

Comisión Nacional del Agua

**MANUAL DE AGUA POTABLE,
ALCANTARILLADO Y SANEAMIENTO**

EXPLORACIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNETOMÉTRICA

Diciembre de 2007

www.cna.gob.mx

ADVERTENCIA

Se autoriza la reproducción sin alteraciones del material contenido en esta obra, sin fines de lucro y citando la fuente.

Esta publicación forma parte de los productos generados por la Subdirección General de Agua Potable, Drenaje y Saneamiento, cuyo cuidado editorial estuvo a cargo de la Gerencia de Cuencas Transfronterizas de la Comisión Nacional del Agua.

Manual de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento.

Edición 2007

ISBN: 978-968-817-880-5

Autor: Comisión Nacional del Agua
Insurgentes Sur No. 2416 Col. Copilco El Bajo
C.P. 04340, Coyoacán, México, D.F.
Tel. (55) 5174-4000
www.cna.gob.mx

Editor: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales
Boulevard Adolfo Ruiz Cortines No. 4209 Col. Jardines de la Montaña,
C.P 14210, Tlalpan, México, D.F.

Impreso en México
Distribución gratuita. Prohibida su venta.

Comisión Nacional del Agua

Ing. José Luis Luege Tamargo
Director General

Ing. Marco Antonio Velázquez Holguín
Coordinador de Asesores de la Dirección General

Ing. Raúl Alberto Navarro Garza
Subdirector General de Administración

Lic. Roberto Anaya Moreno
Subdirector General de Administración del Agua

Ing. José Ramón Ardavín Ituarte
Subdirector General de Agua Potable, Drenaje y Saneamiento

Ing. Sergio Soto Priante
Subdirector General de Infraestructura Hidroagrícola

Lic. Jesús Becerra Pedrote
Subdirector General Jurídico

Ing. José Antonio Rodríguez Tirado
Subdirector General de Programación

Dr. Felipe Ignacio Arreguín Cortés
Subdirector General Técnico

Lic. René Francisco Bolio Halloran
Coordinador General de Atención de Emergencias y Consejos de Cuenca

M.C.C. Heidi Storsberg Montes
Coordinadora General de Atención Institucional, Comunicación y Cultura del Agua

Lic. Mario Alberto Rodríguez Pérez
Coordinador General de Revisión y Liquidación Fiscal

Dr. Michel Rosengaus Moshinsky
Coordinador General del Servicio Meteorológico Nacional

C. Rafael Reyes Guerra
Titular del Órgano Interno de Control

Responsable de la publicación:
Subdirección General de Agua Potable, Drenaje y Saneamiento

Coordinador a cargo del proyecto:
Ing. Eduardo Martínez Oliver
Subgerente de Normalización

La Comisión Nacional del Agua contrató la Edición 2007 de los Manuales con el

INSTITUTO MEXICANO DE TECNOLOGÍA DEL AGUA según convenio
CNA-IMTA-SGT-GINT-001-2007 (Proyecto HC0758.3) del 2 de julio de 2007
Participaron:

Dr. Velitchko G. Tzatchkov
M. I. Ignacio A. Caldiño Villagómez

CONTENIDO

	Página
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO	4
2.1. INTRODUCCIÓN	4
2.2. TEORIA	6
2.2.1. Ley de Gravitación Universal.....	6
2.2.2. Campo de Atracción de una Masa Puntual	7
2.2.3. Potencial Gravitatorio de una Masa con Volumen.....	7
2.2.4. Función Potencial y su Interpretación Física	10
2.3. EXPLORACIÓN GRAVIMETRICA	13
2.3.1. Prospección Gravimétrica	13
2.3.2. Levantamiento Topográfico	14
2.3.3. Trabajo Gravimétrico.....	15
2.4. PROCESADO DE LA INFORMACION.....	18
2.4.1. Trabajo de Gabinete.....	18
2.4.2. Anomalía de Bouguer.....	21
2.4.3. Clasificación de la Gravedad Teórica	24
3. RELACION ENTRE LA PROSPECCION POR AGUA Y EL METODO GRAVIMETRICO	34
3.1. OBJETIVOS EN LA EDIPLORACION DE AGUA.....	34
3.2. MARCO GEOLOGICO EN LOS ACUIFEROS	34
3.2.1. Acuíferos en Rocas Igneas-Metamórficas.....	35
3.2.2. Acuíferos en Rocas Sedimentarias	35
3.2.3. Acuíferos en Cuencas Aluviales.....	36
3.3. PROSPECCION GRAVIMMICA EN EL ESTUDIO DE CUENCAS HIDROLOGICAS.....	37
3.3.1. Tecnología de Prospección	37
3.3.2. Caso de Aplicación.....	40
3.3.3. Conclusiones.....	41
4. RELACIÓN ENTRE LOS ESTUDIOS PARA SITIOS DE CONSTRUCCIÓN Y EL MÉTODO GRAVIMÉTRICO	43
4.1. INTRODUCCIÓN	43
4.1.1. Aplicación de la Gravimetría en la Geotecnia.....	43
4.2. MAVIMETRIA EN EL ESTUDIO DE PROYECTOS DE INGENIERIA	44
4.2.1. Determinación de la Profundidad de la Roca del Basamento	44
4.2.2. Localización de Cavidades.....	44
4.3. MICROGRAVIMETRIA APLICADA EN OBRAS DE INGENIERIA CIVIL	47
4.4. GRADIENTE VERTICAL GRAVIMETRICO	48
5. MÉTODO MAGNETOMÉTRICO	50
5.1. TEORIA	50
5.1.1. Campo Magnético Terrestre (CNT)	50
5.1.2. Fundamentos de la Prospección Magnética.....	55
5.1.3. Postulados en la Exploración Magnética.....	57
5.1.4. Ecuaciones del Campo Magnético en la Exploración.....	61
5.1.5. Unidades	64
5.1.6. Magnetismo en las Rocas	65

5.2. PLANEACION DEL TRABAJO DE CAMPO	68
5.2.1. Anomalía Magnética.....	68
5.2.2. Instrumentos de Medición	69
5.2.3. Corrección de Datos Magnéticos	72
5.2.4. Presentación de la Información Magnética.....	72
5.2.5. Procesado de la Información Magnética	75
5.2.6. Levantamiento Aéreo	81
5.2.7. Levantamiento Terrestre	83
5.2.8. Tipos de Inspección Magnetométrica	83
5.2.9. Interpretación Magnetométrica.....	85
6. RELACIONES ENTRE LA PROSPECCION POR AGUA Y EL MÉTODO MAGNETOMÉTRICO	88
6.1. APLICACIONES EN GEOHIDROLOGÍA.....	88
6.2. TENOLOGIA DE PROSPECCION	88
6.3. APLICACIÓN.....	88
7. RELACIÓN ENTRE LOS ESTUDIOS PARA SITIOS DE CONSTRUCCIÓN Y EL MÉTODO MAGNETOMÉTRICO	93
7.1. INTRODUCCIÓN	93
7.2. TIPOS DE LEVANTAMIENTO	93
7.3. EJEMPLO DE INTERPRETACIÓN GEOFISICA.....	94
8. MODELACIÓN GRAVIMÉTRICA	97
8.1. EFECTO GRAVIMÉTRICO DE CUERPOS GEOMÉTRICOS REGULARES.....	97
8.2. MODELACIÓN	98
9. MODELACIÓN MAGNETOMÉTRICA	107
9.1. EFECTO MAGNETICO DE CUERPO GEOMÉTRICO REGULARES	107
9.2. MODELACIÓN	111
10. EJEMPLO DE INTERPRETACIÓN	116
10.1. CONCEPTOS BASICOS DE INTERPRETACIÓN	116
10.2. ETAPAS EN EL PROCESO DE INTERPRETACIÓN.....	116
10.3. RETACIÓN DE UNA ANOMALIA REAL.....	117
10.3.1. Caso Gravímetro.....	119
10.3.2. Caso Magnetométrico	123
10.4. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	129
10.4.1. Correlación de Resultados	130
10.4.2. Interpretación Final.....	131
11. NORMAIVIDAD EN LOS MÉTODOS POTENCIALES	132
11.1. DESARROLLO DE UNA NORMA TÉCNICA	132
11.2. ESPECIFICACIÓN DE LAS NORMAS TECNICAS.....	134
12. ESPECIFICACIONES DE CONTRATACIÓN Y COSTOS.....	135
12.1. UNIDADES DE COSTO	135
12.2. TERMINOS DE REFERENCIA DE TRABAJO	135
12.3. PARAMETROS A CONSIDERAR EN LOS COSTOS.....	136
12.4. COSTO DE LOS EQUIPOS	137
12.5. ANÁLISIS DE PRECIOS UNITARIOS.....	137

INDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Orbitas planetarias	4
Figura 2.2. Campo de atracción gravitatorio de una masa volumétrica.....	8
Figura 2.3. Incremento de la función potencial.....	10
Figura 2.4. Hoja de campo	15
Figura 2.5. Gravímetro Worden.....	16
Figura 2.6. Técnica de lectura tipo escalera.....	17
Figura 2.7. Técnica de pino.....	18
Figura 2.8. Gráfica de deriva	19
Figura 2.9. Proyecto de prospección gravimétrica.....	20
Figura 2.10. Superficies de referencia.....	23
Figura 2.11. Anomalia de Bouguer.....	24
Figura 2.12. Plano gravimétrico medido.....	25
Figura 2.13. Plano topográfico del área de estudio.....	26
Figura 2.14. Gravedad teórica.....	27
Figura 2.15. Mapa de compensación por latitud.....	28
Figura 2.16. Gravedad teórica compensada por altura.....	29
Figura 2.17. Mapa de compensación por placa de Bouguer.....	31
Figura 2.18. Mapa de configuración de compensación mixta.....	31
Figura 2.19. Plano de anomalía de Bouguer.....	32
Figura 3.1. Acuíferos en rocas ígneas y metamórficas.....	35
Figura 3.2. Ambientes en rocas sedimentarias.....	36
Figura 3.3. Acuíferos en rocas carbonatadas.....	36
Figura 3.4. Cuencas aluviales.....	37
Figura 3.5. Esquema de la sección de una cuenca.....	38
Figura 3.6. Anomalia calculada para el modelo de un canal.....	39
Figura 3.7. Comparación entre curvas de marea.....	40
Figura 3.8. Configuración de la anomalía residual.....	41
Figura 4.1. Modelo gravimétrico del efecto de cavernas.....	45
Figura 4.2. Relación entre profundidad y radio de una caverna.....	46
Figura 4.3. Relación entre el diámetro y la profundidad de un cilindro.....	47
Figura 4.4. Perfil de microgravimetría.....	48
Figura 4.5. Detección de cavidades con microgravimetría.....	49
Figura 5.1. Diagrama de la dinamo autoexcitable.....	50
Figura 5.2. Distribución del campo magnético terrestre.....	52
Figura 5.3. Caracterización del campo magnético terrestre.....	52
Figura 5.4. Esfera magnética permeable magnetizada por H_0	57
Figura 5.5. Cuerpos permeables magnetizados por el campo H_0	60
Figura 5.6. Relación entre la fuente y un punto alejado.....	62
Figura 5.7. Representación del grupo magnético.....	63
Figura 5.8. Concepto de anomalías magnéticas.....	69
Figura 5.9. Vectores del campo magnético.....	69
Figura 5.10. Principio del magnetómetro de flux-gate.....	70
Figura 5.11. Perfil de anomalías magnéticas.....	73
Figura 5.12. Mapa de anomalía magnética.....	74
Figura 5.13. Espectro radial de energía y función de transferencia.....	76

Figura 5.14. Funciones de transmencia usadas como filtro	77
Figura 5.15. Función de transferencia. Radial del operador de primera y segunda derivada	79
Figura 5.16. Función de transferencia, para continuación descendente	80
Figura 5.17. Reglas empíricas para determinar la profundidad al cuerpo	86
Figura 6.1. Levantamiento aeromegnetico de PEMEX.....	90
Figura 6.2. Levantamiento aeromagnetico de baja altura (CFE).....	91
Figura 6.3. Resultados de la modelación magnetica.....	92
Figura 7.1. Levantamiento magnetométrico local.....	95
Figura 7.2. Configuración de líneas de sección.....	95
Figura 7.3. Plano y sección de anomalía.	96
Figura 8.1. Modelo geométrico.....	97
Figura 8.2. Modelo para una placa.....	99
Figura 8.3. Álbum de curvas.....	100
Figura 8.4. Geometría del modelo.....	100
Figura 8.5. Estimación del radio $Y/1$	101
Figura 8.6. Curvas características de una placa.	102
Figura 8.7. Curva característica de $W_{1/3}/1$	103
Figura 8.8. Variación de $Ag_{MAX}/2G\Delta ps$ contra $W_{1/3}/1$	104
Figura 8.9. Efecto de la esfera	105
Figura 9.1. Nomalia. Magnetica dipolar.....	107
Figura 9.2. Efecto magnético en un punto.....	108
Figura 9.3. Parámetros del modelo geométrico.....	110
Figura 9.4. Estimación de la profundidad e inclinación para una placa.....	112
Figura 9.5. Diagrama para estimar el radio del semilargo entre el ancho ($Y / 1$) del campo de anomalia vertical.....	113
Figura 9.6. Estimación de la profundidad	114
Figura 10.1. Mapa de anomalia gravimétrica	117
Figura 10.2. Mapa de anomalia magnética	118
Figura 10.3. Secciones de anomalia gravimétrica.....	120
Figura 10.4. Comparaciones de secciones	122
Figura 10.5. Plano del efecto gravimétrico del modelo.....	123
Figura 10.6. Secciones de la anomalía observada.....	125
Figura 10.7. Comparación de secciones magnéticas.....	127
Figura 10.8. Efecto magnético del modelo	128
Figura 10.9. Plano de anomalia calculada	129

INDICE DE TABLAS

Tabla 5.1. Susceptibilidad magnetica.....	59
Tabla 5.2. Relaciones de los vectores del campo magnético.....	64
Tabla 5.3. Propiedades electromagnéticas, unidades y factores de conversión.	65

1. INTRODUCCIÓN

En la exploración geofísica existen métodos que usan los campos potenciales presentes en el Planeta, como son el gravimétrico, y magnético. En la prospección con estos dos métodos potenciales las técnicas de exploración y los planteamientos matemáticos, son similares.

El primero de ellos es el **Método Gravimétrico** y consiste en medir las variaciones de la atracción de la gravedad sobre una masa de prueba, instalada en un instrumento llamado **Gravímetro**.

Las diferencias en la atracción de la gravedad se deben a diferentes causas, entre las que se encuentran: el lugar geográfico donde se hace la medición, la altitud, los efectos externos a la tierra (posición relativa entre el Sol, la Luna y la Tierra) y los cambios en la densidad de los materiales que constituyen el subsuelo. La causa más importante, desde el punto de vista de la exploración, es la variación de la densidad de los materiales, debido a la estrecha relación que existe entre cada material y su densidad.

El contraste de densidades entre los diferentes materiales es usado en el método gravimétrico, para descubrir concentraciones de masa en el subsuelo, con contraste de densidad respecto al medio que lo rodea o cambios morfológicos laterales que provocan diferencias de atracción de la gravedad.

El segundo método potencial es el **Método Magnetométrico**, que emplea al Campo Magnético Terrestre y a las propiedades magnéticas de los materiales, en especial la susceptibilidad *magnética*. Esta propiedad propicia el fenómeno de Magnetización inducida, que se presenta en ciertos materiales.

La magnetización puede ser adquirida cuando los materiales están inmersos en un campo magnético como el terrestre y desaparece cuando el campo magnético externo no está presente.

En ciertos materiales no desaparece totalmente y entonces, se dice que el material tiene magnetización remanente o permanente.

Los materiales de la Corteza Terrestre que presentan este fenómeno, están asociados principalmente con las rocas ígneas, sobre todo con las de tipo máfico y con cierto tipo de mineralizaciones que muchas veces resultan ser atractivas desde el punto de vista económico.

El campo magnético terrestre no constante, pues se encuentra sometido a variaciones periódicas y a variaciones aleatorias, estas últimas son producidas por tormentas magnéticas y otros efectos astronómicos.

La capacidad de los métodos potenciales para descubrir la presencia de estructuras geológicas, cuyos materiales presentan una variación medible en su densidad o en

su magnetización, los hace muy interesantes tanto en la exploración del agua subterránea, como en el estudio de los sitios de construcción de obras hidráulicas; no tanto como indicadores de la presencia del fluido, lo cual es determinado por los métodos eléctricos, sino como descubridores de estructuras geológicas relacionadas con el comportamiento hidráulico y de aquellas que puedan afectar el proceso de construcción de una obra o durante la vida útil de una edificación.

Los métodos de prospección geofísica que usan campos potenciales no son fáciles de entender, debido a que es fundamental el conocimiento de los campos gravimétrico y magnético de la tierra, además de la interrelación entre las estructuras geológicas de interés y su expresión, ya sea gravimétrica o Magnetométrica.

Para entender lo anterior se requieren conocimientos de física y matemáticas, sobre todo en lo referente a vectores, así como el conocimiento de los efectos que causan modelos teóricos (formas geométricas definidas), que permiten comparar su respuesta con los efectos medidos en los sitios de interés, para efectuar las inferencias geológico-estructurales de acuerdo con los objetivos que se busquen.

Este manual presenta los métodos potenciales involucrados en la Exploración Geohidrológica y en la Ingeniería Preliminar para la construcción de obras hidráulicas. Proporciona las herramientas necesarias para comprender los dos métodos y su forma de aplicación. Estos conocimientos facilitan la toma de decisiones en la aplicación de estas técnicas en un proyecto, en la evaluación de un trabajo ya realizado o para implementar y realizar un levantamiento.

No obstante la buena voluntad puesta en el manual para hacer comprensible esta tecnología al lector, son indispensables los conocimientos básicos de física, matemáticas y, sobre todo, el entendimiento de la problemática en la exploración del agua subterránea o en la selección de un sitio para la construcción de una obra hidráulica.

El manual se presenta en 12 capítulos. El primero corresponde con la introducción; los Capítulos 2 y 5 exponen la teoría básica de los métodos y la forma en que se realiza el trabajo de campo; los Capítulos 3 y 4 muestran las relaciones que existen entre las técnicas del método gravimétrico y su aplicación en la exploración de agua y en proyectos de Ingeniería Civil. De igual forma, los Capítulos 6 y 7 presentan la aplicación de la prospección Magnetométrica, así como la problemática concerniente a la exploración del agua subterránea y a la evaluación de un sitio para la construcción de una obra hidráulica.

En los Capítulos 8 y 9 se establecen algunos modelos teóricos que realmente son utilizados en la exploración y se exhibe un método de interpretación relativamente fácil, basado en los modelos desarrollados. El Capítulo lo expone ejemplos de casos de exploración en México; uno para el caso gravimétrico y otro para el caso Magnetométrico. La normatividad en el tipo de trabajos descritos está contenida en el Capítulo 11; por último, en el Capítulo 12 se analizan los aspectos referentes a la contratación y costos en este tipo de levantamientos.

Es innegable que los costos son un factor determinante cuando se tiene que evaluar la factibilidad de un estudio de ingeniería preliminar o de exploración en un proyecto. En los métodos potenciales, la parte más costosa de su aplicación es el levantamiento de campo; sin embargo, existe una gran cantidad de información recabada por instituciones como: PEMEX, Consejo de Recursos Minerales, Comisión Federal de Electricidad, Secretarías de Estado, Universidades y Centros de Investigación, entre otros.

La información existente en las instituciones mencionadas puede, en muchas ocasiones, ser obtenida de manera gratuita para ser reinterpretada en términos de los objetivos de interés de un proyecto en particular.

Este hecho adquiere gran importancia, sobre todo, cuando estos proyectos son realizados por alguna institución pública con recursos limitados. Con esto en mente, el interés que despierta la aplicación de los métodos potenciales en la exploración geohidrológica y en la geotecnia se incrementa, pues el trabajo de campo sólo se debe realizar en casos especiales, en donde no exista información previa o se requiera una densidad de datos mayor en áreas específicas, identificadas con la información disponible. De esta forma se abaten los costos debido a que el levantamiento de campo se dirige a zonas específicas.

2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

2.1. INTRODUCCIÓN

El planeta tierra presenta gran cantidad de fenómenos, que a lo largo de la historia de la humanidad han sido estudiados y su entendimiento ha servido al hombre para explotar los recursos naturales del mismo. A uno de tales fenómenos se le ha denominado "**CAMPO GRAVIMETRICO TERRESTRE**".

De acuerdo con la Historia de la Ciencia fue **Kepler** (1571-1630) el primer científico que desarrolló un sistema matemático, para explicar la geometría cósmica planteada por los filósofos griegos. Kepler enunció tres leyes (Figura 2.1), que son:

- 1) Las órbitas planetarias son elipses en las que el Sol ocupa uno de los focos.
- 2) Las áreas descritas por los radios vectores son proporcionales a los tiempos, es decir, se cubren áreas iguales en tiempos iguales.
- 3) Los cuadrados de los tiempos de las revoluciones planetarias son proporcionales a los cubos de los ejes mayores de sus órbitas.

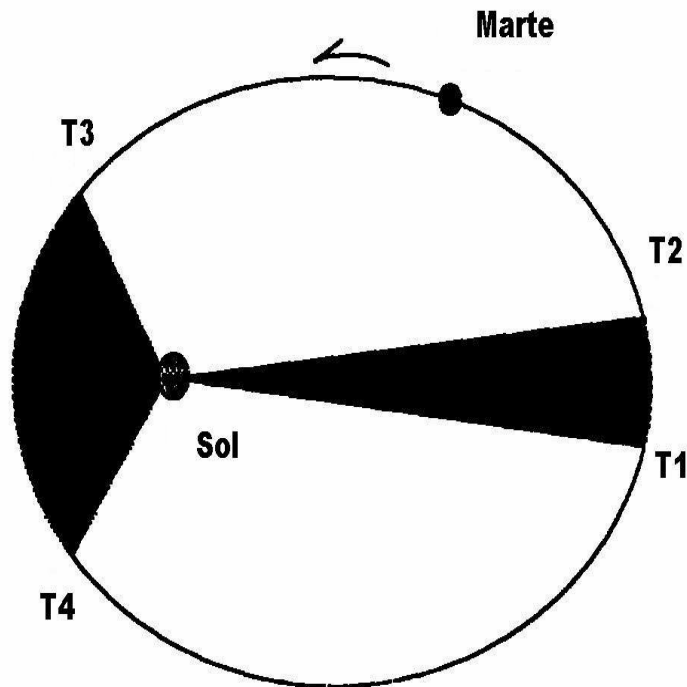


Figura 2.1. Orbitas planetarias

Un connotado científico italiano llamado **Galileo Galilei** (1564-1642) efectuó un conjunto de experimentos concernientes a la caída libre de los cuerpos en Pisa, Italia. Estableció así, por primera vez, el valor numérico y la naturaleza física del fenómeno denominado "gravedad". Galileo encontró experimentalmente que la "aceleración", en la superficie terrestre que sufre un cuerpo resulta ser, en promedio,

igual a 981 cm/s^2 . La unidad fundamental de la atracción se ha denominado **GAL** en honor al genio científico de Galileo.

En las postrimerías del siglo XVII, el científico inglés **Sir Isaac Newton** (1642-1727), al estudiar las leyes de Kepler y los principios experimentales de Galileo, enunció las leyes de la gravitación universal.

Los estudios astronómicos y físico-matemáticos realizados por **Laplace** (1749-1827), **Gauss** (1777-1855), **Poisson** (1.781-1840) y Stokes (1819-1903), establecieron las propiedades del campo de atracción gravitatorio que caracterizan matemáticamente al fenómeno, éstas son:

$$\nabla \times \bar{g} = 0 \quad (\text{producto vectorial})$$

$$\nabla \cdot \bar{g} = 0\bar{i} \quad \text{en el vacío (producto escalar)}$$

En donde:

$$\nabla = \frac{\delta}{\delta x} i + \frac{\delta}{\delta y} j + \frac{\delta}{\delta z} k$$

∇ es el operador gradiente

$$\mathbf{g} = ig_x(x,y,z) + jg_y(x,y,z) + kg_z(x,y,z)$$

Las investigaciones experimentales de **Bouguer y Clairaut**, determinaron la distribución normal o teórica de la gravedad, pues indicaron que, además de la masa, se debe considerar la rotación terrestre para encontrar la distribución normal de la gravedad.

En el siglo XIX se iniciaron los experimentos para medir las variaciones del campo gravimétrico, con fines de exploración: En **1887, Von Sternech** desarrolló el instrumento de medición denominado “péndulo portátil”, para realizar un trabajo de prospección geodésica. El Barón **Roland Von Eötvös**, en Hungría, perfeccionó la balanza de torsión y logró demostrar sus posibilidades como instrumento para medir el campo gravitacional en la exploración del subsuelo; sus experimentos fueron realizados en las montañas de Jura. En 1915, **Hugo de Boeckh** efectuó trabajos de exploración con la balanza de torsión, logrando localizar domos salinos y anticlinales en Alemania.

En 1932, la compañía GULF Research and Development Co. desarrolló el instrumento de medición denominado gravímetro, que hizo posible medir diferencias relativas de atracción de la gravedad, en diversos sitios de la superficie terrestre.

La prospección gravimétrica es el método geofísico, que mide la variación de la atracción de la gravedad en la superficie del terreno. De tal manera que la

distribución lateral de la densidad de las rocas en el subsuelo pueda ser interpretada. Esto es posible siempre y cuando exista una concentración anómala de masa (aumento o disminución de la densidad), que contraste con la del medio circundante, con una intensidad suficiente como para que pueda ser detectada por la sensibilidad del equipo de prospección.

Una anomalía gravitatoria se define como: la diferencia entre la gravedad medida y la gravedad teórica establecida de acuerdo con un modelo del planeta tierra. La anomalía entonces reflejará concentraciones de masa que no forman parte del modelo teórico terrestre. El orden de magnitud de las anomalías encontradas en los proyectos exploratorios son mínimas, de tal manera que son medidas en unidades gravimétrica, (10 000 u.g. = 1 gal = 1 cm/s²).

2.2. TEORIA

2.2.1. Ley de Gravitación Universal

La ley de Newton enuncia que: en el Universo los cuerpos se atraen con una fuerza que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de las distancias que las separan. Esta ley fundamenta el concepto de la Teoría del Potencial y, en términos de una expresión matemática, es:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1)$$

en donde:

G = Constante de la gravitación universal.

m₁, m₂ = Masas 1 y 2, que se desplazan a velocidades mucho menores que la de la luz.

r = Distancia entre los centros de las masas 1 y 2.

El valor numérico de **G** en el sistema c.g.s., es:

$$G = 66.73 \times 10^{-9} \frac{cm^3}{g \cdot rs^2}$$

y en el sistema internacional (S.I)

$$G = 66.73 \times 10^{-12} \frac{m^3}{kgs^2}$$

La expresión dimensional de G es:

$$[G] = [L^3 M^{-1} t^{-2}]$$

2.2.2. Campo de Atracción de una Masa Puntual

Se ha observado que una masa considerada puntual genera en el espacio un campo de atracción. A este fenómeno físico se le denomina gravedad de masa.

El concepto físico de campo de atracción emplea unidades equivalentes a las de aceleración, en términos matemáticos:

$$\bar{g} = G \frac{m}{r^2} \quad (2.2)$$

en donde:

- G** = Constante de gravitación universal.
- m** = Masa generadora del campo.
- r** = Función distancia.

El campo de atracción \bar{g} de una masa puntual se asocia con la fuerza de atracción **F**, entre tal masa y otra cualquiera, mediante la relación:

$$\bar{g} = \frac{F}{m_1} = G \frac{m}{r^2} \quad (2.2a)$$

Entonces se observa que el campo de atracción de la masa m se puede definir también, como la aceleración producida sobre la masa m_1 . La expresión dimensional del campo de atracción, que en el sistema c.g.s. se denomina gal, es:

$$[g] = [LT^{-2}]$$

La expresión dimensional de la fuerza de atracción en el sistema referido y que se denomina dina, es:

$$[F] = [MLT^{-2}]$$

Una característica importante del campo de atracción de una masa es que resulta ser una entidad *vectorial*, por lo que es factible estudiar el campo de atracción de una masa mediante los conceptos matemáticos del análisis vectorial.

2.2.3. Potencial Gravitatorio de una Masa con Volumen

En la teoría del Potencial Newtoniano se consideran tres tipos de distribución de densidad: Lineal (masa/longitud); Superficial (masa/superficie); y Volumétrica (masa/volumen). Evidentemente el interés práctico en la exploración geofísica, involucra a la distribución de masa en la unidad de volumen.

El campo de atracción de una masa m distribuida en un volumen con una densidad σ = $\sigma (X_0, Y_0, Z_0)$ en el punto B de coordenadas (X, Y, Z) , se puede determinar

considerando primero el campo de atracción en B ejercido por un elemento de masa dm (Figura 2.2). Se expresa de acuerdo con:

$$|d\vec{g}| = G \frac{dm}{L^2} f \quad (2.3)$$

con:

$$r = [(X - X_0)^2 + (Y - Y_0)^2 + (Z - Z_0)^2]^{1/2} \quad (2.4)$$

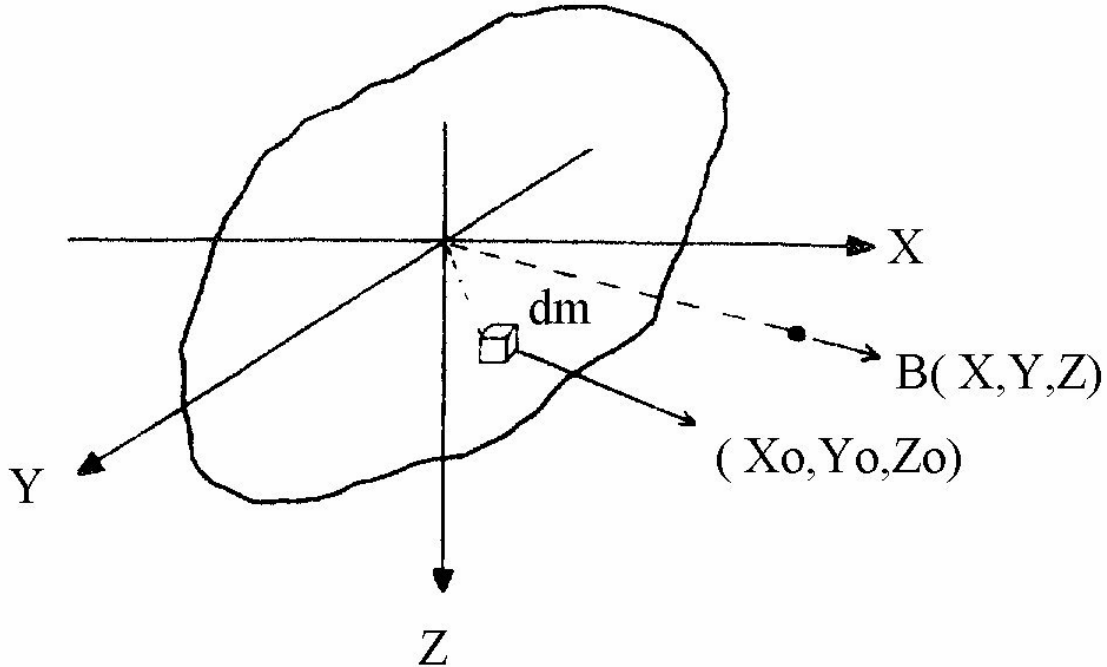


Figura 2.2. Campo de atracción gravitatorio de una masa volumétrica

El campo de atracción de elemento de masa dm es un vector, cuyas componentes en las tres direcciones coordenadas se expresan de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} dg_x &= G \frac{dm}{r^2} \frac{X - X_0}{r} \\ dg_y &= G \frac{dm}{r^2} \frac{Y - Y_0}{r} \\ dg_z &= G \frac{dm}{r^2} \frac{Z - Z_0}{r} \end{aligned} \quad (2.5)$$

El campo de atracción \mathbf{g} de toda la masa distribuida en el volumen v , en el punto $\mathbf{B}(X, Y, Z)$, es la suma vectorial de sus componentes, es decir:

$$\bar{g} = \hat{i}g_x + \hat{j}g_y + \hat{k}g_z \quad (2.6)$$

donde:

$$\bar{g}_x = G \int_v \frac{X - X_0}{r^3}$$

$$\bar{g}_y = G \int_v \frac{Y - Y_0}{r^3} \quad (2.7)$$

$$\bar{g}_z = G \int_v \frac{Z - Z_0}{r^3}$$

Es importante recalcar que la expresión 2.3 no se puede integrar escalarmente, pues la dirección del campo de atracción para los diferentes elementos de masa que constituyen al volumen, no es la misma. Sin embargo, la integración si es posible en la expresión 2.5, puesto que todos los elementos del campo de atracción tienen la misma dirección para un determinado eje coordenado.

Considerando los elementos del cálculo vectorial, es factible relacionar un campo vectorial con una función escalar. Para el caso del campo de atracción Newtoniano es:

$$U = \int_v \frac{dm}{r} \quad (2.8)$$

Y sus derivadas parciales en las direcciones coordenadas son:

$$\frac{\delta u}{\delta x} = G \int_v \frac{\delta(1/r)}{\delta r} \frac{\delta r}{\delta x} dm$$

$$\frac{\delta r}{\delta x} = \frac{\delta}{\delta x} \left[(X - X_0)^2 + (Y - Y_0)^2 + (Z - Z_0)^2 \right]^{1/2}$$

$$\frac{\delta u}{\delta x} = G \int_v \frac{X - X_0}{r^3} dm = g_x \quad (2.9)$$

de la misma manera:

$$\frac{\delta u}{\delta y} = G \int_v \frac{Y - Y_0}{r^3} dm = g_y$$

$$\frac{\delta u}{\delta z} = G \int_v \frac{Z - Z_0}{r^3} dm = g_z$$

De las relaciones anteriores es posible establecer el primer teorema fundamental de la Teoría del Potencial Newtoniano.

$$\bar{g} = -\nabla U \quad (2.10)$$

La función escalar $U = U(x, y, z)$ tiene la propiedad de que sus derivadas respecto a las coordenadas del punto $B(x, y, z)$, resultan ser las componentes del campo. En general, las funciones que satisfacen tal propiedad se denominan potenciales.

2.2.4. Función Potencial y su Interpretación Física

Para una masa en el espacio cartesiano que genera un campo potencial se define el concepto físico de incremento de la función potencial U , entre dos puntos: $B(x, y, z)$ y $B'(x', y', z')$ separados a una distancia infinitesimal Δs (Figura 2.3).

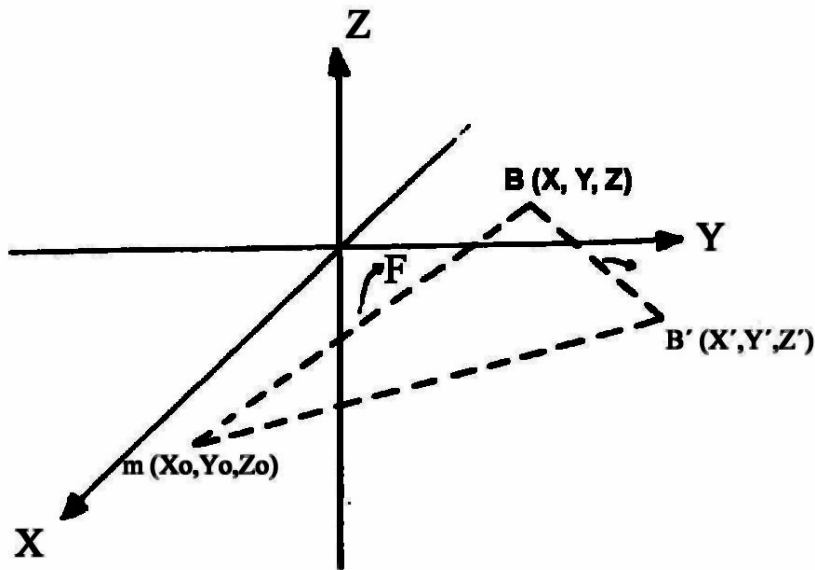


Figura 2.3. Incremento de la función potencial

De la teoría matemática para las funciones escalares, de las que forma parte la función potencial, se tiene que:

$$DU = \frac{\delta u}{\delta x} dx + \frac{\delta u}{\delta y} dy + \frac{\delta u}{\delta z} dz \quad (2.11)$$

De la figura 2.3 se establecen las coordenadas del punto B':

$$x' = x + dx; \quad y' = y + dy; \quad z' = z + dz$$

con:

$$dx = ds \cos(s,x) \quad dy = ds \cos(s,y) \quad dz = ds \cos(s,z) \quad (2.12)$$

En donde **cos(s,x)**, **cos(s,y)** y **cos(s,z)**, indican el coseno del ángulo formado entre la dirección **s** y el eje coordenado respectivo. Sustituyendo las expresiones 2.12 y 2.9 en 2.11, se tiene:

$$du = -g_x [ds \cos(s, x)] - g_y [ds \cos(s, y)] - g_z [ds \cos(s, z)]$$

puesto que el campo \bar{g} también forma un ángulo con los ejes y **F** es la dirección del campo de atracción, entonces:

$$\begin{aligned} g_x &= g \cos(F,x) \\ g_y &= g \cos(F,y) \\ g_z &= g \cos(F,z) \end{aligned}$$

y con lo anterior, se obtiene:

$$du = - ds [g \cos(s, x) \cos(s,x) + g \cos(s,y) \cos(s,y) + g \cos(F, z) \cos(F, s)]$$

$$du = - g ds [\cos(F, o)]$$

$$du = - g_s ds \quad (2.13)$$

en donde **g_s** es la componente del campo de atracción en la dirección **s**.

La expresión 2.13 establece el segundo teorema fundamental de la Teoría del Potencial. Este indica que la derivada direccional de la función potencial es la componente del campo de atracción, precisamente en la dirección **s**.

A partir de la ecuación 2.13; se deduce el concepto de superficie equipotencial, que no presenta ninguna realidad física, pero, es útil desde el punto de vista del estudio del comportamiento de un campo de atracción. Como se demostró, la componente del campo de atracción en la dirección **s** es:

$$\frac{du}{ds} = -g_s = -g \cos(F_s) \quad (2.14)$$

Suponiendo que la dirección del campo de atracción \mathbf{F} y la dirección del desplazamiento \mathbf{S} son perpendiculares entre sí, entonces forman un ángulo recto, cuyo coseno es cero.

$$\frac{du}{ds} = 0 \quad (2.14a)$$

La función $\mathbf{U} = \mathbf{U}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ describe una superficie matemática tal, que la diferencia del potencial entre dos puntos situados sobre la misma es nula, esto es, una superficie equipotencial.

El concepto de superficie equipotencial es fundamental en los métodos potenciales de exploración Geofísica. Por ejemplo, el llamado "*Geoíde*" es un equipotencial de la masa terrestre.

Suponiendo ahora que las direcciones del campo de atracción \mathbf{F} y del desplazamiento \mathbf{s} fueran las mismas, entonces el ángulo será de cero grados y el coseno 1, por lo cual:

$$\frac{du}{ds} = -g \quad (2.14b)$$

El lugar geométrico de esta dirección de desplazamiento define las denominadas *Líneas de Fuerza*, que siempre son perpendiculares a las superficies equipotenciales. Otra característica de la función potencial es que tiende a desaparecer cuando r es muy grande, lo cual se verifica directamente en la definición:

$$\lim_{r \rightarrow 0} U = \lim_{r \uparrow 0} G \int dm \quad (2.14c)$$

dimensionalmente la función potencial presenta unidades de trabajo entre unidades de masa, esto es:

$$[U] = [L^2 T^2]$$

2.3. EXPLORACIÓN GRAVIMETRICA

2.3.1. Prospección Gravimétrica

Se define un levantamiento gravimétrico como: la medición de la gravedad en distintos puntos de la superficie del terreno, a fin de obtener un "mapa" que represente la distribución de la morfología gravitatoria del área.

La prospección gravimétrica se aplica para dar solución a diversos problemas de exploración del subsuelo:

- Se usa para el estudio estructural de la corteza terrestre en la exploración por hidrocarburos (prospección gravimétrica regional)
- En trabajos de geohidrología y geotecnia; la Gravimetría auxilia en la determinación de cuencas favorables para contener el agua y como apoyo para la construcción de obras de ingeniería civil (mediante la prospección gravimétrica local y reconocimiento a detalle).

La densidad y número de estaciones gravimétricas varían de acuerdo con el objetivo de exploración planteado.

Fundamentalmente el levantamiento gravimétrico consiste en determinar en cada estación el incremento (positivo o negativo) de la gravedad con respecto a una determinada estación de base o de referencia. En la estación base se conoce el valor absoluto de la gravedad, por consiguiente es posible establecer el valor absoluto de la gravedad en todas las estaciones, sumando algebraicamente los incrementos al valor absoluto del punto de referencia.

A fin de reducir las variantes de la prospección a un sistema único, los levantamientos gravimétricos se realizan según el mismo principio con el que se elaboran las redes geodésicas, es decir, se establece:

- Una red de puntos de referencia regionales de primer orden, en donde el error cuadrático medio de la gravedad entre dos puntos no debe ser mayor de 1.5 U. G. (unidad gravimétrica). Los puntos de primer orden generalmente se distribuyen con una separación de 300 a 400 km entre sí.
- En una red de puntos o bases gravimétricas de segundo orden, con una densidad de 100 Km y con un error permitido no mayor de 2 U.G., las estaciones de primero y segundo orden son las bases fundamentales de referencia para los distintos levantamientos gravimétricos.

Existe una red mundial de estaciones gravimétricas en la que es posible conocer el valor de la gravedad. Las estaciones gravimétricas de esta red mundial establecidas

en México se encuentran en el volumen 7 de la revista de la Unión Geofísica Mexicana (Woolard, 1967).

La gravimetría de exploración se compone de dos partes: la operación topográfica y la adquisición, propiamente, del dato gravimétrico. Ambas están íntimamente relacionadas, de tal manera que deben ser efectuadas con gran precisión.

2.3.2. Levantamiento Topográfico

Tiene como finalidad la ubicación y establecimiento de las estaciones gravimétricas en el campo, así como su localización geográfica en planos topográficos; generalmente se usan coordenadas mercator (U.T.M.). Por otra parte, la brigada topográfica define la altitud de la estación (elevación). Estos datos son indispensables para determinar el valor teórico de la gravedad (dependiendo de la latitud fundamentalmente) y la compensación por altura (en función de la elevación).

2.3.2.1. Planimetría

El trabajo de Planimetría tiene la finalidad de definir la posición geográfica de los lugares (estaciones gravimétricas) en los que se efectúan las observaciones del valor de la componente vertical de la gravedad, así como su ubicación en planos topográficos.

