadrado de la distancia, en vez de con el cubo como en el caso del dipolo (Las tuberías son líneas de dipolos), y por lo tanto se mantiene la gran amplitud.

Si se tiene acceso a los extremos de la tubería oculta, es posible conectarla a corriente continua para facilitar la detección y mejorar su campo magnético en tiempo o espacio. Por ejemplo, para encontrar la salida de una tubería entre varias enterradas, debe conectarse corriente en sentidos directo e inverso, leyendo ambas en cada punto. La ubicación de la anomalía podrá ser detectada cuando la diferencia entre estos valores sea mayor, lo que implicará que se está cerca de la tubería. Un Ampere de corriente a través de una tubería infinita producirá 10 nT a 60 pies. En este caso habrá 20 nT entre los picos que variarán inversamente con la distancia a la tubería. Sin embargo, observe la geometría mostrada en el Capítulo IX.

## Marcas magnéticas

A veces resulta de interés relocalizarse a uno mismo o a un objeto después de un largo período de tiempo, ya sea ubicar un punto fijo geodésico, una unión de tuberías o un punto en aguas poco profundas. En lugar de un radio transmisor o algún emisor de ondas electromagnéticas, es posible enterrar un imán que conserve su momento magnético por mucho tiempo y a una profundidad detectable pero segura. A veces suelen colocarse varios imanes orientados para producir un máximo que sea más fácil de detectar. Para casos muy particulares, un solenoide o un simple alambre con corriente continua, puede servir también para este proceso de relocalización.

En el comercio existen imanes de distintas dimensiones. Por ejemplo uno cilíndrico de 1/2" en diámetro por 2,74" de largo producirá un momento de 5.000 unidades c.g.s. o una anomalía de  $20\gamma$  a 10 pies. Un imán cilíndrico de Alnico V de 2" de diámetro por 10" de largo producirá una anomalía de  $18\gamma$  a 100 pies. Ambas anomalías variarán inversamente al cubo de la distancia, y directamente con el número de imanes "conectados" extremo a extremo por sus polos opuestos. Estos imanes tendrían una intensidad de magnetización o momento magnético por unidad de volumen  $I$  de aproximadamente 500 gramos por centímetro cúbico.

La siguiente tabla es ilustrativa de la magnitud de las anomalías que pueden producir diferentes objetos. Los valores son típicos y medios, y pueden variar entre 5 y 10 veces en función del tamaño del objeto, su construcción, orientación, magnetización permanente, cantidad y tamaño relativo de sus componentes, posición del magnetómetro respecto del objeto y otros parámetros ya analizados en los Capítulos V y VI.

**TABLA DE ANOMALIAS (MAXIMAS) DE OBJETOS COMUNES**

<b>Objeto</b>	<b>Distancia mínima</b>	<b>Distancia máxima</b>
Automovil (1 Tn)	10m ( $40\gamma$ )	30m ( $1\gamma$ )
Barco (1000 Tn)	30m ( $300-700\gamma$ )	300m ( $0.3-0.7\gamma$ )
Aeroplanos livianos	6m ( $10-30\gamma$ )	15m ( $0.5-2\gamma$ )
Destornillador 5"	1.5m ( $50-100\gamma$ )	3m ( $0.5-1\gamma$ )
Revolver (38 ó 45)	1.5m ( $10-20\gamma$ )	3m ( $1-2\gamma$ )
Rifles	1.5m ( $10-50\gamma$ )	3m ( $2-10\gamma$ )
Balas (2mm)	0.10m ( $4\gamma$ )	0.20m ( $0.5\gamma$ )
Alambrados	3m ( $15\gamma$ )	7m ( $1-2\gamma$ )
Tuberías (12")	7m ( $50-200\gamma$ )	15m ( $12-50\gamma$ )
Vías eléctricas FF.CC.	150m ( $5-200\gamma$ )	300m ( $1-50\gamma$ )
Tranqueras magnéticas	3m ( $20\gamma$ )	6m ( $2\gamma$ )
Pozos entubados	15m ( $200-500\gamma$ )	150m ( $2-5\gamma$ )

## Exploración arqueológica

Introducción: Los magnetómetros han sido usados en la exploración de numerosos sitios arqueológicos en todo el mundo, ya sea para detectar paredes y estructuras, vasijas, ladrillos, caminos, tumbas, monumentos y numerosos objetos sumergidos en agua como barcos, hierros, etc. La mayoría de estos objetos fueron detectados y mapeados por ser más magnéticos que el material que los cubría.

## Origen de las anomalías magnéticas arqueológicas

Estas anomalías existen como consecuencia del contraste de las propiedades magnéticas de las características culturales y el medio o material que las rodea, ambas compuestas del mismo material. Este contraste magnético es una función de la concentración y de la historia térmica y mecánica de la magnetización presente en ambos materiales.

La cantidad de magnetita determina la susceptibilidad y por lo tanto la magnetización inducida, como se vio en el Capítulo III para distintas configuraciones y materiales. La magnetización remanente, comúnmente presente en los materiales que han sido calentados, es responsable de las mayores anomalías provenientes de la arqueología (excepto el hierro).

### **Magnetización remanente**

La magnetización remanente de objetos arqueológicos es particularmente significativa no solo por su gran intensidad relativa, sino porque están íntimamente asociadas con objetos de antiguas civilizaciones. Esta magnetización remanente que también se llama magnetización termorremanente (ver Capítulo VII), se crea cuando la magnetita de las arcillas es calentada a altas temperaturas y luego enfriada en la presencia de un campo magnético. Los dominios magnéticos en cada cristal de magnetita son primero orientados aleatoriamente durante el calentamiento. Al enfriarse, muchos dominios se alinean con el c.m.t. y por lo tanto son paralelos, lo que crea una magnetización resultante mayor y fijada del objeto.

### **Arqueomagnetismo**

Los objetos citados no son solamente más fácil de encontrar que otros objetos en lugares arqueológicos, sino que en ciertos casos donde su posición de horneado con respecto a la vertical es conocida, puede hasta estimarse su edad. Esta se obtiene midiendo la inclinación de la magnetización remanente (por métodos descritos en el Capítulo VI) en el momento que fue horneado y enfriado. Esta inclinación magnética también puede ser comparada con la variación histórica del c.m.t. y con otros objetos similares ya datados por otros métodos.

### **Magnetización y susceptibilidad de los suelos**

Los suelos tienen una susceptibilidad magnética relacionada en general con la susceptibilidad de las rocas de las cuales provienen, es decir que suelos de rocas ígneas o volcánicas tienen más alta susceptibilidad que suelos alterados de arenas o rocas sedimentarias. Sin embargo, la magnetita es de los minerales más resistentes que está siempre presente en los suelos en más alta proporción que otros y más soluble. Además, la acción orgánica en suelos humíferos sería la responsable de la formación de minerales magnéticos (magnetita) desde formas no magnéticas de óxido de hierro, un fenómeno de importancia al mapear características asociadas con la civilización. Por lo tanto, los suelos pueden tener una susceptibilidad un poco más alta que la indicada en alguna tabla de susceptibilidades de rocas. Los suelos de  $10^{-4}$  unidades cgs. son comunes. Esta magnetita de superficie es también fuente de ruido magnético cuando se trata mediciones de precisión.

### **Magnetización remanente de los suelos**

Resulta de interés para la exploración arqueológica la presencia en superficie de suelos con magnetización remanente, a menudo con el doble de la intensidad de la magnetización inducida. Esta magnetización es debida a veces al calentamiento, pero más probablemente a la magnetización “viscosa” adquirida lentamente durante decenas de cientos de años, y a la formación in-situ de magnetita mediante el proceso orgánico citado anteriormente.

Esta magnetización remanente es más común en las capas superiores del suelo, y que si está “alterada” por el cultivo, excavaciones, por animales, el tráfico o por otro fenómeno que modifique la integridad del suelo, es destruida creándose una anomalía local negativa que también puede ser levantada con el magnetómetro.

### **Complejidad de las anomalías magnéticas**

Las anomalías observadas en sitios arqueológicos son en la mayoría de los casos muy complejas como consecuencia de varios factores.

Las fuentes que producen estas anomalías están a poca profundidad y por lo tanto cerca del magnetómetro, lo que enfatiza el de por sí extremadamente complejo efecto “campo cercano” de cualquier objeto. También las diversas fuentes de anomalías del suelo, rocas cerca de la superficie y las aglomeraciones humanas antiguas y modernas que incluyen los objetos de interés, suelen ser bastante pronunciadas.

### Planificación de una medición arqueológica y su factibilidad

El magnetómetro puede asistir a un programa arqueológico de diferentes maneras. La más obvia, localizar el sitio específico y sus características, profundidad estimada, control, rapidez y economía de las excavaciones. En algunos casos las excavaciones no deben ser realizadas, al menos inicialmente, donde los bordes de las estructuras y la extensión del sitio pueden ser mapeadas a través de las mediciones magnéticas, por ejemplo salvataje arqueológico, extensión de sitios conocidos, etc.

Aunque se piense que una medición magnética puede ser útil para mapear y detectar estas características, puede ocurrir que para muchos sitios no sea un método adecuado. Los elementos arqueológicos pueden tener un contraste magnético no detectable, el ruido del suelo ser excesivo y hasta el área puede ser mapeada a través de técnicas menos sofisticadas como la visual.

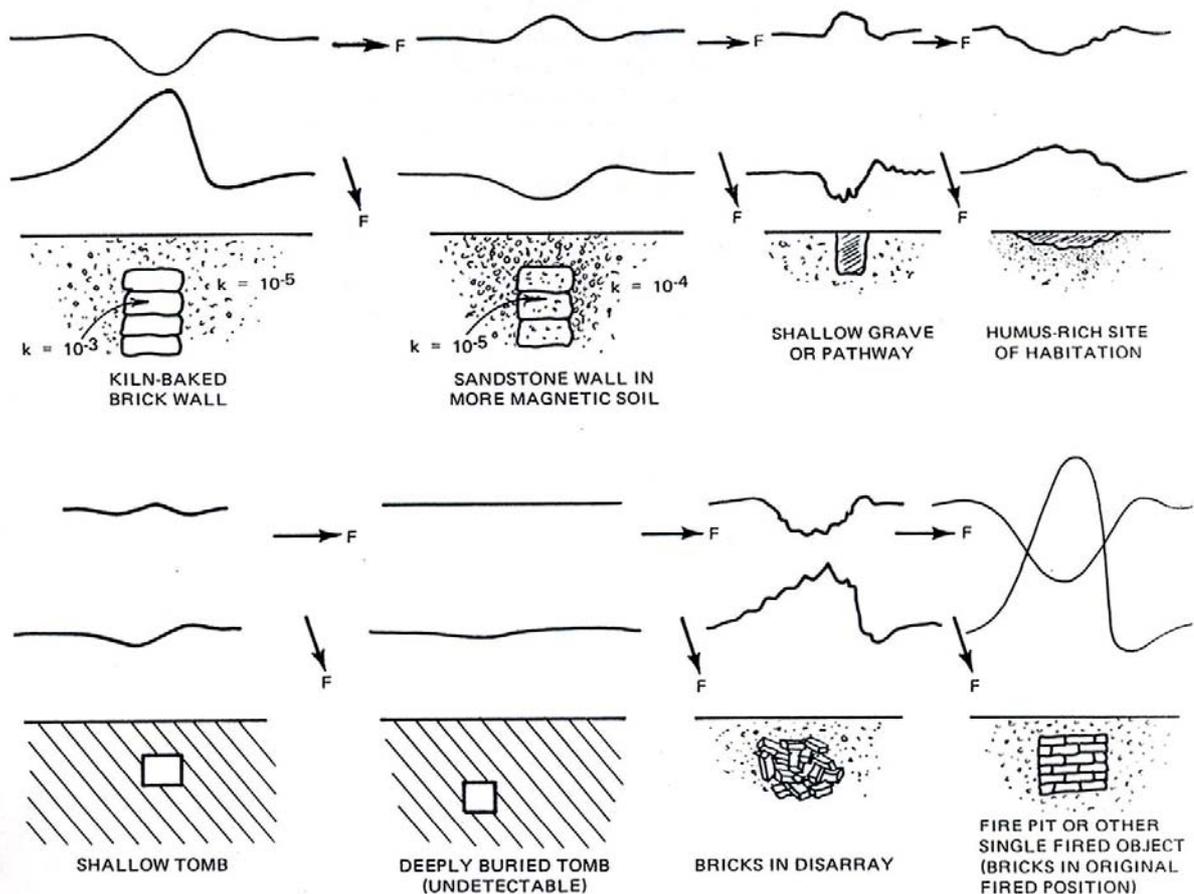


Figura 48. Anomalías típicas de elementos arqueológicos comunes

Los elementos arqueológicos conocidos y el material circundante en el área de estudio deberían ser primero considerados, y medidos por la técnica del Capítulo VI, para determinar si hay definitivamente un contraste de magnetización (estimado por los métodos del Capítulo V). Habiendo medido el magnetismo permanente e inducido (sin importar la dirección), habiendo estimado la amplitud de anomalía y determinado el ruido del suelo, se puede predecir si la medición magnética será de importancia. Nunca se tendrá la factibilidad hasta que no se intente la medición.

La profundidad de la amplitud puede ser usada como criterio para establecer la grilla o densidad de las mediciones. Generalmente, el área es dividida en sectores cuadrados de uno o dos cientos de pies, marcados con una cuerda de color que definan las líneas poligonales o la grilla. Las mediciones son echas en cada punto de la cuerda marcado previamente o en la intersección de las cuerdas cuando hay una grilla. Debe tenerse cuidado de que no haya error de orientación cuando el operador cambia de dirección.

Las variaciones con el tiempo pueden ser eliminadas si se ven anomalías pequeñas o profundas (por los métodos del Capítulo IV), usando ya sea una estación base registradora o reocupando estaciones medidas.

Los datos deberían ser interpretados (ver Capítulo IV) a la luz de lo que se conoce del área de investigaciones. Durante y después de las excavaciones puede ser útil continuar la medición en áreas selectivas, después que algún material haya sido quitado y la profundidad de elementos de interés haya disminuido bastante (por acceso a anchos y profundos agujeros, y si el suelo no es demasiado magnético o magnéticamente alterado). La figura 48 muestra varios tipos de anomalías para diferentes anomalías causadas por distintas características arqueológicas.