El personal de un levantamiento planimétrico, por brigada, consta de: Un auxiliar de topografía, dos estadaleros, un técnico (operador).

En levantamientos gravimétricos de exploración petrolera, el trabajo se realiza estableciendo polígonos regionales de control de aproximadamente 4 km de lado y ubicando estaciones gravimétricas cada 500 metros. Por supuesto, en trabajos de detalle las magnitudes de tales distancias disminuyen de acuerdo con el objetivo de la exploración. En la actualidad se emplean equipos electrónicos de alta precisión, como los distanciómetros o el sistema GPS, que se auxilian de satélites y computadoras, en los que las tolerancias son mínimas.

2.3.2.2. Altimetría

El trabajo de altimetría se usa para obtener las diferentes elevaciones de las estaciones gravimétricas, con la finalidad de aportar los datos necesarios para el cálculo de las correcciones de altura, aplicados a la gravedad teórica.

La brigada de trabajo topográfico de altimetría consta de: Un auxiliar de topografía, dos estadaleros, un técnico (operador).

El trabajo, cuando se usa un nivel convencional, se realiza por nivelación diferencial. Esta consiste en conocer las alturas entre los puntos cercanos respecto a una base conocida. La tolerancia T para esta clase de trabajos altimétricos es:

en polígonos internos $T = 0.2 k^{1/2}$

en polígonos externos $T = 0.04 k^{1/2}$

con:

K en kilómetros

T en centímetros

Al igual que en Planimetría, los equipos modernos mejoran notablemente estas tolerancias, además estos equipos son capaces de realizar las dos etapas (planimetría y altimetría) durante el mismo levantamiento. Lo anterior reduce los costos y el tiempo de realización del levantamiento topográfico.

2.3.3. Trabajo Gravimétrico

La exploración gravimétrica se compone de una operación de campo y otra de gabinete. La operación de campo consta, propiamente, de mediciones gravimétricas, las cuales deben ser anotadas en las hojas de campo (Figura 2.4) con mucho cuidado, ya que cualquier error causa una imprecisión en la interpretación.

PROYECTO <u>Altalanga</u>		REALIZO <u>J. Brandi</u>		POLIGONO <u>* 4</u>		
AREA <u>Perote</u>		GRAVIMETRO <u>W-1070</u>		CONSTANTE DEL GRAVIMETRO <u>0.997</u>		
FECHA <u>8/03/91</u>		LINEA		HOJA <u>1/4</u>		
ESTACION	LECTURA	HORA	VALOR BASE	DIFERENCIA		OBSERVACIONES
				DIVISIONES	U.G.	
1818	1312.60	11:10	-			
1819	1353.30	11:16	1312.60			
1820	1411.00	12:37				
1821	1444.50	11:27				
B71	1482.30	11:33	-			
1822	1384.90	11:56				
1823	1406.70	12:02				
B337	1419.60	12:09	-			
B334	1506.40	12:18	-			
1818	1312.70	12:30	-			
B337	1420.00	12:52	-			
B334	1506.20	13:05				
1783	1533.40	13:10				

Figura 2.4. Hoja de campo

Según se observa, en la hoja de cálculo para cada estación se debe anotar su posición mercator (coordenadas X, Y) correspondiente y la elevación de la estación, para posteriormente determinar las distintas compensaciones que se aplicarán a la gravedad teórica, a fin de obtener, en cada estación, el valor de la anomalía de Bouguer.

En el campo se miden las *variaciones* de la componente vertical de la gravedad, con una sensibilidad del orden de la unidad gravimétrica. Para obtener esa escala de sensibilidad, el gravímetro (Figura 2.5) debe tener una gran exactitud, así como estar protegido con un aislador térmico y un compensador interno de la temperatura, para mantener los elementos internos estables.

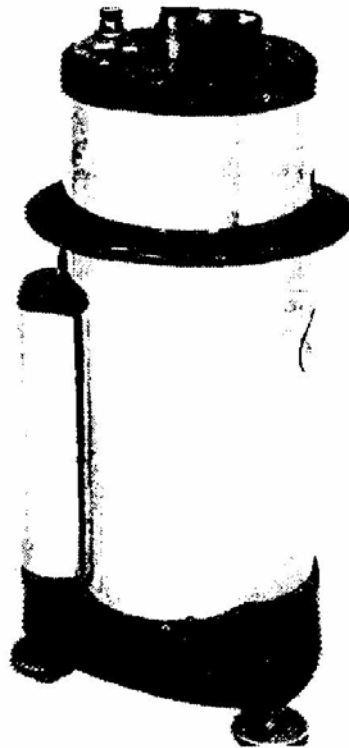


Figura 2.5. Gravímetro Worden

2.3.3.1. Uso del Gravímetro

El uso del Gravímetro en campo implica muchas precauciones en su manejo, ya que cualquier movimiento brusco puede provocar perturbaciones en las lecturas.

En una estación se apoya el triple bien estabilizado en el terreno. Después se coloca el Gravímetro sobre el plato cóncavo del triple, en una posición aproximadamente nivelada, de acuerdo con los niveles (transversal y longitudinal) del Gravímetro. El ajuste final se lleva a cabo con los tres tornillos nivelantes de ajuste, que se encuentran en la base del Gravímetro.

Posteriormente se realiza la lectura: al encender el interruptor se provoca un haz de luz que se observa por el ocular como un rayo, que se desplaza en la escala de lectura hasta la línea de referencia; cuando el rayo está centrado se efectúa la lectura. Si los niveles presentan alguna variación se debe repetir la lectura.

El procedimiento es el mismo para cada estación gravimétrica, sin embargo, en la toma del dato gravimétrico se establece una base en donde se realiza la lectura inicial y donde se toman lecturas cada determinado tiempo, después de tres o cuatro estaciones se establece de nuevo una base. Al proceso de regresar a tomar lectura en la estación base, sin leer estaciones intermedias, se le conoce como un circuito o loop de lectura entre dos bases.

La finalidad de este sistema de trabajo en el campo es llevar un control de la deriva instrumental y las variaciones por mar ea terrestre del campo gravimétrico. Existen fundamentalmente dos metodologías de operación gravimétrica para tomar el dato, estas técnicas son Escalera y Pino.

2.3.3.2. Levantamiento Gravimétrico Tipo Escalera

El trabajo de campo consiste en hacer una lectura en la estación base, posteriormente se efectúa un conjunto de lecturas en estaciones intermedias hasta establecer una nueva base (Figura 2.6).

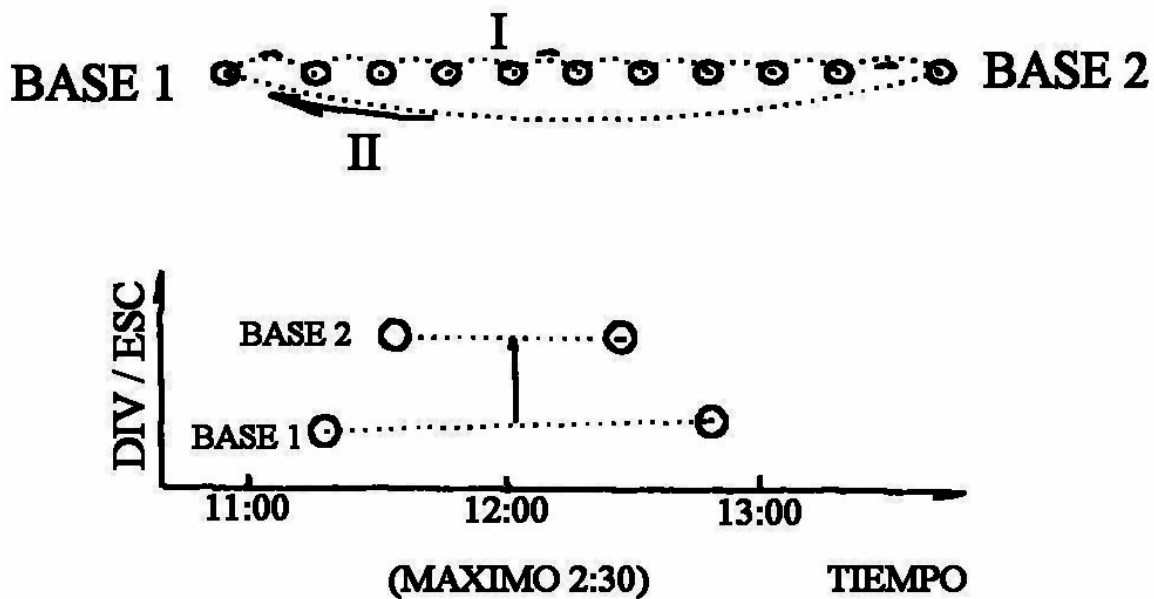


Figura 2.6. Técnica de lectura tipo escalera

Después se toma la lectura en la primera base (sin leer estaciones intermedias) y se regresa a la segunda base. El loop de lectura generalmente se efectúa en un tiempo máximo de 2 horas. Al graficar el grupo de mediciones, en función del tiempo, la figura resultante se parece precisamente a una escalera.

2.3.3.3. Levantamiento Gravimétrico Tipo Pino

El trabajo de campo consiste en hacer una lectura en la estación base de inicio, luego se toman lecturas en el conjunto de estaciones intermedias, hasta llegar a la segunda base (Figura 2.7).

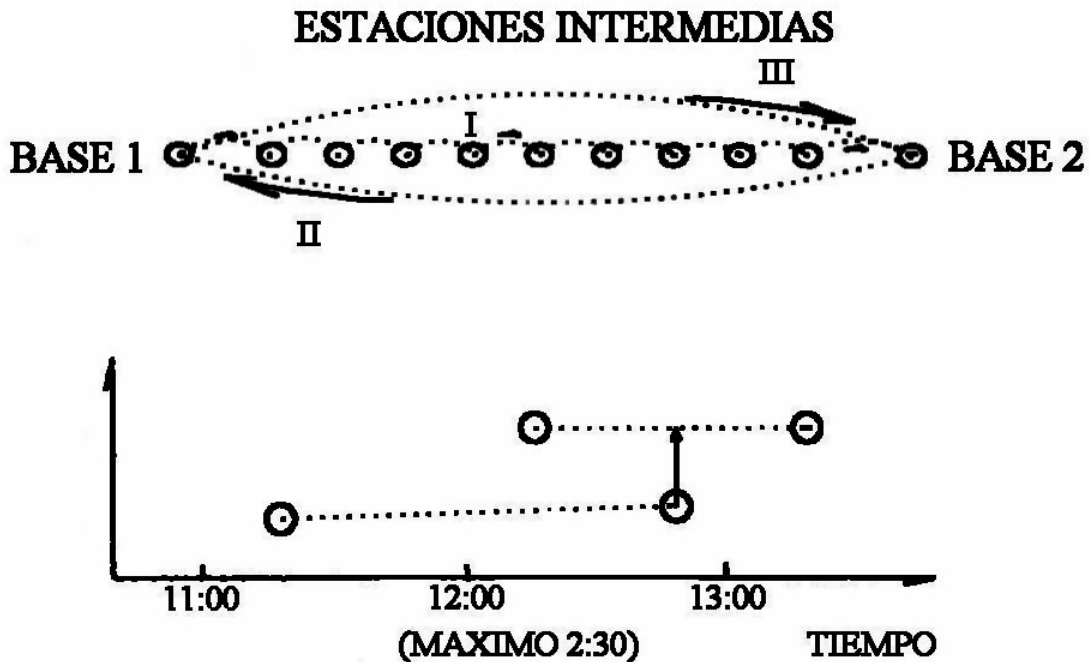


Figura 2.7. Técnica de pino

En ese momento se pasea el aparato durante unos 20 minutos, con el fin de mantener el sistema de amortiguamiento estable y se toma una nueva lectura en la segunda base. Enseguida el gravímetro se transporta hasta la primera base para efectuar otra lectura y se viaja a la segunda base. Nuevamente se toma una lectura para iniciar un nuevo loop, pasando a ser esta segunda base la primera en la nueva etapa de medición.

Para ambos tipos de levantamiento el tiempo de observación entre bases no debe ser mayor de dos horas, para poder considerar como lineales a las variaciones del campo gravimétrico terrestre.

2.4. PROCESADO DE LA INFORMACION

2.4.1. Trabajo de Gabinete

La información que debe proporcionar una brigada de campo como resultado es el Plano de Anomalía de Bouguer. Este se genera con los datos registrados en campo, durante la campaña de toma de datos, y conjunta la información gravimétrica con la topográfica. El plano de anomalía de Bouguer es el punto de partida para el

procesado e interpretación posterior. A continuación se mencionan los pasos a seguir en su obtención.

2.4.1.1. Gráfica de Deriva

Las gráficas de deriva se dibujan en un sistema coordenado, en donde el eje de las abscisas corresponde con el tiempo de observación y el de las ordenadas con el valor de lectura del aparato. Las escalas de la gráfica se hacen, regularmente, de 20 *minutos por centímetro en el eje del tiempo y de una división del aparato por centímetro en el eje de las lecturas.

Se ubican los puntos correspondientes a las bases que hacen un loop, uniendo las dos lecturas realizadas en cada base con un segmento de recta.

La deriva se conoce como el cambio en la gravedad registrado en el aparato por unidad de tiempo (1 hora) y gráficamente corresponde a la pendiente de la recta que une las lecturas. La divergencia entre dos bases de un loop es la diferencia entre las derivas de ambas bases. La deriva máxima permitida es de 1.5 unidades gravimétricas por cada hora, mientras que la divergencia máxima permitida es de 0.8 U. G. por hora (Figura 2.8).

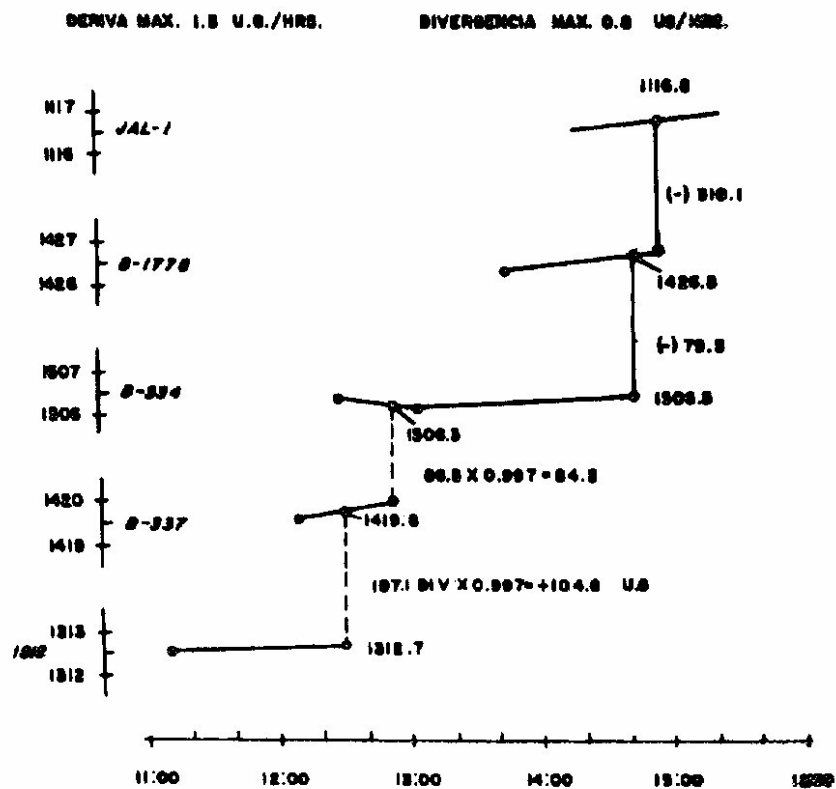


Figura 2.8. Gráfica de deriva

Para ello se definen las diferencias en unidades gravimétricas entre las estaciones base, partiendo de una base en la que se conoce el valor absoluto de la gravedad (estación 337, figura 2.9).

De esta forma se sigue el recorrido de campo y al regresar a la estación base del punto de partida, se debe tener el mismo valor absoluto de la gravedad. En caso de obtener un valor de cierre distinto de cero, se reparte proporcionalmente la diferencia entre las distintas estaciones base.

2.4.1.3. Cálculos Gravimétricos

Después de distribuir el error de cierre, se obtienen los valores de gravedad en las estaciones intermedias, sumando algebraicamente las diferencias entre cada una de las estaciones y la base que las controla.

2.4.2. Anomalía de Bouguer

El mapa de anomalía de Bouguer representa la diferencia de la gravedad medida con respecto al valor teórico calculado. Generalmente se usa la expresión que considera al planeta tierra como un elipsoide de revolución, con una densidad promedio. Así se han determinado varias fórmulas que son función de la latitud ϕ y se presentan a continuación:

Fórmula de Helmert (1910):

$$G_r(\phi) = 9780300 [1 + 0.005302 \text{ sen}^2(\phi) - 0.000007 \text{ sen}(2\phi)]$$

Donde los radios del elipsoide son:

$$\begin{aligned} \text{Ecuatorial } a &= 6,378,200 \text{ m,} \\ \text{Radio Polar } b &= 6,356,818 \text{ m,} \\ \text{Achatamiento } f &= 1/298.2 \end{aligned}$$

Fórmula del U. S. Coast and Geodetic Survey (1917):

$$G_r(\phi) = 978039 [1 + 0.005294 \text{ sen}^2(\phi) - 0.000007 \text{ sen}(2\phi)]$$

Se basa en el ajuste de unos 350 valores absolutos de la gravedad y se considera un achatamiento $f = 1/297.4$.

Fórmula internacional de la Gravedad (1930):

$$G_r(\phi) = 9780490 [1 + 0.0052884 \text{ sen}^2(\phi) - 0.0000059 \text{ sen}(2\phi)]$$

Esta expresión es la comúnmente empleada en los trabajos de Gravimetría. Establece el radio ecuatorial, polar y el achatamiento como:

$$a = 6,378,388$$

$$b = 6,356,909$$

$$f = 1/297$$

Fórmula de la Distribución Teórica de la Gravedad (1967)

$$G_r = 9780318 [1 + 0.0053024 \text{ sen}^2 - 0.0000058 \text{ sen}^2 (2\phi)]$$

El valor determinado por la fórmula de distribución teórica de la gravedad considera una tierra elíptica, que es la superficie de referencia más conveniente, desde el punto de vista matemático para representar la forma terrestre. Es fundamental, en la aplicación de estas fórmulas, determinar la latitud geodésica de la estación para definir el valor normal de la gravedad.

Sin embargo, las mediciones altimétricas están referidas a la superficie conocida como geoide. El geoide es la forma de la superficie de las aguas de los océanos, pues éstas tienen la libertad de ajustarse a las fuerzas que actúan sobre ellas. Bajo los continentes, la superficie del geoide es el nivel que tendrían las aguas de los océanos si allí estuvieran.

Las fuerzas que actúan sobre los océanos incluyen la fuerza de atracción de la masa terrestre, la fuerza centrífuga debida a la rotación de la misma y otras alteraciones relacionadas con variaciones de densidad en la corteza terrestre.

Existen dos características muy importantes del geoide y son (Figura 2.10):

- El geoide define una superficie equipotencial, por ello, todos los puntos en su superficie tienen el mismo valor del potencial escalar.
- La dirección de la atracción gravitatoria es siempre perpendicular al geoide y define la dirección de la plomada.

Como la superficie del elipsoide es regular y la del *geoide* es irregular, no coinciden y se cruzan. Estos cruces forman un ángulo comprendido entre las dos normales a las superficies y se denomina *desviación a la vertical* (Figura 2.10).

Las ondulaciones del *geoide* con respecto al elipsoide se configuran para determinar el elipsoide que mejor se adapte a la figura de la tierra. En resumen, la figura de la tierra depende del tipo de superficie que se quiere representar:

- Una superficie que corresponde al relieve topográfico: montañas, valles y topografía oceánica.
- Una superficie matemática que corresponde al elipsoide de revolución.
- La superficie potencial o *geoide* a la cual están referidas las medidas de altitud, realizadas sobre la superficie terrestre.

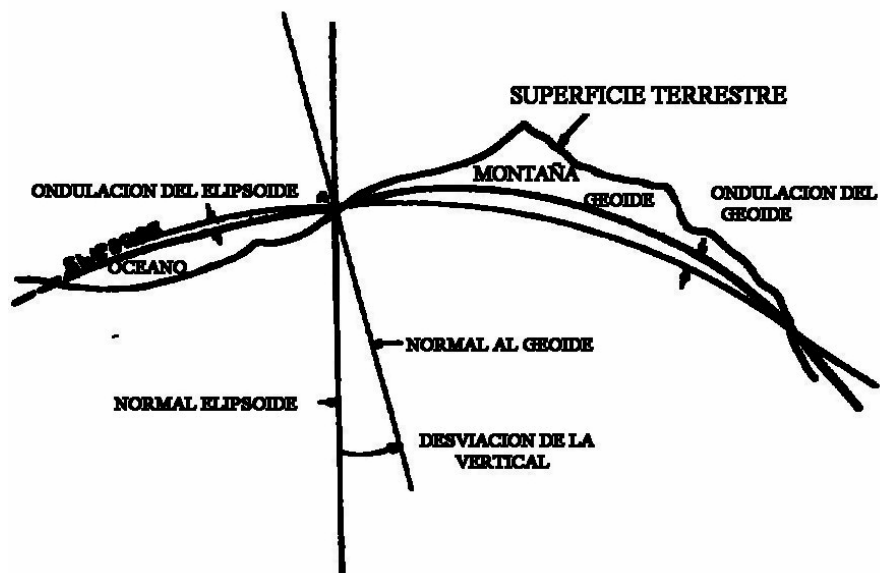


Figura 2.10. Superficies de referencia

Si la tierra tuviera una superficie regular sin montañas, valles y océanos, así como una distribución uniforme de la densidad y no existiera influencia del Sol, la Luna y los planetas, entonces la fórmula internacional de la gravedad, para un elipsoide de referencia, proporcionaría la gravedad en cualquier punto. Este valor teórico de la gravedad, representa la acción combinada de la atracción de la masa terrestre y la aceleración centrífuga debida a su rotación.

La gravedad terrestre varía con la latitud del punto de observación y como existen variaciones en la densidad de los materiales terrestres, el valor observado en una estación de medición que cambia de un punto a otro, de acuerdo con la concentración de la densidad.

La diferencia entre la gravedad observada en un punto y el valor teórico esperado de la gravedad en el mismo sitio, se denomina Anomalía de Bouguer (Figura 2.11).

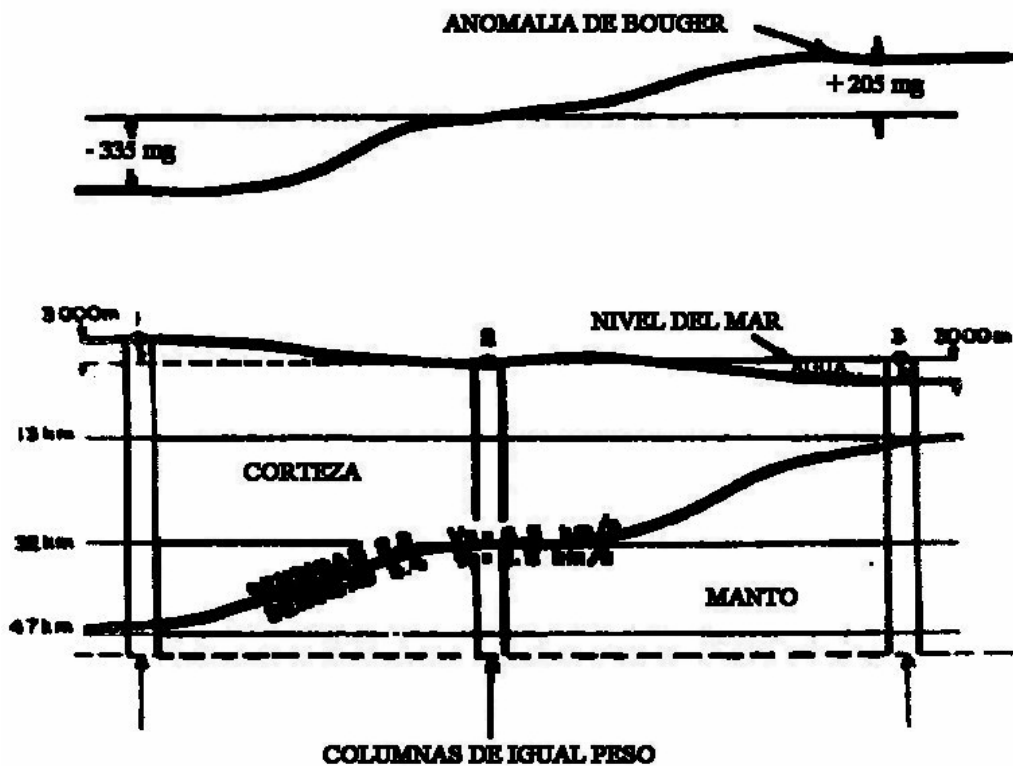


Figura 2.11. Anomalia de Bouguer

Para poder emplear el valor teórico de la gravedad en la obtención de la anomalía de Bouguer sobre la superficie terrestre, es necesario compensar ese valor.

Se debe tomar en cuenta: la elevación de la estación sobre el nivel del mar, el terreno circundante (sí se trata de valles, montañas, costa, etc.) y la atracción de los materiales terrestres entre el elipsoide de referencia y el sitio de la medición. De esta forma se puede determinar el valor teórico de la gravedad compensado en el mismo sitio en donde se efectuó la observación.

2.4.3. Clasificación de la Gravedad Teórica

Para estudiar el concepto de anomalía *de Bouguer* se presenta cada una de las etapas requeridas en la compensación aplicada a la gravedad teórica, para posteriormente hacer la curación con valores observados en distintos puntos de medición. Los mapas que se presentan corresponden con el levantamiento gravimétrico realizado, entre las latitudes de 18°45'N a 19°00'N y longitud es de 97°20'W a 97°40'W, por una brigada de exploración gravimétrica enfocada al petróleo (Figura 2.12).

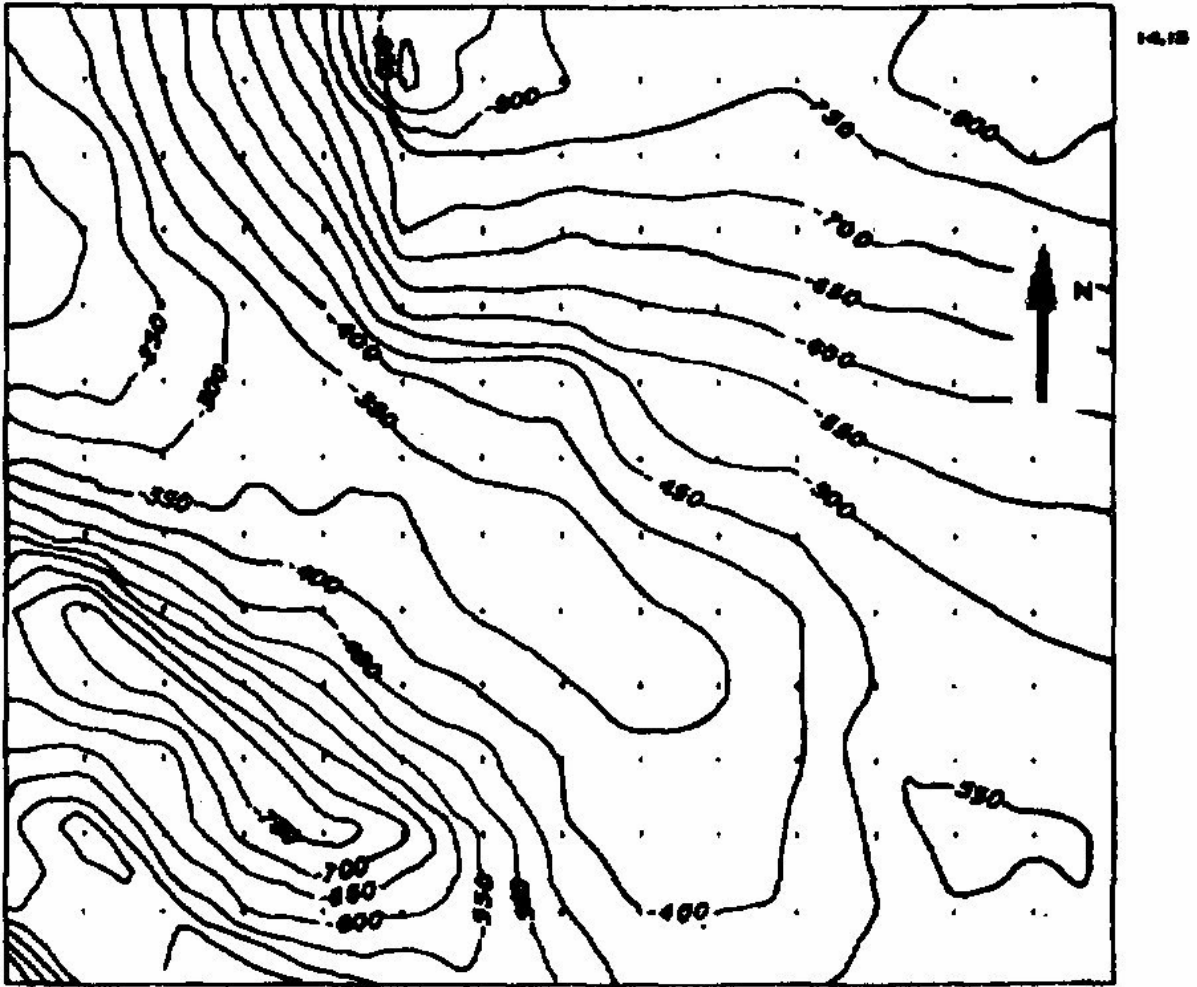


Figura 2.12. Plano gravimétrico medido

El mapa de configuración de la gravedad medida en el área de estudio que se exhibe en la figura 2.12, sólo difiere de los datos de campo en que se restó un valor constante a todos los datos medidos de la siguiente forma:

$$GO = GM - K$$

donde:

- GO** = Valor de la gravedad configurado
- GM** = Valor medido de la gravedad
- K** = 9780000 Constante

La forma general del mapa de gravedad corresponde con la topografía del área (Figura 2.13), de tal manera que, para alturas mayores, el valor observado es menor y para elevaciones bajas el valor observado es mayor.

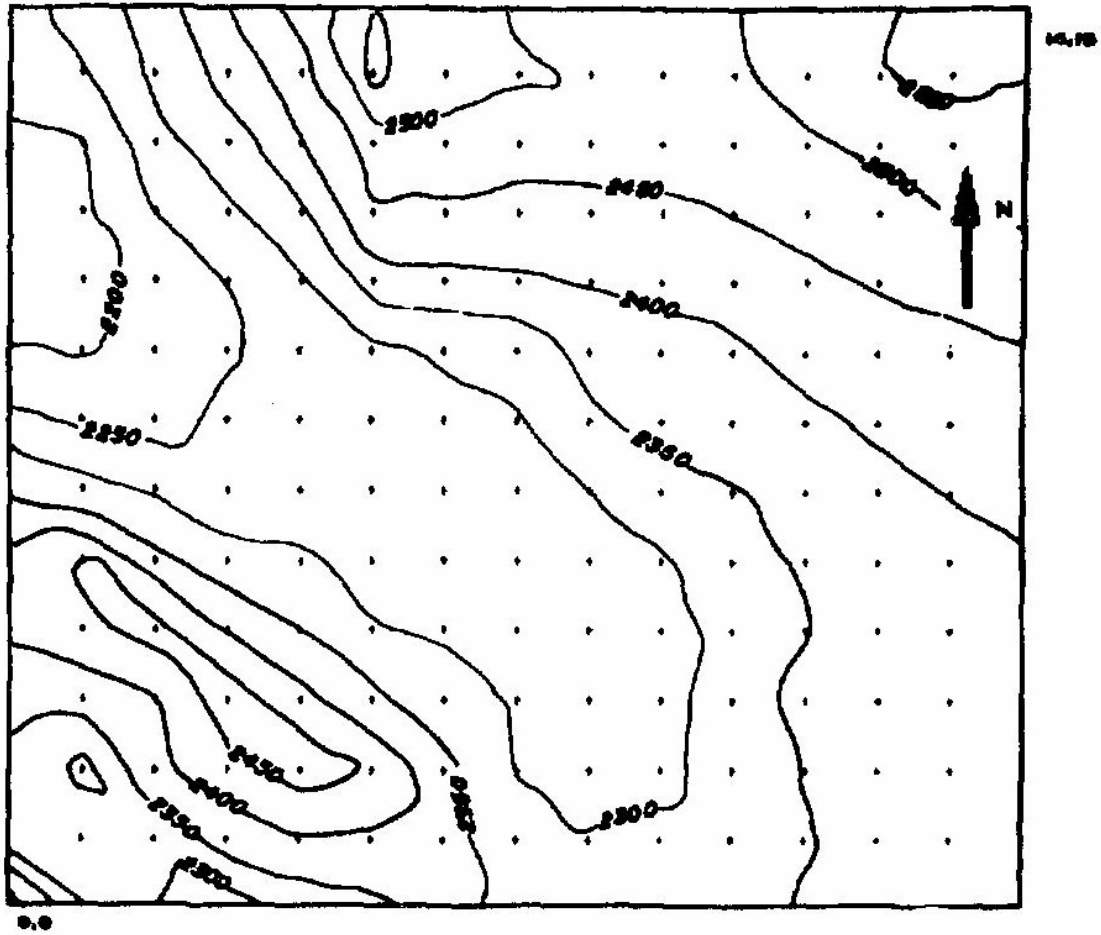


Figura 2.13. Plano topográfico del área de estudio

Para esta zona se calculó y configuro la gravedad teórica (Figura 2.14), donde se observa que existe una tendencia gradual y ascendente hacia el norte.

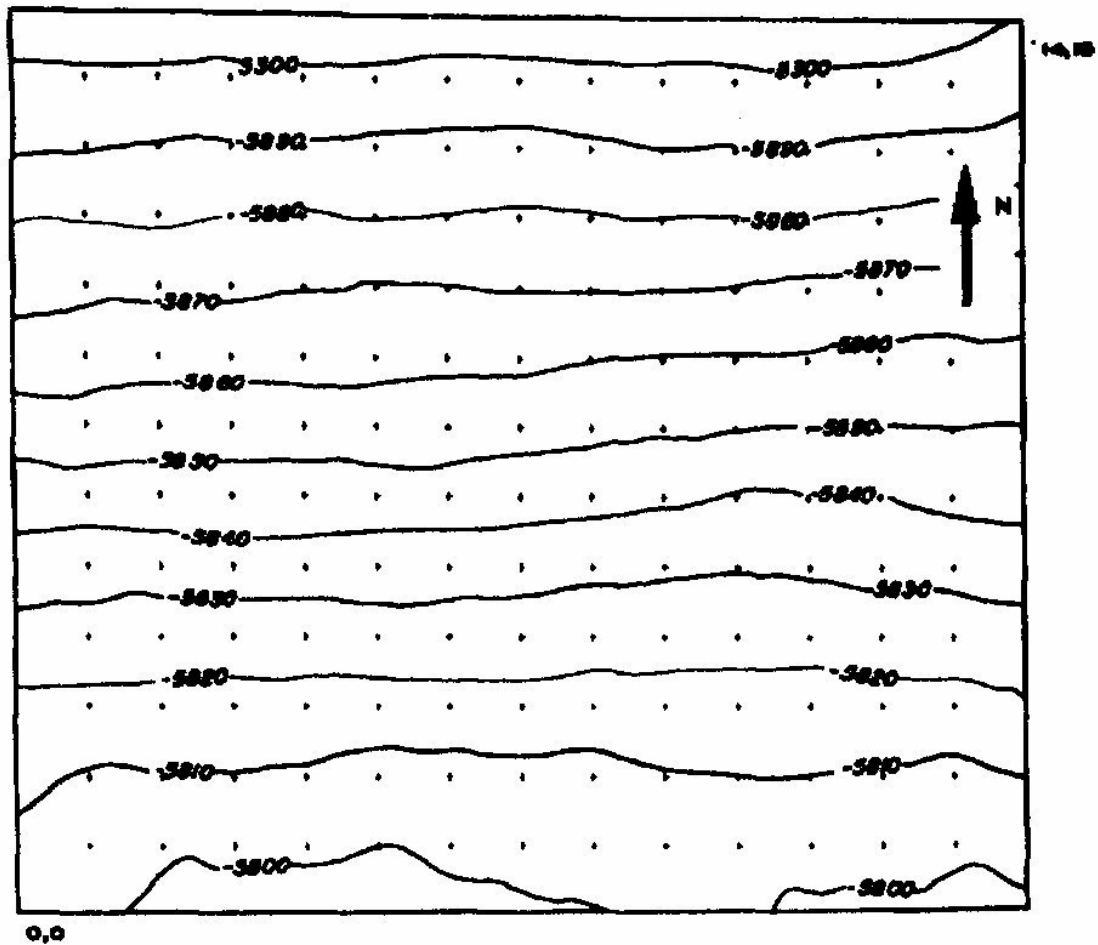


Figura 2.14. Gravedad teórica

2.4.3.1. Compensación por Latitud

Es un hecho experimental que la gravedad cambia conforme aumenta la latitud del Ecuador al Polo. La fórmula internacional de la gravedad contempla tal hecho, de manera que es posible obtener de esta expresión el valor de la variación de la atracción con respecto a la latitud, que se expresa como:

$$\delta g_t / \delta \phi = 1.307 \text{ sen}(2\phi) \quad (2.15)$$

Para realizar la compensación por latitud, se resta a la gravedad medida del área en estudio, el valor de la gravedad teórica en cada punto de medición. La figura 2.15 es el mapa con la corrección por latitud de los datos originales.

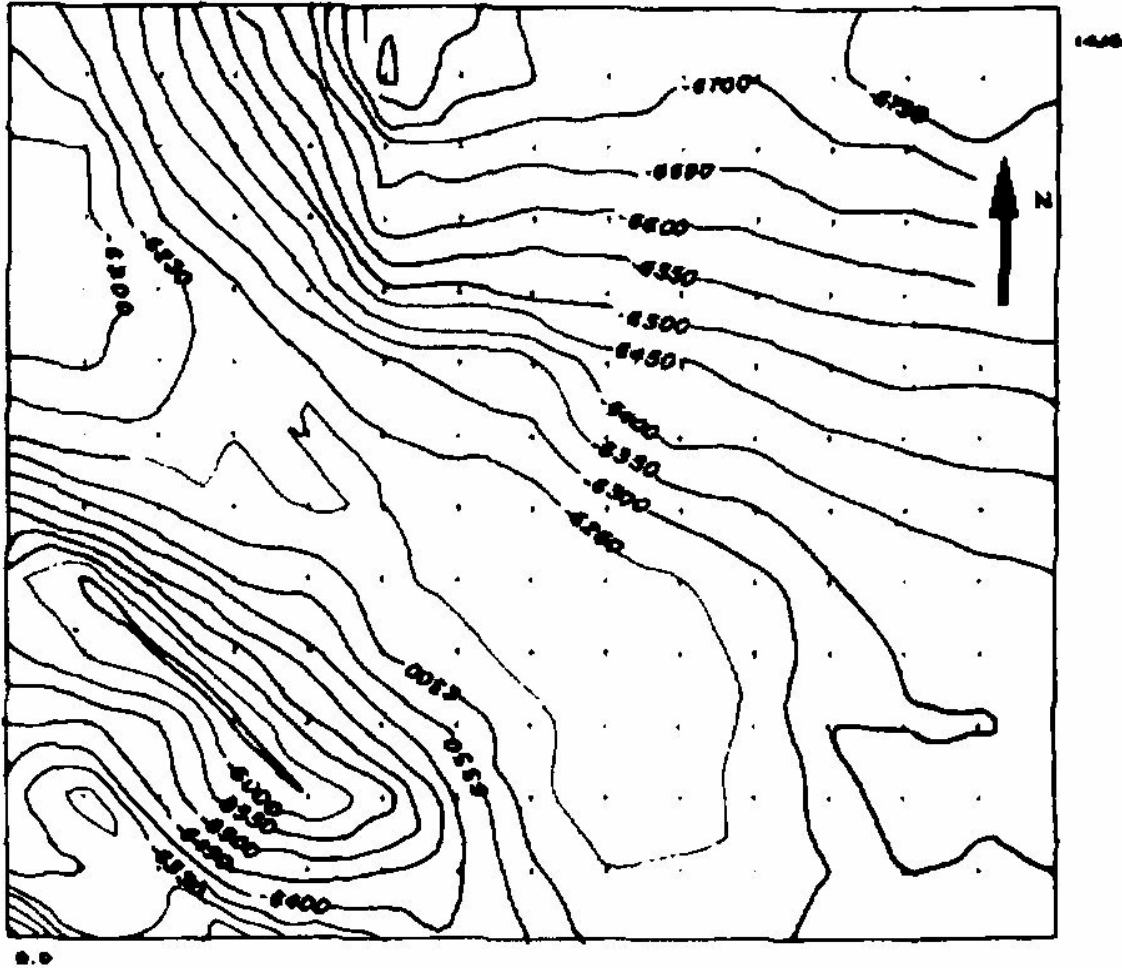


Figura 2.15. Mapa de compensación por latitud

Se observa una correlación con la topografía del área, de tal manera que los valores más negativos corresponden con alturas mayores.

2.4.3.2. Compensación por Aire Libre

Esta compensación es conocida como corrección por aire libre. Se aplica para compensar la diferencia de elevación entre la estación de medición y el geoide. En la práctica es poco común encontrar un punto sobre la superficie terrestre que se encuentre por debajo del geoide.

La fórmula teórica proporciona la gravedad sobre el elipsoide de referencia. Para calcular la gravedad teórica en un sitio más alto que el elipsoide, se debe considerar un factor de variación de la atracción con la altura. Este factor que se calcula a través de la fórmula teórica de la gravedad, [U.G./pies], es:

$$\delta g_t / \delta R = 0.9406 - 0.0007 \cos (2\phi) \quad (2.16)$$

en donde:

ϕ = latitud

La compensación por aire libre no es la misma en todas las latitudes; para fines prácticos se usa un factor constante, deducido a partir de un modelo de Tierra esférica. Este factor es de: **3.086 [U.G./m]**. La compensación de altura se aplica a la información de la gravedad teórica de acuerdo con la expresión:

$$TCF = GT - 3.086 (H)$$

donde:

TCF Gravedad teórica compensada por altura
GT Gravedad Teórica
H Elevación en metros

La figura 2.16 representa la configuración de gravedad teórica compensada por altura.