### Forma y amplitud de anomalías arqueológicas.

Para estimar la anomalía de un objeto arqueológico, considere la anomalía de un simple cubo de roca que representa un momento enterrado.

$$T = k \times F \times D^3 / r^3$$

donde **T** es la anomalía de gammas, **k** el contraste de la susceptibilidad por unidad de volumen, **F** el campo magnético terrestre en gammas, **D** la dimensión de un lado del cubo y **r** la distancia entre el sensor del magnetómetro y el centro del cubo.

Como un ejemplo consideremos un cubo de roca volcánica de 2 pies de lado a una distancia de 5 pies con  $k = 10^{-2}$  en un suelo de  $k = 10^{-4}$  y en un campo magnético de  $50.000\gamma$ . La susceptibilidad  $10^{-4}$  es bastante pequeña respecto a  $10^{-2}$  por lo que puede ser despreciada y la susceptibilidad de contraste será por lo tanto  $10^{-2}$ . Entonces:

$$T = 10^{-2} \times 5 \times 10^4 \times (2/5)^3 = 32\gamma.$$

En el caso de un hueco o una tumba de la misma geometría, y en el mismo suelo, habría una anomalía negativa.

$$T = -10^{-4} \times 5 \times 10^4 \times (2/5)^3 = -0.32\gamma$$

Como se ve, la anomalía es negativa porque es opuesta a lo que uno esperaría porque se trata de un hueco o vacío de material magnético. Generalmente un vacío no puede ser fácilmente detectado cuando la distancia entre el sensor y el centro de cuerpo es mucho más grande que sus dimensiones. Para detectar un vacío, el suelo debe tener magnetización de modo que el contraste produzca una mayor anomalía. Sin embargo, grandes magnetizaciones están asociadas con magnetizaciones no uniformes o inhomogéneas, lo cual es una importante fuente de ruido que enmascara la anomalía.

Otras anomalías pueden ser calculadas por los métodos presentados en el Capítulo V y las susceptibilidades del Capítulo VI.

## CAPITULO VIII

### TECNICAS DE GRADIOMETROS Y GRADIENTES

#### Introducción

Resulta de interés en la exploración magnética medir varios gradientes, particularmente el gradiente vertical usando un magnetómetro portátil. El gradiente horizontal medio a lo largo de una poligonal puede ser calculado fácilmente del perfil, no así con el vertical por no estar espaciadas las mediciones.

Un gradiómetro es así llamado porque mide el gradiente, y en el contexto de este manual, el gradiente del campo total. Para todos los requerimientos y aplicaciones sugeridas en este capítulo, definimos al gradiómetro como un magnetómetro diferencial, donde el espaciamiento entre sensores es fijo y pequeño con respecto a la distancia a las fuentes cuyo gradiente está a por ser medido. La diferencia en intensidad dividida por la distancia entre los sensores es entonces el gradiente en el punto medio entre los sensores. Un magnetómetro cuasidiferencial que usa un solo sensor con sucesivas mediciones en dos posiciones, se sugiere como lo más práctico en lugar de usar dos sensores.

Es deseable que la medición del gradiente tenga una sensibilidad de unos 0,25  $\gamma$  por razones que luego vendrán a ser obvias. Pero 1  $\gamma$  es adecuado cuando las anomalías y sus gradientes sean suficientemente grandes. Como una condición adicional de cierta importancia en cualquier aplicación de gradiente es que no haya suficiente ruido.

#### Aplicaciones del gradiómetro

El gradiente vertical, o cualquier gradiente tienen varias propiedades interesantes en exploración magnética. Primero, las anomalías de gradiente tienden a resolver anomalías compuestas o complejas en sus constituyentes originales, y sobre la misma base, automáticamente resuelven el gradiente regional, definen mejor las anomalías someras consideradas de interés y eliminan las variaciones con el tiempo y tormentas magnéticas.

Las mediciones que implica el gradiente son hechas casi simultáneamente, y muy poco espaciadas comparadas con el efecto de las tormentas magnéticas y las variaciones diurnas, de modo que tales efectos en las dos lecturas son esencialmente idénticos y por lo tanto eliminados al hacer la diferencia.

Un tercer atributo útil del gradiente, es que puede ser usado cuantitativamente o por sus propiedades vectoriales (gradiente de un escalar) para detectar la profundidad de una anomalía, el momento magnético, la forma y su ubicación. Estas propiedades vectoriales permiten también usar las técnicas del diagrama vectorial que requieren los más complejos magnetómetros de componente vertical u horizontal o las agujas de inclinación modificadas.

El uso del magnetómetro portátil como gradiómetro implica ciertas dificultades en comparación con el magnetómetro simple. Algunas de las aplicaciones requiere no solo dos, sino tres y aún cuatro lecturas por estación, y el consecuente esfuerzo adicional de reducción de los datos.

Las ventajas de un instrumento como el magnetómetro protónico, que no requiere orientación, son en este caso inválidas por las dos lecturas del gradiómetro, aunque esta orientación puede ser aproximada y del orden de varios grados.

Finalmente, debe tenerse más cuidado en la obtención de los datos (operador magnético, posiciones del sensor, etc.), porque el gradiómetro requiere de mayor precisión en las mediciones. La aplicación adecuada de las técnicas dadas en este capítulo, pueden sin embargo justificar el esfuerzo extra en la medición.

#### Condiciones para la medición del gradiente.

Como se definió, un gradiómetro es un magnetómetro diferencial, es decir que mide o se calcula una diferencia  $\Delta T$  entre dos lecturas en diferentes ubicaciones.

El más importante requerimiento es que el espaciamiento  $\Delta r$  sea pequeño respecto a la distancia  $r$  a la fuente de anomalía. Si uno considera un dipolo, por ejemplo, un sensor en  $r$  mediría una anomalía  $T$  y un segundo sensor a  $2r$  solamente mediría  $1/8T$ , es decir que este segundo sensor no estaría detectando la anomalía que bien puede estar en el infinito. La medición diferencial es en este caso, por fines prácticos, la misma que la de un único sensor de medición del campo total. Más específicamente, el gradiente puede ser expresado como:

$$\frac{\Delta r}{\Delta T} \approx \lim \frac{T_r - T_{r+\Delta r}}{\Delta r} = \frac{dT}{dr}$$

donde  $\Delta T = T_r - T_{r+\Delta r}$  es el campo total diferencial entre la posición de dos sensores separados  $\Delta r$ , y  $dT/dr$  es la derivada o gradiente de  $T$  en la dirección de  $r$ .

La expresión  $\Delta r \Rightarrow 0$  expresa la condición matemática que  $\Delta r$  debería ser pequeño con respecto a  $r$  (en teoría debería ser cero). Si  $\Delta r$  es menos que  $1/10 r$  o incluso  $1/5 r$ , la condición se satisface en el contexto de las aplicaciones sugeridas. Generalmente no es necesario hacer  $\Delta r$  mas pequeño que  $1/10 r$  porque el gradiómetro perderá sensibilidad. Aspectos prácticos también condicionan este límite.

Como se vio, un magnetómetro de campo total mide solo la componente de cualquier anomalía local en la dirección del campo no perturbado. Para una anomalía local  $T$ , el magnetómetro medirá  $T_F$  en la dirección  $F$ . El gradiómetro medirá  $dT_F/dr$ , es decir el gradiente en la dirección  $r$  de la componente de la anomalía  $T$  en la dirección del campo total.

### Sensibilidad del gradiómetro

La expresión  $\Delta T/\Delta r$  o  $dT/dr$  es la medida observada por el gradiómetro (después de una adecuada reducción de los datos). El gradiómetro entonces mide un gradiente expresado en gammas por metro en la dirección de  $r$  (o un gradiente vertical  $dT/dz$ ), la que puede ser contrastada con la medición de  $T$  (campo total  $F$ ), que es un escalar sin dirección específica. (Nota: la anomalía  $T$  es usada aquí en vez del campo total  $F$  por simplicidad y para ser consistente en las expresiones para las anomalías).

El valor más pequeño que el gradiómetro puede medir es la sensibilidad del gradiómetro. Este valor puede ser hecho aún más pequeño minimizando  $\Delta T$  o maximizando  $\Delta r$ , entonces un magnetómetro con una sensibilidad de  $1\gamma$  y espaciamiento de 3 pies entre sensores, tiene una sensibilidad de 0,3 gammas por pies. Para uno de  $0,25\gamma$  e igual separación, tendrá 0,06 gammas por pies de sensibilidad. Aumentando la separación a 8 pies, tendremos 0,03 gammas por pies, sensibilidad adecuada para exploración petrolera.

### Lecturas del gradiómetro en el campo

Las mediciones del gradiómetro para estas aplicaciones son el gradiente vertical  $dT/dz$  y los dos gradientes horizontales  $dT/dx$  y  $dT/dy$ . Siendo  $x$ ,  $y$ ,  $z$  las coordenadas a lo largo, ancho y alto del perfil respectivamente. Cuando estos tres gradientes son usados en conjunto, se utiliza el símbolo de derivadas parciales  $\partial T/\partial x$ ,  $\partial T/\partial y$  y  $\partial T/\partial z$  pero siguen siendo los valores de antes. Una lectura diferencial vertical puede ser obtenida usando un solo sensor, ubicado primero a una elevación y luego en otra sobre el mismo punto. Las elevaciones típicas son 4 pies y 8 pies para gradientes grandes (exploración minera) y 4 y 12 pies para pequeños gradientes, ya que a mayor separación mayor sensibilidad. Es importante en las observaciones de gradiómetro vertical que el sensor ocupe la misma posición horizontal durante cada medición. El posible arreglo es ubicar el sensor sobre una larga varilla que luego de leer se gira  $90^\circ$  y se lee nuevamente. (Figura 49)

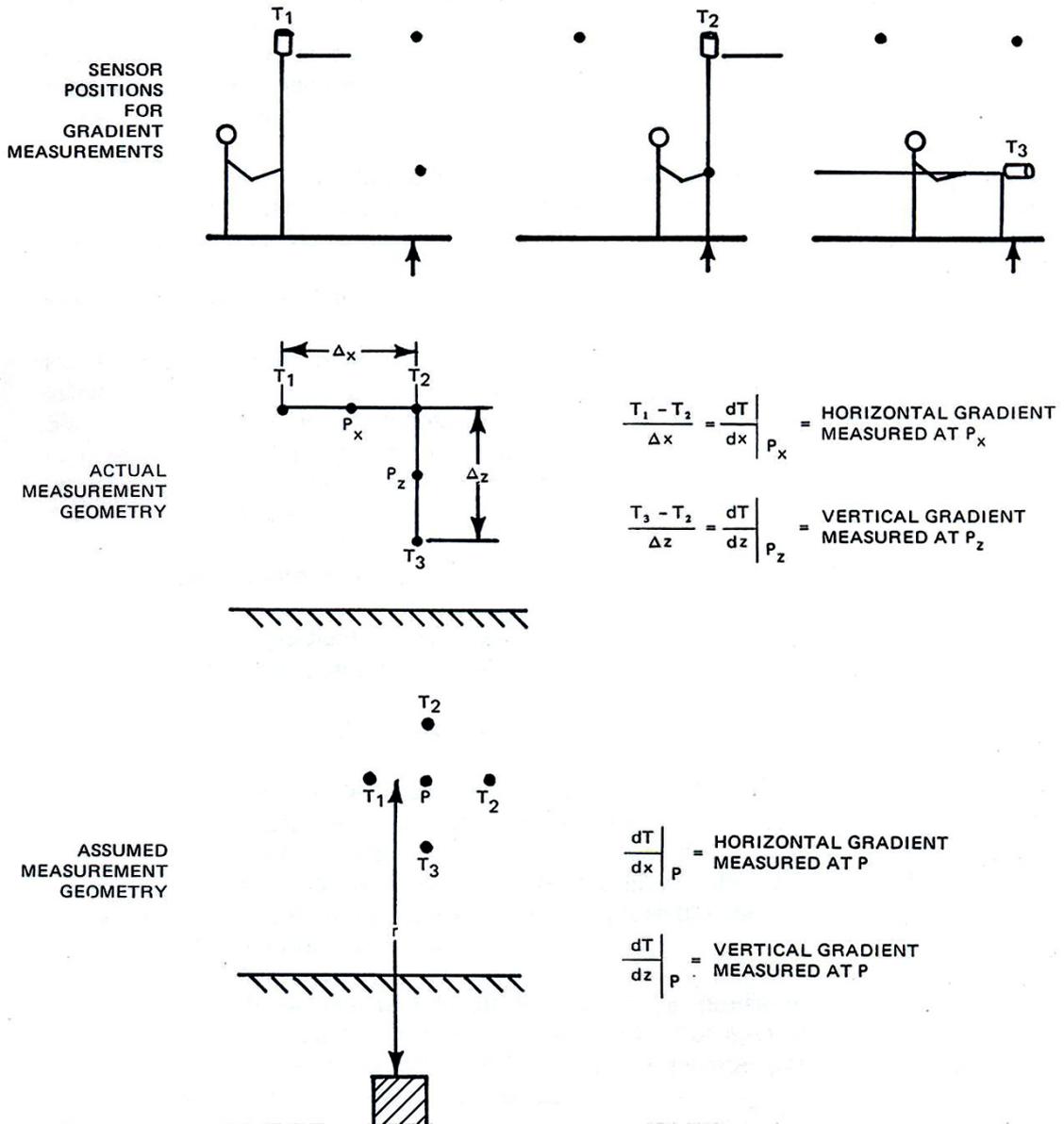


Figura 49. Procedimientos de medición con gradiómetros.

El gradiente horizontal puede calcularse en cualquier punto como la pendiente del perfil del campo total en cada posición horizontal. Un gradiente horizontal adecuado solo puede calcularse de esta manera cuando las anomalías son anchas, es decir de fuentes profundas. En el caso de someras fuentes anómalas como en exploraciones de minerales, donde las variaciones del campo total son grandes y de cambios rápidos, la medición del campo total puede ser suficientemente espaciada para permitir una medición precisa de la pendiente. En tales mediciones, el gradiente horizontal puede medirse de cualquiera de las formas vistas, pero aumentando tiempo y esfuerzo.

En teoría, deberían realizarse 7 mediciones: dos para el gradiente vertical y dos para cada uno de los horizontales, más una medida en el punto medio para el campo total. En la práctica, cuando las fuentes están a más de 100 pies, se recomiendan solo tres lecturas: 2 espaciadas unos 8 pies y a la altura de 8 pies y la tercera debajo de una de las dos primeras a una altura de 4 pies. Aquí se supondría que la medición estuvo centrada en un mismo punto como si fuera el ideal. La lectura más baja de cualquier par de lecturas de 1 gradiómetro, no debe ser hecha muy cerca del suelo debido al ruido magnético de la microtopografía. Por otro lado es deseable maximizar la separación entre sensores para aumentar la sensibilidad, pero sin que el sensor de más arriba esté muy alto.