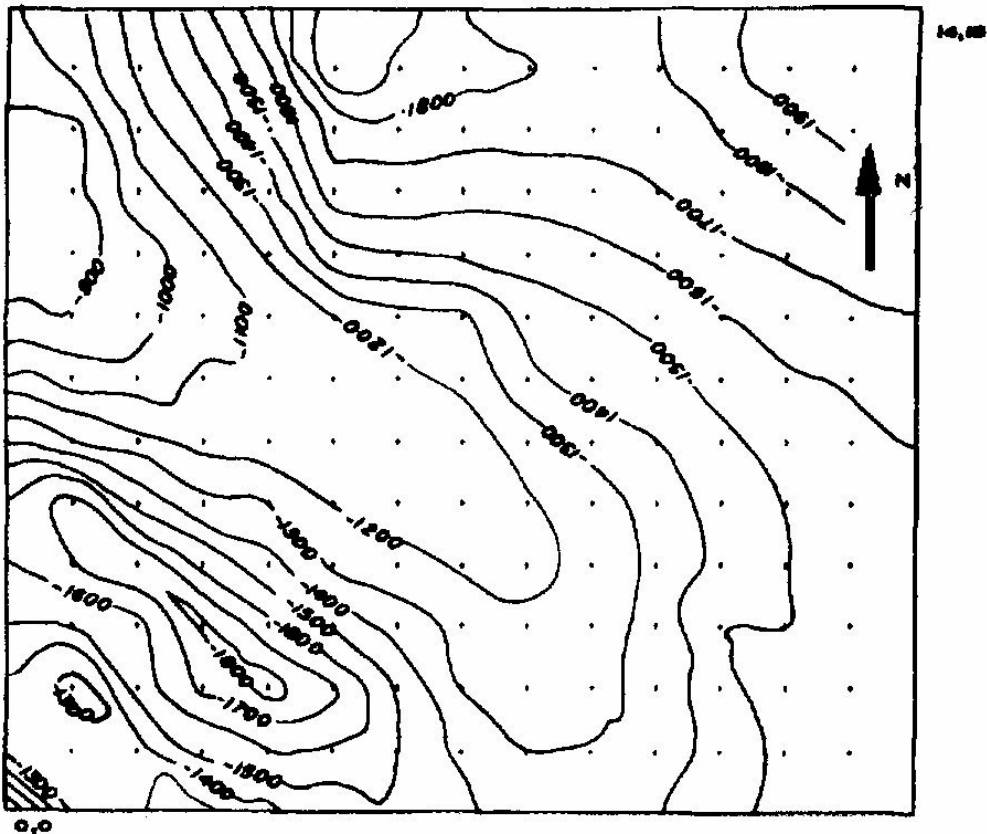


Figura 2.16. Gravedad teórica compensada por altura

2.4.3.3. Compensación de Bouguer

En la compensación de Bouguer se considera el efecto que ejerce el material, que se encuentra comprendido entre la superficie del esferoide de referencia y el punto de observación.

La densidad atribuida a este material es de 2.04 gr/cm^3 , que es la densidad promedio. El efecto de atracción de esta placa de material, conocida como placa de Bouguer, se expresa en [U. G. /m], como:

$$\delta g_0 = 0.419 (\rho) (H) \quad (2.18)$$

en donde:

ρ = Densidad promedio de la placa
 H = Elevación de la estación

La compensación de *Bouguer* se aplica a los datos de gravedad teórica, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$TCB = GT + 0.419 (\rho) (H) \quad (2.19)$$

donde:

TCB Gravedad teórica compensada por placa de Bouguer
GT Gravedad Teórica
H Elevación

Aplicar la compensación por placa de Bouguer al valor teórico de gravedad, se obtiene el mapa de la figura 2.17.

La figura 2.18 es el resultado de aplicar a los datos de la gravedad teórica, tanto la compensación por altura, como la de la placa de Bouguer. Los valores de la configuración mixta se obtienen con la expresión:

$$TCK = GT - 3.086 H + 0.419 \rho H \quad (2.20)$$

En general, las características de los mapas mostrados son bastante similares en las configuraciones, es decir, las zonas anómalas aparentes son las mismas y no representan respuesta alguna de la distribución de la densidad en el subsuelo, sino más bien el comportamiento topográfico del área.

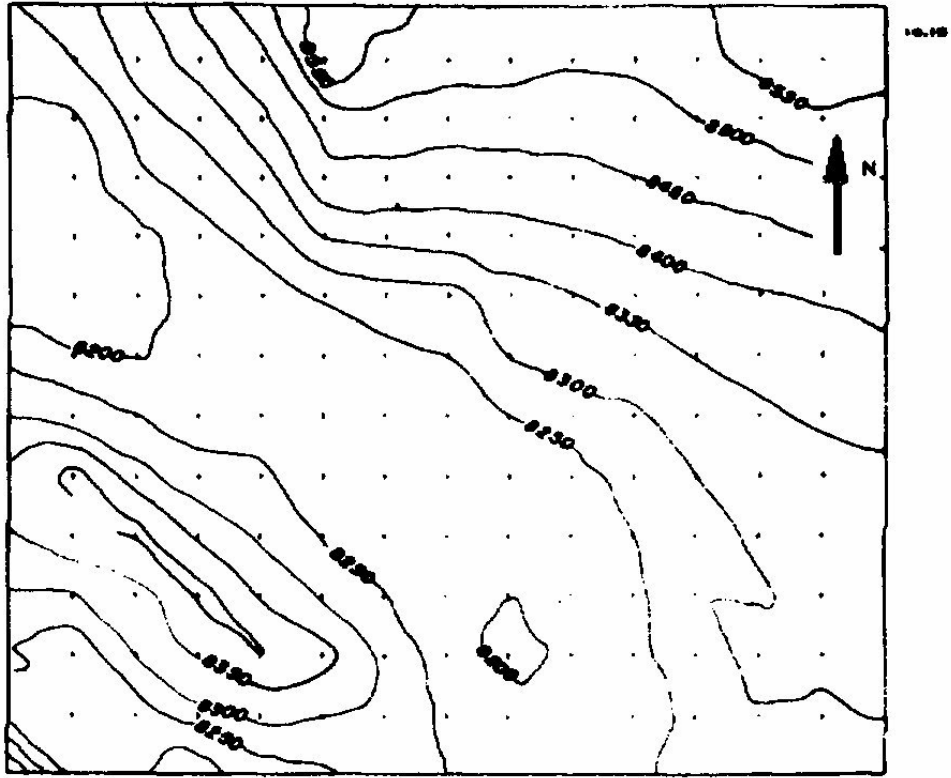


Figura 2.17. Mapa de compensación por placa de Bouguer

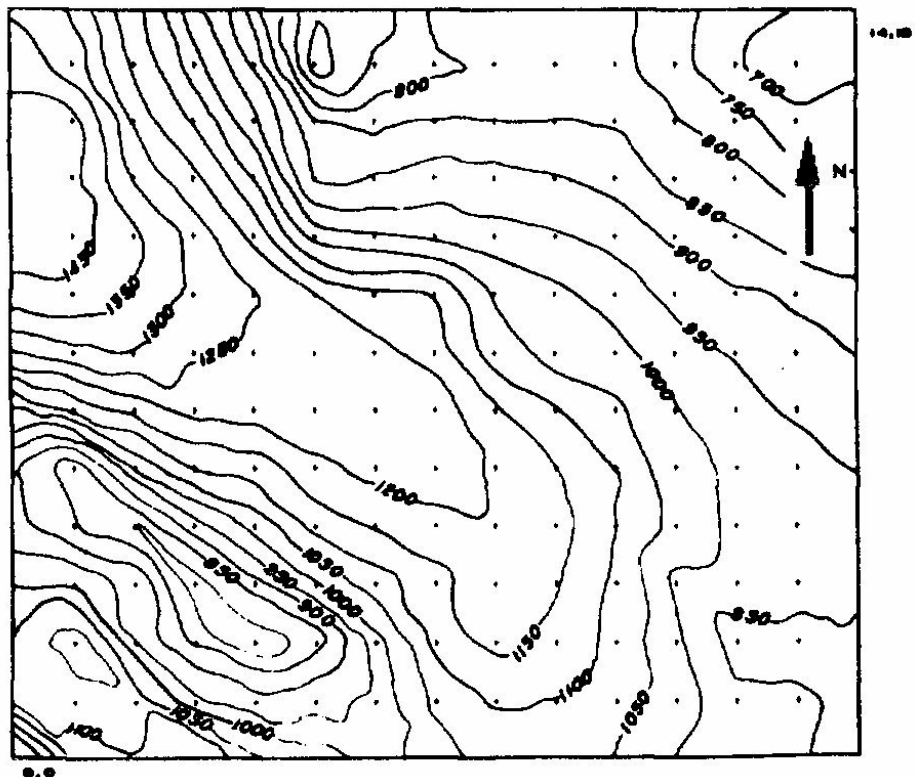


Figura 2.18. Mapa de configuración de compensación mixta

2.4.3.4. Compensación de Bouguer sin Corrección por Relieve

La figura 2.19 es la configuración del plano denominado *anomalía de Bouguer* sin corrección por relieve; se obtiene al restar la gravedad teórica compensada (por altura y de placa de Bouguer), a los datos medidos:

$$MB = GK + [- GT + 3.086 H - 0.419 \rho H]$$

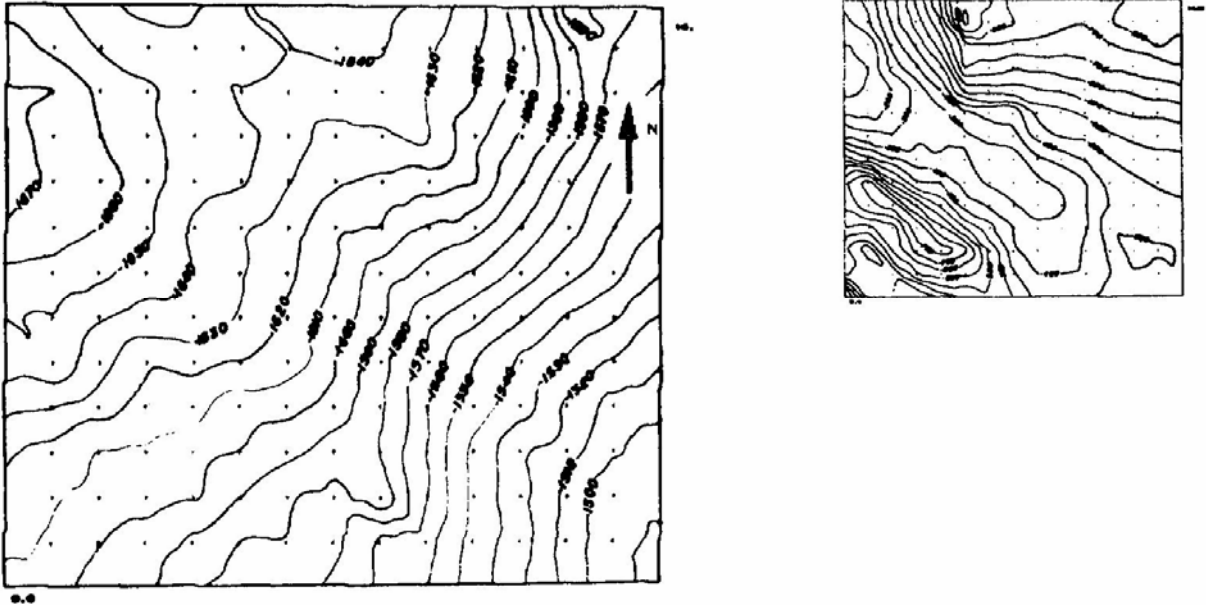


Figura 2.19. Plano de anomalía de Bouguer

Si se compara el plano de anomalía de Bouguer (Figura 2.19) con el de la gravedad medida (cuadro pequeño y figura 2.12), se aprecia una modificación en las líneas de configuración gravimétrica del área. De esta forma se cancelan las anomalías aparentes y se resalta la verdadera tendencia o manifestación gravimétrica de las estructuras del subsuelo.

2.4.3.5. Corrección por Relieve

Cuando se realiza la exploración en una zona con relieve topográfico abrupto, se debe considerar la atracción de las rocas que quedan por encima de la estación, así como la deficiencia de las masas que quedan por abajo de ésta. Así se adquiere el dato de *Bouguer* corregido por relieve.

Existen diversos procedimientos para efectuar la corrección por relieve; el más aplicado es el desarrollado por Hammer (1939). Consiste en calcular la atracción de las masas topográficas que rodean la estación de medición, de acuerdo con un conjunto de sectores que aproximadamente simulan la topografía del terreno, utilizando la expresión siguiente:

$$\Delta g = \frac{2\pi K \sigma}{n} \sum_{n=1}^n \sum_{m=1}^m (r_{m+1} - r_m + \sqrt{h^2 + r_m^2} - \sqrt{h^2 + r_{m+1}^2}) \quad (2.22)$$

en donde:

ρ = Densidad (generalmente se considera del mismo orden de la densidad usado en la placa de Bouguer)

El efecto de la topografía se aplica positivamente a la expresión 2.21 para determinar la anomalía de Bouguer. Su magnitud comúnmente no excede del 15%. Desde luego, cuando la zona prospectada no presenta relieve intenso, no se aplica la corrección por relieve.

La anomalía de Bouguer de una zona, siempre debe ser interpretada de acuerdo con el concepto de la comparación entre el valor medido de la gravedad y el valor compensado de la gravedad teórica. Por ello, el dato de Bouguer se obtiene en el sitio de la medición.

Por lo general, las distintas estaciones del área no se encuentran en un mismo nivel y la información de Bouguer no se encuentra en un mismo plano. Se requiere entonces de la aplicación adicional de la compensación denominada nivelación de información del dato Bouguer, que consiste en la eliminación de la distorsión provocada por topografía abrupta en campos potenciales, mediante la Transformada de Fourier (Sandoval, 1990).

La información de un plano de anomalía de Bouguer, representa indirectamente a la distribución de las concentraciones anómalas de la densidad en el subsuelo (con respecto a una tierra teórica), es decir, representa la tendencia de las curvas de igual valor de gravedad, al gradiente de las mismas, así como a los máximos y mínimos relativos de la información. Estos valores, su forma y distribución son el resultado de la geometría y disposición de las densidades en las rocas en el subsuelo.

3. RELACION ENTRE LA PROSPECCION POR AGUA Y EL METODO GRAVIMETRICO

3.1. OBJETIVOS EN LA EDIPLORACION DE AGUA

En la prospección de agua subterránea con el método gravimétrico, se intenta definir la forma del acuífero, es decir, la geometría y distribución de las rocas que pueden contenerlo, así como la disposición estructural y las características de las rocas encajonantes.

El conocimiento del marco geológico del acuífero, proporciona la base fundamental de la prospección. La exploración geohidrológica integra diversos aspectos de hidrología, geología, geotecnia, geofísica aplicada, registros de pozos y otras disciplinas de ingeniería ambiental.

Los marcos geológicos en los que se encuentran los acuíferos varían notablemente; sin embargo, las cuestiones geohidrológicas en todos ellos son las mismas y la exploración tiene los mismos objetivos principales, que están relacionados con la determinación de:

- Tipo de Acuífero y Materiales
- Profundidad del acuífero
- Principales contactos de confinamiento
- Calidad del agua
- Fluidos contaminantes
- Potencial del acuífero
- Propiedades de porosidad, permeabilidad y transividad
- Saturación de la roca almacenadora
- Recargas naturales

La prospección se enfoca también en la obtención de información geológica del subsuelo sin saturación de fluidos, pues generalmente lo que se busca es el contraste con la zona saturada en la determinación de la geometría y las rutas de migración del acuífero. Por otra parte, se debe tratar de especificar la dirección y gradiente del flujo, así como las propiedades físico-químicas del fluido contenido en la zona saturada. Esta información es básica para comprender el marco geológico donde se encuentra confinado el fluido.

3.2. MARCO GEOLOGICO EN LOS ACUIFEROS

Los acuíferos están constituidos por cuerpos de material poroso y permeable, a través del cual puede transitar y almacenarse el agua subterránea. Se encuentran limitados o encajonados por rocas relativamente impermeables, que posibilitan un flujo de agua reducido o nulo. Los acuíferos pueden comprender materiales tales como: el aluvión, rocas sedimentarias, rocas ígneas o metamórficas.

La mayoría de las veces los acuíferos son producto de ambientes de tipo sedimentario, en los cuales la arcilla se presenta como roca sello (material encajonante); por esta razón los acuíferos y sus rocas encajonantes comúnmente son de tipo tabular.

Los ambientes en los que se encuentran los acuíferos se clasifican en tres tipos: los de rocas ígneas y metamórficas; los de rocas sedimentarias; y los que se localizan en cuencas rellenas de material aluvial. Estos tres tipos de ambientes serán estudiados; para mostrar posteriormente el uso de la exploración gravimétrica en su prospección.

3.2.1. Acuíferos en Rocas Ígneas-Metamórficas

Las rocas ígneas cristalinas o bien rocas metamórficas contienen este tipo de acuíferos, los cuales tienen pocos recursos de agua y, en general, son considerados impermeables. El flujo de agua subterránea se efectúa típicamente a través de contactos, fracturas o discontinuidades estructurales de origen tectónico, en donde hay porosidad muy limitada entre los granos minerales o metasedimentos.

Cuando las fracturas son abundantes y la recarga es frecuente, el tipo de ambientes descrito puede constituir un buen acuífero. En terrenos de tipo metamórfico, o bien ígneo, las fracturas tienden a encontrarse en la parte superior y gradualmente se cierran a profundidad, por lo que el acuífero se presenta en la parte superior de este ambiente de depósito (Figura 3.1).

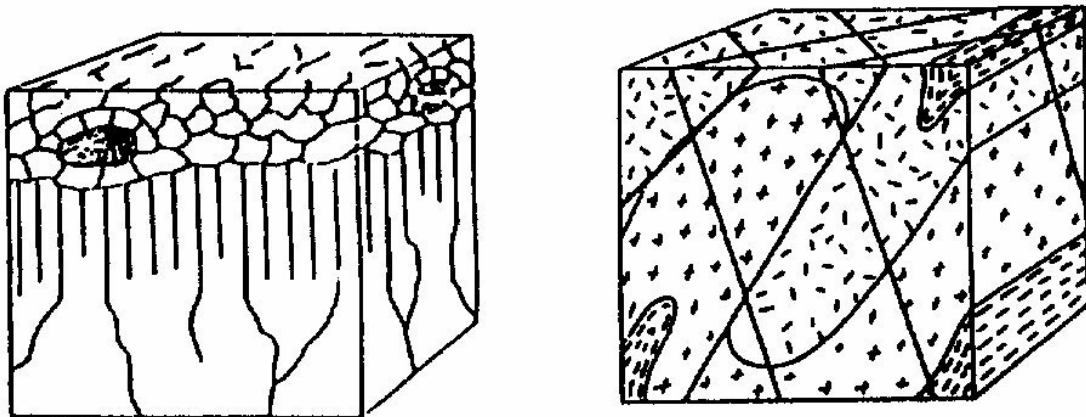


Figura 3.1. Acuíferos en rocas ígneas y metamórficas

3.2.2. Acuíferos en Rocas Sedimentarias

Estos ambientes de depósito se caracterizan por estar constituidos por sedimentos litificados, o bien, precipitados químicos, como en el caso de las calizas. La porosidad, primaria y secundaria, y la permeabilidad en las rocas sedimentarias, es mucho mayor que en las rocas ígneas o metamórficas. Es más frecuente la ocurrencia de acuíferos en formaciones de tipo sedimentario no arcillosas.

El flujo de agua subterránea circula por los espacios vacíos de los granos que constituyen el material del acuífero, aunque es posible el flujo a través de las fracturas (porosidad secundaria), sobre todo en rocas sedimentarias bien litificadas o cementadas (Figura 3.2).

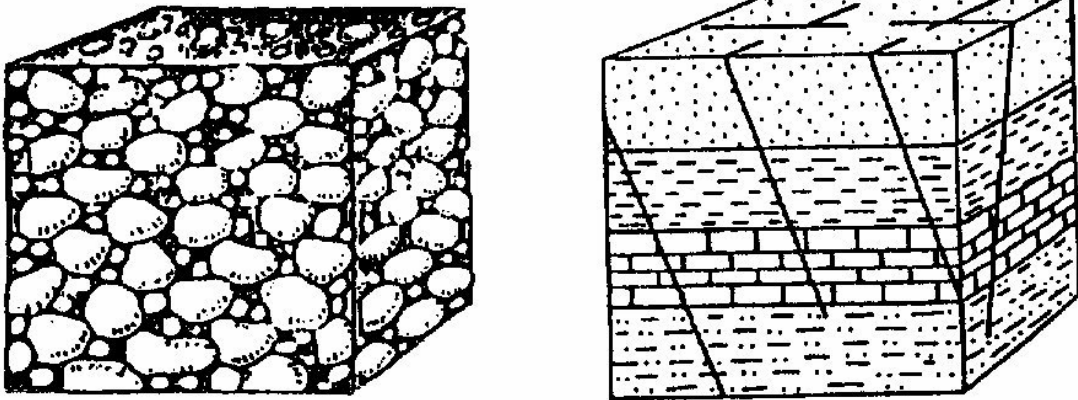


Figura 3.2. Ambientes en rocas sedimentarias

En rocas carbonatadas, como son las calizas y dolomías (Figura 3.3), el flujo del agua subterránea puede efectuarse a través de cavernas, contactos o fracturas y, en general, es impredecible, pues los espacios vacíos producto de las disoluciones, son aleatorios en este tipo de materiales.

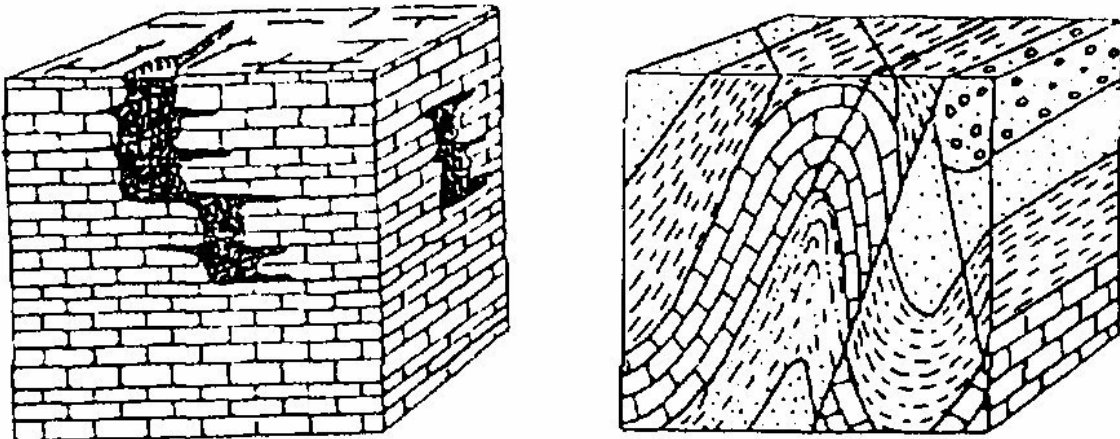


Figura 3.3. Acuíferos en rocas carbonatadas

3.2.3. Acuíferos en Cuencas Aluviales

Las cuencas con depósitos aluviales pueden ser someras o profundas y constituyen los recursos de agua subterránea más abundantes. La ocurrencia del agua subterránea es similar a los acuíferos de tipo sedimentario, en donde la arena y grava tienden a conformar el acuífero confinado por rocas arcillosas en un sistema de tipo estratificado. Estos acuíferos pueden ser continuos o discontinuos y sus dimensiones pueden llegar a abarcar toda la cuenca. (Figura 3.4).

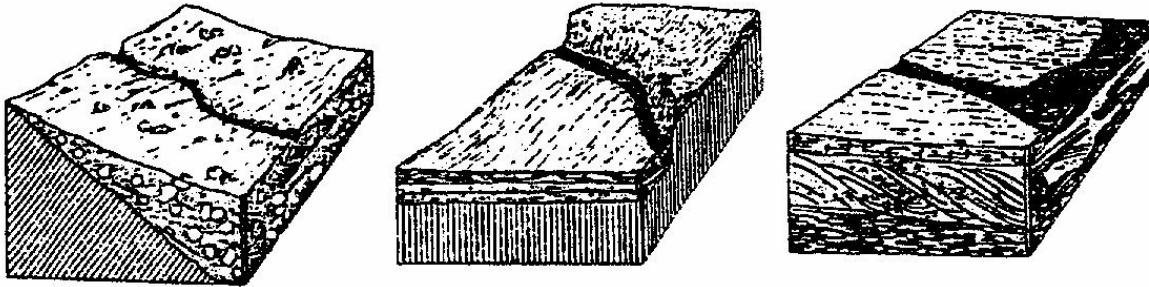


Figura 3.4. Cuencas aluviales

3.2.3.1. Acuífero Colgado

Una condición hidrogeológica especial se presenta cuando se encuentra un acuífero tipo colgante (Perched), el cual surge de diferentes maneras:

- Los estratos de arcilla pueden intercalarse con estratos de arena y forman las capas impermeables sobre las cuales las aguas se confinan formando el acuífero.
- Los materiales aluviales que están sobre las rocas del basamento, relativamente impermeables, pueden confinar agua en el contacto sedimento roca basal.

3.3. PROSPECCION GRAVIMMICA EN EL ESTUDIO DE CUENCAS HIDROLOGICAS

Los métodos gravimétricos aplicados en la exploración geohidrológica, que son usados a nivel mundial, suministran principalmente información relacionada con la profundidad y geometría de la cuenca hidrológica, es decir, proporcionan resultados de carácter regional, por lo que deben ser utilizados en conjunto con otro tipo de métodos.

3.3.1. Tecnología de Prospección

La prospección gravimétrica permite determinar la profundidad y geometría de cuencas hidrológicas en situaciones geológicas específicas (v. g. Gravity Exploration For Groundwater and Bed Rock Topography in Glaciated Areas; Carmichael, GE 42-04-0850).

Una de estas situaciones geológicas es la ocurrencia de un acuífero en arenas y gravas de canales sepultados por aluvión, constituido principalmente por residuos arcillosos confinados por la roca de basamento, que se caracteriza por tener porosidad y permeabilidad adecuada para almacenar fluidos.

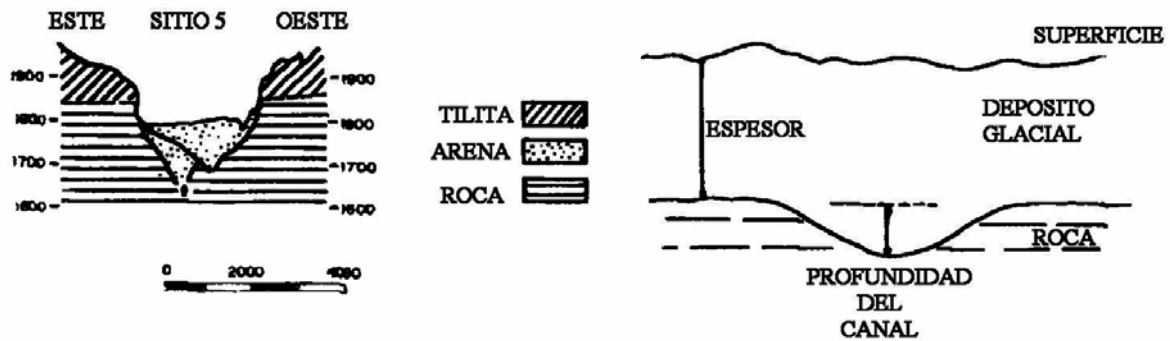


Figura 3.5. Esquema de la sección de una cuenca

La prospección gravimétrica es empleada para definir la profundidad y geometría de la cuenca hidrológica. (v. g. Dobeki, 1985; Hall, 1962; Lennox, 1967; Melickian, 1968).

Para conseguir el objetivo planteado se requiere que exista un contraste de densidad significativo, además es necesario que la profundidad del basamento y las dimensiones del canal hidrológico produzcan un efecto gravimétrico, que se encuentre, en el intervalo de resolución de la técnica de campo empleada.

El equipo de medición está formado por un gravímetro con sensibilidad del orden de 0.1 U.G., un levantamiento topográfico con exactitud en la altimetría del orden de 0.02 metros por kilómetro y un correcto control de las variaciones del campo para la realización de las correcciones a la información.

La técnica gravimétrica, en la exploración de cuencas hidrológicas, involucra la medición de la anomalía producida por el contraste de densidad entre el material que constituye el acuífero y la roca basal. Para que la cuenca hidrológica sea económicamente explotable, no debe ser muy profunda, del orden de 300 m. Además, las dimensiones del acuífero deben ser del orden de unas decenas de metros. Por lo que, de acuerdo con el modelo geológico propuesto (Figura 3.5) para la cuenca hidrológica, la anomalía gravimétrica producida por esta cuenca es de pequeña magnitud.

El estudio gravimétrico se debe efectuar teniendo cuidado en los aspectos siguientes:

3.3.1.1. Información Previa

Antes de aplicar el método de exploración gravimétrico en la exploración de una cuenca hidrológica, se debe tener una idea del orden de magnitud de la anomalía esperada. Es indispensable involucrar toda la información geológica del área, para proponer el modelo que se puede obtener como resultado. En la figura 3.6 se observa la respuesta gravimétrica de una cuenca hidrológica supuesta, modelada mediante el procedimiento de Talwani (1960).

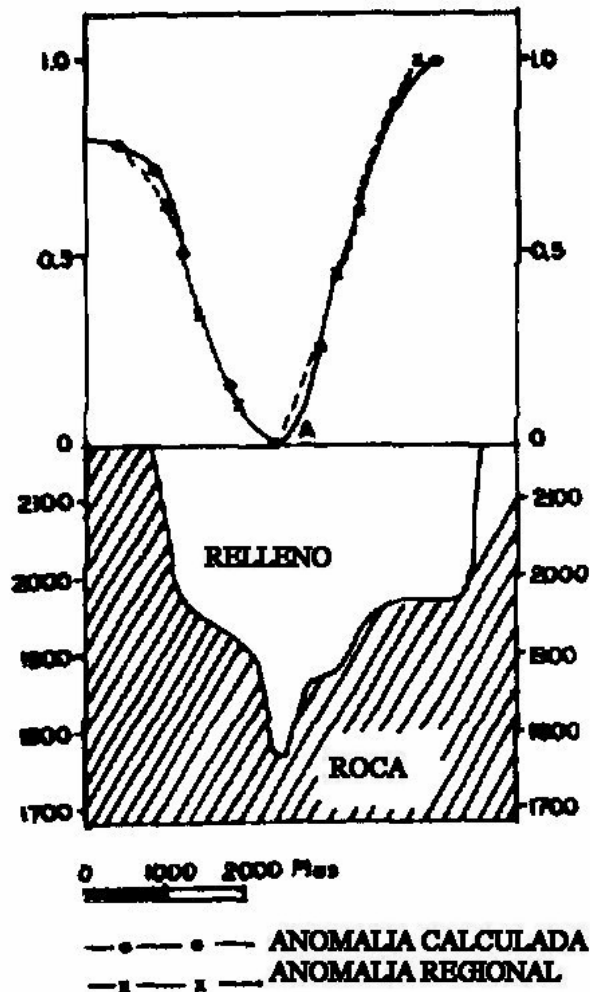


Figura 3.6. Anomalia calculada para el modelo de un canal

3.3.1.2. Determinación de los Parámetros del Levantamiento

El espaciamiento entre estaciones y la precisión de los datos topográficos medidos, deben ser acordes con los objetivos y condiciones del terreno. Cuando el área no presenta fuertes desniveles, la información topográfica puede ser adquirida de planos ya elaborados, factor que reduce el costo del trabajo. La separación de las estaciones está en función del ancho esperado del canal hidrológico; generalmente en trabajos de reconocimiento es del orden de 100 metros.

3.3.1.3. Determinación de las Variaciones del Campo

Cuando la magnitud de la anomalía gravimétrica buscada es pequeña, la correcta determinación de la variación del campo gravimétrico por efectos del Sol y la Luna es fundamental, pues el valor de la anomalía es aproximadamente igual al valor absoluto de la variación de la marea. Esta se registra en una estación base cercana

al área de estudio. Se recomienda su comparación con la curva teórica calculada, a partir de parámetros asentados en los observatorios astronómicos (Figura 3.7).

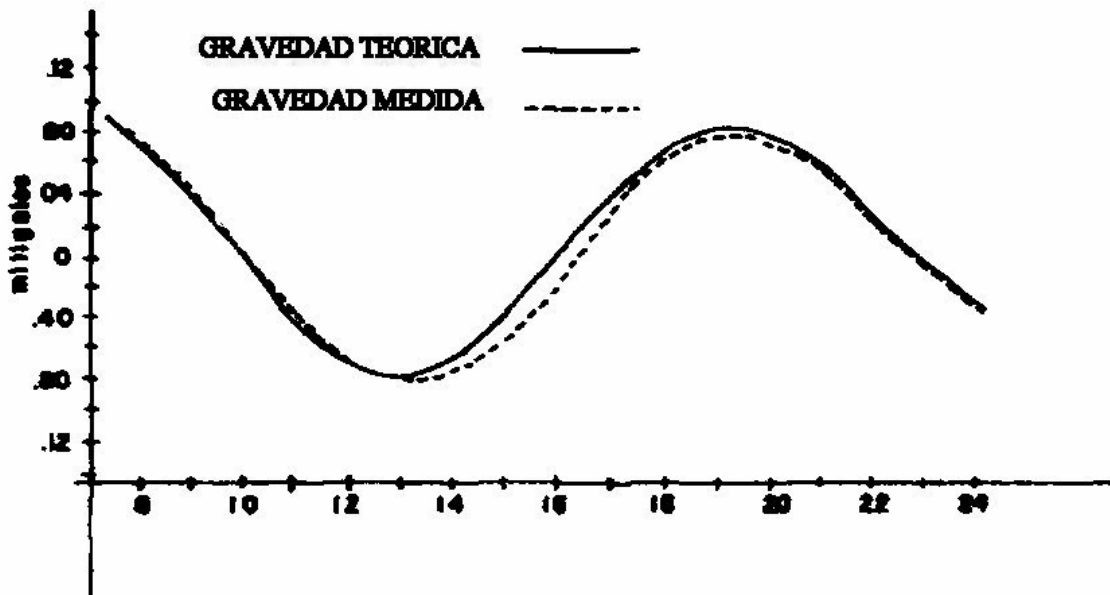


Figura 3.7. Comparación entre curvas de marea

3.3.2. Caso de Aplicación

El levantamiento gravimétrico se lleva a cabo por medio de una retícula de estaciones equiespaciadas en toda la cuenca. A través de la información gravimétrica residual obtenida y el conocimiento de la profundidad del basamento, por algún medio directo o alguna otra técnica geofísica, es posible establecer la geometría y profundidad de la roca basal a lo largo de toda la cuenca hidrológica.

La modelación se fundamenta en la aplicación de la fórmula siguiente:

$$\Delta h = \frac{\Delta G}{2\pi G \Delta \rho} \quad (3.1)$$

en donde:

- Δh = Profundidad espacial
- ΔG = Dato residual gravimétrico
- $\Delta \rho$ = Contraste de densidad propuesto entre la roca basal y material del acuífero.

Mediante la interpretación de la información gravimétrica (que se compone del dato medido, corregido y compensado), es posible obtener un modelo del relieve topográfico de la roca del basamento dentro de la cuenca hidrológica. De esta forma se puede inferir la tendencia morfológica del basamento (Figura 3.8).

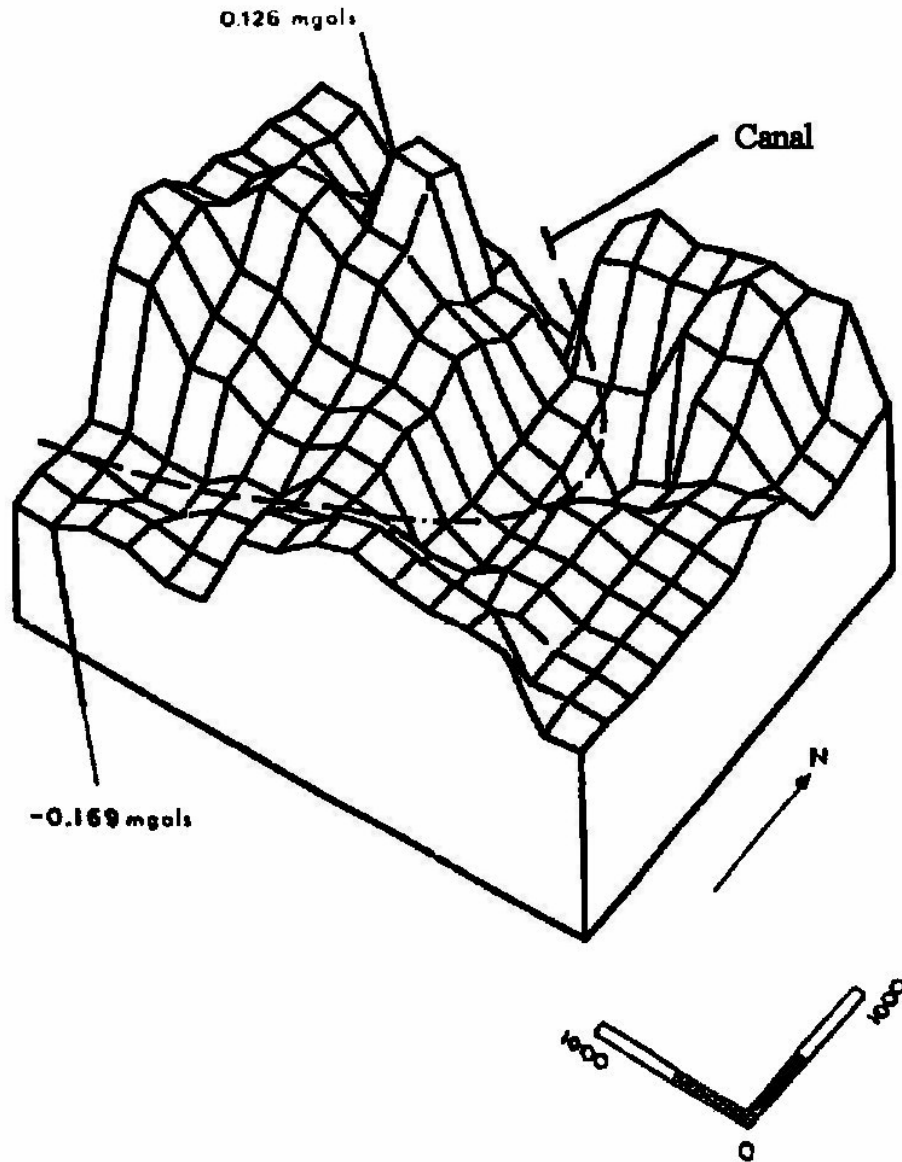


Figura 3.8. Configuración de la anomalía residual

El canal hidrológico que se interpretó (línea de guiones en la figura 3.8) tiene una longitud aproximada de 230 m. En la parte norte del área, tiene una profundidad a la roca basal de 30 m, con un tirante de 12 m. En la parte Sur-Oeste del área la profundidad de la roca base es de 23 m, con un tirante de 6m.

3.3.3. Conclusiones

El ejemplo manifiesta que el método de prospección gravimétrica es útil para determinar la geometría de la roca basal de las cuencas hidrológicas. De esta forma, la Gravimetría auxilia en la exploración de recursos de agua, enfocando la aplicación de otras técnicas en áreas reducidas de interés.

Debido al hecho de que la anomalía gravimétrica esperada en los estudios geohidrológicos es relativamente pequeña (2 U.G.), la técnica de adquisición del dato gravimétrico y sus subsecuentes procesos, debe efectuarse con la máxima exactitud, a fin de interpretar adecuadamente el mapa residual y de esta forma contribuye en la elaboración de la evaluación geohidrológica de una determinada región.

Otro aspecto importante que se debe considerar al tratar la información gravimétrica de una cuenca hidrológica, es la técnica usada para separar los efectos regionales de los residuales, ya que es indispensable realizar pruebas mediante técnicas de ajustes por polinomios, o bien, operadores espectrales, para obtener un plano gravimétrico residual que represente el efecto gravimétrico de la cuenca hidrológica.

4. RELACIÓN ENTRE LOS ESTUDIOS PARA SITIOS DE CONSTRUCCIÓN Y EL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

4.1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo tecnológico de la aplicación de métodos geofísicos en la geotecnia es muy importante y ha tenido un gran auge, debido a la gran cantidad de dinero invertido en este tipo de exploración indirecta.

Los métodos geofísicos pueden ser aplicados a una gran diversidad de problemas geotécnicos, proporcionando resultados en forma rápida y económica. Por otra parte, la instrumentación geofísica ha recibido un gran empuje por parte de los avances electrónicos y por las numerosas metodologías en la interpretación que han sido publicadas en los últimos años. Todas las razones mencionadas son pruebas contundentes de la aplicación geofísica en los proyectos de ingeniería civil.

La investigación geofísica en la geotecnia abarca una amplia variedad de estudios, tales como la evaluación del subsuelo en una planta nuclear, las condiciones elásticas de la roca en la implantación de un proyecto hidroeléctrico, el mapeo de una estructura geológica enterrada en donde descansará una obra civil, entre muchos otros. Además, es pertinente recordar que para lograr la solución de cada uno de estos problemas, se debe aplicar el método óptimo acorde con los objetivos.

4.1.1. Aplicación de la Gravimetría en la Geotecnia

En la Geotecnia e Ingeniería Civil los casos que pueden ser estudiados con Gravimetría se agrupan, por los objetivos buscados, en las siguientes categorías:

4.1.1.1. Caracterización Volumétrica del Material

El objetivo primordial es evaluar la cantidad y calidad de la roca en términos de sus módulos elásticos, densidad de fracturamiento y uniformidad del medio (Bless & Ahrens, 1977; Sjogren et al. 1979; Hamdi & Smith, 1981).

4.1.1.2. Monitoreo Dinámico del Terreno

El objetivo es monitorear el comportamiento de las rocas cuando se encuentran sometidas a esfuerzos que pueden provocar un desplazamiento (Bogoslovsky & Ogilvy, 1977). También se utiliza la Gravimetría en el estudio del fracturamiento hidráulico en los materiales (Dobecki, 1985); el monitoreo del flujo en los fluidos en el subsuelo (Lytle et al. 1981); y el monitoreo de desechos radioactivos contaminantes que pueden producirse en las instalaciones nucleares.

4.1.1.3. Detección de Espacios Vacíos en el Subsuelo

Esta área involucra la planeación de caminos y construcciones en la ingeniería civil, el confinamiento de desechos radioactivos y el almacenamiento de hidrocarburos. Aquí se incluye la detección y mapeo de cavernas, cavidades y túneles.

4.1.1.4. Certificación de Edificaciones

En obras de ingeniería civil de gran envergadura, por ejemplo: presas, plantas nucleares, centrales eléctricas, refinerías, puertos y otras, el objetivo consiste en estudiar la relación suelo-estructura después de concluida una obra o la situación actual del subsuelo bajo alguna edificación construida en el pasado.