Los dos sensores en cualquier configuración no deberían estar más de 5° o 10° fuera de la línea horizontal o vertical, porque se está haciendo una medición vectorial que obviamente depende del ángulo.

### El gradiómetro como filtro

Por las razones que se dan en la siguiente sección, el gradiente automáticamente elimina el efecto regional e incrementa la resolución de las anomalías locales (Figura 50). Los dos bordes de una fuente (Figura 51), son más agudamente mostrados con un gradiente vertical que en un campo total, igual ocurre con un gradiómetro horizontal. La misma propiedad hace que el gradiómetro no sea útil en áreas ruidosas o de muchas anomalías pequeñas.

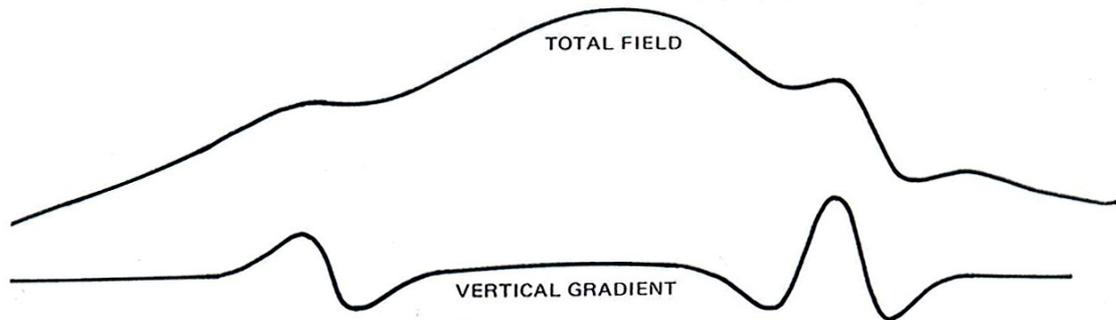


Figura 50. El Gradiómetro como filtro para quitar el gradiente regional

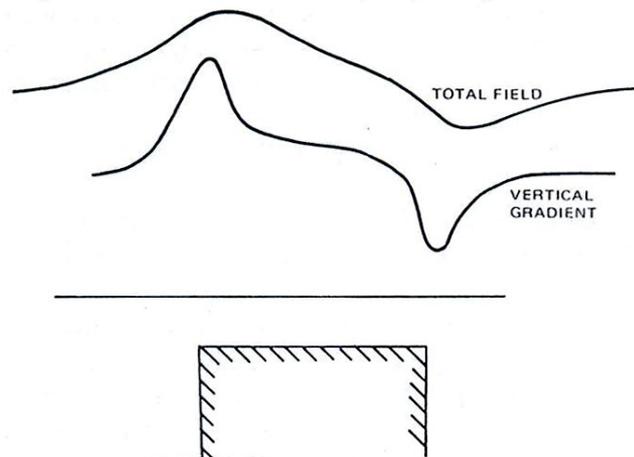


Figura 51. El Gradiómetro para resolver anomalías locales

### Calculo del gradiente vertical

Para un dipolo, el gradiente vertical se obtiene derivando la expresión del dipolo (ver Capítulo V para otras orientaciones del dipolo)

$$T = M/Z^3 \text{ y } dT/dZ = -3M/Z^4 = -3/Z \times M/Z^2 = -3T/Z$$

Note que la anomalía del gradiómetro varía con  $1/Z^4$ , lo que explica porqué el gradiómetro automáticamente elimina las anomalías regionales. En otras palabras, el gradiente varía mucho más con la distancia que con el campo, mejor dicho, la diferencia en intensidad entre dos sensores próximos entre sí pero distantes de una fuente de anomalía, es tan pequeña que es despreciable comparada con la diferencia en intensidad de fuentes cercanas.

La expresión  $3T/Z$  permite una rápida estimación del gradiente de un dipolo, dado solamente el campo total y la distancia a la fuente. Por ejemplo, el campo terrestre mismo tiene un gradiente vertical entre 0,004 y 0,008 gammas por pies en el ecuador y los polos respectivamente. Para una fuente monopólica:

$$T = M/Z^2 \text{ y } dT/dZ = -2M/Z^3 = -2/Z \times M/Z^2 = -2T/Z$$

como se ve, la anomalía varía como  $1/Z^3$  y para cualquier fuente podríamos generalizar:

$$T = M/r^n \text{ y la anomalía } dT/dr = -nM/r^{n+1}$$

Por lo que la anomalía siempre varía universalmente a un orden mayor que el campo.

### Profundidad estimada por el gradiente vertical

Si se supone que la fuente dada es un dipolo, lo que es cierto para la mayoría de los casos, la razón de caída es  $n=3$ , entonces de la medición del gradiente  $dT/dZ$  y de la anomalía total  $T$  se puede estimar la profundidad  $Z$  por

$$Z = -3T/(dT/dZ)$$

Entonces es posible determinar la profundidad sin conocer el momento magnético. Más aún, estos valores pueden ser reinsertados en la expresión básica para un dipolo y así calcular  $M$  que es el producto de  $K$ ,  $F$  y  $V$ , los cuales pueden ser útiles para determinar la susceptibilidad o el volumen de reservas minerales, tipos de rocas, etc.

No es importante que la anomalía de un dipolo involucre a  $M$  o a  $2M$ , porque  $T = 2M/Z^3$ , entonces  $dT/dZ = -6M/Z^4 = -3T/Z$  y  $Z = 3T/(dT/dZ)$ , que es la misma para  $T = M/Z^3$  de antes.

Por lo tanto la profundidad puede ser calculada de este modo, lo que elimina la dependencia del conocimiento de  $M$  y sus factores. Para un monopolo  $Z = 2T/(dT/dZ)$  y para un cilindro horizontal  $Z = -T/(dT/dZ)$  y para cualquier anomalía, generalizada será:  $Z = nT/(dT/dZ)$ .

Alternativamente, uno puede desear calcular profundidades usando las mediciones separadas de campo total, en vez del uso del gradiente, particularmente cuando el espaciamiento de los sensores es mayor que  $1/5$  de la distancia a la fuente, lo cual invalida la medición del gradiente. Como un ejemplo, consideramos de nuevo un dipolo:

$T_z = M/Z^3$  a una elevación  $Z$  y  $T_{z+\Delta Z} = M/(Z + \Delta Z)^3$  a una elevación de  $Z + \Delta Z$  entonces dividiendo las dos expresiones tendremos:

$$\frac{T_z}{T_{z+\Delta Z}} = \left( \frac{Z+\Delta Z}{Z} \right)^3 \quad \text{y} \quad z = \frac{\Delta Z}{\left| \frac{T_z}{T_{z+\Delta Z}} \right|^{1/3} - 1}$$

### Expresión general que vincula gradientes y coordenadas

Las anteriores expresiones para estimar profundidades con el gradiente vertical y  $Z$ , son un caso especial de la siguiente expresión general (conocida como expresión de Euler para ecuaciones homogéneas) :

$$X.\partial T/\partial x + Y.\partial T/\partial y + Z.\partial T/\partial z = -nT$$

donde  $n$  es el factor de caída (por ejemplo  $n=3$  para el dipolo y  $2$  para el monopolo). Entonces sobre una anomalía donde  $x = 0$  e  $y = 0$  :  $z = -nT/(\partial T/\partial z)$  como antes.

Tal expresión es solamente aplicable para fuentes simples que tengan un valor particular y efectivo de  $n$  (matemáticamente homogéneo). Es posible utilizar los valores medidos del gradiente en varios puntos de un perfil para resolver la profundidad  $Z$  (y el factor de caída  $n$ ). Suponiendo que el perfil está sobre una anomalía y en la dirección del Norte magnético (dirección  $X$ ),  $\partial T/\partial y$  e  $y$  serían pequeños y por lo tanto el término  $y\partial T/\partial y \approx 0$ . Donde el gradiente horizontal es cero,  $\partial T/\partial x = 0$  y  $z = -nT/(\partial T/\partial y)$ . Similarmente, cuando  $x = 0$ ,  $z = -nT/(\partial T/\partial y)$ .

Entonces  $Z$  y  $n$  tienen el mismo valor relativo en estos dos puntos del perfil. Uno detectado por observación de  $\partial T/\partial x = 0$  que sería un pico (máximo o mínimo) de la anomalía, y el otro en  $x = 0$ , es decir el punto justamente sobre la anomalía y que por lo tanto puede ser determinado. Graficando valores de  $Z$  en función de  $n$  para varios valores de  $\partial T/\partial x$ ,  $\partial T/\partial z$  y  $x$ , obtendremos una serie de líneas rectas que se intersectan en la solución de  $Z$  y  $n$ . Ver figura 52.

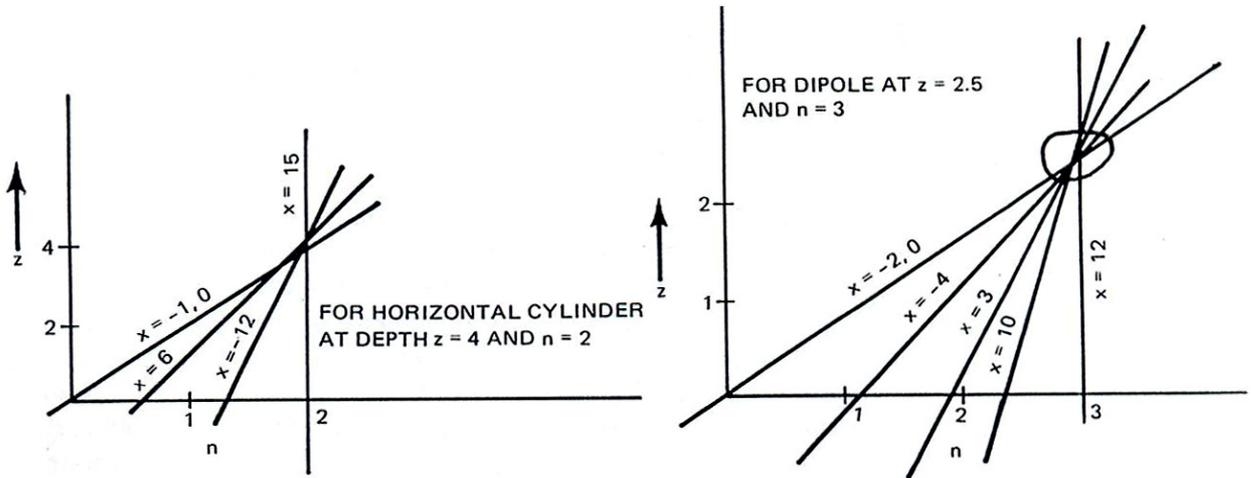


Figura 52. Solución gráfica para las ecuaciones de Euler para casos típicos

Puede obtenerse una expresión similar a la de Euler que no requiere la magnitud de la anomalía, sino solamente del gradiente, y puede ser usada para resolver ubicación y profundidad de la anomalía.

El producto escalar del radio vector  $\vec{r}$  por del vector gradiente  $\vec{\nabla T}$  tomados a lo largo de un perfil es:

$$x(\partial T/\partial x) + y(\partial T/\partial y) + z(\partial T/\partial z) = |\vec{\nabla T}| \cdot |\vec{r}| \cos\theta$$

donde

$$|\vec{\nabla T}| = [(\partial T/\partial x)^2 + (\partial T/\partial y)^2 + (\partial T/\partial z)^2]^{1/2} \quad \text{y} \quad |\vec{r}| = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$$

y  $\theta$  es el ángulo entre los dos vectores. Este ángulo es generalmente cero cuando la línea radial hacia la fuente es paralela al campo de la tierra (para fuentes inducidas). Esta expresión puede ser usada expresando  $\theta$  en términos de las coordenadas y los gradientes, o por la ecuación  $|\Delta T| \cdot |\mathbf{r}| \cdot \cos \theta = -nT$ , y se resuelve  $x$ ,  $z$  y  $n$ .

### Diagramas vector gradiente y vector campo total

Quienes prefieren los métodos gráficos para expresar los datos de perfiles magnéticos, deben considerar nuevamente las expresiones de arriba, pero solamente en lo que hace magnitudes. Suponiendo una anomalía de dos dimensiones (infinitamente larga), o una poligonal sobre una fuente de tres dimensiones cuando  $\partial F/\partial y = 0$  y/o  $y = 0$ , los perfiles para  $\partial T/\partial z$  y  $\partial T/\partial x$  aparecerían como en la Figura 53.

Invirtiendo  $\partial T/\partial z$  y graficando en sus respectivas direcciones las magnitudes relativas de cada gradiente, tomadas directamente de cada curva, se puede obtener un conjunto de vectores gradientes y sus vectores sumas, lo que es análogo, sino idéntico, a los componentes de un campo de una anomalía cuando son observadas usando un magnetómetro de intensidad horizontal o vertical, o una aguja de inclinación.

En el caso del magnetómetro de campo total, sin embargo, la medición básica es un escalar que es fácil y rápidamente obtenida. La medición de un vector requiere de un gradiómetro para obtener el gradiente de un escalar con requerimientos de orientación en unos pocos grados.

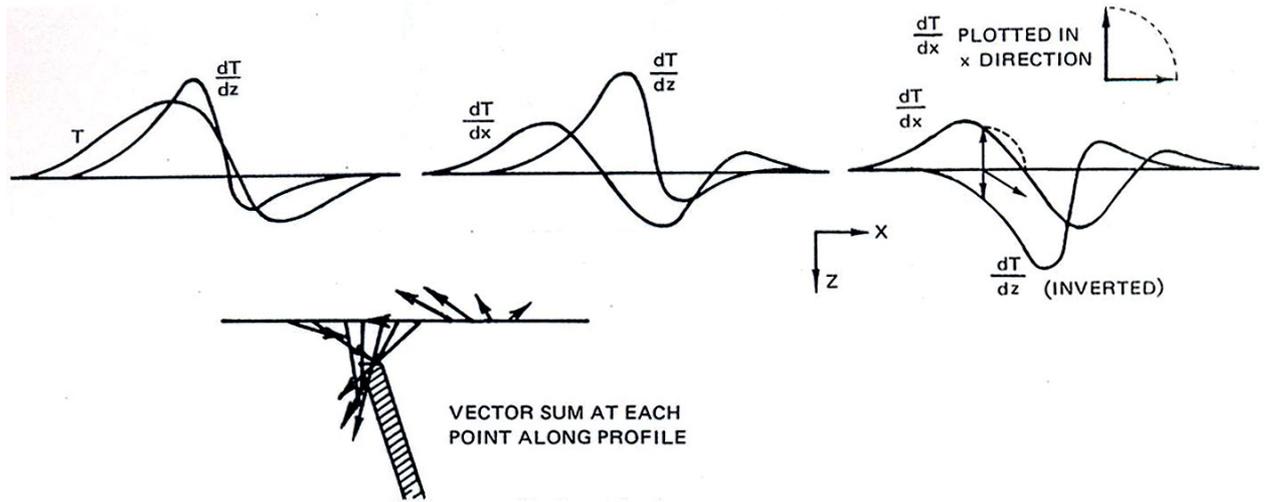


Figura 53. Diagramas de vectores gradiente

Contrariamente, la medición de cualquier componente implica lentitud y mucho cuidado para obtener precisiones del orden de los minutos de arco. Tal diagrama de vectores, puede ser aplicado a una representación gráfica de ciertas estructuras geológicas comunes como las de la figura 54 que son muy útiles en la exploración.