4.2. MAVIMETRIA EN EL ESTUDIO DE PROYECTOS DE INGENIERIA

El principal problema de la geofísica aplicada a estudios geotécnicos es el ruido cultural, pues incrementa notablemente el trabajo de procesado y modelación de los datos, debido a las condiciones desfavorables en la adquisición del dato, ocasionadas por estructuras de edificios, maquinaria, tránsito, líneas de conducción de energía, presas, puertos, rompeolas, etcétera.

Tanto la tecnología instrumental como la de procesado han evolucionado en su resolución y definición, pues se han efectuado numerosas investigaciones a fin de aumentar la relación señal-ruido, así como de mejorar el filtrado de información digital.

4.2.1. Determinación de la Profundidad de la Roca del Basamento

Dentro de la geotecnia el objetivo es definir espesores de suelo o de relleno, para el caso de construcciones subterráneas como túneles o la determinación de la profundidad de la roca del basamento. Los espesores buscados son del orden de unas decenas de metros, por lo que la exploración se debe realizar con una malla cerrada y con equipo muy sensible, registrando además las variaciones temporales del campo gravitacional terrestre.

En estos casos el relieve topográfico de la roca base generalmente presenta desniveles muy poco marcados, es decir, una geometría basal relativamente pequeña. La técnica de adquisición del dato y la cuantificación de las variaciones temporales, deben ser realizadas en forma muy cuidadosa.

4.2.2. Localización de Cavidades

En principio una cavidad en el subsuelo presenta un contraste físico con respecto al material o roca que se encuentra a su alrededor. Así, por ejemplo, para una cavidad llena de aire, la densidad, resistividad y velocidad acústica son 0.0 gr/cm^3 , infinito y 320 m/s , respectivamente. En una cavidad llena de agua se tienen 1.0 gr/cm^3 de

densidad, de 25 a 75 ohm-m de resistividad y 1500 m/s de velocidad de transmisión de ondas elásticas.

La detectabilidad de una cavidad en el subsuelo depende fundamentalmente: del tamaño efectivo, de su respuesta en el contraste físico medido, de la profundidad a que se encuentre, así como de la capacidad de resolución del instrumento y del método utilizado para su prospección.

El efecto gravimétrico de tres formas geométricas que se aproximan bastante a cavidades reales existentes en el subsuelo, se observa en la figura 4.1, que ilustra teóricamente su máximo efecto gravimétrico: Las formas geométricas son:

- Semiesfera.
- Cilindro vertical.
- Cilindro horizontal.

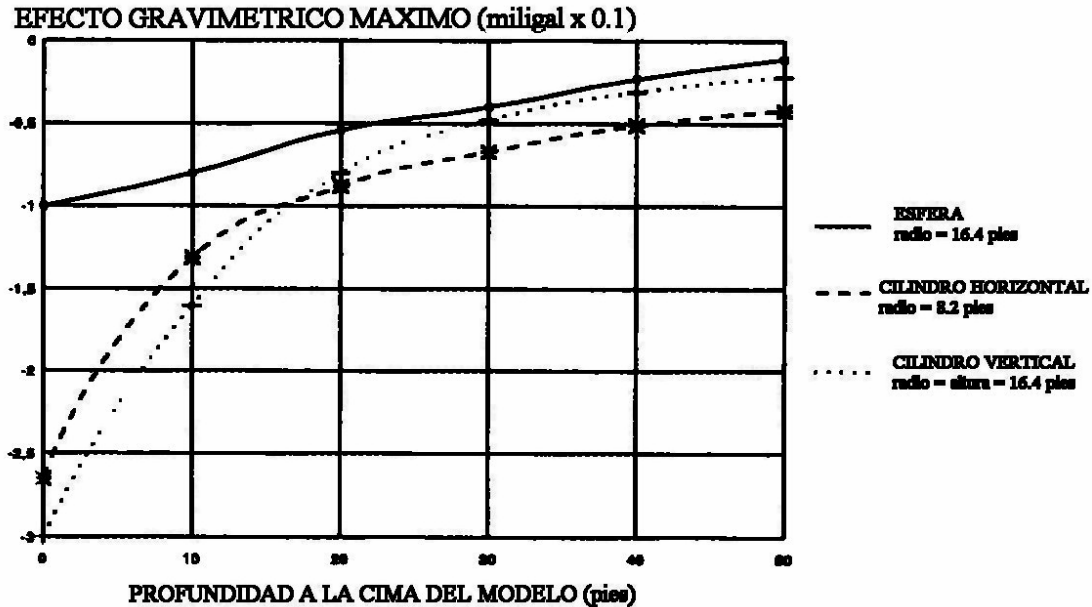
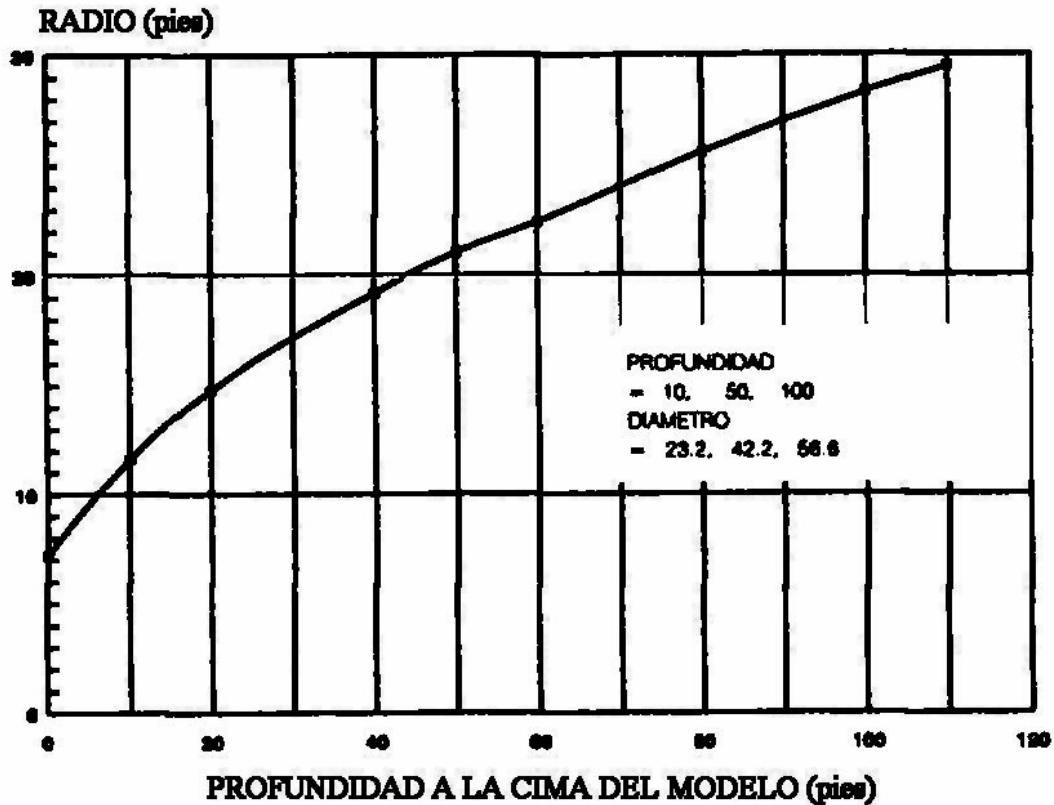


Figura 4.1. Modelo gravimétrico del efecto de cavernas

El orden de magnitud de anomalía gravimétrica de un cilindro horizontal, con diferente radio y profundidad, modelado para que simule el efecto de una cavidad, se muestra en la figura 4.2.



EFECTO GRAVIMETRICO MAXIMO = 0.2 miligal

Figura 4.2. Relación entre profundidad y radio de una caverna

El orden del efecto de estas anomalías es de 2 U.G. El efecto gravimétrico de una caverna modelada con un cilindro varía con el radio de éste, como se exhibe en la figura 4.3.

La tecnología instrumental para la prospección gravimétrica ha evolucionado considerablemente y, a partir de la década de los setenta, la firma Lacoste and Romberg ha desarrollado un equipo gravimétrico, con una capacidad de resolución de 1 microgal (pgal), es decir, 0.01 U.G.

Para utilizar tan alta sensibilidad en los estudios de microgravimetría aplicados a la geotecnia, han sido desarrolladas diversas técnicas de campo, sistemas de procesamiento y métodos de interpretación.

En general, el espaciamento de las estaciones en los estudios para prospectar cavernas, varía de 2 a 40 m. Esto se debe a que la profundidad usual de las cavidades que pueden causar algún efecto en las edificaciones es del mismo orden.

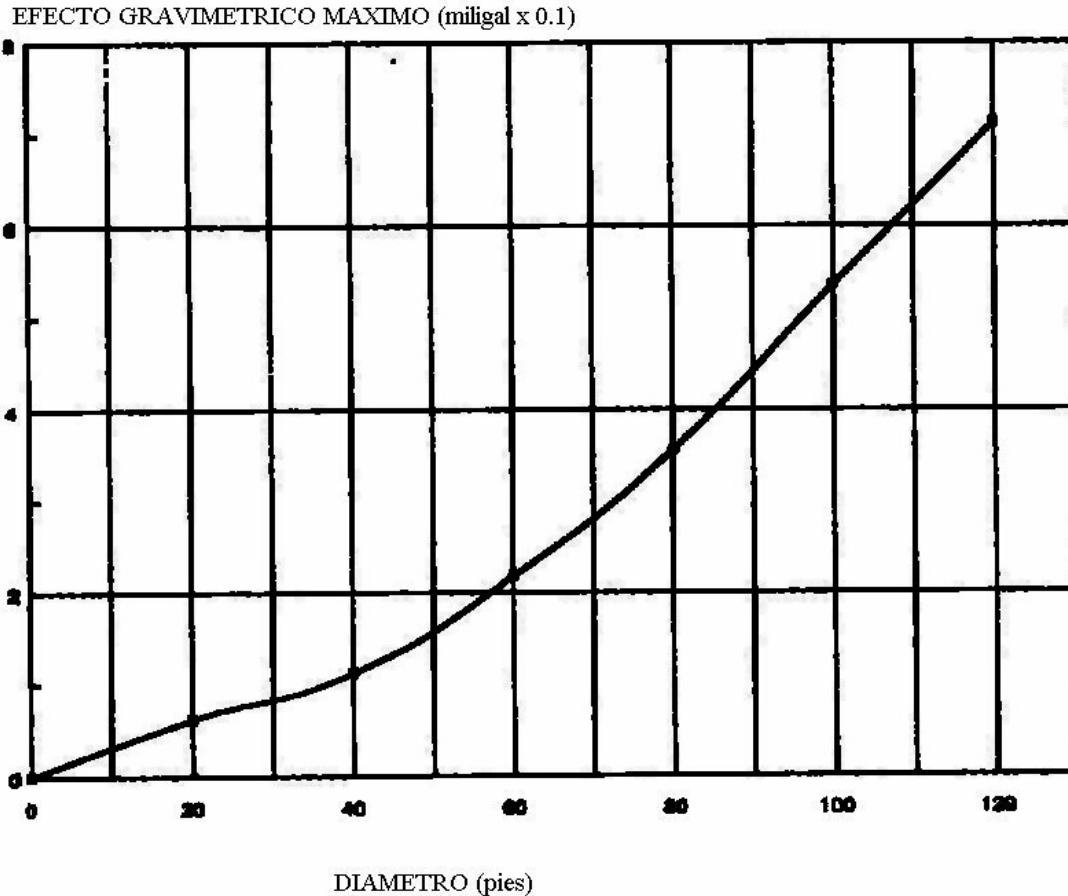


Figura 4.3. Relación entre el diámetro y la profundidad de un cilindro

La anomalía gravimétrica producida por una caverna se encuentra en el intervalo de 0.15 a 3 U.G. A fin de lograr una precisión máxima en el trabajo de campo se recomienda establecer las variaciones de la marea terrestre e instrumentales lo más exacto posible, retornando a las estaciones de base, con una frecuencia de unos 20 minutos.

El trabajo comúnmente se efectúa en la noche, para evitar ruidos instrumentales y culturales. La precisión final en prospecciones gravimétricas urbanas con fines de exploración de cavernas, generalmente es del orden de: 0.05 U.G. a 0.3 U.G. (Lakshmanan, 1987).

4.3. MICROGRAVIMETRIA APLICADA EN OBRAS DE INGENIERIA CIVIL

Se presenta un caso de microgravimetría aplicada al estudio subsuelo, para ilustrar esta técnica. El estudio se realizó en el sitio de construcción de una planta nuclear (Arzi, 1975), para cumplir con las restricciones impuestas por la Comisión de Energía Atómica.

El área de trabajo fue de 9600 H (120 x 80 m) ; se requería determinar la profundidad de la roca basal y la posible existencia de cavernas. Aquí se realizó una operación inicial para verificar la sensibilidad del método.

Esta prueba de campo consistió en medir una sección microgravimétrica a lo largo de una excavación, que atravesaba un afloramiento de roca basal. La anomalía de Bouguer observada junto con la anomalía calculada se aprecia en la figura 4.4.

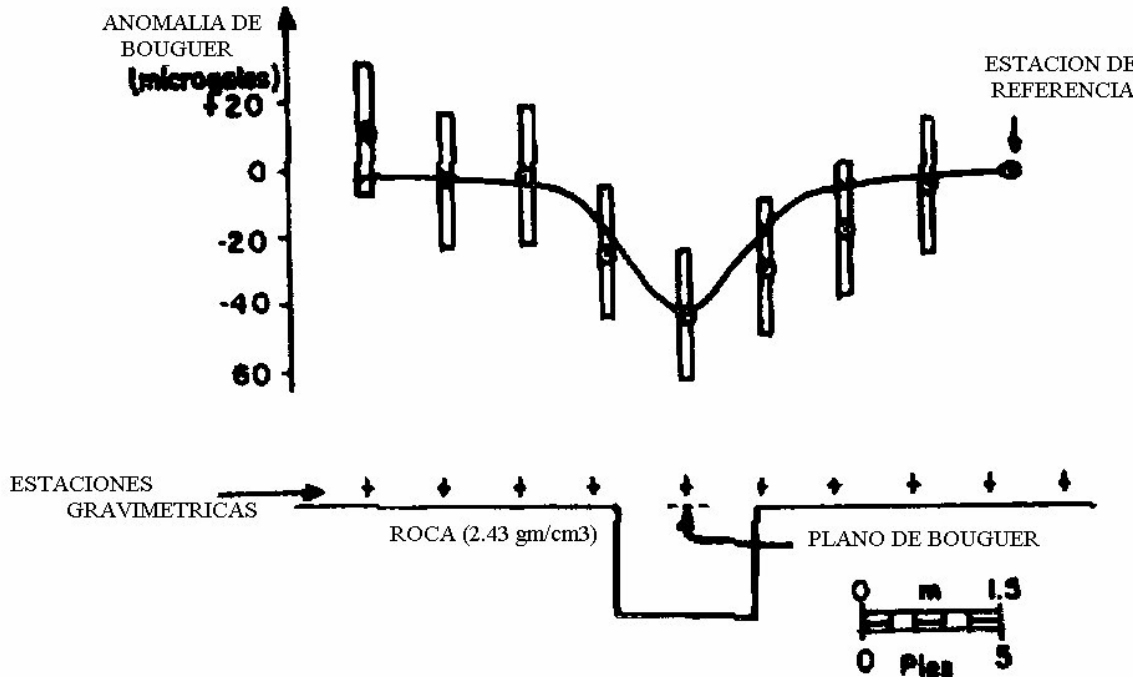


Figura 4.4. Perfil de microgravimetria

Las estaciones gravimétricas fueron dispuestas en una retícula con un espaciamiento de 4.6 m, para definir la configuración de la cima en la roca basal en el sitio.

Con el levantamiento realizado se obtuvo un plano de configuración del basamento, los valores adquiridos se pudieron calibrar fácilmente gracias a la prueba de campo preliminar que se llevó a cabo.

4.4. GRADIENTE VERTICAL GRAVIMETRICO

Es usado en la geotecnia para la detección de estructuras geológicas pequeñas (Fajklewics, 1976). La aplicación método se fundamenta en la medición del valor de la gravedad en un punto a dos diferentes alturas: a unos centímetros sobre el suelo y a 3 metros. Con esto se determina un cociente diferencial del γ gravimétrico terrestre en dos posiciones, que se encuentran sobre la vertical, como lo expresa la ecuación 4.1.

$$WZ = \frac{G(0) - G(h)}{\Delta h} \quad (4.1)$$

en donde:

- W = Gradiente medido del campo.
- G(O) = Medición gravimétrica de referencia.
- G(h) = Medición gravimétrica a la altura h.
- Δh = Distancia vertical entre las estaciones.

La interpretación de los datos del gradiente vertical de la gravedad, depende también de la precisión con la que es posible eliminar el efecto gravimétrico del relieve topográfico.

La figura 4.5 muestra la aplicación del método en la detección de cavernas en un proyecto de autopista. La profundidad de las cavidades se estima entre 10 y 15 metros.

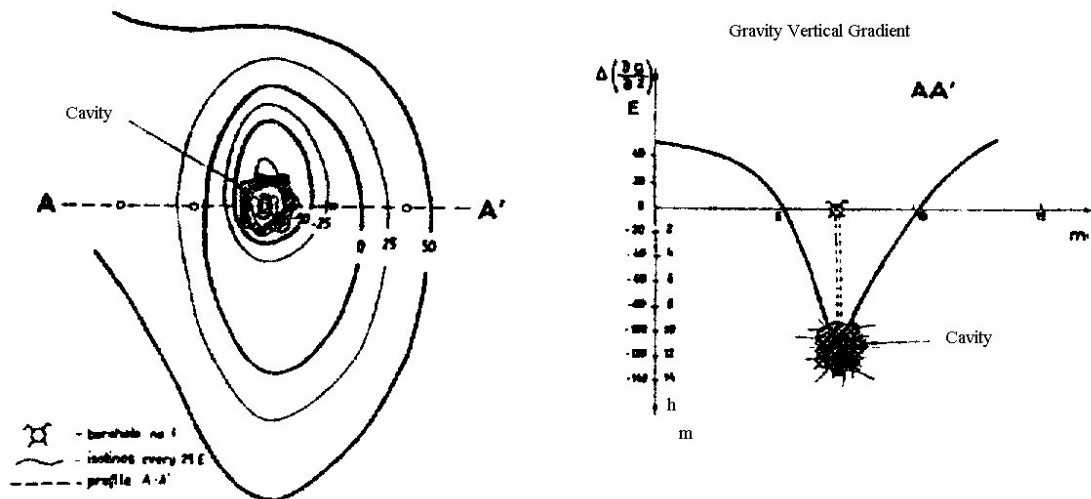


Figura 4.5. Detección de cavidades con microgravimetría.

Se considera que el método de gradiente vertical debe ser usado al mismo tiempo que la medición gravimétrica en cuyo caso los dos levantamientos se complementan para obtener una mejor interpretación.

En los estudios de microgravimetría en la solución de problemas concernientes a la geotecnia, las técnicas de adquisición de información, procesamiento de datos e interpretación de resultados, deben ser adaptadas en cada caso particular e integrarse con otros métodos de exploración geofísica.

5. MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

5.1. TEORIA

5.1.1. Campo Magnético Terrestre (CNT)

Hasta la fecha las causas del Campo Magnético de la Tierra son desconocidas; sin embargo, se han elaborado varias teorías para explicar este fenómeno natural de nuestro planeta. De ellas, la más aceptada es la de Elsasser (1946) y Bullard (1948); ambos propusieron la hipótesis para atribuir el origen del Campo Magnético de la Tierra a las corrientes eléctricas, generadas en el interior de la misma (en el núcleo fluido de hierro y níquel).

Elsasser propuso que la termoelectricidad es la fuerza electromotriz, en tanto que Bullard consideró un generador electrodinámico, que recibe energía de una rotación y una convección del material fluido en el núcleo. La idea de Bullard se apoya fuertemente en los diversos hechos observados sobre la fuente que genera el Campo Magnético Terrestre.

En la figura 5.1, se exhibe un modelo sencillo que ilustra la idea básica de la dínamo autoexcitable, propuesta por Bullard (1948), esta dínamo consta de un disco circular D que gira sobre su eje CC'.

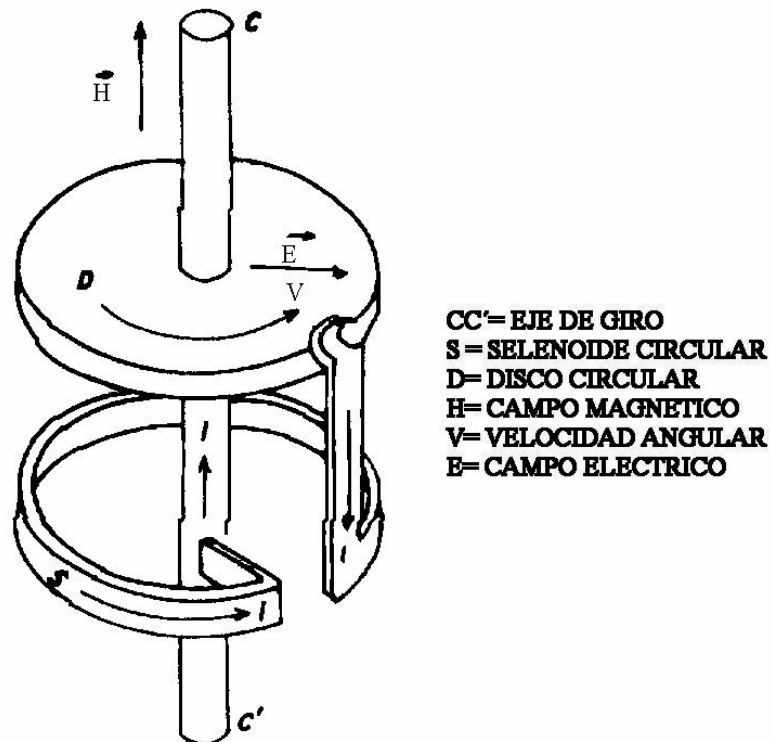


Figura 5.1. Diagrama de la dinamo autoexcitable

De acuerdo con la Ley de Inducción Electromagnética de Faraday, se induce una fuerza electromotriz E que circula radialmente en el disco. La fuerza electromotriz en cualquier punto del disco está dada por $E = V \times \mathbf{E}$, donde V denota la velocidad angular del punto. El borde del disco circular está en contacto con un cepillo eléctrico que conduce a un solenoide circular S , el cual también gira en torno al eje CC' , al que está conectado mediante otro cepillo.

Si estos dispositivos están constituidos por metales de alta conductividad eléctrica, entonces la fuerza electromotriz inducida E , que produce la rotación, genera corrientes eléctricas que circulan a través de D , S , CC' y D formando un círculo eléctrico cerrado.

La corriente eléctrica que fluye en el solenoide S , produce un campo magnético paralelo al campo inicial H , lo que significa que el campo magnético ha sido incrementado y éste, a su vez, induce una fuerza electromotriz mayor. Cuando el par de fuerzas que mueve el disco D , en conjunto con la corriente del solenoide son lo suficientemente grandes hacen que el campo magnético a lo largo de CC' se incremente mientras continúe la rotación.

De este modo un campo magnético pequeño, que puede ser generado inicialmente por causalidad, es mantenido e incrementado mediante un sistema de dínamo con autodegradación.

Sin embargo, el campo magnético así generado, no puede crecer indefinidamente, debido a las pérdidas de corriente por la resistencia eléctrica del material; así llega a un nivel estacionario final en el que las pérdidas se compensan con el incremento. Suponiendo que el núcleo terrestre se comporta de esta forma, se tiene que el campo magnético se mantiene, a pesar de las inevitables pérdidas de corriente eléctrica.

La figura 5.2 es un diagrama simplificado de la distribución del campo magnético terrestre, donde se representan, en una forma esquemática, las líneas de fuerza.

En el ecuador magnético la intensidad del campo es de 30,000 nanoteslas, con una inclinación $I = 0$ y en los polos de 60,000 nanoteslas aproximadamente, con inclinación $I = \pm 90$. Las líneas de fuerza entran en el norte magnético y salen en el sur magnético, esto implica realmente que el norte magnético corresponde al polo sur geográfico y el sur magnético al polo norte geográfico.

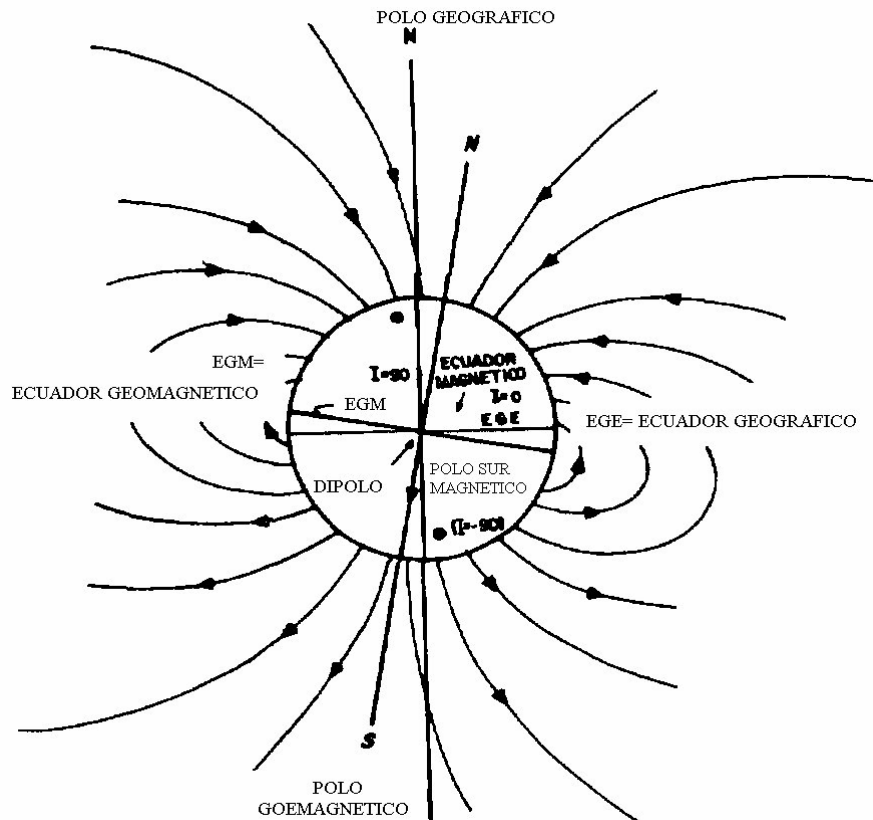


Figura 5.2. Distribución del campo magnético terrestre.

Para caracterizar el campo magnético terrestre en un punto sobre la superficie de la tierra, es necesario definir los parámetros, representados en la figura 5.3.

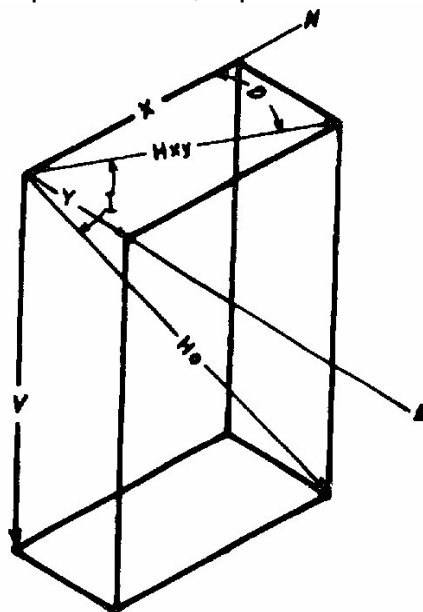


Figura 5.3. Caracterización del campo magnético terrestre

donde:

D = Declinación magnética D; es el ángulo formado por la componente horizontal del campo magnético en el plano XY con respecto al eje X, en la dirección del Norte Geográfico **N**.

I = inclinación magnética; es el ángulo formado por la dirección del campo magnético y el plano XY.

V = Componente vertical del campo Magnético.

X = Componente horizontal del Campo Magnético en la dirección del Norte Magnético.

Y = Componente horizontal del Campo Magnético en la dirección Este-Oeste; H_0 es el Campo Magnético Terrestre o Intensidad del Campo Magnético Terrestre, también denominada F .

H_{xy} = Componente del Campo Magnético Terrestre contenida en el plano XY.

5.1.1.1. Medición del Campo Magnético Terrestre

La unidad de medición de la intensidad del campo magnético terrestre, en el sistema cgs es el oersted (H) y para la inducción magnética (B) se usa el gauss (Γ) que es empleado indistintamente para medir ambos. En prospección magnética y para describir las variaciones temporales del campo magnético terrestre, la unidad usada es la gamma (γ); donde $1\gamma = 10^{-5}\Gamma$.

En todo el mundo se realizan estudios en Institutos, observatorios y Laboratorios Geofísicos, para determinar la intensidad y Dirección del Campo Magnético. Además, en algunos lugares, se efectúan estudios paleomagnéticos con los que se determina la dirección e intensidad del campo magnético terrestre del pasado, que ha quedado registrado en las rocas ígneas y sedimentarias, principalmente. Las investigaciones llevadas a cabo de estas mediciones, reportan resultados como los que se mencionan a continuación:

5.1.1.2. Variaciones Seculares

Son cambios que tienen una base de tiempo que varía de uno a varios años y se representan con mapas que muestran el contorno de la variación. Los registros efectuados han dado evidencia y establecen, que la posición de los polos magnéticos está cambiando, por ejemplo: las lecturas de la inclinación y declinación magnética en los últimos 400 años realizados en los observatorios de Londres y París, varían de 75° a 65° en inclinación y la declinación de 10° E a 25° W y regreso a 100 W.

Estas variaciones son diferentes en otros lugares de la tierra, es decir, en otros sitios del planeta. Las causas que probablemente dan lugar a este tipo de variaciones locales del campo, son de origen interno, debidas a cambios en las corrientes de convección, acoplamiento manto-núcleo, etc.

5.1.1.3. Variaciones Diurnas Solares

Tienen un periodo de duración de 24 horas y un intervalo de variación de cientos de gammas. Esta variación se ve afectada por la latitud, la inclinación terrestre y la posición de la Tierra dentro de su órbita, por lo que, seguramente, están relacionadas con el Sol, mediante las corrientes de la ionosfera. Una de las causas que origina esta variación puede ser el viento generado por el calentamiento solar, en la parte mas conductiva de la atmósfera, lo que produce un efecto de dínamo.

5.1.1.4. Variaciones Diurnas Lunares

Su periodo de duración es de 25 horas y el orden de la variación es de 2 gammas. Se cree que esta última es producida por las mareas terrestres ocasionadas por el cambio de gravedad, que genera una corriente eléctrica en la ionosfera. Varía en forma cíclica durante el mes y la amplitud de esta variación es mayor en el ecuador. Esta variación se considera de origen externo.

5.1.1.5. Disturbios Magnéticos en los Polos

En latitudes altas, el campo magnético terrestre sufre variaciones de mayor magnitud y más frecuentes que en el ecuador, sin presentar periodos fijos. Estas variaciones se relacionan con corrientes en la ionosfera que se manifiestan como auroras boreales. Las auroras boreales son simultáneas en los polos, por lo que es probable que unan líneas de campo magnético equipotenciales. La duración es de una a varias horas; mientras que el intervalo de variación de la intensidad total es de 100 a 1000 gammas en promedio, pudiendo alcanzar los 2000 gammas. Las mayores variaciones de este tipo ocurren durante las tormentas magnéticas, aunque no siempre se presentan juntas.

5.1.1.6. Tormentas Magnéticas

Son disturbios del campo magnético terrestre existentes en todas las latitudes. Tienen una duración de uno a varios días, generalmente se inician con un incremento en el valor del campo total, seguido, unas horas después, de un descenso que, una vez alcanzado el mínimo, inicia un aumento para recuperar, en unas horas, el valor normal del campo.

Las tormentas magnéticas se relacionan con un aumento de la presión sobre la magnetósfera por el viento solar. Durante éstas, es común que ocurran disturbios de latitud alta; su valor máximo es del orden de los 400 gammas y el valor del mínimo que se alcanza es del orden de 55 gammas. Se presentan unas 55 tormentas por año.

5.1.1.7. Variaciones Magnéticas Locales

El campo Magnético Terrestre tiene distorsiones locales en la superficie del planeta, debidas a diferencias en el grado de magnetización en las formaciones rocosas, también conocidas como anomalías en la corteza. Esta magnetización depende, principalmente, de la cantidad de material magnético que contienen las formaciones y se presenta en rocas superficiales susceptibles al cambio de minerales magnéticos. Estas anomalías, por lo común, son de cientos de gammas y decaen rápidamente en distancia horizontal. Las anomalías son importantes en la prospección magnética pues son la manifestación de estructuras en el subsuelo.

5.1.2. Fundamentos de la Prospección Magnética

Para tener una base que permita entender los fundamentos de la prospección magnética, es indispensable explicar el fenómeno físico involucrado y las relaciones que guardan entre sí los campos.

5.1.2.1. Ecuaciones que Rigen al Campo Magnético

La intensidad del campo magnético de la tierra H , produce en un cuerpo, compuesto de materiales con propiedades magnéticas, un campo de intensidad magnética H_{int} . Este campo externo crea dentro del cuerpo una magnetización (M), expresada como:

$$M = X_N H_{int} \quad (5.1)$$

donde:

M = Magnetización

X_N = Susceptibilidad magnética

H_{int} = Campo de intensidad magnética dentro del cuerpo

De acuerdo con la teoría electromagnética, el campo H_{int} es la contribución del campo de la tierra más el que origina la propia magnetización del cuerpo H_M , es decir:

$$H_{int} = H_O + H_M \quad (5.2)$$

donde:

H_M = Campo debido a la magnetización M y dirección contraria.

H_O = Campo magnético terrestre

El campo H_M está relacionado al vector de magnetización M por la expresión:

$$H_M = -DM \quad (5.3)$$

donde:

D = Factor de demagnetización; depende de la geometría del cuerpo.

En el exterior del cuerpo, la magnetización M crea un campo secundario H_s , que se suma al terrestre ya existente, es decir, en un punto cualquiera del espacio, el campo observado es:

$$H_P = H_O + H_S \quad (5.4)$$

donde:

H_P = Campo de intensidad magnética en un punto del espacio

H_S = Campo secundario de intensidad magnética debido a M

Desde el punto de vista de la exploración magnética, el campo H_S es el de importancia y para su determinación se parte del gradiente de la función potencial ϕ , es decir:

$$H_S = -\nabla\phi \quad (5.5)$$

con:

$$\phi = -\frac{1}{4\pi} \int \frac{M \nabla \cdot 1}{R} dv' \quad (5.6)$$

El vector de permeabilidad magnética B está expresado como:

$$B = \mu H \quad (5.7)$$

donde:

$$\mu = \mu_0 (1 + X_M) \quad (5.8)$$

μ = Permeabilidad magnética

μ_0 = Permeabilidad del vacío

$\mu_0 = 4 \pi \times 10^{-7}$ [weber / amp-m]

B = Vector de permeabilidad magnética

En la figura 5.4 se muestra una esfera magnética permeable bajo la acción de un campo externo H_0 , que es el de la tierra.

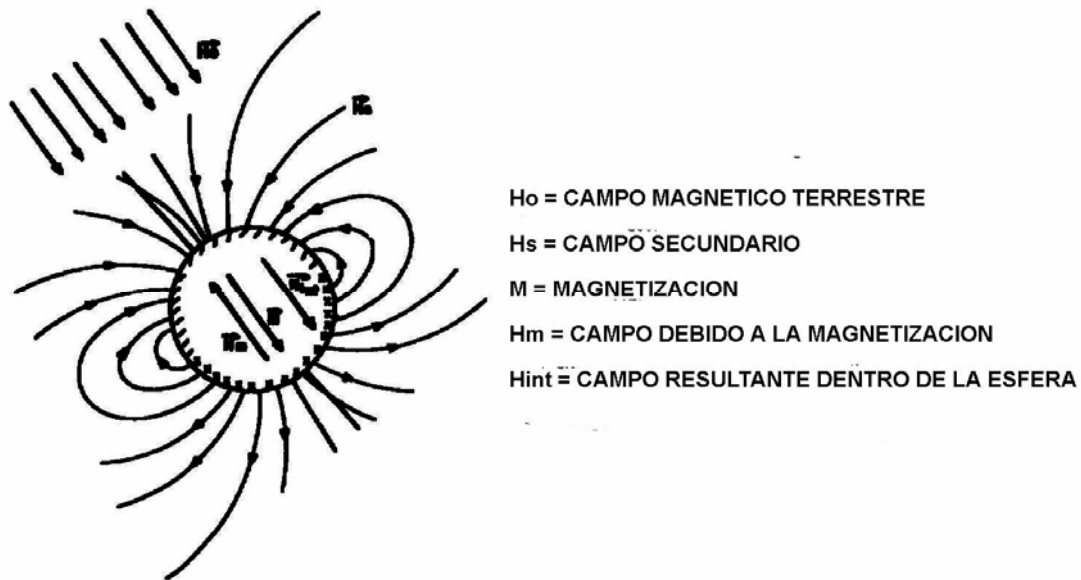


Figura 5.4. Esfera magnética permeable magnetizada por H_0 .

En el interior existe un campo H_M , contrario al campo externo, producido por la magnetización M . El campo resultante en el interior es H_{int} y en el exterior es H_s , que son la suma vectorial del campo exterior más el campo secundario.

Las ecuaciones 5.1 a 5.8 caracterizan al fenómeno magnético; sin embargo, para poder ser aplicadas en la exploración magnética, se deben hacer ciertas consideraciones y simplificaciones.

5.1.3. Postulados en la Exploración Magnética

5.1.3.1. Magnetización por Inducción

La ecuación 5.1 enuncia la magnetización por inducción; no obstante, en una roca muchas veces existe otro tipo de magnetización, denominada *remanente* o *permanente*, que está relacionada con la historia geológica de la roca y su valor es independiente del valor actual del campo magnético terrestre.

Casi siempre, sucede que el vector de magnetización por inducción (M) es mayor que el vector de magnetización permanente (M_P); pero hay situaciones en que esto no es así y además se puede encontrar en sentido inverso a M_1 . Entonces la magnetización total de un cuerpo es:

$$M = M_P + X_M H_{int} \quad (5.9)$$

Para fines de exploración se considera que el vector de magnetización permanente (M_P) es aproximadamente cero. Sin embargo, en situaciones en que $M_P > M_1$, se debe cuantificar para considerar su efecto. En estudios de paleomagnetismo o arqueología, la determinación de la magnetización permanente es de gran importancia.

5.1.3.2. El Vector Magnetización es Constante

Para que el vector de magnetización sea constante (ecuación 5.1), la susceptibilidad magnética (X_M) volumétrica del cuerpo se considera constante; esto implica que el cuerpo es razonablemente homogéneo e isótropo. La tabla 5.1 agrupa valores de susceptibilidad de varios tipos de materiales.

En general, la susceptibilidad de las rocas está controlada por la cantidad de minerales ferromagnéticos, tamaño de grano, modo de distribución y otros factores. Se han hecho intentos por correlacionar el porcentaje volumétrico de minerales magnéticos contenidos en una roca y su valor de susceptibilidad. La relación más conocida es la de Balsey y (Goodacre, 1989).

$$V = 21.8 (X_M)^{0.9} \quad 5.10)$$

Donde:

V = Porcentaje de volumen de magnetita

X_M = Susceptibilidad magnética en unidades S.I.

Las rocas ígneas oscuras y básicas poseen una susceptibilidad mayor que las rocas ígneas ácidas y éstas, a su vez, *Más* alta que las rocas sedimentarias.

5.1.3.3. Efectos de Demagnetización Despreciables

Recordando la ecuación (5.1), el vector magnetización es:

$$M = X_M H_{int} \quad (5.11)$$

Sustituyendo en la expresión 5.11, al vector de campo por magnetización (ecuaciones 5.2) y el factor de Demagnetización (ecuación 5.2), el vector magnetización se transforma en:

$$\overline{M} = \frac{X_M}{1 + D X_M} \overline{H}_0 \quad (5.12)$$

Tabla 5.1. Susceptibilidad magnetica

TIPO DE MATERIAL	INTERVALO*	PROMEDIO	TIPO DE MATERIAL	INTERVALO*	PROMEDIO
ROCAS SEDIMENTARIAS			ROCAS IGNEAS		
DOLOMIA.	0 a 75	10	GRANITO	0 a 4000	200
CALIZAS	2 a 280	25	RIOLITA.	30 a 3000	1400
ARENISCAS	0 a 1660	30	DOLERITA	100 a 3000	2000
LUTITAS	5 a 1480	so	AUGITA-SIENITA	2700 a 3600	4500
PROMEDIO (48)	0 a 4000	75	OLIVINO-DIABASA,		2000
ROCAS METAMORFICAS			DIABASA	80 a 13000	4500
ANFIBOLITA		60	PORFIDOS	20 a 16700	5000
ESQUISTO	25 a 240	120	GABRO	80 a 7200	6000
FILITA		130	BASALTOS	20 a 14500	6000
GNEIS	10 a 2000		DIORITA	50 a 10000	7000
CUARCITA		350	PYROXENOS		10500
SERPENTITA	250 a 1400		PERIDOTITA	7600 a 15600	13000
PIZARRA	0 a 3000	500	ANDESITA		13500
PROMEDIO (61)	0 a 5800	350	IG. ACIDA	3 a 6530	650
			IG. BASICA	44 a 9710	2600
MINERALES					
GRAFITO		-8	SIDERITA	100 a 310	
CUARZO		-1	PIRITA	4 a 420	130
SAL (ROCA)		-1	LIMONITA		220
YESO		-1	ARSENOPIRITA		240
CALCITA	-1 a -0.6		HEMATITA	40 a 3000	550
CARBON		2	CROMITA	240 a 9400	600
ARCILLAS		20	FRANKLINITA		36000
CALCOPIRITA		32	PIRROTITA	10 ² a 5x10 ⁵	125000
ESFALERITA		60	ILLMENITA.	2.5x10 ⁴ a 3x10 ⁵	1.5x10 ⁵
CASITERITA		90	MAGNETITA	10 ⁵ a 1.6x10 ⁶	5x 10 ⁵

*SUSCEPTIBILIDAD x10⁶ emu

Donde se observa que el efecto de demagnetización (D), tiende a disminuir el momento magnético del cuerpo; sin embargo, en la ecuación 5.12 también interviene la susceptibilidad magnética (4); D depende de la geometría del cuerpo, varía entre 0 y 1 (en el sistema internacional de unidades) e indudablemente no se puede conocer a priori. Por otro lado, cuando 4; adquiere valores menores a 0.1 (S. I.), el producto D X. es cercano a cero y, por lo tanto, despreciable. Entonces, el vector de magnetización se define como:

$$M = X_M H_0 \quad (5.13)$$

La ecuación 5.13 expresa que el vector de magnetización M es igual a la susceptibilidad magnética del cuerpo por el vector de intensidad del campo magnético terrestre local (H₀) y la dirección que guarda M es la misma que la del vector H₀.