Una alternativa interesante para obtener vectores o información direccional desde el escalar campo total, se muestra como el método para determinar la dirección del campo en el Capítulo VI. Para ello se emplea un solo sensor, una varilla y una pequeña brújula (de acero duro y ligeramente imantada). Como este arreglo se posiciona en varias direcciones, se observa claramente un máximo y un mínimo en la dirección del  $\text{cmt}$ . Se fija un nivel de burbuja en ese arreglo para observar y luego graficar, pequeños cambios de inclinación del campo terrestre en la vecindad de la anomalía, particularmente de las grandes.

Modificaciones más sofisticadas de tal esquema requerirían de un display para la determinación rápida de la máxima y mínima lectura, o un sistema de bobina para modelar el campo en una dirección perpendicular o paralela.

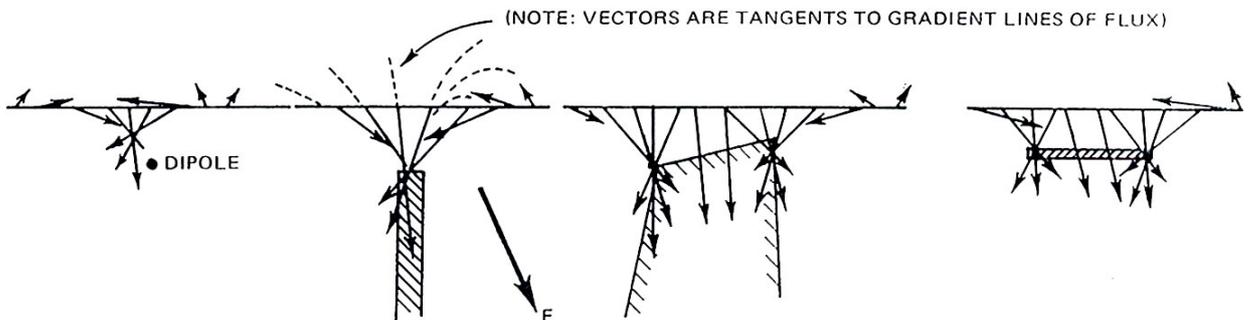


Figura 54. Diagramas de vectores gradiente

## CAPÍTULO IX

### MEDICIONES MAGNETICAS DE LA DISTRIBUCION DE CORRIENTES ELECTRICAS

#### Introducción

Las anomalías magnéticas descritas desde el Capítulo I al VIII, conciernen a las originadas en distintas distribuciones de magnetita. La principal excepción a estas fuentes de anomalías, fueron ciertas fuentes de ruido que incluían las variaciones del campo con el tiempo, los trenes eléctricos y las líneas de energía eléctrica continuas y alternas. Puede ser obvio que las corrientes eléctricas produzcan perturbaciones del campo magnético medibles con un magnetómetro. Tales efectos son importantes de considerar cuando se evalúan las posibles fuentes de ruido.

Entre las fuentes de ruido a considerar para estas aplicaciones, estarán aquellas debidas a largos alambres, pares de alambres paralelos, láminas conductoras, solenoides y bobinas de Helmholtz. En todos los casos, en este capítulo solo la corriente continua se considera que produce anomalías medibles con el magnetómetro.

Las fuentes de corriente alterna no son fácilmente medibles con un magnetómetro portátil, y son solamente consideradas a la luz de su efecto degradante sobre la señal de precesión protónica.

#### Aplicaciones

Para estimar el efecto de un tren eléctrico, subterráneo o una línea de alto voltaje de corriente continua, usaremos la estimación del campo que producen un par de fuentes de corriente lineales. En el Capítulo VII vimos que una tubería con corriente en sus extremos sirve para localizar su trayectoria. Una lámina con corriente y consecuentemente su campo, es útil como un método activo para la exploración de minerales. Un solenoide y cualquier otra forma circular de alambres con corriente es usado para crear un campo uniforme. Un solenoide produce un campo externo idéntico al de un imán, excepto que el campo del solenoide puede ser variado en intensidad y sentido, y ser cortado bruscamente si se desea. Tal solenoide puede ser usado para relocalización bajo suelo, rocas o aguas poco profundas. Similarmente, un solenoide puede ser ubicado en bocas de pozos o en el fondo de pozos para determinar su dirección.

Pueden construirse varias configuraciones de bobinas para producir un campo magnético uniforme, medir las propiedades magnéticas de materiales, anular o cambiar la dirección del cmt., etc. Estas bobinas tienen la forma de un gran cubo, esferas o diferentes formas ortogonales, como la de Helmholtz que tiene dos bobinas idénticas coaxiales separadas una distancia igual a su radio. En el centro de este arreglo hay un campo uniforme cuya intensidad depende de la corriente de la bobina.

Una bobina de Helmholtz puede ser usada con un magnetómetro de campo total para obtener los componentes del cmt. Si por ejemplo la bobina se alinea con su eje vertical, la componente vertical del cmt. puede ser anulada generando una igual pero opuesta, y dejando solo la componente horizontal del campo. Un sensor de campo total dentro de la bobina, mide solamente el campo horizontal y los cambios de esta dirección, es decir que mide la componente horizontal. La componente vertical puede medirse anulando primero la horizontal.

Como otra aplicación del efecto de las corrientes eléctricas sobre el cmt., considere la medición de la conductividad del suelo, lo que sería también de interés en exploración geológica. Usando métodos geoelectrónicos, con los electrodos en distintas configuraciones y espaciamientos se envía corriente continua al suelo por un tiempo mayor que el de medición del magnetómetro. El campo magnético de la distribución de corriente resultante, puede ser medido y mapeado con el magnetómetro, como un método indirecto para mapear la conductividad (o la resistividad) del suelo.

Entonces un magnetómetro de 0,25  $\gamma$  de sensibilidad puede ser usado como un rápido medidor de conductividad, sin restricciones de orientación ni de contactos con el suelo. Nota: la corriente debería ser cambiada de polaridad durante lecturas consecutivas en un mismo punto,

usando la diferencia de lecturas como una medida de la densidad de corriente. El arreglo de electrodos debería estar alineado en la dirección del cmt., y el magnetómetro puede ser usado como un medidor convencional de campo cuando se quite la corriente.

### Configuración del campo magnético de fuentes de corrientes eléctricas

Se supone, como antes, que el campo de cualquier fuente es mucho menor que el ambiente cmt. (excepto en el caso de la bobina de Helmholtz) y que el magnetómetro de campo total mide solamente componentes de campos producidos por corrientes, en la dirección del campo ambiente.

El campo de un alambre largo se muestra en la figura 55 como círculos concéntricos, y su dirección cumple con la regla de la mano derecha.

Observe por ejemplo que el magnetómetro de campo total no detectará el efecto de la corriente en un alambre paralelo al campo. Dos alambres largos a distancias mucho mayores que su separación, se cancelan casi totalmente. La configuración del campo aparecerá como una línea de dipolos cuyos ejes están a ángulos rectos del plano de los dos alambres. (Figura 55).

Un solenoide produce un campo externo idéntico al de una barra magnética. Sus líneas de campo y las de una bobina de Helmholtz se muestran en la figura 55.

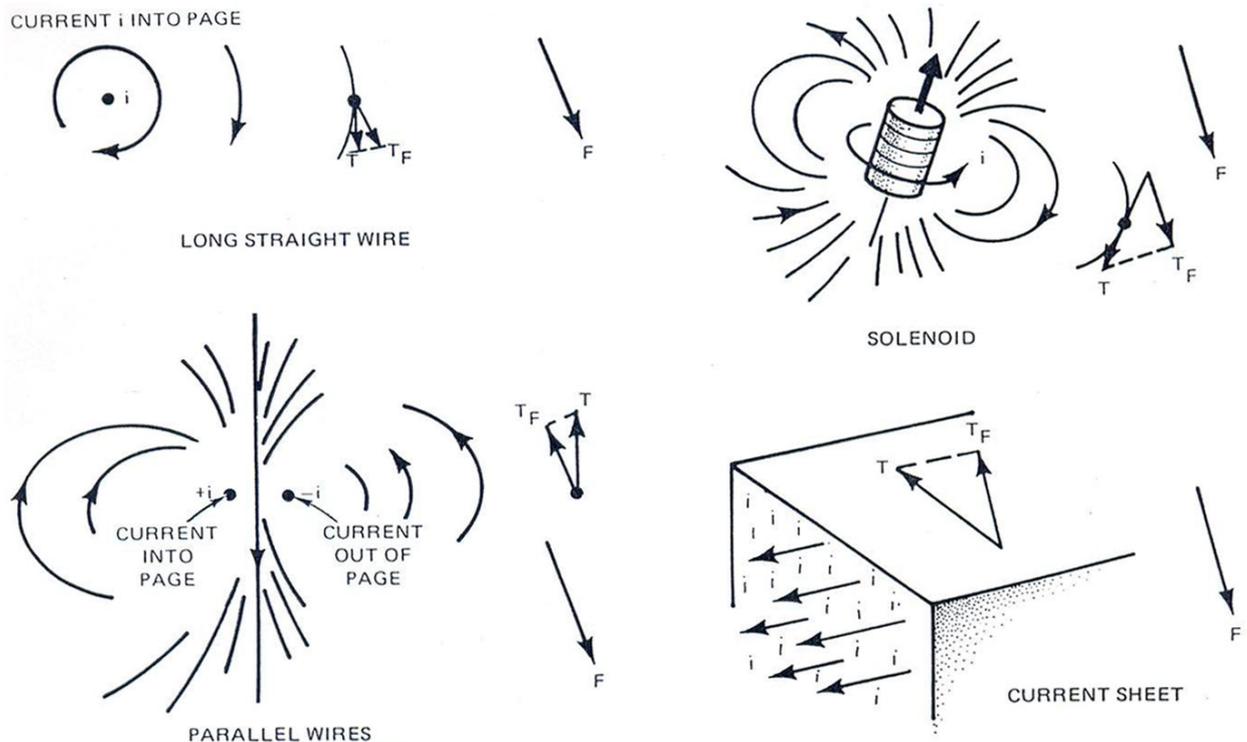


Figura 55. Campo magnético para diferentes fuentes de corriente eléctrica

### Amplitud del campo de las fuentes de corriente

El campo de un alambre largo está dado por  $\mathbf{T} = 0,2 i/r$  donde  $\mathbf{T}$  es la anomalía en la dirección del campo en gauss ( $10^5 \gamma = 1g = 1 \text{ oe}$ ),  $i$  es la corriente en amperes y  $r$  es la distancia en centímetros entre el alambre y el punto de medición. La anomalía  $\mathbf{T}$ , cuando es medida con un magnetómetro de campo total, es como antes la componente de  $\mathbf{T}$  en la dirección de  $\mathbf{F}$ .

Un par de alambres de longitud infinita con corriente en direcciones opuestas, dará una anomalía

$$T_n = 0,8 dxi / (4r^2+d^2)$$

en un punto a una distancia  $r$  perpendicular al punto medio de los alambres separados a una distancia  $d$ .

El campo en un punto sobre el plano de los alambres será  $T_{\theta} = 0,2 \, d \times i / (4r^2 + rd)$

Cuando  $r \gg d$ , el campo es el mismo para una distancia  $r$  en cualquier dirección desde los alambres, y se comporta como si fuera una línea de dipolos con amplitud  $T = 0,2 \, d \times i / r^2$ .

Como un ejemplo, considere un tren eléctrico en el ecuador magnético en una vía en dirección Este-Oeste, con varios vagones dibujando líneas de corriente por un total de 2.000 amperes, con una distancia  $d = 500$  cm entre el alambre (cable) superior que lleva corriente y las vías por las que regresa la corriente, y con el magnetómetro a 1 Km ( $10^5$ cm)

$$T_F = T = 0,2 \times 5 \times 10^2 \times 2 \times 10^3 / (10^5)^2 = 2 \times 10^{-5} \text{ gauss} = 2\gamma$$

Con la configuración de este campo (Figura 55), el efecto de este tren en una vía en la dirección N-S en el Ecuador, o en cualquier dirección en el Polo Norte magnético daría  $T_F = 0$ , es decir que no producirá ningún efecto en un magnetómetro de campo total.

Una lámina conductora con densidad de corriente  $i$  amperes por centímetro, producirá un campo  $T$  a  $90^\circ$  del flujo de corriente sobre la lámina y en el sentido dado por la regla de la mano derecha. La corriente es  $T = 0,2\pi i$ , donde la intensidad no varía con la distancia desde la lámina.

El campo externo de un solenoide puede ser expresado por  $T = 0,2 \times \pi \times a^2 \times N \times (i/r^3)$

donde  $T$  es el campo en gauss a lo largo del eje del solenoide (la mitad de este valor a la misma distancia a  $90^\circ$  del eje),  $a$  el radio del solenoide,  $N$  el número de espiras. El campo se comporta con todas las características geométricas descritas en el Capítulo V. Para un solenoide de un radio medio de 2 centímetros, con 500 espiras llevando una corriente de 0,1 ampere, con su eje paralelo al campo. A 50 cm al Este u Oeste del solenoide, el campo  $T$  en sentido opuesto al del solenoide será:

$$T = (1/2) 0,2 \times \pi \times 2^2 \times 5 \times 10^2 \times 0,1 / 50^3 = 5 \times 10^{-4} \text{ gauss} = 50 \gamma$$

Una Bobina de Helmholtz produce un campo  $T = 0,899 \, Ni/a$  en su centro, e independiente de la dirección del campo terrestre. Más información sobre campos de sistemas de bobinas puede ser encontrada en publicaciones sobre observatorios magnéticos.