La expresión (5.13) se emplea en exploración para determinar el valor de M. Sin embargo, para unidades de rocas que contienen grandes cantidades de magnetita,

X_M puede ser tan grande como de 5 a 10 unidades (S.I.), por lo que el producto $D X_M$ no es despreciable y tampoco el efecto de demagnetización, con la consecuencia de que se convierta en una fuente de error en los métodos de interpretación normalmente empleados (Grant West, 1965).

5.1.3.4. El Cuerpo se Considera en el Vacío

Un cuerpo permeable magnético se encuentra rodeado por materiales con diferentes propiedades magnéticas, como pueden ser, rocas de origen ígneo o rocas sedimentarias.

En el caso de rocas sedimentarias comúnmente la susceptibilidad magnética es despreciable (Tabla 5.1), lo que significa, de acuerdo con la ecuación 5.13 que no se magnetizan o que su magnetización es despreciable. Esto es, que el campo magnético terrestre no se ve afectado por las unidades de rocas sedimentarias, de tal manera que un cuerpo permeable magnético, que se encuentra encajonado por ella, se considera suspendido en el vacío (aire), para fines de interpretación en exploración Magnetométrica.

5.1.3.5. No hay Efecto Magnético de los Cuerpos entre Sí

Si se considera que un cuerpo permeable magnético se ubica en la vecindad de otro cuerpo magnético permeable y los dos se encuentran bajo la influencia del campo magnético terrestre H_0 (Figura 5.5), entonces el vector de magnetización M_1 , en el cuerpo uno con el campo magnetizante H_0 , está definido por la ecuación 5.13, siempre y cuando no exista ninguna otra fuente cercana.

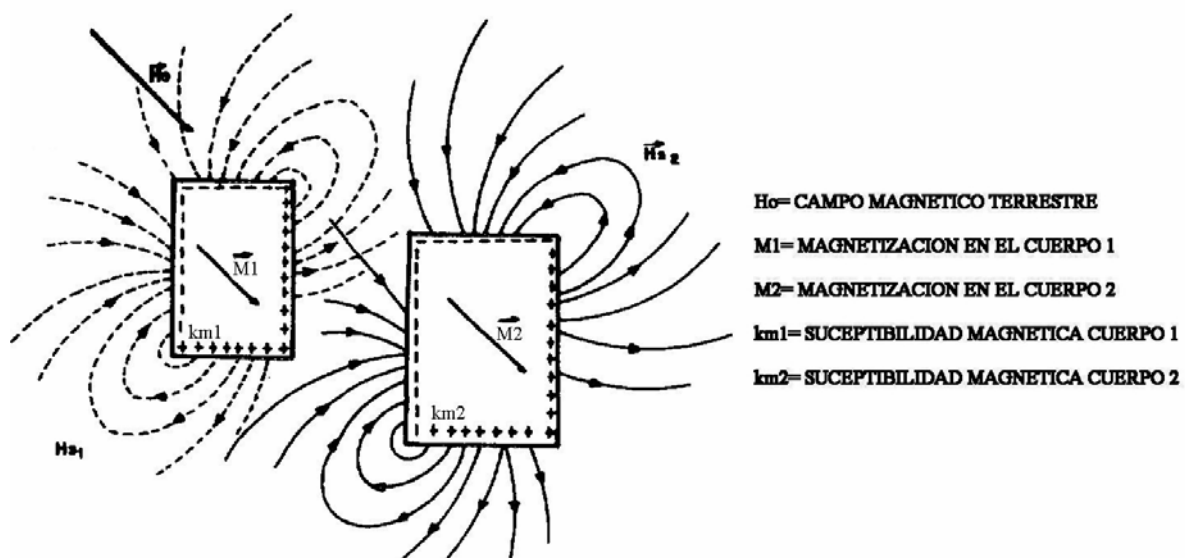


Figura 5.5. Cuerpos permables magnetizados por el campo H_0 .

Para este caso, $H_{s1,2}$ está presente y la ecuación 5.13 se expresa como:

$$M_1 = X_{M,1} (H_0 + H_{s1,2}) \quad (5.14)$$

El campo $H_{s1,2}$ es un campo muy débil en comparación al H_0 , ($H_0 \gg H_{s1,2}$), de tal manera que no contribuye en gran forma con el valor de M_1 . Para fines de exploración, la ecuación (5.13) sigue siendo válida, es decir, se desprecia el efecto magnético de los cuerpos entre sí. Este hecho es empleado en la interpretación de anomalías *magnéticas* observadas, que se reproducen mediante la suma de los efectos producidos por cada uno de los cuerpos modelados, donde la magnetización de cada cuerpo es expresada por la ecuación 5.13.

5.1.4. Ecuaciones del Campo Magnético en la Exploración

Las ecuaciones vectoriales del campo magnético se pueden resumir como:

$$H_T = H_0 + H_z \quad (5.15a)$$

$$H_z = -\nabla\phi \quad (5.15b)$$

$$\phi = -\frac{1}{4\pi} \int_{V'} M \nabla \frac{1}{R} dv' \quad (5.15c)$$

$$M = X_M H_0 \quad (5.15d)$$

donde:

H_T = Vector del campo magnético total

H_z = Vector del campo magnético secundario

ϕ = Función potencial magnético escalar

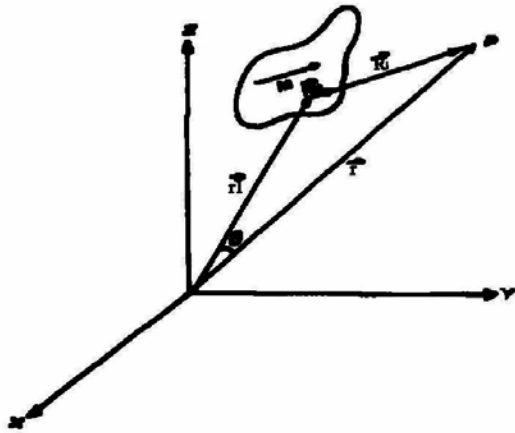
M = Vector magnetización

H_0 = Vector de intensidad del campo magnético terrestre

Es común en exploración magnética expresar la ecuación 5. 15c en otra forma, que permite deducir otros conceptos útiles:

$$-\frac{1}{4\pi} \int_{V'} \overline{M} \cdot \nabla \frac{1}{R} dv' = \frac{1}{4\pi} \int_{V'} \frac{\overline{M} \cdot \overline{R}_U}{R^2} dv' \quad (5.16)$$

R_u y R se representan en la figura 5.6



- M = VECTOR DE MAGNETIZACION
- r = VECTOR DE POSICION DE UN PUNTO P
- r_i = VECTOR DE POSICION DE UN PUNTO EN LA FUENTE
- θ = ANGULO ENTRE LOS VECTORES DE POSICION
- R_u = VECTOR UNITARIO DE \bar{R}

Figura 5.6. Relación entre la fuente y un punto alejado

y se deduce que:

$$R^2 = r^2 \left(1 + \frac{r_{i,2} - 2r_1 r \cos \theta}{r^2} \right) \quad (5.17)$$

Reescribiendo la ecuación 5.17,

$$R^2 = r^2 \left(1 + \frac{r_{i,2} - 2r_1 r \cos \theta}{r^2} \right) \quad (5.18)$$

Al imponer la condición, $r \gg r'$ se deduce que:

$$R^2 = r^2 \quad (5.18a)$$

y en forma vectorial:

$$R_u = r_u \quad (5.18b)$$

Al sustituir la ecuación 5.18 en la ecuación 5.16, se obtiene que la función potencial es:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \int_{V'} \frac{\bar{M} \cdot \bar{r}_u}{r^2} dv' \quad (5.19)$$

El vector r. y su módulo r^2 , pueden extraerse del signo de integración, pues no varían con el volumen, con esto se tiene que:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \left[\int_{V'} \bar{M} \cdot dv' \right] \frac{\bar{r}_u}{r^2} \quad (5.20)$$

El término que se encuentra dentro de los corchetes en la ecuación 5.20 es conocido como el vector momento magnético \bar{m} .

$$\bar{m} = \int_{V'} \bar{M} dv' \quad (5.21)$$

y por lo tanto:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \frac{\bar{m} \cdot \bar{r}_u}{r^2} = \frac{m \cos \theta}{4\pi r^2} \quad (5.19)$$

La ecuación 5. 22 manifiesta el potencial de un dipolo magnético elemental. Se deduce que el campo magnético exterior producido por un cuerpo permeable, cuando se observa a grandes distancias, se comporta igual al campo producido por un dipolo colocado en el centro del cuerpo permeable. Otra forma de expresar la función del potencial magnético escalar es:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \int_{V'} \frac{-\nabla' \cdot \bar{M}}{R} dv' + \frac{1}{4\pi} \int \frac{\bar{M} \cdot \bar{\eta}}{R} ds' \quad (5.16)$$

en donde:

$$\nabla \cdot \bar{M} = P_M \quad \text{Densidad de carga magnética volumétrica}$$

$$\bar{M} \cdot \bar{\eta} = \sigma_M \quad \text{Densidad de carga magnética superficial}$$

Si en la exploración $\nabla \cdot \bar{M} = 0$, se supone a la magnetización (\bar{M}) como un vector constante, entonces sólo existen cargas en la superficie que limita al cuerpo.

Cuando una parte de la superficie se extiende al infinito se trata de un monopolo magnético. El concepto expuesto anteriormente se exhibe en la figura 5.7.

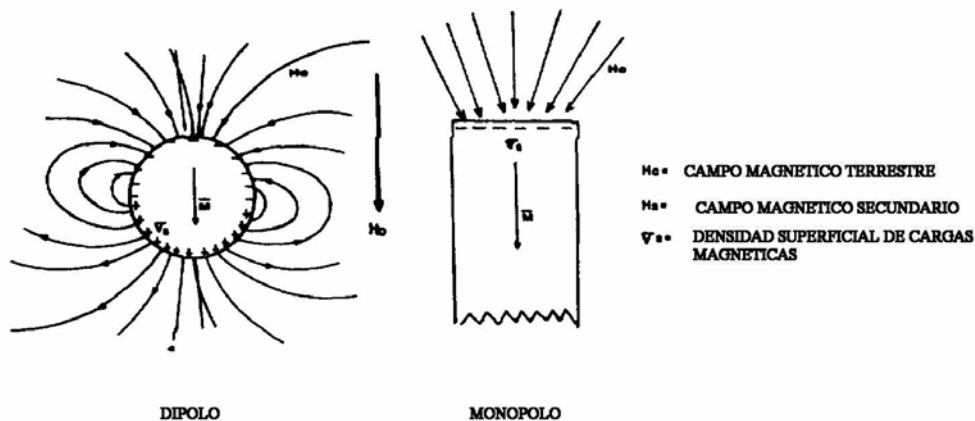


Figura 5.7. Representación del grupo magnético

5.1.5. Unidades

En 1973, en la asamblea de Kioto de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA), fue aceptado y adoptado el Sistema Internacional de Unidades (S.I.), para su uso en todo el mundo. No obstante, todavía se emplea el antiguo sistema de unidades C.G.S. (emu), por lo que es necesario revisar las relaciones y equivalencias de los vectores de campo (Tabla 5.2) y propiedades electromagnéticas en ambos sistemas de unidades.

Tabla 5.2. Relaciones de los vectores del campo magnético.

SIMBOLO	UNIDADES S.I.	UNIDADES Cgs
INTENSIDAD DE CAMPO MAGNETICO	\bar{H}	\bar{H}
MAGNETIZACION	$\bar{M} = X_M \bar{H}_O$	$\bar{M} = X_M \bar{H}_O$
MOMENTO MAGNETICO	$m = \int_{v_1} \bar{M} \bullet D\nabla'$	$m = \int_{v_1} \bar{M} \bullet D\nabla'$
FUNCION POTENCIAL	$\varnothing = -\frac{1}{4\pi} \int_{v_1} \bar{M} \bullet \nabla' \frac{1}{R}$	$\varnothing = -\int_{v_1} \bar{M} \bullet \nabla' \frac{1}{R} dv'$
SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA	X_M	X_M^*
PERMEABILIDAD MAGNETICA	μ	μ^*
FACTOR DE DEMAGNETIZACION	D	D*

En la tabla 5.2 se resume la relación de los vectores de campo y en la tabla 5.3, las unidades y el factor de conversión entre ambos sistemas de unidades.

Tabla 5.3. Propiedades electromagnéticas, unidades y factores de conversión.

SIMBOLO	S.I.	cgs	FACTOR DE CONVERSION	EXPLORACION MAGNETOMETRICA		
				S.I	cgs emu	FACTOR DE CONVERSION
\bar{H}	TESLA	GAUSS	1 TESLA = 10^{+4}	NANOTESLA	GAMMAS	1 NONOTESIA = 1 GAMMA, 1 GAUSS = 10^3 Amp/m
\bar{M}	AMP/m	OERSTED	1 Amp/m = 10^{-2} ORSTED	AMP / m	Emu/ cm ³	Emu/cm ³ Amp/m
μ	--	--	$\mu/\mu_0 = \mu^*$ $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$			
X_M	--	--	$X_M = 4\pi X_M^*$			
D	--	--	$D = D^*/4\pi$			

Es conveniente aclarar que las observaciones magnéticas efectuadas antes de que el sistema internacional de unidades (S.I) fuera adoptado, no modifican su valor, esto es, que los mapas o levantamientos magnéticos expresados en gammas no requieren de ninguna conversión numérica para ser usados, sólo del cambio de unidad "gamma" por "nanotesla".

5.1.6. Magnetismo en las Rocas

La magnetización en las rocas es ocasionada por la inducción del campo magnético terrestre y la magnetización permanente. La intensidad de la magnetización inducida depende, primordialmente, de la susceptibilidad magnética de la roca y de las características del campo magnetizante. En cambio, la intensidad de la magnetización permanente depende, principalmente, de la historia geológica de las formaciones de roca. En la exploración magnética tiene mayor relevancia la magnetización inducida, es decir:

$$M = X_M H_0 \quad (5.24)$$

Donde X_M es la susceptibilidad volumétrica y de acuerdo con los valores que presentan los materiales, se clasifican como: diamagnéticos ($X_M < 0$); paramagnético ($X_M < 0$); ferromagnéticos ($X_M \ll 0$), ferrimagnéticos y antiferromagnéticos.

El tipo más importante de magnetismo en la interpretación es el ferrimagnetismo y el mineral ferrimagnético más común es la magnetita.

5.1.6.1. Diamagnetismo

Todas las sustancias, cuando se exponen a un campo magnético, generan una magnetización que se opone a ese campo, su efecto es débil y existe únicamente en presencia de un campo externo. Es producido por la precesión de los electrones que

orbitan el núcleo de los átomos y es independiente de la temperatura. Las susceptibilidades diamagnéticas son negativas, y del orden de 10^{-5} unidades (S. I.).

Por ejemplo, la sal es diamagnética. Se han observado anomalías magnéticas débiles sobre domos salinos, el contraste entre la susceptibilidad negativa de la sal y la susceptibilidad paramagnética positiva de los sedimentos incluidos.

5.1.6.2. Paramagnetismo

El Paramagnetismo se produce por el movimiento de espín de electrones no compensados rodeando los núcleos en los átomos de los elementos transnacionales. En un espacio de campo-cero, estos pequeñísimos imanes tienen una orientación aleatoria, mientras que en presencia de un campo externo, se genera un alineamiento parcial paralelo al campo aplicado.

El efecto paramagnético es débil y es inversamente proporcional a la temperatura. Las susceptibilidades paramagnéticas son positivas, varían de 10^{-3} a 10^{-5} unidades (S. I.).

Los transportadores paramagnéticos, que son minerales como el hierro, cromo, titanio y níquel, aparecen en la corteza en una proporción muy pequeña dentro de la gran cantidad de materiales diamagnéticos.

5.1.6.3. Ferromagnetismo

En algunos materiales, la interacción entre los transportadores paramagnéticos individuales es tan fuerte que se produce una alineación espontánea, en ausencia de un campo externo.

Esta alineación es más fuerte que las influencias perturbadoras de la agitación térmica. A las fuerzas que producen el acoplamiento de portadores paramagnéticos se les conoce como fuerzas de intercambio y de magnetización espontánea. La propiedad de los materiales ferromagnéticos de poseer una dirección preferencial de magnetización se llama anisotropía magnetocristalina (Carmichael 1982, p 240) y depende de las distancias interatómicas en las moléculas.

En presencia de un campo magnético débil, tal como el campo originado en el núcleo terrestre, las magnetizaciones espontáneas de un material policristalino propician que la dirección preferencial de magnetización, propia de cada cristal, sea paralela al campo externo. Por lo tanto, los materiales ferromagnéticos policristalinos desarrollan una magnetización neta que es, esencialmente, paralela al campo externo. Estos materiales también pueden retener un campo previamente existente, que es un tipo de magnetismo remanente.

A temperaturas altas, la agitación térmica rompe el acoplamiento magnético de intercambio y el material vuelve a un estado paramagnético. Esta temperatura es característica en cada material, y se le denomina temperatura Curie.

Los minerales ferromagnéticos poseen susceptibilidades positivas, que varían de 10^2 a 10^4 unidades (S. I.) . El hierro es un material ferromagnéticos típico de la corteza y puede jugar un papel importante en el comportamiento del campo magnético terrestre.

5.1.6.4. Antiferromagnetismo

Los materiales en los cuales el alineamiento de los portadores paramagnéticos por fuerzas de intercambio es paralelo, pero cuyos imanes atómicos adyacentes están en oposición, se llaman antiferromagnéticos. Arriba de la temperatura llamada de Neel, el alineamiento se rompe por agitación térmica y el material se convierte en paramagnético.

Los materiales antiferromagnéticos pueden retener magnetismo remanente y poseer susceptibilidades comparables con los materiales paramagnéticos. Una magnetización débil llamada de spin-inclinado (Canted-Spin), aparece cuando dipolos antiparalelos están inclinados al plano antiferromagnéticos. Este comportamiento es característico de la hematita.

5.1.6.5. Ferrimagnetismo

Debido a fuerzas de intercambio, en materiales ferromagnéticos el alineamiento de los portadores paramagnéticos, es paralelo con imágenes atómicas adyacentes en oposición. Además existe una diferencia neta en la fuerza de los portadores paramagnéticos, sostenidos en las dos orientaciones permisibles, que provoca una magnetización apreciable.

Por arriba de la temperatura de Curie los materiales ferromagnéticos se convierten en paramagnéticos. Estos materiales también poseen ambas direcciones de magnetización y magnetismo remanente, similar a los materiales ferromagnéticos.

Las susceptibilidades ferrimagnéticas de materiales naturales varían de 10^{-5} a 1 S.I., dependiendo, inicialmente, de la cantidad de magnetita dispersa a través de la roca. La magnetita es un mineral ferrimagnético que tiende a sobrepasar los efectos magnéticos del resto de los minerales, porque éste es intensamente magnético y aparece comúnmente en las rocas. Concentraciones de magnetita tan bajas como 0.5%, pueden producir anomalías del orden de 300 nanoteslas (nT), de donde los mapas magnéticos son capaces de delinear pequeñísimas variaciones en concentración de un mineral secundario. otros materiales ferromagnéticos de menor importancia son la pirrotita y algunos miembros de la titanohematita sólida.

5.2. PLANEACION DEL TRABAJO DE CAMPO

5.2.1. Anomalía Magnética

Las perturbaciones locales del campo magnético terrestre son las de interés en la exploración magnética. Sin embargo, al realizar un levantamiento, la información que se registra proviene de numerosas fuentes, entre las que destacan:

- Campo magnético terrestre
- Efecto de cuerpos profundos
- Efecto de cuerpos someros
- Efecto de cuerpo objetivo o de interés
- Ruido

Al realizar un levantamiento también se registra el campo magnético terrestre y las variaciones temporales de éste en una estación base, para poder corregir la información registrada.

Una vez que los datos observados se han corregido, se le resta el campo magnético, del núcleo o campo de fondo y así se obtiene la denominada anomalía magnética. El campo de fondo es el que se conoce como el Campo Magnético de Referencia Internacional (IGRF) y es el que ha sido adoptado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía.

El IGRF se obtiene de un modelo matemático, que emplea una expansión de armónicos esféricos y cuyos coeficientes se determinan de un ajuste estadístico, con las observaciones realizadas a escala mundial del campo magnético terrestre (Goodacre, 1989).

La variación secular del campo magnético propicia que los valores de los coeficientes de los armónicos esféricos deban ser modificados, además de que éstos pueden haber cambiado de un año a otro.

Actualmente existen programas para definir el IGRF, a partir de 1945 a 1990 en periodos de cada 5 años. Los modelos para el cálculo del IGRF para años abarcados por este periodo se adquiere por interpolación lineal de los coeficientes apropiados del modelo, por ejemplo, para 1987 se usan los coeficientes de los años 1985 y 1990 con objeto de establecer la interpolación en el cálculo del IGRF.

En la mayoría de los casos, las anomalías de interés generalmente aparecen sobrepuestas a anomalías más amplias que no son de interés y son causadas por cuerpos profundos o distantes. A estos efectos se les conoce como "*Anomalía*

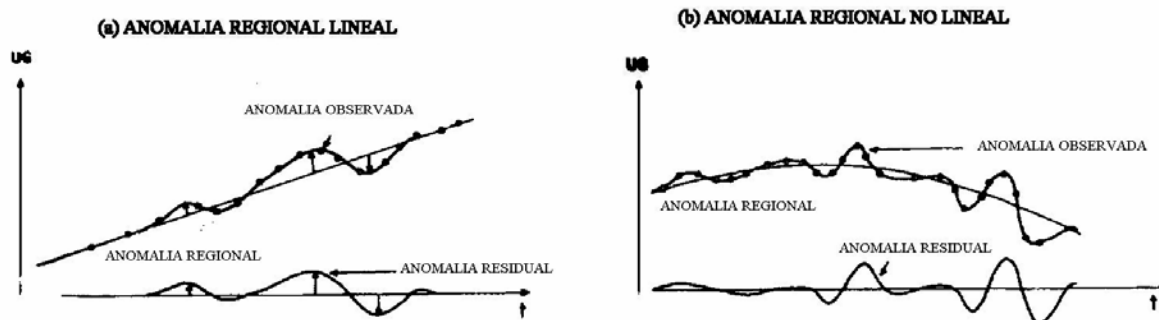


Figura 5.8. Concepto de anomalías magnéticas

La anomalía Regional se subtrae de la Anomalía Magnética para obtener la Anomalía Residual, que es la que contiene el efecto de los cuerpos de interés. Las técnicas para obtener dichas anomalías se estudian en el apartado dedicado al procesado de la información.

Una anomalía magnética se puede representar con un vector que tiene una orientación en el espacio, de tal manera que un magnetómetro antiguo registra la componente horizontal o vertical (a la superficie de la tierra), mientras que los magnetómetros actuales ya no detectan dichas componentes, lo que miden es la suma del campo magnético terrestre más el campo magnético anómalo (Figura 5.9).

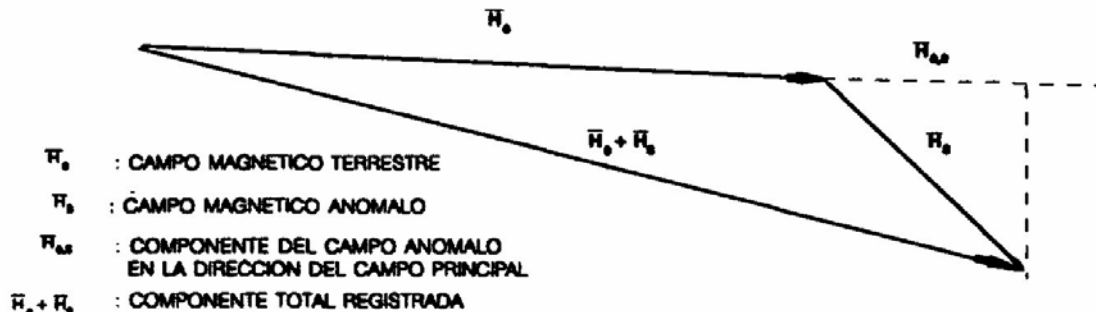


Figura 5.9. Vectores del campo magnético

Los equipos actuales registran lo que se conoce como la anomalía de campo total o de componente total; esto significa que el magnetómetro mide la intensidad del campo magnético anómalo en la dirección del campo de la tierra, como se esquematiza en la figura 5.9. Las anomalías magnéticas de campo total se ven afectada por la latitud que modifica su forma.

5.2.2. Instrumentos de Medición

Los primeros equipos se remontan al empleo de la brújula o el inclinómetro, que permitían determinar la presencia de cuerpos magnetizados en el subsuelo,

mediante la observación del cambio en el ángulo de la declinación o inclinación magnética, respectivamente.

Entre los equipos más desarrollados que se componen de elementos mecánicos, se encuentra el magnetómetro de Schmidt. El principio del funcionamiento de este magnetómetro consiste en equilibrar el momento magnético originado por el campo, mediante un par de torsión por efecto gravitacional. Este instrumento sirve para medir la componente vertical u horizontal del campo magnético.

El Magnetómetro de Torsión basa su principio de funcionamiento en equilibrar el par de torsión del campo magnético, por un par externo. Este instrumento es sensible a la componente total de la intensidad del campo y determina la diferencia de la intensidad de la componente total entre dos puntos de observación; pero no proporciona el valor de la intensidad.

Actualmente, estos equipos han sido sustituidos por instrumentos que emplean principios físicos complejos y equipos electrónicos sofisticados, en lugar de elementos mecánicos, como es el caso del magnetómetro de discriminación de flujo (flux gate).

5.2.2.1. Magnetómetro Discriminador de Flujo

El magnetómetro discriminador de flujo consiste en dos núcleos idénticos saturables de alta permeabilidad, en los cuales se encuentran devanadas dos bobinas idénticas pero en sentido contrario. Ambas bobinas están conectadas a una fuente de corriente alterna; con esto se inducen dos campos magnéticos cambiantes idénticos pero con sentido contrario (Figura 5.10).

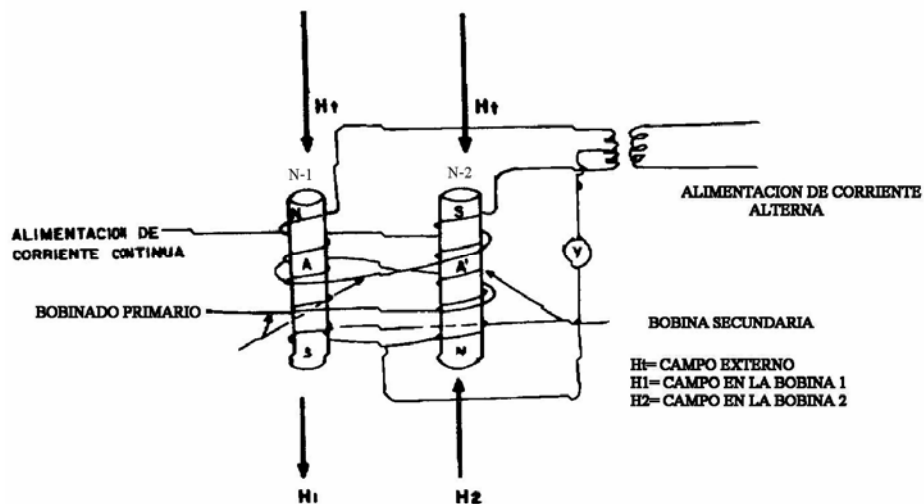


Figura 5.10. Principio del magnetómetro de flux-gate

Otra bobina que envuelve a los dos núcleos se encuentra conectada a un voltímetro. Con ésta se cuantifica la corriente eléctrica suma. Si sólo actúan los campos inducidos en los dos núcleos, entonces la corriente-suma inducida es cero; pero

como está actuando simultáneamente el campo magnético terrestre, éste suma su efecto a cada uno de los campos inducidos en los núcleos y se tiene:

$$-H_1 - H_T + H_2 - H_T = -2H_T \quad (5.25)$$

ya que:

$$H_1 = H_2$$

En estas condiciones, la corriente eléctrica y los voltajes inducidos son muy pequeños, por lo que se usan sistemas electrónicos de amplificación y registro.

El principio del magnetómetro discriminador de flujo se ha utilizado en el diseño de magnetómetro aéreos, para detectar la componente del campo en la dirección en que se orienten las bobinas.

5.2.2.2. Magnetómetro de Precesión Nuclear

El magnetómetro de precesión nuclear se basa en el fenómeno de resonancia magnética nuclear. Este fenómeno físico es usado también en estudios de Paramagnetismo, ferrimagnetismo, Antiferromagnetismo y ferrimagnetismo; en todos los casos el efecto magnético no se asocia con el núcleo, sino con los electrones de los átomos.

La técnica de resonancia magnética nuclear fue desarrollada en 1946 simultáneamente en Harvard por Purcell (1946) y sus colaboradores, así como en Stanford por Bloch (1946). Por estos logros ambos científicos recibieron el premio Nobel.

Esta propiedad del protón, puede considerarse como una pequeña esfera con carga eléctrica positiva distribuida en su superficie. El protón, por efecto de su movimiento de rotación (spin), produce corrientes eléctricas circulares, que actúan como espiras de una bobina, las cuales inducen un campo magnético orientado según su eje de rotación.

Al estar presente un campo magnético externo, los protones tienden a orientarse en la nueva dirección, mediante un movimiento de precesión a una velocidad angular, así como en un tiempo que es característico de cada sustancia y que se denomina "tiempo de relajación", en donde la relación giromagnética del protón es una constante.

El movimiento de precesión induce un potencial eléctrico, que puede ser colectado por una bobina, siendo la frecuencia del voltaje inducido (en hertz) proporcional a la diferencia de las intensidades de los campos magnéticos, es decir:

$$H_0 = 23.4874 f \quad (5.26)$$

5.2.3. Corrección de Datos Magnéticos

Los datos magnéticos necesitan pocas correcciones y la más importante es la de variación diurna. Esta corrección es recomendable hacerla cuando la anomalía de interés es amplia (cientos de metros) y con valores observados menores de 50 nanoteslas. También se aconseja su realización si las líneas de los perfiles son muy largas o la anomalía magnética es producto de fuentes magnéticas profundas.

Por otro lado, si el interés está en perfiles de reconocimientos de anomalías de varios cientos de nanoteslas o de anomalías menores de 50 nanoteslas y que pueden ser completamente cubiertas en menos de 5 minutos, no hay necesidad de hacer la corrección por variación diurna.

El método más simple para corregir la variación diurna es tomar lecturas en una misma estación base a diferentes horas del día y definir el valor medio de dichas lecturas, que es el valor promedio del campo.

El valor de la corrección diurna, correspondiente a una hora determinada, se obtiene de restar el valor del campo observado en la estación base, para dicha hora, del valor promedio del campo. En la estación que se desea corregir la diferencia positiva se le resta al valor observado, para la misma hora en que se estableció la diferencia. En el caso contrario, la diferencia negativa se suma.

El magnetómetro localizado en la estación base, debe estar apartado del área de interés pero a una distancia no mayor a los 100 kilómetros y alejado, por lo menos, unos 60 metros de fuentes de ruido cultural.

En la estación base se puede dejar que continúe el registro al atardecer, para detectar la posible formación de una tormenta magnética, la cual indica que en el día no se puede realizar el levantamiento magnético.

5.2.4. Presentación de la Información Magnética

Esta información suele presentarse para su posterior procesado e interpretación en forma de perfiles y mapas de anomalía magnética.

5.2.4.1. Perfil de Anomalía Magnética

Es una gráfica XY, donde en el eje de las abscisas corresponde con las distancias entre las estaciones de lectura del perfil y el eje de las ordenadas corresponde con el valor del campo magnético de la estación (Figura 5.11).

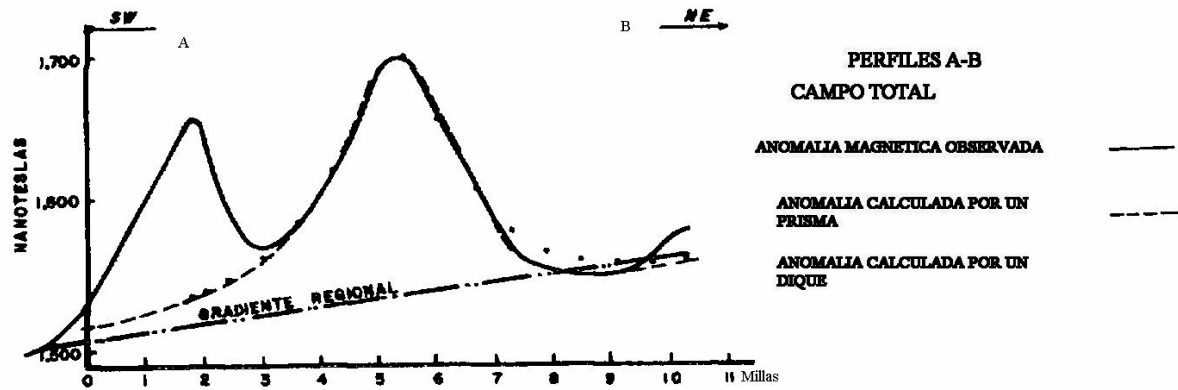


Figura 5.11. Perfil de anomalías magnéticas

5.2.4.2. Mapa de Anomalías Magnéticas

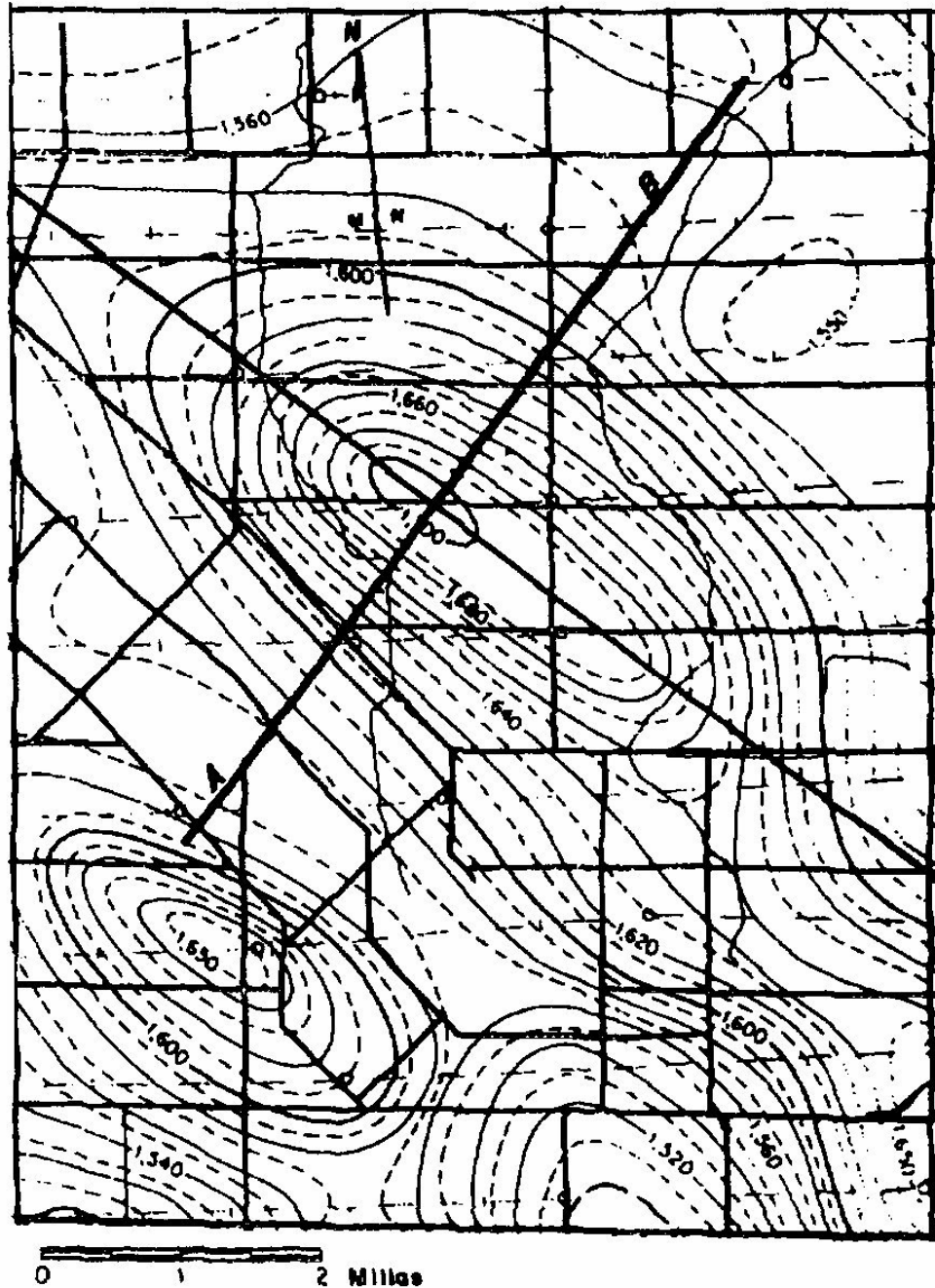
Es una representación en planta de datos magnéticos, que muestra los efectos de diferentes tipos de fuentes magnéticas.

En la configuración de un mapa de anomalía magnética, se utiliza una serie de perfiles magnéticos, éstos, al ser observados, deben mostrar la distribución de los valores magnéticos máximos, mínimos, el valor regional, la forma de la anomalía y el lugar donde se encuentra ubicada (Figura 5.12).

Es fundamental agrupar correctamente una anomalía y para esto debe manifestarse el alto y bajo magnéticos, tanto en el perfil como en el plano, pues el dipolo es el caso común en las latitudes de México. Lo anterior debe hacerse si se trata de una anomalía dipolar, ya que de otra manera se manifiestan únicamente el mínimo o máximo magnéticos por tratarse de anomalías monopolares, además aparecen otras manifestaciones cuando se trata de anomalías complejas.

A partir de la información obtenida en el levantamiento de campo se configuran, mediante la interpolación de valores, curvas isogamas que dan origen al plano de anomalías magnéticas. Estas curvas que unen puntos con el mismo valor se configuran de acuerdo con los siguientes criterios:

- Intervalos directamente proporcionales al gradiente.
- Intervalos de intensidad magnética determinada en la exploración.
- Objetivos buscados.



INTERVALO ENTRE LINEAS DE CONTORNO = 10 NANOESTELAS

Figura 5.12. Mapa de anomalía magnética

5.2.5. Procesado de la Información Magnética

Con el término procesado se desea englobar o abarcar aquellas técnicas que se usan para obtener una Anomalía Regional o Residual, eliminación de ruido y realce de la información, que permitan una mejor interpretación de las anomalías de interés.

Es bueno aclarar que no siempre es indispensable aplicar las técnicas de procesado en los trabajos de exploración, sino que su aplicación depende de la calidad de los datos disponibles y del tipo de la anomalía de interés; de esta forma se puede determinar cuáles correcciones se deben aplicar para un trabajo en particular.

5.2.5.1. Separación Regional -Residual

Un mapa o perfil de anomalías magnéticas contiene efectos que no son deseables y constituyen la Anomalía Regional. La Anomalía Residual es el resultado de restar la anomalía observada menos la regional. La Anomalía Regional se puede determinar por medio de Métodos Gráficos y Analíticos. En los métodos gráficos la experiencia del intérprete es de suma importancia, pues la selección del gradiente regional sólo depende de su competencia. En los métodos analíticos hay varias técnicas, como son:

5.2.5.1.1. Ajuste de una Superficie

El método consiste en proponer un polinomio de un orden preestablecido y encontrar sus coeficientes, mediante un ajuste por mínimos cuadrados. La superficie ajustada a la anomalía observada representa los valores del gradiente regional.

5.2.5.1.2. Análisis Espectral

La técnica desarrollada por Spector (1970) ha sido ampliamente usada en los últimos años. El Método está basado en la relación que existe entre el número de onda y la profundidad a las fuentes; que puede ser empleado para separar el campo Regional y Residual.

El análisis espectral consiste en calcular la transformada de fourier de la anomalía observada y determinar el espectro promedio radial de energía, para producir una gráfica logarítmica con el número de onda en el eje decimal y en el eje logarítmico a la densidad de energía; como se muestra en la figura 5.13, donde:

$$r = (u^2 + v^2)^{-1/2} = \text{Número de onda radial} \quad (5.27)$$

u = Número de onda en la dirección X

v = Número de onda en la dirección Y

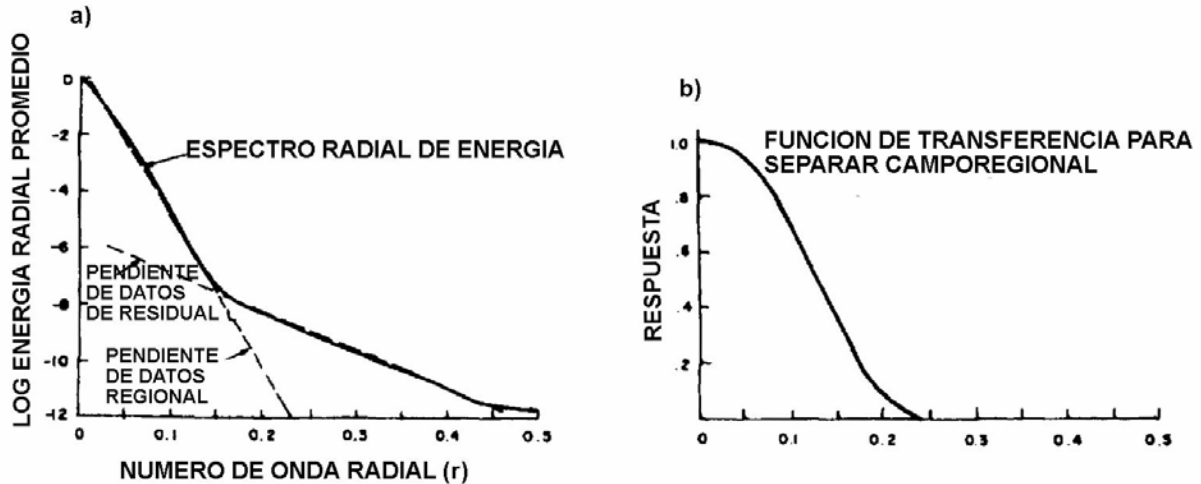


Figura 5.13. Espectro radial de energía y función de transferencia

La pendiente de la gráfica (lado izquierdo de la figura 5.13) en la zona de bajas frecuencias representa la componente regional del campo; mientras que la pendiente que corresponde a las altas frecuencias representa la componente residual, provocada por cuerpos superficiales. Una vez que ambas componentes han sido identificadas, pueden separarse creando una función de transferencia (lado derecho de la figura 5.13), que iguala la porción del campo para ser retenido. La aplicación de tal función contiene a la componente regional del campo. Para llevar a cabo la separación, la sección radial de la función de transferencia se utiliza para crear una representación simétrica bidimensional del número de onda de la rejilla.

El producto del espectro $F(u,v)$ y la función de transferencia $T(u,v)$, es inversamente transformado para producir una retícula en el dominio espacial, compuesto en su mayoría por la componente regional del campo. La separación es aproximada debido al número de imitaciones del método.

El contenido de frecuencia de la anomalía producida por un cuerpo no sólo es afectado por su profundidad, sino también por su geometría. Los cuerpos grandes producen registros con baja frecuencia y por tanto generan pendientes más inclinadas en la gráfica del espectro de energía radial.

Otro problema se presenta en aquellas secciones que poseen diferentes pendientes en la gráfica, dificultando el diseño de una función de transferencia correcta. Si el campo medido no fue separado en promedio, no estarán presentes las secciones de la curva con pendientes distintas. En este caso, la precisión regional de la separación no es de gran importancia para la interpretación cualitativa y es buena cualquier remoción razonable de contenido de baja frecuencia.

5.2.5.2. Filtrado

Esta técnica se emplea para minimizar el efecto del ruido y de esta manera suavizar un perfil magnético. El método se basa en volver a evaluar los puntos observados,

tomando el promedio de la suma del mismo punto con el de sus vecinos. El valor promedio es el nuevo valor observado para el punto.

El filtrado también se realiza usando funciones de transferencia diseñadas por el intérprete, con la finalidad de extraer anomalías específicas de los datos circundantes. Por ejemplo, la información de número de onda alto producida por enjambres de diques, puede obscurecer la información de bajo número de onda generada por fuentes de mayor interés en la interpretación. Este tipo de anomalías de alto número de onda, puede suavizarse aplicando un filtro pasa-bajas (Figura 5.14) a los datos, para remover esa información dada por los diques.

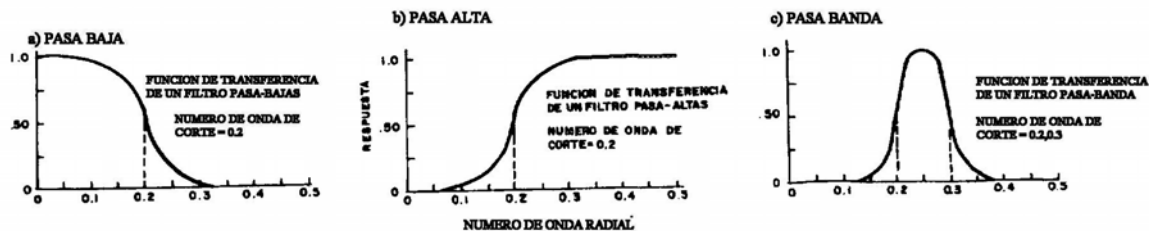


Figura 5.14. Funciones de transremencia usadas como filtro

Alternativamente un filtro pasa-altas puede usarse para resaltar el efecto de los diques, mientras que se remueve la información del bajo número de onda. Un filtro pasa-banda permite pasar únicamente un intervalo particular de números de onda, al tiempo de atenuar toda la información de números de onda fuera de la ventana.

Cuando se considera la aplicación del filtrado para obtener una anomalía, es importante recordar que el filtro sólo puede separar señales con diferencias significativas en frecuencia de las anomalías superpuestas. Los intentos para usar filtros para extraer anomalías de un fondo ligeramente diferente en frecuencias, pueden llevar a la degradación de los datos, más no a enfatizar la anomalía buscada, lo que conduce a una interpretación incorrecta.

Un filtrado específico puede llevar a un realce útil de los datos; sin embargo, se debe tener cuidado de evitar distorsionar la información original. Los métodos de relieve y sombreado son una manera segura de resaltar las altas frecuencias, porque utilizan los datos originales y no existe riesgo de distorsionarlos.

5.2.5.3. Operadores de Derivada

Es importante esta técnica cuando se desea acentuar el efecto de las estructuras pequeñas, someras y locales. También en áreas con un bajo contraste de susceptibilidades, en relación con los efectos existentes debido a estructuras regionales y profundas. Esto se debe a que los operadores de derivada enfatizan el contenido de número de onda alto en los datos.

Las técnicas que más se emplean son la primera y segunda derivada. La primera derivada permite encontrar el gradiente vertical de una anomalía magnética, mientras que la segunda derivada hace posible enfatizar efectos de cuerpos pequeños y someros. Un método empleado en el cálculo de la segunda derivada es el método de plantilla.

5.2.5.3.1. Método de Plantilla

Este método consiste en círculos de radios s , $s/2$, $s/5$, etcétera. En estos círculos concéntricos, la derivada vertical se determina por la expresión:

$$\frac{\delta^2 T}{\delta s} = \frac{1}{62s} \left[44T_0 + 4 \sum T(s) - 3 \sum T(\sqrt{2s}) - 6 \sum T(\sqrt{5s}) \right] \quad (5.28)$$

donde:

s = Espaciamiento de rejilla

T_0 = Valor central de la anomalía magnética

$\sum T$ = Suma de valores de anomalía magnética contenida en la circunferencia de radios s , $s/2$, $s/5$

El valor calculado de la derivada se asigna al punto central de la rejilla. En la actualidad este método ha caído en desuso, gracias al mejoramiento en el procesamiento digital de la información.

5.2.5.4. Análisis Espectral

Este método consiste en establecer la *transformada de fourier* de la anomalía magnética y en multiplicar en el dominio del número de onda por el operador de derivada dada por la expresión:

$$T(r) = [2\pi r]^n \quad (5.29)$$

donde:

r = Número de onda radial

$n = 1$ Primera derivada

$n = 2$ Segunda derivada

u = Número de onda en la dirección x

v = Número de onda en la dirección y

Con la multiplicación de las funciones se forma una rejilla de valores en el número de onda (U, V); a esta rejilla se le aplica la transformada inversa de fourier, para encontrar una distribución espacial de valores correspondientes los de la derivada de la anomalía magnética.

Desafortunadamente en las funciones de transferencia de primera y segunda derivada vertical, la mayoría del ruido presente en los datos también se encuentra en la región del número de onda alto; región que es amplificada, lo cual degrada la razón señal-ruido en la rejilla. Esta es la razón por la cual es mejor primero procesar los datos con un filtro pasa-bajos, a fin de atenuar algo del ruido.

Las funciones de transferencia radial del operador de primera y segunda derivada son divergentes, conforme el número de onda crece (Figura 5.15; Goodacre, 1989), por lo que es recomendable usarla junto con un filtro pasa-baja, para evitar problemas en la transformada inversa (Goodacre, 1989).

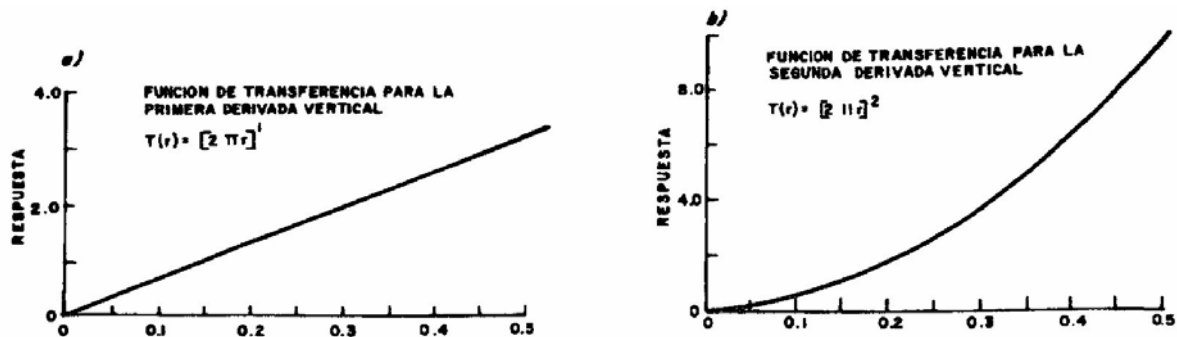


Figura 5.15. Función de transferencia. Radial del operador de primera y segunda derivada

5.2.5.5. Continuación Ascendente y Descendente

Teóricamente un campo potencial en un nivel base, puede ser trasladado a cualquier nivel alto o bajo. Por ejemplo, una retícula de datos compilados de un levantamiento con altura de vuelo de 1000 metros, puede continuarse hacia arriba, a 1500 metros o hacia abajo, a 500 metros.

La continuación descendente se utiliza a menudo a fin de realzar anomalías someras de alta frecuencia o también para colocar a un mismo nivel base los levantamientos realizados a diferentes alturas, para poderlos unir después.

La continuación ascendente se utiliza para suprimir anomalías someras y permitir observar el campo regional más claramente.

Los procesos mencionados (Figura 5.16), tienen el mismo efecto general de amplificar la señal en los números de onda altos y, por lo tanto, realzar anomalías cercanas a la superficie.

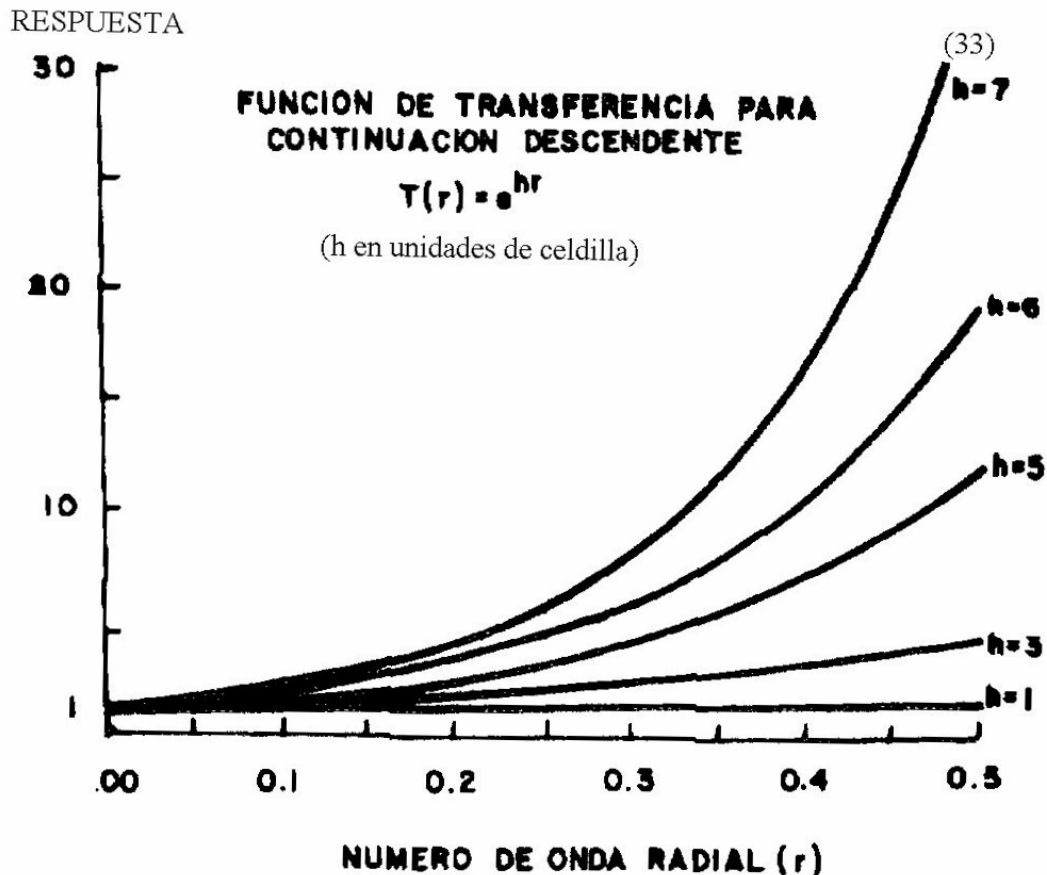


Figura 5.16. Función de transferencia, para continuación descendente

El operador de continuación es simétrico. En la figura 5.16 se exhibe la función de transferencia para continuación descendente, donde es claro el comportamiento divergente conforme el número de onda aumenta. En la función de transferencia para continuación ascendente el comportamiento es convergente para números de onda altos.

La expresión matemática del operador de continuación de campo en el dominio del número de onda es:

$$T(r) = \text{Exp}(\pm hr) \quad (5.30)$$

donde:

$r = (U^2 + V^2)^{1/2}$ Número de onda radial

h = Distancia de continuación en unidades de rejilla

signo + = Continuación descendente
 - = Continuación ascendente

5.2.5.6. Reducción al Polo Magnético

Como el campo magnético terrestre puede aproximarse por un dipolo, su inclinación y declinación varían con la latitud y la longitud en la superficie del planeta. Esto produce formas de anomalías diferentes para cuerpos idénticos en sitios diferentes.

Cerca de los polos geomagnéticos la inclinación del campo es casi vertical, lo que genera anomalías simétricas localizadas directamente sobre cuerpos de lados verticales. En tanto que cerca del ecuador, las anomalías se transforman en fuertemente asimétricas, debido al decremento de la inclinación del campo, y la interpretación se hace más difícil.

La reducción al polo es una transformación que convierte los datos magnéticos colectados en posiciones donde el $c \sim$ no es vertical, a la forma en que aparecerían en uno de los polos magnéticos.

Los datos reducidos al polo no son tan difíciles de interpretar, pues las formas de las anomalías son relacionadas fácilmente con la geología a profundidad; el efecto de traslape de las anomalías se reduce y éstas se pueden centrar sobre cuerpos de lados verticales.

El mapa que contiene la configuración de las anomalías de campo, no puede ser totalmente reducido al polo, debido, en parte, a la asimetría remanente de las anomalías originales. El operador de reducción al polo tiene una función de transferencia asimétrica, por lo tanto, no puede representarse como una función radial del número de onda y debe configurarse en dos dimensiones.

La forma de la función de transferencia varía con la inclinación y declinación terrestre en el área de estudio. Un problema de esta técnica es su inestabilidad a latitudes menores de 150, provocada por la amplificación del ruido.

5.2.6. Levantamiento Aéreo

Puede definirse de una manera extremadamente sencilla, que es: “ medir el campo magnético desde un avión ”, pero como es de esperarse, la obtención de estas medidas implica una serie de factores; desde escoger la zona o área de estudio, la planeación del levantamiento de acuerdo con el objetivo, hasta su realización para formar el plano aeromagnético. Este método se aplica principalmente en:

- Exploración de minerales magnéticos o de menas asociadas a ellos.
- Exploración de estructuras regionales, relacionadas con el flujo de agua subterránea o acuíferos.
- Cálculo de la profundidad del basamento.
- Correlación de unidades litológicas.

- Preparación y/o reconocimiento preliminar de nuevas áreas en la exploración de posibles yacimientos petrolíferos.
- Complemento en el levantamiento geológico regional.

El levantamiento aéreo tiene ciertas ventajas respecto al levantamiento terrestre, siendo las más evidentes: la rapidez con la que se ejecuta el trabajo, la posibilidad de obtener información en zonas de difícil acceso, la reducción al mínimo de los efectos de deriva en los instrumentos y de variación diurna. Otra ventaja es la posibilidad de eliminar los ruidos que proceden de pequeños disturbios, ocasionados por distribuciones aleatorias de materiales próximos a la superficie y que dificultan el reconocimiento de las anomalías de bajo gradiente, que son efecto de las estructuras geológicas profundas.

Las líneas de vuelo se proyectan sobre un mosaico de fotografías aéreas o sobre cartas geológicas, de tal manera que sean paralelas entre sí y en dirección normal a las estructuras geológicas de interés, de acuerdo con el conocimiento que se tenga de la geología del área en exploración, como son las características estructurales, susceptibilidades magnéticas relativas en las diferentes rocas o unidades petrológicas.

En el caso particular de la búsqueda de fierro se planean las líneas de exploración en la dirección Norte-Sur, pues de esta forma es más fácil detectar el máximo y el mínimo de una anomalía dipolar.

La separación entre líneas de vuelo recomendada en exploración minera es de 500 metros con altura de vuelo constante, de aproximadamente 150 metros o menos si es posible, procurando que no sea mayor de 300 metros. Esto influye en el grado de precisión requerida, ya que a medida que se aumenta la altura de vuelo, se obtienen anomalías magnéticas de menor intensidad y gradiente más suave.

En prospección petrolera, la separación entre líneas está en función de la profundidad esperada del basamento, dado que la anchura de una anomalía medida, a la mitad de su máximo, representa aproximadamente la profundidad del cuerpo perturbador. Si la separación entre líneas de vuelo es del orden de la profundidad esperada del basamento, por lo menos una línea será próxima a la zona del máximo y revelará dicha anomalía claramente.

La altura de vuelo recomendada es de 1,000 metros o más, sobre la superficie del terreno, ya que los efectos investigados son del basamento y así se evitan las interferencias de líneas eléctricas, fábricas y otras fuentes de efectos magnéticos superficiales. Estos vuelos se deben hacer a una altura barométrica constante y a una velocidad lo más regular posible.

Una vez definido el plan de vuelo, se sitúan otras líneas normales, a éste, para formar una retícula; volando todos los trayectos Norte y Sur y posteriormente los Este-Oeste o viceversa.

En exploración hidrológica normalmente no se efectúan este tipo de levantamientos, sino que se aprovechan los mapas de configuración existentes, realizados con fines mineros o petroleros.

Un método de evitar las correcciones diurnas e instrumentales, así como por temperatura es localizar 2 puntos prominentes del área en estudio, fáciles de observar desde el avión, denominados bases. Entonces se realiza el vuelo, sobre las líneas planeadas, incluyendo una medición sobre cada base, además se ejecutan varias lecturas en cada base a intervalos constantes, que no excedan los 15 minutos; el tiempo total de registro debe ser menor de unas 3 horas.

Un magnetómetro de registro continuo se deja en tierra, cercano o dentro de la zona de estudio, para registrar las variaciones geomagnéticas naturales necesarias para el procesado. En la exploración petrolera este magnetómetro se utiliza para tener la seguridad de que la relación de la variación diurna es lineal dentro de ciertos límites. Si la desviación de linealidad excede una tolerancia preestablecida, entonces se debe repetir el levantamiento.

En los levantamientos aéreos se emplean equipos de registro múltiple, para tener un registro confiable de las diferentes variables y referir el perfil o perfiles observados sobre el plano. En esta forma, un canal registra las observaciones magnéticas (perfil magnético), en otro se registra la altitud, en otra banda se registra la velocidad de vuelo, y en otra la dirección. Al mismo tiempo una cámara fotográfica, giroscópicamente estabilizada, realiza el registro de una estrecha franja del terreno y así se puede relacionar con exactitud los detalles de la superficie con los datos magnéticos y de navegación (Goodacre, 1989).

5.2.7. Levantamiento Terrestre

La prospección magnética desde la superficie del terreno se elabora con caminamientos, que consiste en recorrer el área de estudio tomando lecturas sobre una retícula previamente trazada. La retícula se planea con ayuda de fotografías aéreas, planos topográficos y geológicos. Siempre se debe de tener en cuenta a los accesos.

Las condiciones de levantamiento, en prospección Magnetométrica, están en función de las características geológicas del área en estudio, esto es, el tipo estructural, mineralización, susceptibilidades en las rocas y formaciones, así como su distribución que provoca contraste de susceptibilidad. Estas condiciones son fundamentales en la selección del equipo y el cumplimiento de los objetivos.

5.2.8. Tipos de Inspección Magnetométrica

La inspección magnetométrica se divide en Reconocimiento Magnetométrico y Levantamiento Magnetométrico.

5.2.8.1. Reconocimiento Magnetométrico

Generalmente es aplicado en la prospección de estructuras regionales, utilizando los caminos y partes más accesibles del terreno. Se colocan estaciones de medición en un polígono cerrado a intervalos regulares, que pueden ser desde 500 hasta los 1500 metros. El área de estudio se cubre con un polígono que se divide en polígonos más pequeños, siguiendo el mismo procedimiento.

Los recorridos no tienen una dirección definida, pues se cubren áreas muy grandes, además al resultar demasiado costoso abrir brechas para el estudio, se usan los caminos y accesos existentes. De esta forma se lleva a cabo un reconocimiento preliminar, para definir zonas de interés y tener bases para decidir el tipo de estudio posterior a seguir.

La prospección por reconocimiento magnético normalmente se efectúa sobre áreas donde ya se ha hecho un levantamiento magnético aéreo. Su finalidad es comprobar anomalías aeromagnéticas o su extensión en áreas adyacentes con características geológicas similares a aquellas donde existe mineral magnéticamente detectable. Este patrón de líneas no tiene una dirección y distancia específica, ya que, como su nombre lo indica, son de reconocimiento.

Durante el reconocimiento magnético se obtiene el campo magnético y la altura en cada punto de medición, se realiza un reconocimiento de la geología superficial (fallas, estructuras, tipo de roca, rumbo y echado) y se relaciona con formas topográficas prominentes. Con esta información se forman los perfiles magnético, topográfico y geológico, que posteriormente se dibujan sobre el plano geológico o topográfico, lo que constituye la base en la planeación de estudios posteriores.

5.2.8.2. Levantamiento Magnetométrico

El siguiente paso a seguir es la exploración de semidetalle, que sólo se realiza en zonas donde ya se conoce la existencia de cuerpos o anomalías magnéticas.

El programa de trabajo se planea para cubrir el área con una rejilla de líneas paralelas y equidistantes entre sí, de 50 a 200 metros, con una distancia entre estaciones, sobre cada línea de 50 a 100 metros. La distancia entre líneas y entre estaciones depende de los objetivos planteados y las características geológicas del lugar.

Si la necesidad de información es mayor, se ejecuta un estudio de detalle, en el cual la distancia entre estaciones llega a ser hasta de 7.5 metros y la separación entre líneas de unos 10 metros.

En los levantamientos magnéticos de detalle se deben hacer algunas consideraciones con el equipo y operador:

- El operador no debe llevar objetos metálicos (magnéticos), para evitar que afecte el instrumento y origine errores de lectura.
- El equipo no debe permanecer bajo los rayos del sol directamente por mucho tiempo, esto puede provocar variaciones en las lecturas.
- El equipo debe tratarse con cuidado, cualquier golpe puede provocar variaciones en las lecturas.
- No se deben tomar lecturas cerca de alambradas, cables de alta tensión, vehículos o cualquier otro tipo de fuente de ruido cultural, pues se producen lecturas que no son confiables.

La localización de una anomalía magnética en un levantamiento terrestre, corresponde con el perfil topográfico o superficie topográfica. Esto significa que antes de ser empleadas, las técnicas de proceso como continuación de campo o segunda derivada, debe ser referidas a un mismo nivel, sobre todo si la topografía es abrupta (Henderson & Cordell, 1972).

5.2.9. Interpretación Magnetométrica

La interpretación de anomalías magnéticas es un proceso complejo que se efectúa en dos etapas.

5.2.9.1. Interpretación Cualitativa

Esta etapa es esencialmente una revisión de los mapas de campo total, para identificar patrones de anomalía y su correlación con la Geología Superficial y del subsuelo. Se seleccionan los perfiles que serán interpretados en forma cuantitativa y se decide qué técnicas de proceso se van a aplicar.

Entre el procesado que se puede aplicar a los datos están las transformaciones de derivadas y la continuación descendente que acentúan los efectos de fuentes cercanas a la superficie o la continuidad de rasgos lineales pequeños. Otras transformaciones útiles incluyen la reducción al polo, la continuación ascendente o el filtrado (pasa-altas, pasa-banda y pasa-bajas) para la eliminación de ruido.

En la interpretación cualitativa se puede estimar la profundidad y geometría del cuerpo de interés, partiendo del perfil magnético. En estos perfiles se aplican diversas reglas empíricas, propuestas por diferentes investigadores y que proporcionan resultados aceptables. Estos resultados pueden mejorarse en la segunda etapa de interpretación. Las reglas empíricas más conocidas se resumen en la figura 5.17; se dividen en las que usan el valor de la pendiente y las que se enfocan en la amplitud.

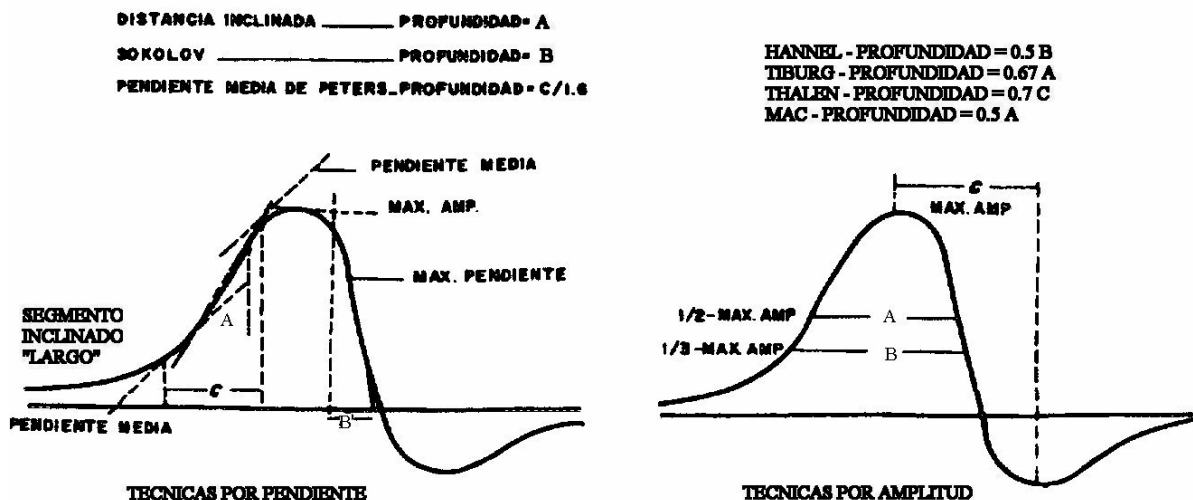


Figura 5.17. Reglas empíricas para determinar la profundidad al cuerpo

5.2.9.2. Interpretación Cuantitativa

Esta etapa consta de la aproximación de las curvas de campo, mediante la elaboración de modelos y el cálculo de su efecto; es pertinente recordar que no es único el modelo que puede reproducir una curva de campo.

Los métodos cuantitativos incluyen el uso de curvas características para diques o cuerpos tabulares, que permiten determinar profundidad, ángulo de buzamiento, anchura y espesor. Una explicación excelente de esta técnica se encuentra en Grant & West (1965) y Goodacre (1989).

Entre los métodos cuantitativos se encuentran aquellos procesos referidos como técnicas de modelación directa e inversa. El modelado directo se refiere a cualquier procedimiento en el que se calcula una curva de anomalía del modelo para una fuente, de forma arbitraria. Contrariamente, la modelación inversa se refiere a cualquier proceso en el cual se hace un intento para determinar la naturaleza de la fuente directamente, a partir de una anomalía magnética.

Muchas de las técnicas de interpretación usan una combinación de ambos métodos básicos. Por ejemplo, el cálculo de un conjunto de curvas de anomalías para un cuerpo dado, se ve como un proceso de modelación directa, mientras que el proceso de selección de esta familia de curvas (una curva anómala) que se aproxime a la anomalía observada, es un proceso de modelación inverso.

Entre las técnicas más conocidas de modelación directa está el método de *Taiwaní*, que permite calcular la anomalía magnética para cuerpos de geometría irregular en dos o tres dimensiones. Para anomalías de cuerpos bidimensionales, la geometría del cuerpo se forma a partir de trazos con líneas rectas y para anomalías tridimensionales se emplean cuerpos cúbicos.

En la técnica descrita, la experiencia del intérprete es fundamental pues los parámetros del cuerpo (magnetización, profundidad, dimensiones, etc.) son modificados de acuerdo con su criterio. Una explicación más amplia se encuentra en Ta1wani (1965) y Bhattacharyya (1964).

En la modelación inversa, un primer método, consiste en proponer un modelo inicial y la anomalía magnética del modelo es estimada por algún proceso de cálculo directo (Talwani, 1965). La curva obtenida es comparada con la anomalía magnética observada, con esto se determina el error medio cuadrático entre ambas anomalías. La manera de cambiar los parámetros del cuerpo, para disminuir el error medio cuadrático, es a través del empleo de cualquier técnica de optimización de datos.

En años recientes se han desarrollado diferentes enfoques donde no es necesario proponer un modelo inicial. Se recomienda consultar los trabajos de Chávez (1987), Menichetty y Guillen (1983), Mott1 y Mott1ova (1984), Parker (1983).

Desafortunadamente el uso de procesos de modelación para interpretar anomalías magnéticas, no puede asegurar una solución única debido a la ambigüedad en el proceso de interpretación, aunque sobre la base de la información geológica y otros datos geofísicos, es a menudo posible desechar algunos modelos. Entre mas complicados sean los modelos, Más difícil se hace su depuración.

El problema creado por la ambigüedad se puede disminuir con las siguientes premisas:

- Un modelo consistente emerge cuando varias anomalías son interpretadas en un área dada.
- El modelo es geológicamente razonable.
- El modelo debe ser consistente con la información previa.

Por su ambigüedad intrínseca, las interpretaciones se deben considerar como predicciones, más que como respuestas definitivas. En cualquier caso, las interpretaciones exitosas requieren, en buena medida, de un gran poder analítico e integración geológica de parte del intérprete, para poder integrar los modelos que resultan en una representación geológica consistente.

6. RELACIONES ENTRE LA PROSPECCIÓN POR AGUA Y EL MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

6.1. APLICACIONES EN GEOHIDROLOGÍA

La aplicación de la prospección magnetométrica en la geohidrológica, está sujeta al contenido de minerales magnéticos en las unidades de roca que contienen al acuífero y su empleo está restringido a acuíferos existentes en rocas que contrastan magnéticamente con su entorno.

La exploración magnetométrica se puede aplicar en los diferentes tipos de acuíferos, preferentemente cuando éstos se presentan en rocas ígneas o metamórficas.

En acuíferos de origen sedimentario, la Magnetometría puede emplearse para detectar y modelar intrusiones en las unidades de rocas sedimentarias o en las características del lecho rocoso. En general, la prospección Magnetométrica es de utilidad para delinear rasgos estructurales de las rocas que encajonan o contienen a los acuíferos, tales como fallas, intrusiones o la morfología propia de la roca.

6.2. TENOLOGIA DE PROSPECCION

La Magnetometría se usa para la modelación de acuíferos y no para su detección, pues lo que se mide es una característica de la roca o de la roca saturada y no del agua. En estudios de tipo regional se requiere que el levantamiento se componga de una gran cantidad de lecturas y que éstas sean próximas entre sí; este hecho encarece la aplicación de la técnica.

Este tipo de exploración permite definir la profundidad y geometría de una cuenca hidrológica, siempre y cuando exista un contraste de susceptibilidad magnética entre las rocas que contienen al acuífero y las rocas encajonantes.

El método tiene un carácter regional en su aplicación, ya que principalmente se usa en cuencas de gran tamaño. En zonas definidas por un levantamiento regional, se pueden efectuar levantamientos a detalle, que permitan definir la extensión de algún cuerpo intrusivo, que intervenga en el flujo del acuífero. En gran parte de México se han realizado levantamientos Magnetométrico regionales, por parte de instituciones como PEMEX. Las configuraciones de estos levantamientos pueden servir como base para la realización de estudios locales y a detalle.

6.3. APLICACIÓN

La prospección magnetométrica ha sido poco empleada en geohidrología por dos razones principales: Primero, debido a que su uso es indirecto, es decir, no detecta al agua, sino a la roca que la puede contener; segundo, porque las técnicas de interpretación no han alcanzado el grado de difusión que tienen los métodos eléctricos, sobre todo, el sondeo eléctrico vertical.

Sin embargo, la prospección Magnetométrica es una valiosa ayuda en la exploración hidrológica, como lo demuestra el ejemplo que a continuación se describe.

En el municipio de Samalayuca, Chihuahua, se realizaron una serie de estudios geológicos y geofísicos, encaminados a localizar agua subterránea para su explotación y suministro a la central termoeléctrica, localizada en el mismo municipio (Ruiz, 1985).

Los afloramientos de roca en la zona están constituidos principalmente por calizas de la sierra de Samalayuca y Presidió, así como por arenas sueltas que forman las dunas del desierto que se encuentran en el área.

La exploración geofísica consistió en el levantamiento de más de 50 sondeos eléctricos verticales y los estudios geológicos fueron los usuales. En el estudio geofísico ejecutado con sondeos eléctricos verticales, se determinó la existencia de un acuífero continuo con un potencial adecuado y susceptible de ser explotado con los fines que se persiguieron.

Al iniciarse la perforación, los resultados obtenidos en los barrenos fueron compatibles con los resultados de la prospección; pero al avanzar el programa de perforación de la batería de pozos en dirección norte, se encontró que los pozos estaban secos.

Esto hizo indispensable el conocer la ubicación y distribución de estructuras geológicas del subsuelo, que no fueron contempladas en la primera etapa de exploración geofísica. La exploración se concentró en la detección de estructuras de tipo ígneo intrusivo, y que pueden gobernar el flujo del agua dentro del acuífero. Debido a ello se decidió emplear la exploración magnética que tiene un alcance de tipo regional.

La investigación partió del levantamiento aeromagnético recopilado por PEMEX (en Ruiz, 1985), que se observa en la figura 6.1. En este plano se detectó la existencia de una anomalía magnética bien definida en el área donde se realizaban las perforaciones. De la misma forma, se determinó que no era posible efectuar una reinterpretación adecuada de esta información en los términos y con los objetivos requeridos en geohidrología.

Dada la importancia del problema, la Comisión Federal de Electricidad decidió hacer un levantamiento aéreo en la zona (Ruiz, 1985). Esta etapa de exploración se efectuó con especificaciones adecuadas para los objetivos ya definidos, utilizando un helicóptero y haciendo las mediciones al nivel barométrico más bajo posible.

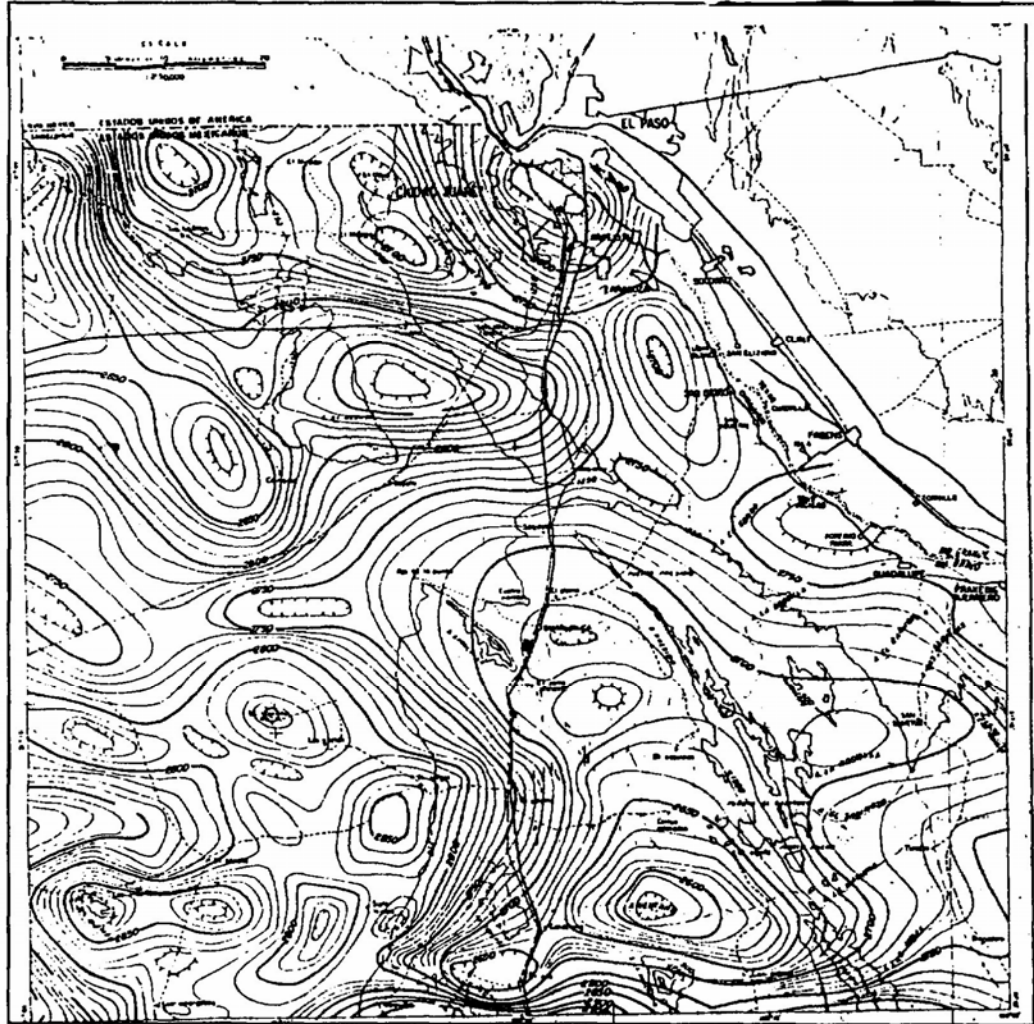


Figura 6.1. Levantamiento aeromegnetico de PEMEX.

El resultado de este levantamiento se aprecia en la figura 6.2. En el plano se puede observar que la anomalía corresponde con un dipolo de forma alargada en dirección NW-SE. El mínimo se encuentra en forma semi-envolvente respecto al máximo.

Este tipo de anomalía concuerda con el efecto que se obtiene con un modelo de prisma (Capítulo 9), alargado y girado respecto al norte magnético. La posición relativa entre el máximo y el mínimo es indicativa de que la polarización es principal o totalmente por inducción; en caso de existir remanencia dicha polarización tiene la misma dirección que la del campo magnético terrestre.

Con la idea del modelo de prisma se inició la modelación de la anomalía de campo, con la técnica que se describe en el Capítulo 9. Se empleó la susceptibilidad magnética obtenida directamente de estudios de laboratorio de los núcleos y recortes de rocas ígneas (1000×10^{-6} [nanoteslas]), extraídos durante la perforación de los pozos secos.

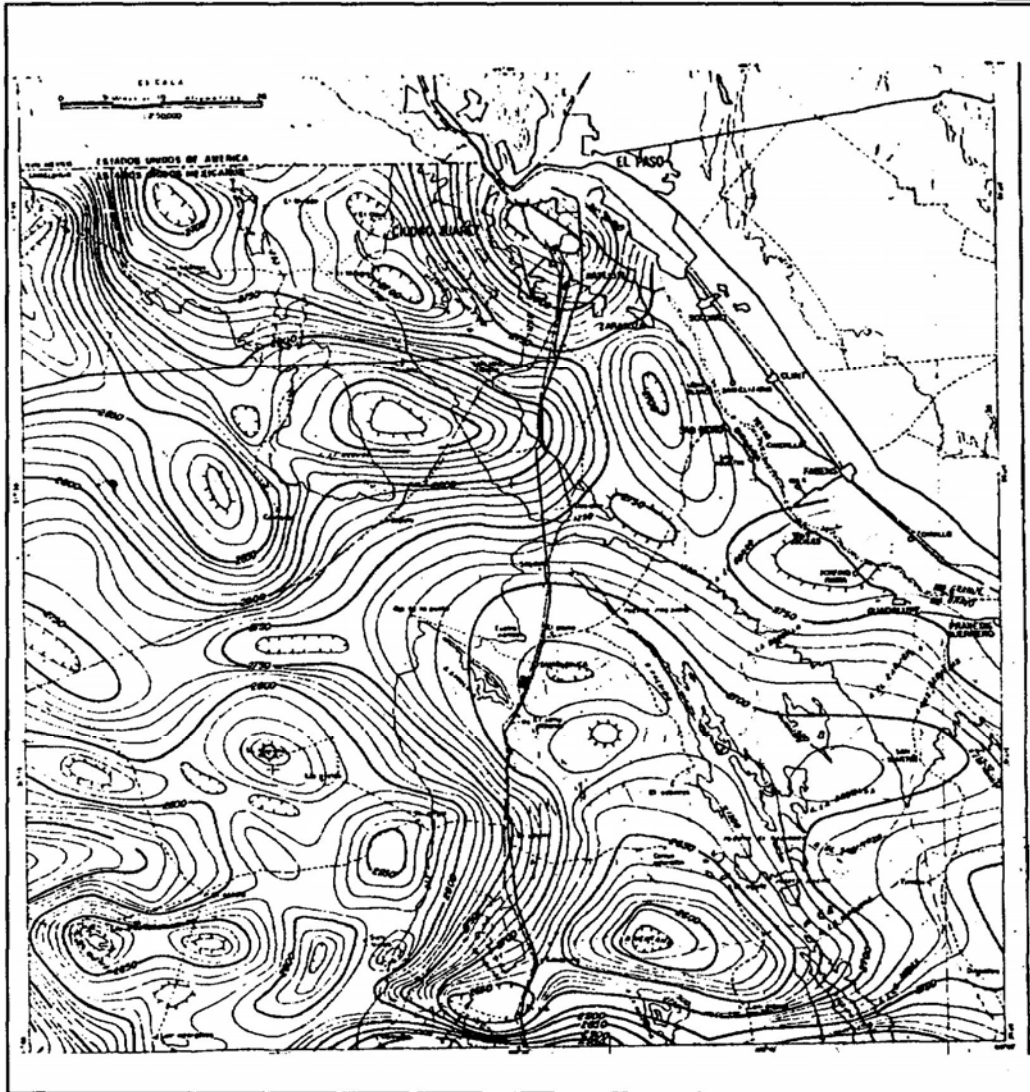


Figura 6.2. Levantamiento aeromagnetico de baja altura (CFE)

Las dimensiones del prisma se adquirieron del tamaño, forma y amplitud de la anomalía. Los resultados del proceso de modelación se exhiben en la figura 6.3 y se mencionan a continuación:

- 1) Posible modelar la anomalía por medio de tres prismas. El más grande tiene una longitud de 9.0 x 0.7 Km, con una profundidad de 50 metros, bajo el nivel del suelo. El segundo es oblicuo y está ubicado al oeste del primero, con un largo aproximado de 3 x 0.7 Km y una profundidad de 50 m. Por ultimo, al noroeste del primero, se localiza otro prisma con dimensiones de 1.0 x 0.7 Km y a la misma profundidad que los anteriores.
- 2) La susceptibilidad asignada, para un mejor ajuste de la magnitud de la anomalía, es de 900×10^{-6} [nanoteslas]. Valor que es muy cercano al obtenido en laboratorio para los núcleos de roca.
- 3) La profundidad establecida durante la modelación concuerda con los resultados de la perforación de pozos.

Con los resultados obtenidos, se interpretó que los cuerpos intrusivos presentes en el área actúan como una barrera hidrológica, que conduce al flujo del agua subterránea hacia la sierra de Samalayuca, región hacia donde se programó la barrenación de los pozos productores.

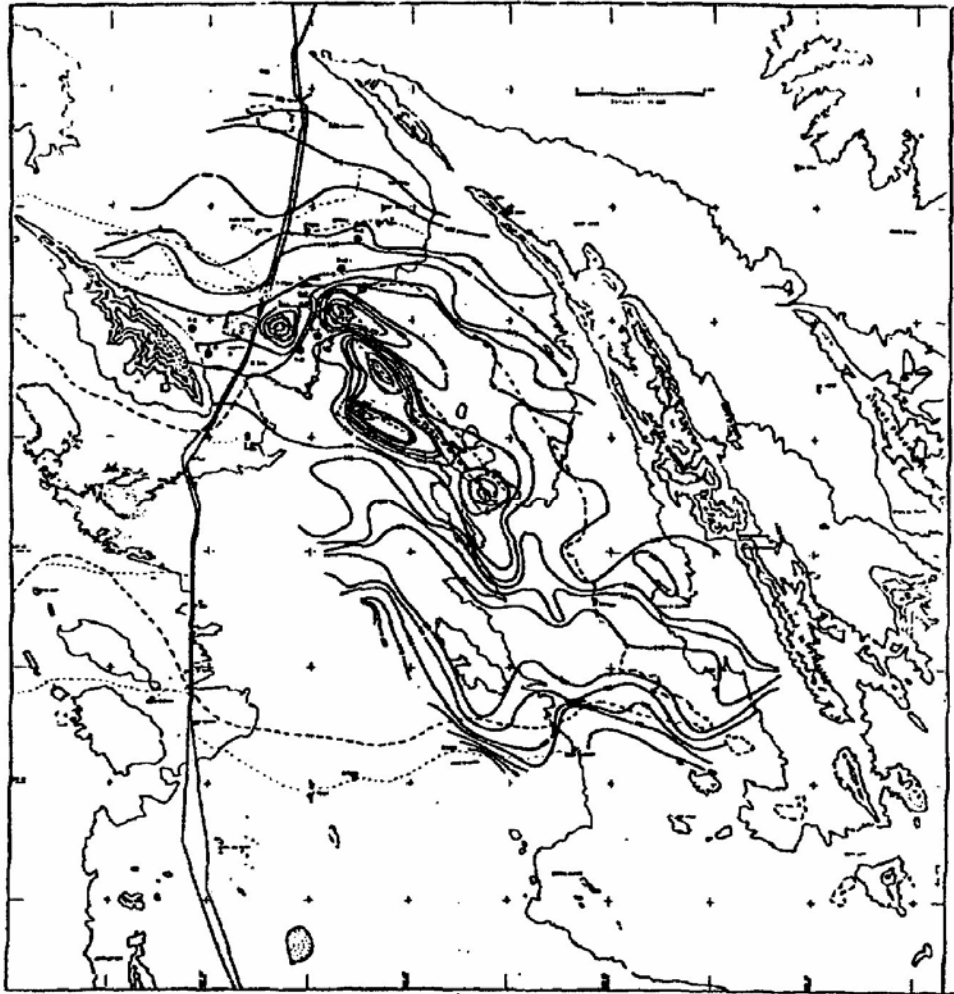


Figura 6.3. Resultados de la modelación magnetica

7. RELACIÓN ENTRE LOS ESTUDIOS PARA SITIOS DE CONSTRUCCIÓN Y EL MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

7.1. INTRODUCCIÓN

La Magnetometría puede tener las mismas aplicaciones que la Gravimetría en sitios de construcción, como pueden ser el mapeo geológico de una estructura o la delineación de secuencias estratigráficas, intrusivas o fallas. También se usa en la determinación de la geometría del basamento cristalino o en la detección de cavidades naturales o artificiales.

Una aplicación de empleo creciente del método magnetométrico, se relaciona con los riesgos ambientales, ocasionados por basureros de desechos peligrosos, en cilindros metálicos enterrados con desperdicios contaminantes o en la detección de tuberías de pozos abandonados.

7.2. TIPOS DE LEVANTAMIENTO

Existen varias formas de realizar un levantamiento magnetométrico. En primera instancia, se encuentran los levantamientos terrestres y aéreos, en los que, como su nombre lo indica, las mediciones se realizan transportando el equipo en superficie o en el aire. El levantamiento terrestre se efectúa caminando o en vehículos que transitan por brechas y caminos. En el levantamiento aéreo, el equipo se transporta en un avión o helicóptero, en el momento en que se llevan a cabo las mediciones.

Desde el punto de vista de la extensión del área en estudio, los levantamientos magnéticos se dividen en: regionales, si la superficie es muy extensa, y locales, si la zona en estudio es reducida.

Otra diferencia en esta clasificación de levantamientos radica en la densidad o número de lecturas por unidad de área, esto es: un levantamiento local puede incluir igual cantidad de lecturas que uno regional; pero el área cubierta es mucho menor. Esto está directamente relacionado con el tamaño del cuerpo productor de anomalías buscado y con el detalle requerido en la modelación.

Un levantamiento aéreo puede ser regional o local, como los que realiza PEMEX o como en el caso presentado en el inciso 6.3 del manual, respectivamente. Los levantamientos terrestres también cubren las dos opciones, dependiendo de la relación entre el área levantada y los objetivos buscados.

En la exploración magnetométrica enfocada a geohidrología y geotecnia, las áreas que se estudian son relativamente pequeñas y los recursos económicos con que se dispone son limitados, debido a ello se recomienda consultar la información disponible, pues existen levantamientos magnéticos regionales en diferentes partes de México.

Estos levantamientos regionales se han enfocado a la minería y al petróleo principalmente; no obstante, la información que proporcionan puede llegar a cubrir los objetivos generales de un proyecto de exploración y dirigir el levantamiento que se pretenda realizar en una zona determinada.

Los planos de anomalía magnética existentes se deben analizar cualitativamente, investigando los dipolos (máximos y mínimos), la forma de éstos y precisando si están o no alineados de una manera general. Si la estructura buscada es de dimensiones reducidas, es posible que su manifestación no aparezca en los planos regionales. Por esto siempre se deben considerar los objetivos planteados y las condiciones locales.

7.3. EJEMPLO DE INTERPRETACIÓN GEOFISICA

Para interpretar en forma cuantitativa los planos de anomalía regional y los levantamientos de detalle, se emplean modelos de prismas, placas y escalones o fallas, así como combinaciones de estos modelos simples. El desarrollo matemático de estas técnicas se presenta en el Capítulo 9 y en el lo se detalla un ejemplo de su uso. A continuación se expone un ejemplo de aplicación de la exploración magnetométrica en la ingeniería civil.

Uno de los casos más comunes de la aplicación geotécnica del método magnetométrico es en el mapeo de diques, en proyectos de construcción de obras grandes, en las que la presencia de estructuras geológicas juega un papel protagónico, en el diseño de la cimentación, así como en el desempeño de la obra terminada.

En estos casos se pueden ejecutar levantamientos magnéticos locales, como el mostrado en la figura 7.1. En este plano se muestra la configuración de curvas de igual valor. En la localidad presentada, se encuentra un sistema de diques con dos direcciones preferenciales: una en dirección NE-SW y la segunda en dirección NW-SE.

Las líneas discontinuas muestran el eje de los diques y las continuas son curvas de configuración (proyecto 268, Logachev y Zajarov, 1977).

En otra zona de diques se realizó un levantamiento magnetométrico (Figura 7.2), en el que se dibujaron secciones que atraviesan la estructura, en lugar de mapas de configuración. Las secciones se agruparon por su posición geográfica; en ellas se puede observar claramente el eje de la estructura, que aparece en la figura 7.2 con una línea discontinua (proyecto 264, Logachev y Zajarov, 1977).

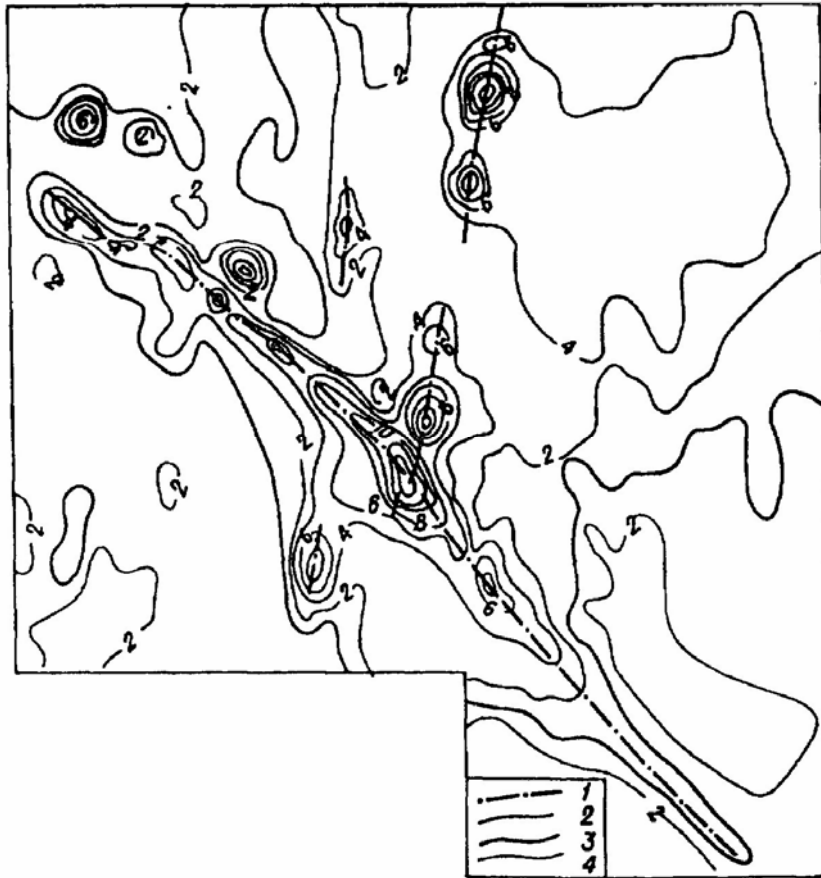


Figura 7.1. Levantamiento magnetométrico local.

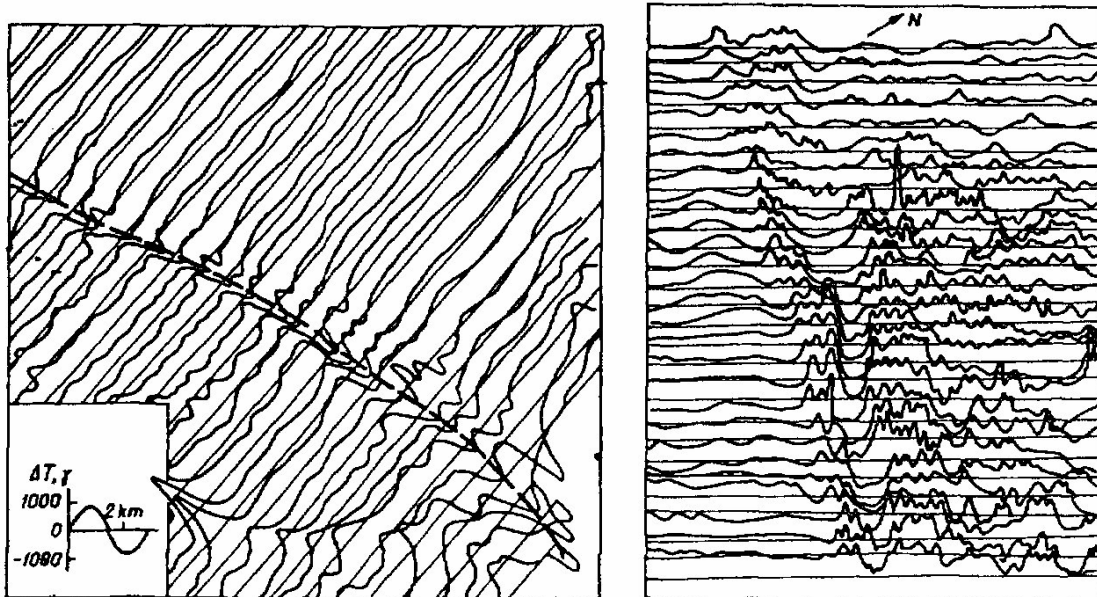


Figura 7.2. Configuración de líneas de sección.

Por último, en la figura 7.3 se presenta la anomalía magnética de una estructura sinclinal, (Logachev y Zajarov, 1977). En el sinclinal hay un estrato de cuarcita ferromagnética con intercalaciones de esquistos, por lo que constituye un horizonte fácilmente reconocible magnéticamente y, a su vez, altamente competente para carga desde el punto de la cimentación.

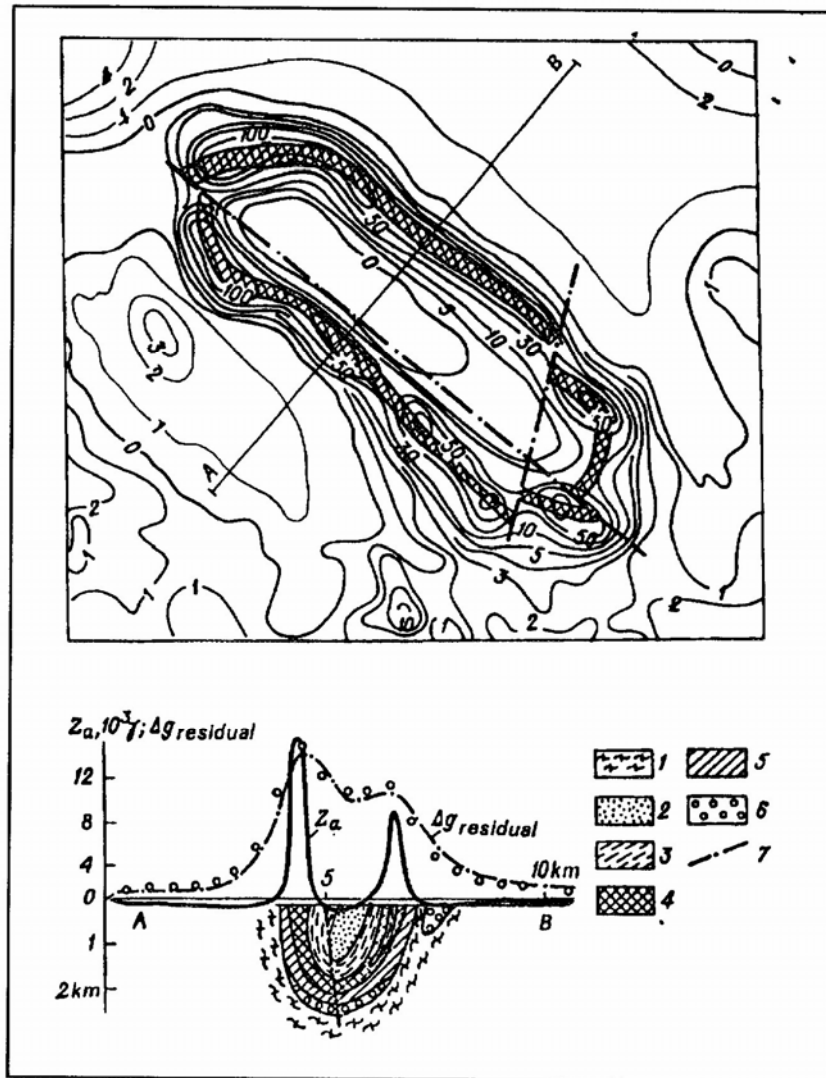


Figura 7.3. Plano y sección de anomalía.

Así como en los ejemplos anteriores, se puede encontrar un gran número de casos ya realizados de aplicación de los Métodos Magnetométrico en Ingeniería Civil, tanto en México como en el mundo.

En la ecuación 8.1 se tienen que considerar dos aspectos: a) la distribución de la densidad del cuerpo que se está estudiando, ya que puede ser homogénea o tener una distribución que siga alguna función dependiente de r .; b) la integral debe ser evaluada dentro de los límites del volumen, lo cual resulta ser extremadamente complicado si la forma del volumen no es de geometría simple. Las formas geométricas más frecuentes son las siguientes:

- Esfera (Nettleton, 1940)
- Prisma de base rectangular o poligonal (Nagy, 1966; Plouff, 1976)
- Cilindro horizontal y vertical (Nettleton, 1940; 1976)
- Placa (Grant & West, 1965)
- Escalón (Grant & West 1965)

Para todos estos cuerpos la expresión gravimétrica ha sido evaluada y puede ser encontrada en la literatura. Existen además cálculos para volúmenes más complicados, como las variantes de los prismas, en donde la base superior tiene un echado o como los poliedros, en los que un volumen de forma arbitraria es aproximado por un poliedro de caras planas.

8.2. MODELACIÓN

El trabajo de modelación se realiza en dos etapas:

La primera consiste en calcular los efectos gravimétricos de los modelos, a fin de reconocer sus características principales, lo cual implica hacer o tener un álbum de configuraciones o secciones de estos efectos para diferentes modelos.

La segunda etapa de la modelación se basa en el reconocimiento de las cualidades asociadas a los modelos, en las configuraciones efectuadas con los datos medidos en el campo y a partir de ellas se infiere la geometría del cuerpo causante, es decir, su profundidad, sus dimensiones y su densidad o el contraste de ésta con respecto al medio circundante.

Un ejemplo de esto se aprecia en Grant & West (1965), con el modelo de placa, en el que, tomando en cuenta la figura 8.2 y la ecuación 8.1, se encuentra que la fórmula que calcula el efecto gravimétrico del modelo a lo largo de una línea perpendicular a la placa y que pasa por encima del punto medio de esta última se define con la fórmula 8.2.

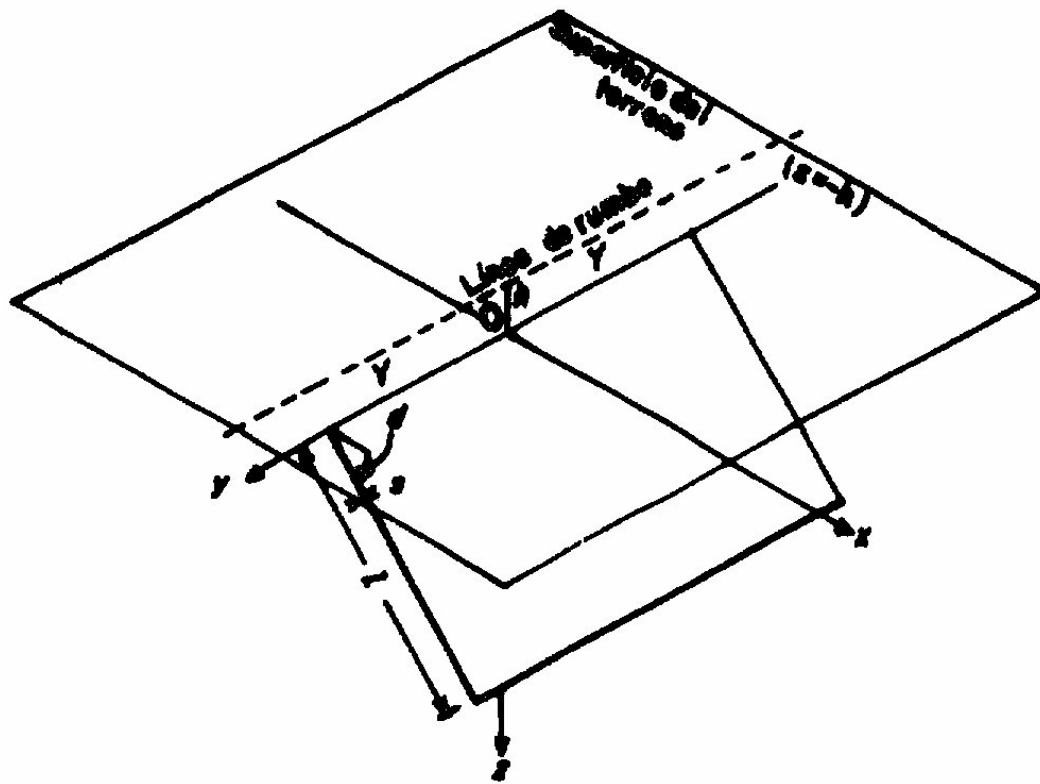


Figura 8.2. Modelo para una placa

$$\Delta g(x) = 2G\Delta\rho s \left[\frac{1}{2} \operatorname{sen} d \left(\ln \frac{A-Y}{A+Y} - \ln \frac{B-Y}{B+Y} \right) \right] + \cos d \left(\tan^{-1} \left\{ \frac{Y(l + h \operatorname{sen} d - x \cos d)}{A(x \operatorname{sen} d + h \cos d)} \right\} - \tan^{-1} \left\{ \frac{Y(h \operatorname{sen} d - x \cos d)}{b(x \operatorname{sen} d + h \cos d)} \right\} \right) \quad (8.2)$$

En donde:

$$A = \sqrt{(x - l \cos d)^2 + (h + l \operatorname{sen} d)^2 + Y^2}$$

$$b = \sqrt{x^2 + h^2 + Y^2}$$

Con esta fórmula se pueden calcular los efectos gravimétricos para diferentes profundidades de la placa y combinaciones de Y, d, l, s y $\Delta\rho$ como en la figura 8.3 (Grant & West 1965), lo cual constituye un álbum de curvas.

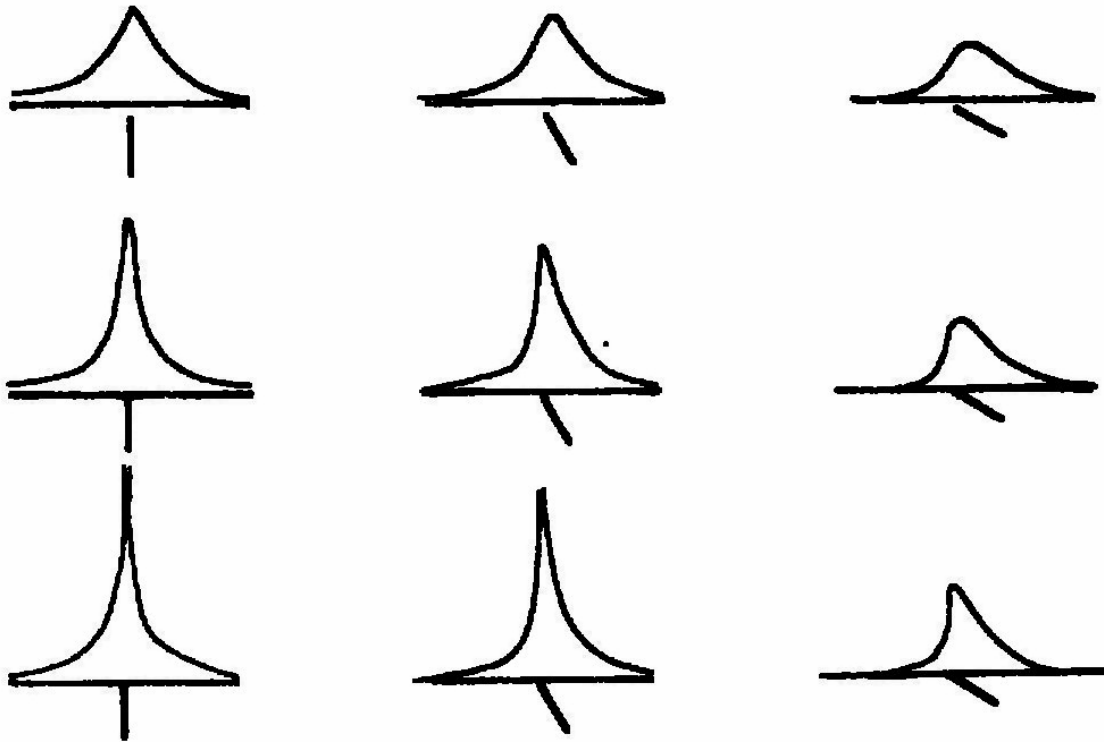


Figura 8.3. Álbum de curvas

De este álbum se pueden obtener ciertas características de las curvas, que sirven como índices de la geometría del modelo (Figura 8.4).

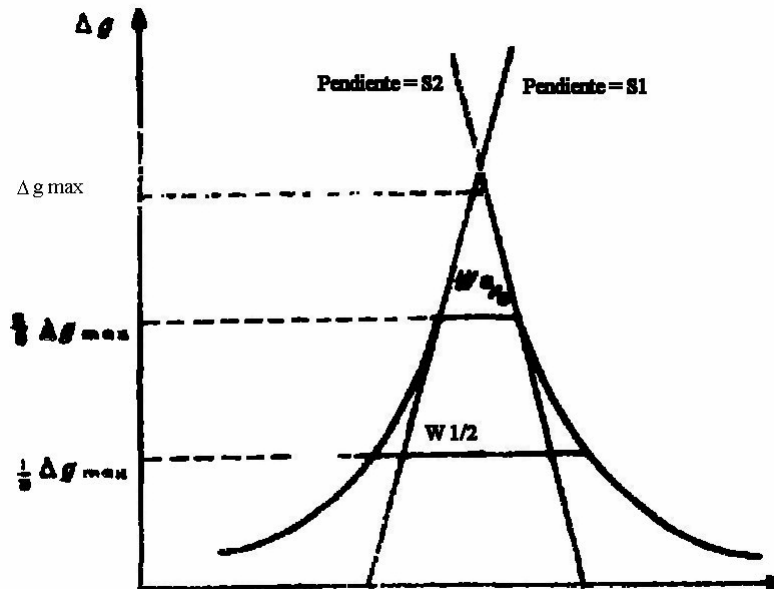


Figura 8.4. Geometría del modelo

De acuerdo con la figura 8.4, las características geométricas son las siguientes:

$W_{2/3}$ = Longitud entre los puntos de las dos ramas de la curva, donde el valor es 2/3 del valor máximo.

$W_{1/3}$ = Longitud entre los puntos de las dos ramas de la curva, donde el valor es 1/3 del valor máximo.

S_1 = Pendiente máxima de la rama derecha de la curva (Positiva).

S_2 = Pendiente máxima de la rama izquierda de la curva (Negativa).

Ag_{max} = Valor máximo de la curva.

$(W_{1/2})_y$ = Longitud entre los puntos de las dos ramas de la sección perpendicular al valor máximo, sobre la mayor elongación de la anomalía; los valores de la longitud son a 1/2 del máximo.

Con los valores descritos se generan las denominadas curvas características, como las mostradas en el gráfico de la figura 8.5, que sirve para estimar la relación entre el semilargo y ancho (Grant & West, 1965).

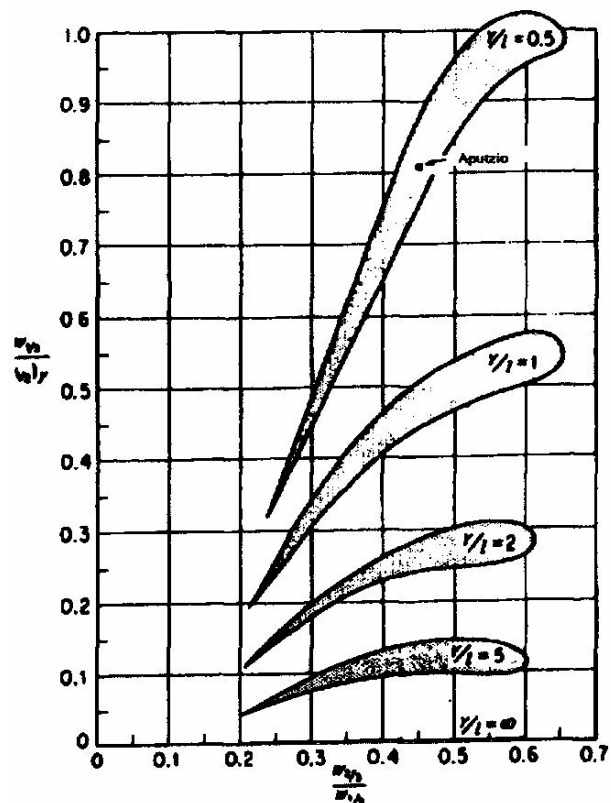


Figura 8.5. Estimación del radio Y/l .

Las curvas características que se presentan (Figura 8.6), incluyen el valor para el lugar de estudio (Aputzio).

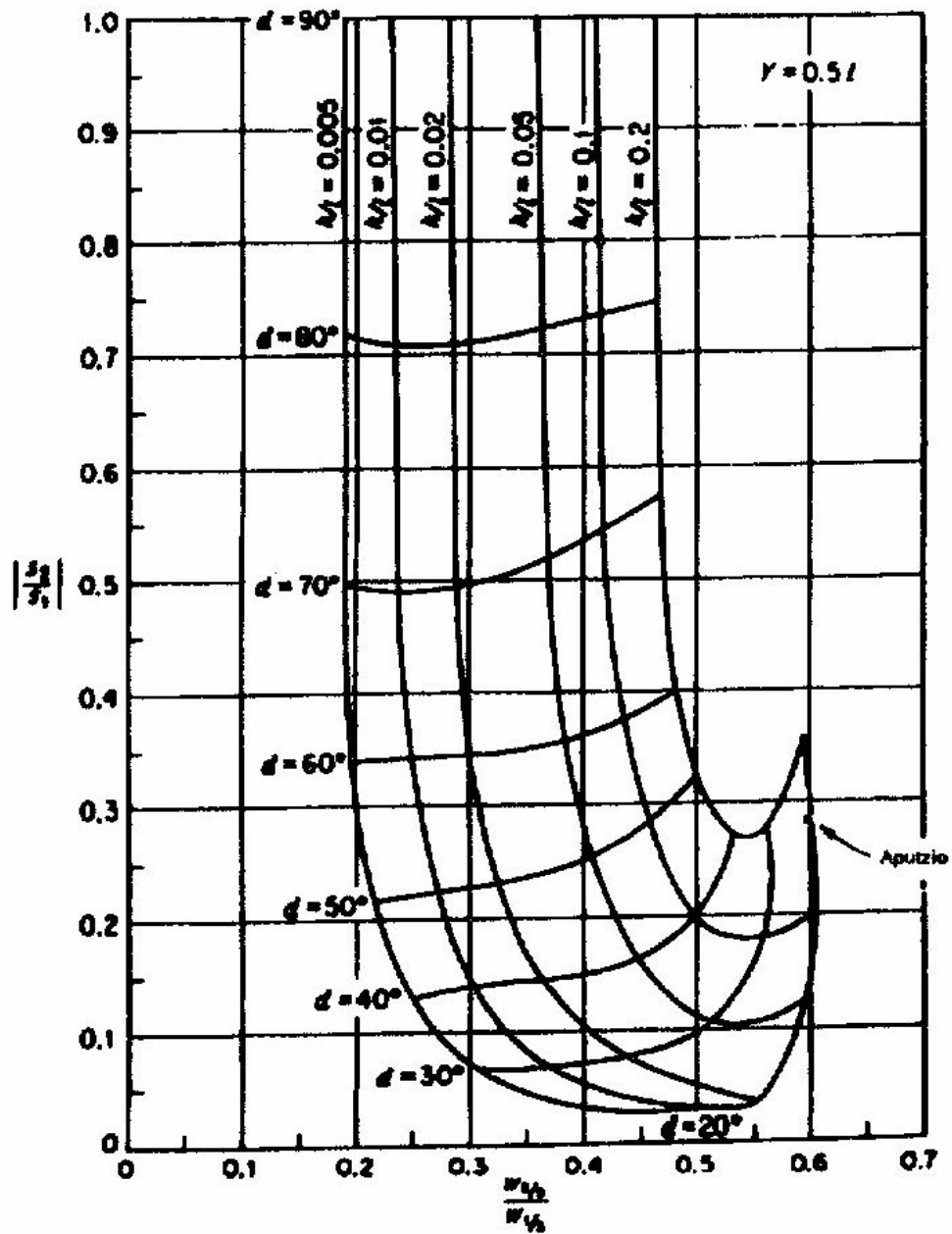


Figura 8.6. Curvas características de una placa.

En estas curvas se mantiene fija la relación $\gamma = 0.5l$ y se grafican los valores de $\left| \frac{S_2}{S_1} \right|$ contra $\frac{W_{2/3}}{W_{1/3}}$ Haciendo variar h/l y d , como se muestra en la figura 8.7 (Grant & West, 1965).

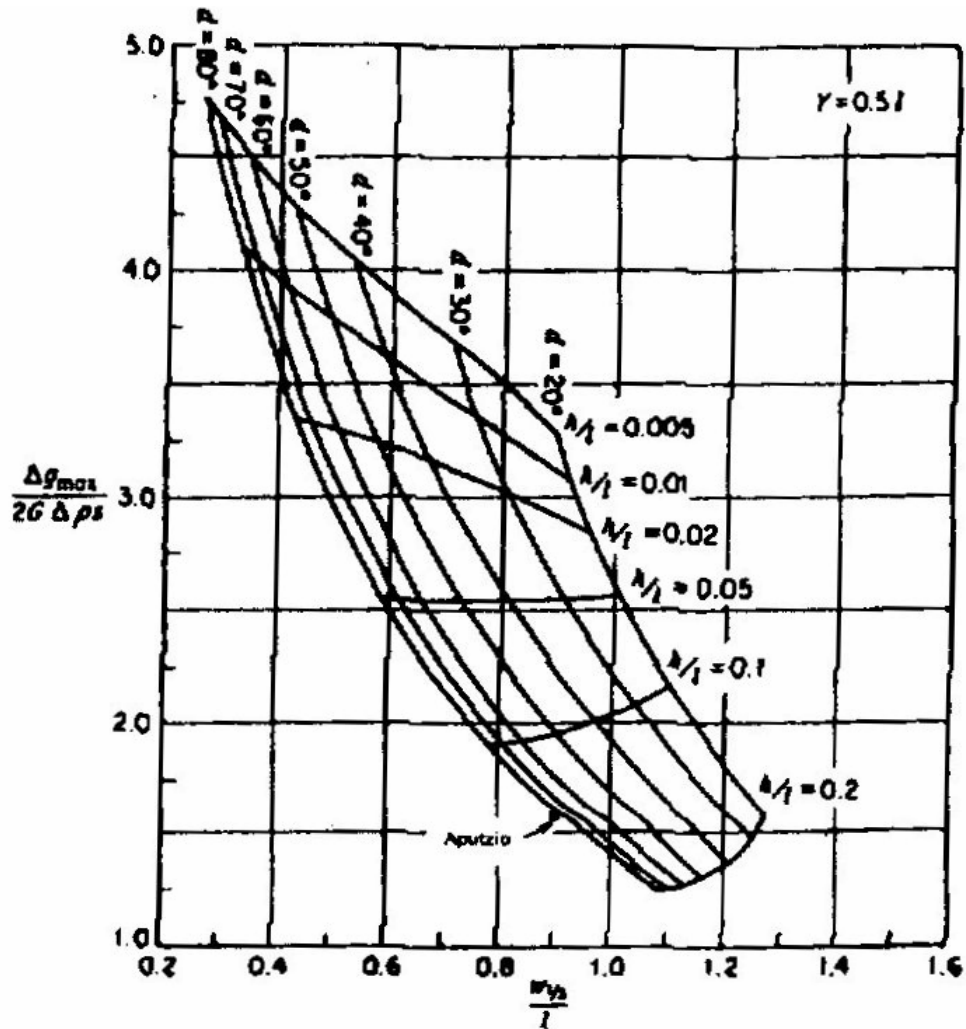


Figura 8.7. Curva característica de $W_{1/3}/1$

En esta figura para el mismo valor de $Y = 0.51$ se gráfico $Ag_{MAX}/2G\Delta\rho s$ contra $W_{1/3}/1$ variando también h/l y d , como en la figura 8.8 (Grant & West), en la que se gráfico $W_{2/3}/W_{1/3}$ contra $W_{1/3}/(W_{1/2})$; la variación se hace en la relación Y/l .

Con este tipo de curvas características, es posible hacer inferencias sobre los parámetros geométricos del cuerpo causante de la anomalía, cuando la forma de ésta es igual o parecida a las anomalías teóricas.

Para los demás modelos se han encontrado formulaciones parecidas. Para el caso de la esfera, el valor del efecto gravimétrico está dado por la formula 8.3 (Nettleton, 1976).

$$G(x) = 4\pi G \sigma \left(\frac{R^2}{z^2} \right) \left(1 + \frac{X^2}{Z^2} \right)^{-3/2} \quad (8.3)$$

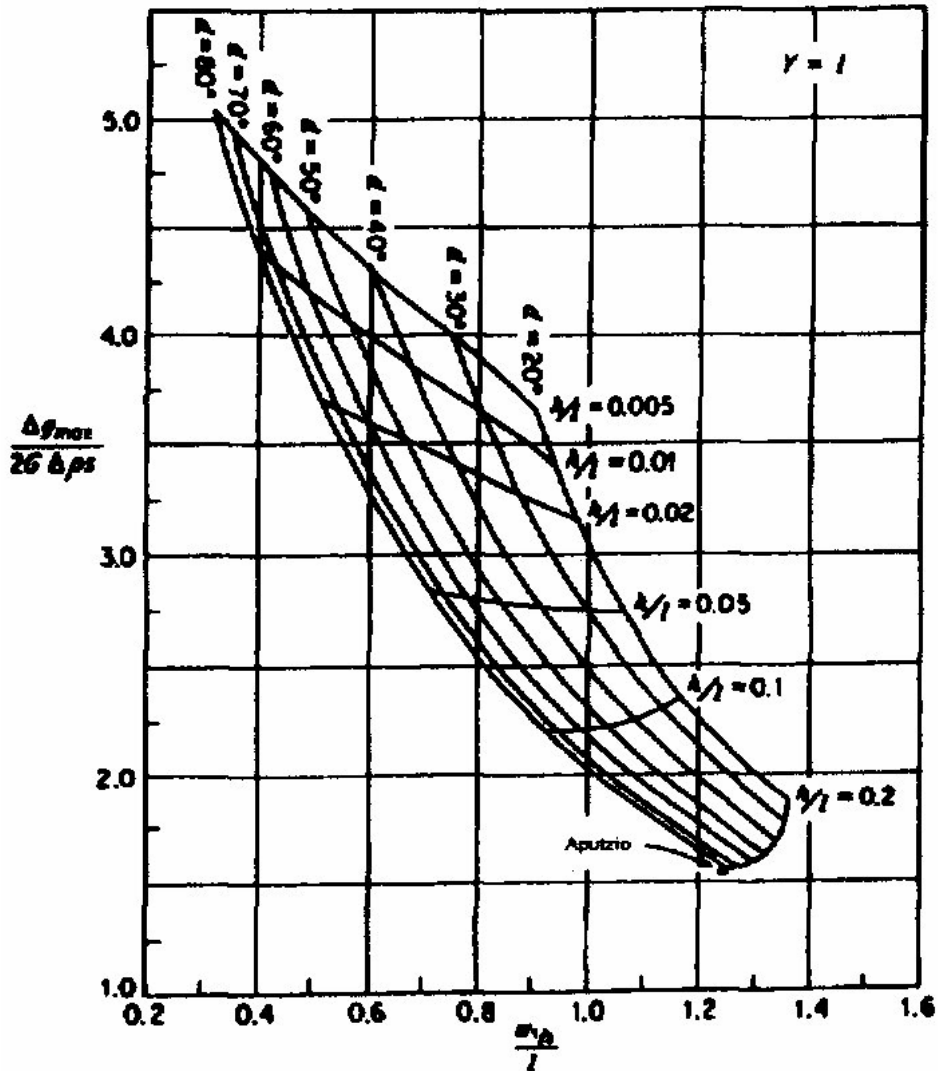


Figura 8.8. Variación de $A_{g_{MAX}}/2G\Delta ps$ contra $W_{1/3}/l$.

De acuerdo con la figura 8.9 (Nettleton, 1976).

En donde el valor de la profundidad de centro de la esfera está dado por la fórmula 8.4.

$$z = 0.652 (2 W_{1/2}) \tag{8.4}$$

Siendo $W_{1/2}$ la distancia horizontal entre los puntos de la curva, donde el valor del efecto gravimétrico corresponde a la mitad del máximo. Al igual que en el caso anterior, si en un plano de anomalía de Bouguer, se encuentra una anomalía parecida a la producida teóricamente por el modelo de la esfera, se puede hacer un perfil de ella, determinar la distancia $W_{1/2}$ y efectuar el cálculo indicado por la fórmula 8.4, para estimar la profundidad del cuerpo causante de la anomalía.

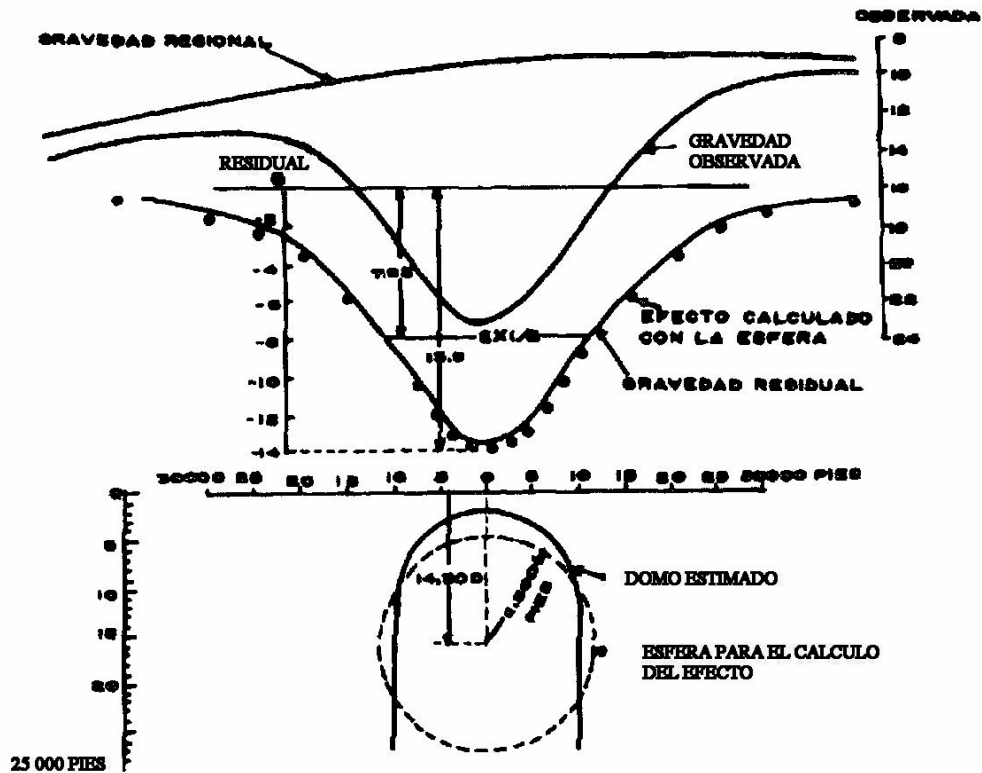


Figura 8.9. Efecto de la esfera

Debe resultar obvio, ahora, que para interpretar un mapa gravimétrico, es necesario conocer las anomalías teóricas de los diferentes modelos, de tal manera que se puedan obtener los parámetros indicativos de la geometría del cuerpo y con ello inferir la forma del cuerpo causante de una anomalía medida en el campo.

Este método puede ser mejorado si se elabora un programa de computadora que calcule automáticamente los valores de anomalía teórica y los compare con los valores obtenidos del mapa gravimétrico. De esta forma se hacen los ajustes requeridos en la geometría del modelo, para minimizar las diferencias entre valores de anomalía, a través de algún método de prueba y error, o mediante algún algoritmo automático de ajuste como el de mínimos cuadrados.

En términos generales, los cuerpos causantes de las anomalías tienen una forma tridimensional, como la de los modelos mencionados. Sin embargo, cuando las anomalías son muy alargadas en un sentido, matemáticamente se puede considerar, que se extienden hasta el infinito y esta suposición simplifica las fórmulas para el cálculo teórico y el proceso de ajuste con la anomalía de campo.

Este tipo de simplificación emplea el Método de Talwani (et al, 1959), en el que se presuponen una serie de prismas de base rectangular, que se extienden infinitamente, en forma perpendicular, hacia la dirección en la que se hacen las mediciones. De tal manera que al variar el ancho, la profundidad y el contraste de

densidad de los prismas se pueden inferir un relieve estructural, cuyo efecto gravimétrico debe ser lo más parecido posible al perfil configurado del plano de anomalía de Bouguer.

Este método es muy rápido y eficaz cuando realmente se presentan anomalías muy alargadas; pero es erróneo cuando las anomalías existentes en un plano gravimétrico tienen carácter tridimensional. En este caso, si se quiere utilizar un modelo más flexible, se puede emplear la segunda versión del programa de Ta1wani, en la que ya se toma en cuenta el carácter tridimensional de los cuerpos (Ta1wani et al, 1960) y en la que el autor usa prismas de base poligonal.

Existen formas más sofisticadas para analizar planos gravimétricos, como la de análisis espectral. Esta técnica consiste en realizar una transformación del dominio del plano de anomalía de Bouguer, por medio de la Transformada de Fourier. Así se pueden lograr con facilidad los siguientes objetivos:

- Estimación de la profundidad media del cuerpo causante de la anomalía.
- Procesamiento de los mapas de anomalía de Bouguer, como: continuación de campo y cálculo de derivadas.
- Modelación del relieve topográfico de la roca basal (basamento), causante de las variaciones regionales del campo gravimétrico.

Estos métodos de interpretación tradicionalmente no han sido usados en exploración para geohidrología o geotecnia, debido a su escasa difusión. Los métodos de interpretación más utilizados en estos campos de aplicación de la ingeniería geofísica son: el de curvas características, el de prueba y error o una combinación de los dos.

En el Capítulo 10 se presenta la modelación e interpretación de una anomalía real, empleando el método de curvas características y cálculo del efecto del modelo encontrado, mediante el programa para estimar el efecto de un prisma, que aparece en el Apéndice G de Gravimetría

9. MODELACIÓN MAGNETOMÉTRICA

9.1. EFECTO MAGNETICO DE CUERPO GEOMÉTRICO REGULARES

Debido a que los campos gravimétricos y magnéticos son campos potenciales, el tratamiento matemático en ambos casos es similar. No obstante, como ya se vio en el Capítulo 5, las anomalías o efectos medidos de campo magnético causadas por la presencia de masas magnéticas en la corteza terrestre, tienen carácter dipolar, es decir, se presentan siempre con un máximo y un mínimo asociados en las latitudes de México (Figura 9.1).

En este aspecto las anomalías del campo magnético difieren notoriamente de las del campo gravimétrico, que se manifiestan como un máximo o como un mínimo.

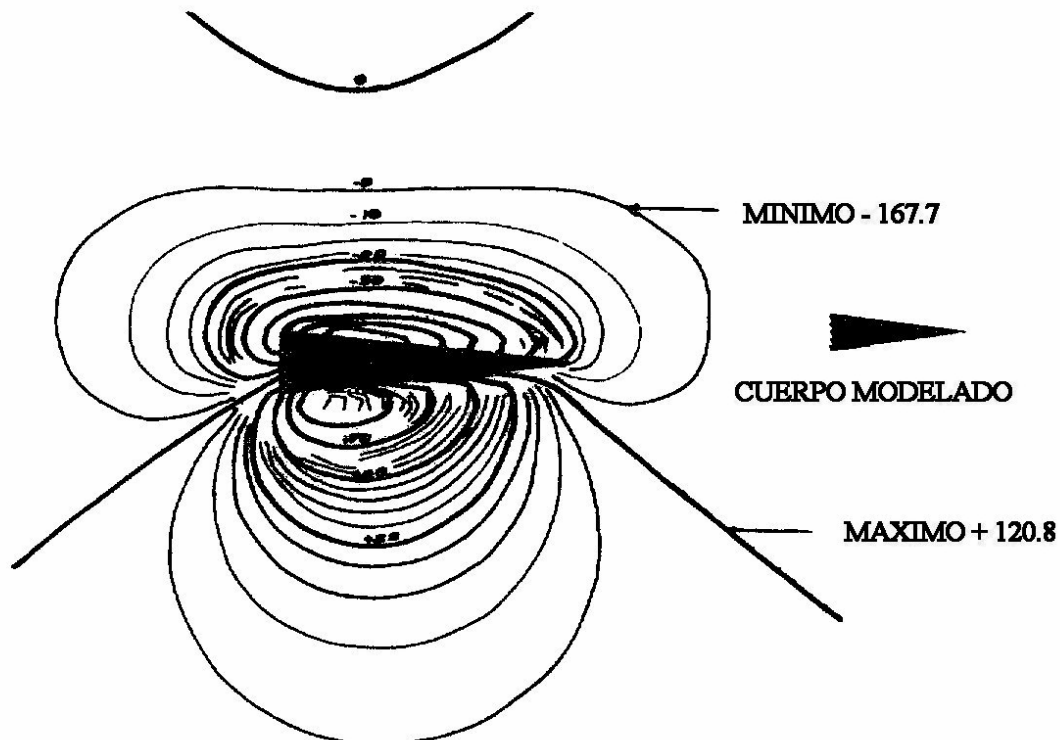


Figura 9.1. Anomalia Magnética dipolar

Al igual que en el caso gravimétrico, la interpretación de las anomalías magnéticas se hace a través de modelos geométricos y su efecto teórico se calcula a partir de la solución de la ecuación general (ecuación 9.1), para la anomalía magnética con una distribución de masa cualquiera (Figura 9.2).

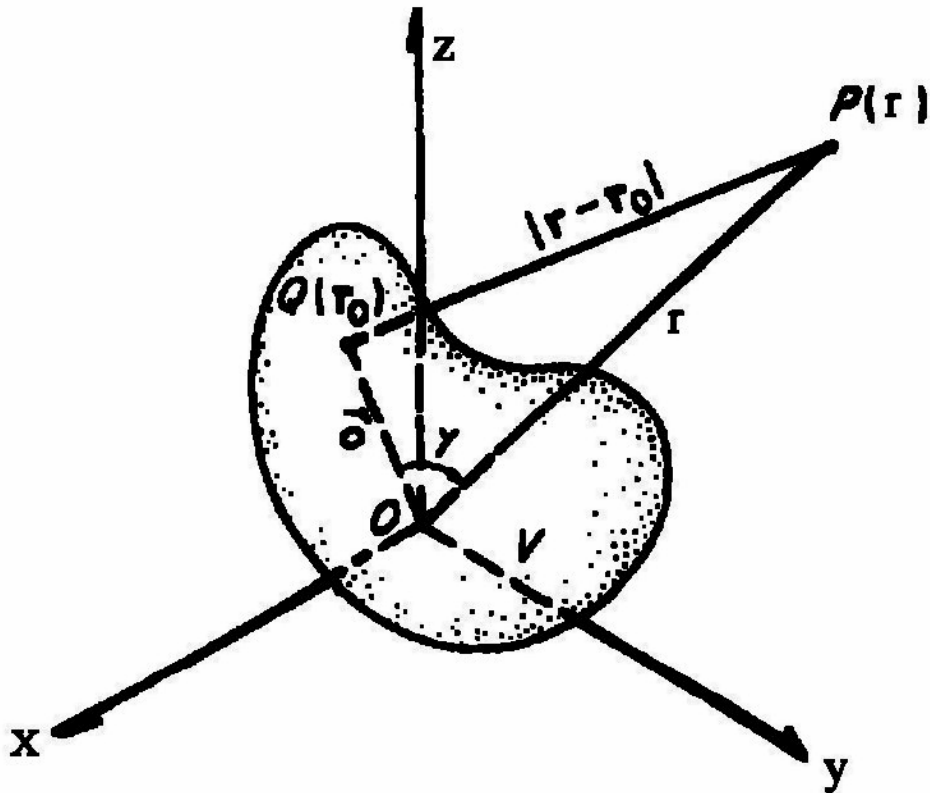


Figura 9.2. Efecto magnético en un punto.

$$H(r) = \nabla \frac{\delta}{\delta \alpha_v} \int M(r_0) \frac{1}{|r-r_0|} d^2 r_0 \quad (9.1)$$

Tomando en cuenta la figura 9.2, en esta ecuación la integral se evalúa para un volumen con la forma geométrica que se desea, en donde:

$H(r)$ = Valor del campo magnético a una distancia r del cuerpo

α = Dirección de la magnetización

$M(r_0)$ = Valor de la magnetización

Entre las diferencias del método gravimétrico con el Magnetométrico, se puede citar al carácter dipolar de las anomalías de este último o el hecho de que existen dos tipos de magnetización que hay que tomar en cuenta, es decir, que el *campo magnético, de la tierra* induce un campo en el cuerpo, que es directamente proporcional a la susceptibilidad magnética de ese cuerpo en particular. Por otra parte, la magnetización remanente es independiente del campo magnético actual y fue adquirida en el momento de formación de la roca.

La magnetización remanente es un campo magnético que el cuerpo o masa rocosa adquiere en el momento de su formación, ya sea al enfriarse, cuando la roca se forma en un proceso ígneo, en el momento de la sedimentación, cuando se trata de una roca sedimentaria o cuando suceden cambios por presión y temperatura en el proceso de metamorfismo.

En la magnetización inducida, el campo inducido siempre estará orientado en la misma dirección del campo inductor, es decir, el de la Tierra.

En la magnetización remanente, el campo que se crea está orientado en la dirección del campo terrestre que existía en el momento de la formación de la roca.

Otro aspecto importante, cuando se hace un levantamiento Magnetométrico, es la componente del campo magnético que se mide. Los equipos de medición existentes sólo son capaces de medir una de ellas, es decir, la componente en la dirección vertical, la componente en una dirección horizontal (N-S o E-W) o la componente del campo total.

El campo total es la suma del campo magnético terrestre, el campo inducido, el campo remanente y los ruidos existentes en el sitio de medición.

Todos los aspectos mencionados con anterioridad hacen que la evaluación de la ecuación 9.1 y, en general, todo el proceso de modelación e interpretación sea más difícil que en el método gravimétrico.

No obstante, el cálculo de los modelos sigue una secuencia igual al caso gravimétrico, esto es, se escoge una de las componentes de campo magnético para evaluar, la geometría del cuerpo y el tipo de magnetización que se va a tomar en cuenta.

La magnetización puede ser la inducida o la suma vectorial de la inducida y la remanente, evaluadas con la ecuación 9.1, para un caso específico. Con estos parámetros definidos se obtiene la fórmula para calcular el efecto magnético, ya sea a lo largo de una línea (sección) o en un plano en donde se configuran líneas de igual valor (isogammas).

Actualmente, en casi la totalidad de los levantamientos que se realizan, se usan magnetómetros de precesión de protón o de bombeo óptico. Estos equipos sólo miden la componente del campo total que está en la dirección del campo magnético terrestre; por esta razón, las ecuaciones presentadas en este manual son las desarrolladas para la componente referida, enfatizándose, en cada caso, si la magnetización considerada es la inducida o si también se incluye la remanente.

Los modelos geométricos que se emplean en la magnetometría son prácticamente los mismos que en gravimetría (Figura 9.3), considerando además el efecto del monopolo imaginario y el del dipolo.

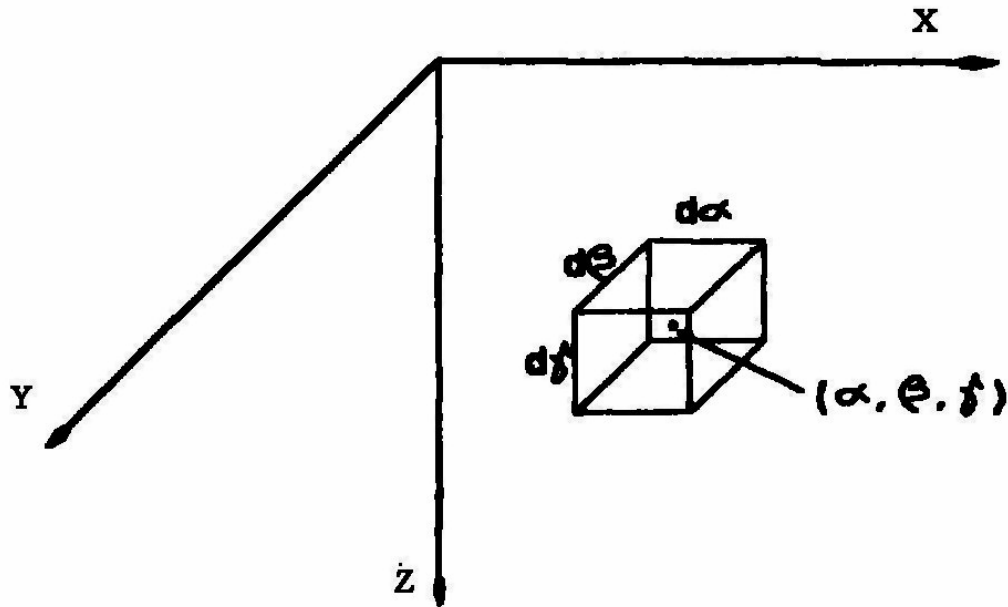


Figura 9.3. Parámetros del modelo geométrico

Los modelos se usan para hacer interpretaciones simplificadas de las anomalías. Dentro de las formas geométricas más utilizadas se encuentran las siguientes:

- Prisma (rectangular o poligonal)
- Escalón o salto de falla
- Placa
- Cilindro (vertical y horizontal)
- Poliedro
- Aproximaciones bidimensionales

Las fórmulas para el cálculo de la anomalía magnética de polo aislado, el dipolo, y la placa horizontal se encuentran publicadas en Telford (1976, págs. 184-191). Las fórmulas para el escalón y la placa tridimensional con magnetización (solamente) inducidas se encuentran publicadas en Grant & West (1965, págs. 320, 350). La fórmula para placa con polarización arbitraria se puede consultar en McGrath & Hood (1973).

La fórmula para el prisma rectangular con polarización arbitraria (figura 9.3), se encuentra publicada en Bhattacharyya (1965) y el prisma poligonal con polarización arbitraria se localiza en Plouff (1976).

Las fórmulas para el escalón y la placa con polarización inducida (solamente), así como el prisma rectangular con polarización arbitraria están en el apéndice M, de magnetometría. También se incluyen los programas respectivos en lenguaje Básic y algunos casos calculados y configurados, para que sirvan de guía en el reconocimiento de este tipo de anomalías en los mapas magnetométricos.

La formulación para el poliedro es demasiado especializada para los fines de este manual por lo que no se presenta. Pero se puede comentar el hecho de que para lograr su desarrollo es necesario convertir la integral de volumen en una integral de línea, a través de conceptos matemáticos, como la integral de Gauss y el teorema de Green. Estos teoremas permiten que el efecto magnético de un cuerpo geométrico sea definido, solamente con la magnetización y sus vértices. El desarrollo completo de esta teoría se encuentra en Gotzeh (1978).

El análisis espectral ha sido utilizado para fines de procesado de la información: continuaciones del campo, cálculo de derivadas del campo magnético y reducción al polo. Para fines de interpretación se emplea en: cálculo estadístico de la profundidad media de cuerpo causante de la anomalía, configuración del relieve del basamento magnético y el cálculo de la profundidad de la isoterma de Curie.

Los conceptos de continuación de campo, derivadas de campo y análisis espectral ya fueron definidas en el Capítulo 5, por lo que sólo se enfatiza la reducción al polo.

La reducción al polo es un proceso mediante el cual el efecto medido en una latitud cualquiera, es transformado a la que se mediría en el Polo Norte de la Tierra, en donde el campo magnético terrestre tiene la dirección vertical hacia abajo. Con esta transformación, el campo magnético inducido tiene las mismas características que el campo gravimétrico. Por lo anterior, las anomalías magnéticas, que se presentan como monopolos, pueden ser interpretadas con la misma facilidad que en gravimetría, al menos en teoría.

El concepto del cálculo del relieve del basamento consiste en encontrar una topografía de la roca del basamento magnético, que pueda reproducir la anomalía magnetométrica del plano suponiendo que la magnetización es por inducción y homogénea, y que entre la superficie y el basamento no existe otra masa magnética.

El concepto de isoterma de Curie se refiere al contorno de la profundidad a la cual, por causa de la presión y temperatura, los materiales que constituyen la corteza terrestre dejan de ser magnéticos. La determinación de esta profundidad resulta ser de gran importancia en ciertas aplicaciones de prospección magnetométrica, como en la geotermia.

El Método de análisis espectral se encuentra descrito en una serie de artículos, como son: Spector & Grant (1970), Bhattacharyya (1968), Bhattacharyya (et al, 1975), Dimitriadis (et al, 1987), Ervin (1977), Cassano & Rocca (1974), Ruotoistenmaki (1983), Hahn (1965), entre otros.

9.2. MODELACIÓN

Para el proceso de interpretación de anomalías magnéticas, también se han elaborado gráficas de curvas características de diversos modelos, como la placa y el prisma con base rectangular (Figura 9.4).

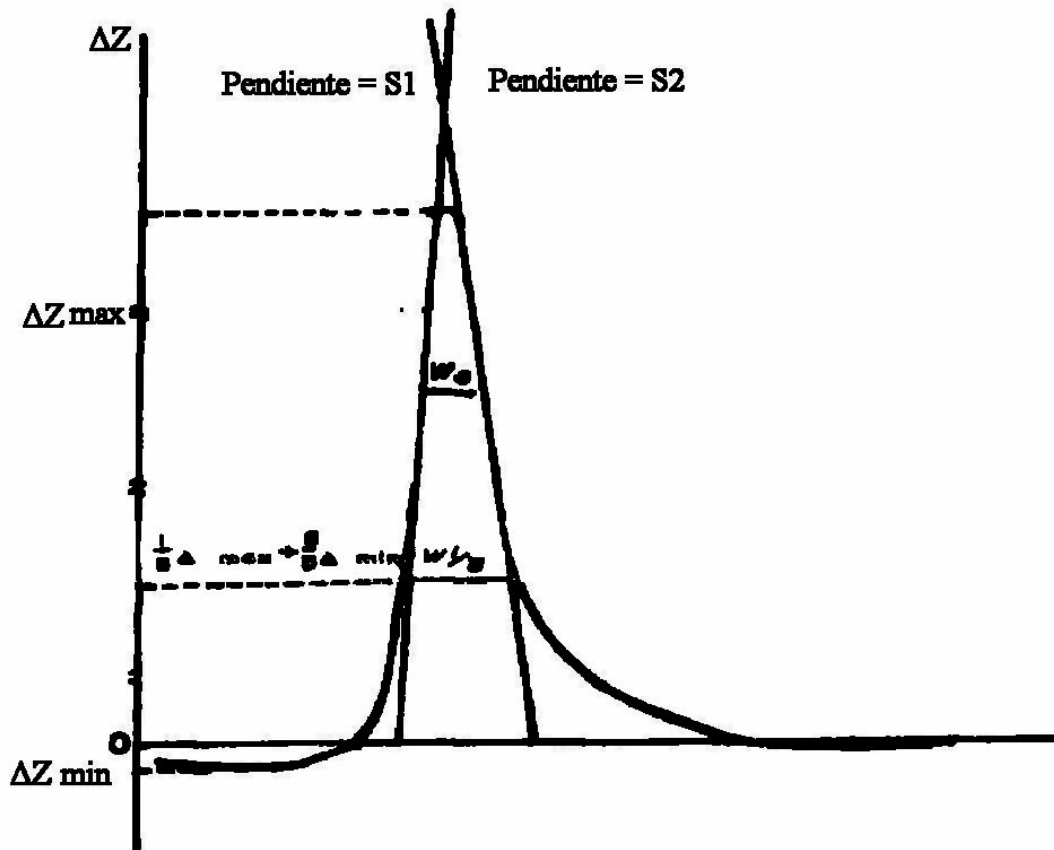


Figura 9.4. Estimación de la profundidad e inclinación para una placa

Las curvas características están publicadas en Grant & West (1965, figuras 11-12 a 11-24). Los parámetros de entrada, de estos gráficos son casi los mismos que en el caso gravimétrico, es decir:

$(W_{1/2})_x$ = Distancia horizontal entre los dos puntos de la sección en donde el valor es un medio del valor máximo.

S_1 = Pendiente máxima positiva,

S_2 = Pendiente máxima negativa

ΔT_{max} = Valor máximo de la anomalía

ΔT_{min} = Valor mínimo de la anomalía

\bar{S} = Valor medio de las pendientes máximas

W_s = Distancia horizontal entre los dos puntos de intersección de las rectas de pendiente máxima y la curva de anomalía

Los parámetros referidos corresponden con la figura 9.4 y figura 9.5 (Grant & West, 1965, págs. 330, 331).

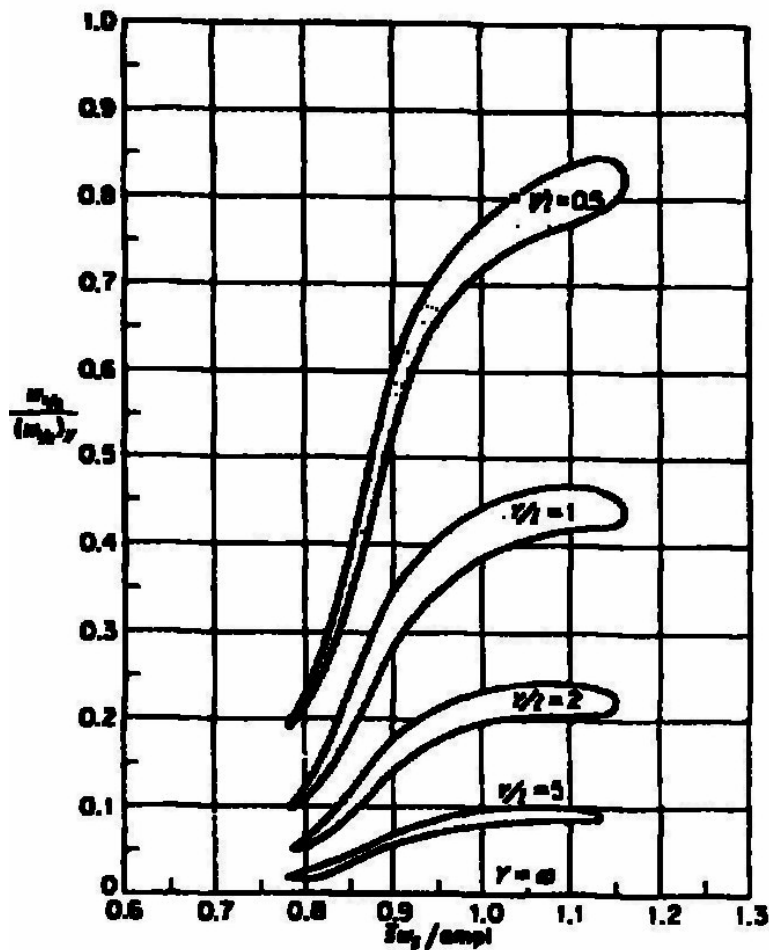


Figura 9.5. Diagrama para estimar el radio del semilargo entre el ancho ($Y / 1$) del campo de anomalía vertical

Este método, que es el más conveniente para los fines del manual, tiene la desventaja de requerir gran cantidad de curvas características y no existe publicado un álbum, por lo que cada intérprete tiene que hacer el suyo propio.

El inconveniente del método de curvas características puede ser salvado, utilizando métodos semiempíricos conocidos en el ambiente geofísico, como "Reglas de Dedo" en la estimación de la geometría del cuerpo causante de la anomalía. Con esta primera aproximación se define un modelo que es ajustado posteriormente en su geometría, mediante el uso de la técnica de prueba y error en un algoritmo computarizado, para mejorar y ajustar el modelo específico. Dos de estos métodos semiempíricos son el de Peters (1949) y el de Sokoloff (1954).

Para estimar la profundidad del cuerpo causante de la anomalía, en el método de Peters, se utiliza la distancia horizontal entre los puntos de tangencia de la curva y la

recta cuya pendiente es la mitad de la recta de pendiente máxima (Figura 9.6). Esta distancia varía entre 1.2 y 2.0 veces la profundidad del cuerpo, dependiendo si éste es muy delgado o muy grueso.

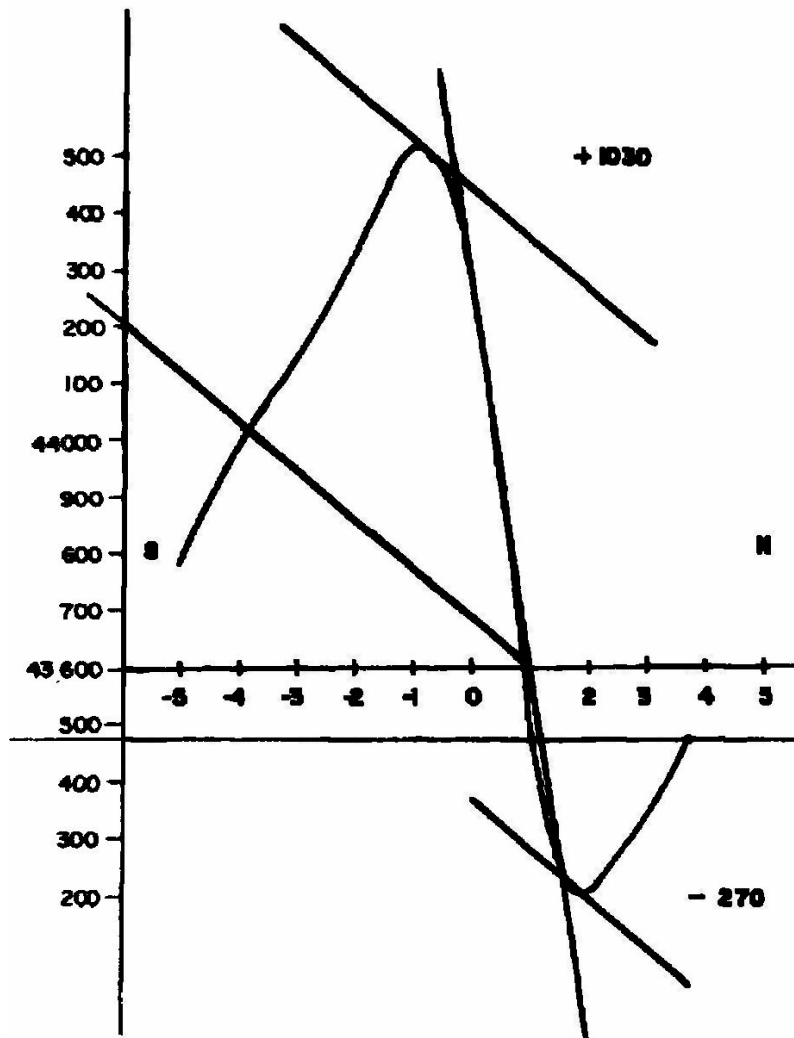


Figura 9.6. Estimación de la profundidad

En el método de Sokoloff, se utiliza la distancia horizontal entre los puntos de intersección de la recta de máxima pendiente y las rectas horizontales tangentes al máximo y al mínimo de la anomalía. Esta distancia es de 1.54 a 3.4 veces la profundidad del cuerpo, dependiendo del incremento del espesor de éste, puede ser desde cero hasta semi-infinito.

Al observar los mapas y secciones de los modelos agrupados en el apéndice de magnetometría, se aprecia que los límites máximos del cuerpo que causa una anomalía, están acotados a lo largo por la distancia horizontal (N-S) entre el máximo y el mínimo; y a lo ancho por los puntos de inflexión de la sección que cruza el máximo en la dirección E-W y que es perpendicular a la línea (sección) que pasa por el máximo y el mínimo.

Con las estimaciones de la geometría del cuerpo (profundidad, largo y ancho), los valores de inclinación e intensidad (obtenidos de las cartas mundiales) del campo magnético terrestre y una aproximación de la magnetización del cuerpo causante de la anomalía; se puede iniciar el proceso de prueba y error. Para ello se usa algún algoritmo computarizado, como el de los programas del apéndice de magnetometría, a fin de ajustar las anomalías teórica y medida, de tal manera que, bajo un criterio geológico realista, se haga la interpretación.

El proceso completo de interpretación magnética se detalla en el siguiente capítulo, aplicado a una anomalía real y los resultados se comparan con los de la prospección gravimétrica efectuada en la misma zona.

10. EJEMPLO DE INTERPRETACIÓN

10.1. CONCEPTOS BASICOS DE INTERPRETACIÓN

Los pasos seguidos en el proceso de interpretación de planos gravimétricos y magnetométricos, exigen la experiencia del intérprete, así como el conocimiento de la teoría y los procesos de cálculo, para poder obtener modelos acordes con las estructuras geológicas del subsuelo.

Dentro de la prospección geofísica, es importante recordar que una anomalía es una desviación de la uniformidad de la propiedad física que se explora. La anomalía constituye una porción de la exploración que es diferente en apariencia de los valores medidos en general.

La experiencia es indispensable para reconocer las formas de las anomalías en las configuraciones de curvas de isovalores (miligales o nanoteslas), que indiquen la presencia de estructuras de interés en el subsuelo.

Con ayuda del conocimiento de la técnica y la experiencia, los planos de anomalías pueden ser comparados con las configuraciones y perfiles de modelos teóricos conocidos, por otro lado, también es factible preestablecer la respuesta de modelos geométricos, capaces de proporcionar un efecto similar al producido por las estructuras geológicas, que concuerden con la realidad.

Con las comparaciones entre las anomalías registradas y los efectos de los modelos, es posible hacer inferencias sobre algún objetivo geológico-estructural con fines mineros, petroleros, geohidrológicos, o geotécnicos. Lo anterior siempre se realiza dentro de las limitaciones propias del método y de la técnica de campo seleccionada.

10.2. ETAPAS EN EL PROCESO DE INTERPRETACIÓN

Los pasos a seguir en el proceso de interpretación son:

- 1) Reconocimiento del plano de anomalía para identificar las formas que pueden ser interpretadas en términos de modelos teóricos e inferir la presencia de posibles estructuras de interés.
- 2) Identificación de las anomalías que se van a modelar dentro de las zonas de interés, seleccionando el modelo que se va a usar.
- 3) Uso de uno del método de aproximación, para estimar la geometría del modelo y el contraste de propiedades físicas, ya sea de densidad o de magnetización.
- 4) Cálculo de la anomalía teórica del modelo con los parámetros obtenidos del paso anterior y comparación con la anomalía de campo.
- 5) Ajuste entre la anomalía teórica y la de campo, por medio de una técnica de prueba y error o automáticamente mediante un algoritmo de ajuste como el de mínimos cuadrados.

- 6) Interpretación de los resultados de la modelación en términos de la geología del área y objetivos buscados.

Es importante recalcar que los pasos mencionados son válidos en gravimetría y en magnetometría, casi siempre se trabaja con distancias normalizadas a unidades de plano, de tal manera que la escala sólo es relevante en la última etapa, cuando los modelos ajustados se ubican en los planos topográficos o geológicos.

10.3. RETACIÓN DE UNA ANOMALIA REAL

Para demostrar el proceso de interpretación de anomalías gravimétrica (Figura 10.1) y magnetométricas (Figura 10.2), se escogió un sitio ubicado en el estado de Michoacán, al sur de la ciudad de Zitácuaro, entre las poblaciones de Aputzio y Benito Juárez.

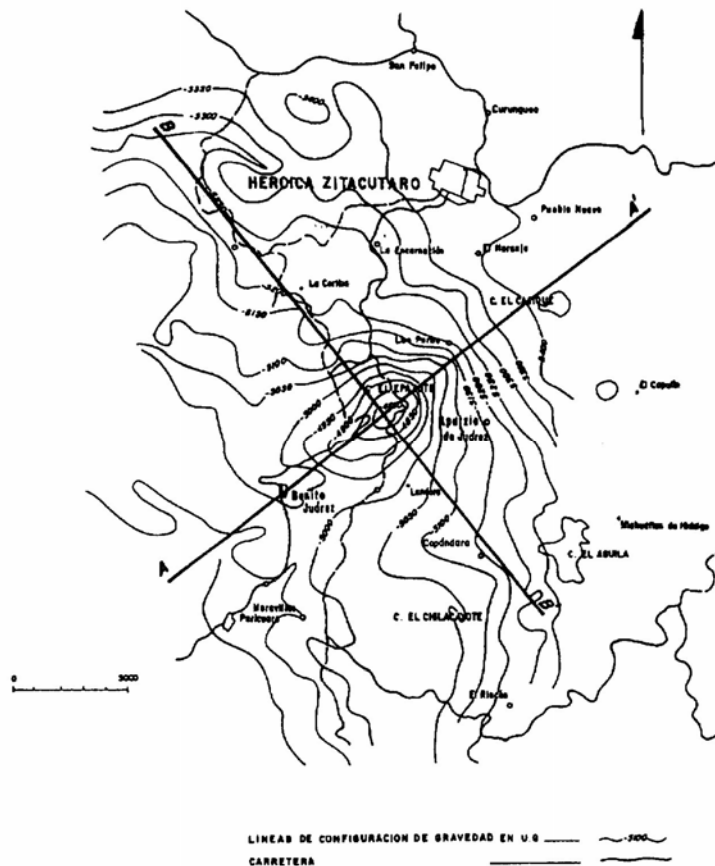


Figura 10.1. Mapa de anomalía gravimétrica

Se seleccionó este ejemplo porque en 61 se dispone de datos gravimétricos y magnéticos de la misma área; las anomalías se encuentran casi aisladas y ambas muestran características de modelos simples (prismas y placas), presentados en la teoría y de acuerdo con las configuraciones exhibidas en el Apéndice M

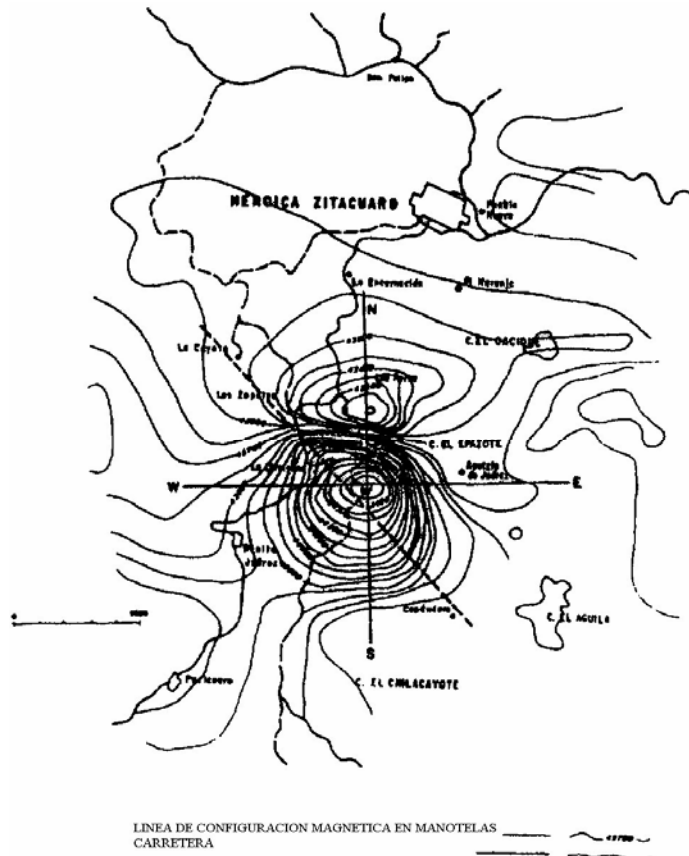


Figura 10.2. Mapa de anomalia magnética

En este lugar, Petróleos Mexicanos realizó levantamientos gravimétricos y magnetométricos que aparecen en las figuras 10.1 y 10.2, respectivamente. El centro del área tiene las coordenadas $19^{\circ} 20'$ de latitud norte y $100^{\circ} 24'$ de longitud oeste. En este lugar, próximo al Cerro del Epazote, se manifiesta una anomalía gravimétrica de forma elíptica, que conforma un máximo en la configuración, así como una anomalía de dipolo magnético, en la que están perfectamente definidos su máximo y su Mínimo.

La secuencia seguida en la modelación e interpretación de los planos de anomalía, es la mencionada en el apartado 10.2, en los primeros 5 pasos; primero para el caso gravimétrico y después para el magnético. La interpretación de los resultados, en términos de la geología y los objetivos, correspondiente al PASO 6, se efectuó en conjunto para las dos anomalías.

La diferencia fundamental entre ambos procesos de modelación es que se utilizaron distancias reales en el primer caso y distancias escaladas en el segundo, con el fin de ilustrar ambos casos.

10.3.1. Caso Gravimétrico

PASO 1. Reconocimiento

El primer aspecto que se infiere al observar la anomalía, es que tiene una forma de elipses concéntricas, lo cual es indicativo de que el cuerpo causante es alargado en dirección NW-SE. De acuerdo con los modelos, este tipo de anomalías son causadas por cuerpos tabulares como los prismas y las placas o por cuerpos cilíndricos horizontales (Grant & West, 1965, pág. 272).

Con el objeto de lograr una primera aproximación a la geometría del cuerpo, en forma de prisma, se consideraron guías como las que aparecen en las figuras 8.3 y 8.4, descritas por Grant & West. En el ajuste del modelo se usó el programa GRA-PRI.BAS, del Apéndice G; así se ilustró, en forma sencilla, el proceso de obtención de la geometría (profundidad, largo, ancho y espesor) del cuerpo, el contraste de densidad, y la manera de utilizar el programa.

PASO 2. Anomalías de Interés

En los planos de configuración de anomalía gravimétrica, generalmente la manifestación de masas contratantes con el medio no ocurre en forma aislada. Por lo tanto, se pueden encontrar varias anomalías o efectos que pudieran parecerlo; debido a ello se deben aislar e interpretar por separado, asignando un modelo para cada una.

En el proceso de reproducción de una anomalía se puede escoger entre varios modelos; sin embargo, el intérprete debe seleccionar un modelo del que se tenga el mayor número de herramientas disponibles, que en este caso son las curvas características (Grant & West, 1965) y el programa.

PASO 3. Estimación de Parámetros

Una vez que se ha asignado un modelo geométrico que sea capaz de reproducir la anomalía y que corresponda con la geología, se emplean las tres curvas características, como las presentadas en el Capítulo 8, para obtener los parámetros de entrada. En el plano se trazan líneas a lo largo de la anomalía, una sobre el eje mayor y otra perpendicular sobre el eje menor, como se muestra en la figura 10.1. Sobre estas líneas se obtienen las secciones que aparecen en la figura 10.3.

En las secciones se aprecia que aunque los valores de la anomalía son negativos, las curvas constituyen un máximo; con un valor de aproximadamente -4800 U.G., que desciende hasta aproximadamente -5100. Si se usa este último valor como el nivel cero de la anomalía, resulta que el valor máximo relativo es de 320 U.G..

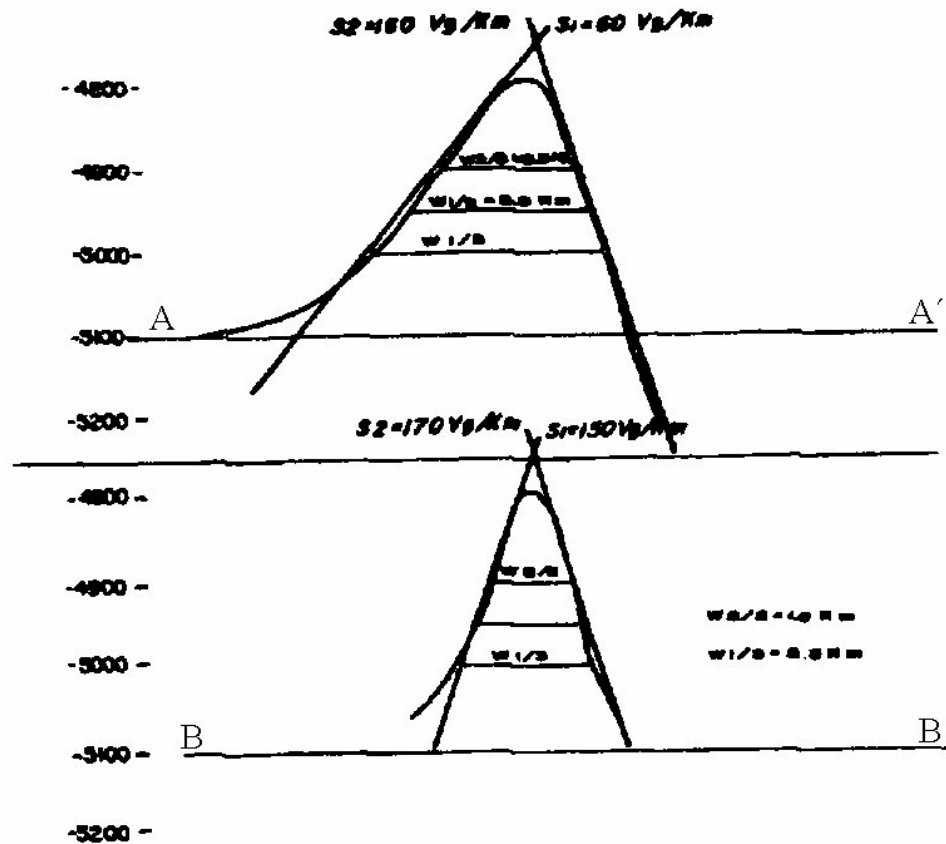


Figura 10.3. Secciones de anomalía gravimétrica

Entonces los valores de entrada para las curvas características de esta anomalía son los siguientes:

$$\begin{aligned}
 W_{1/2} &= 7 \text{ km} \\
 W_{1/3} &= 9 \text{ km} \\
 W_{2/3} &= 4 \text{ km} \\
 (W_{1/2})_y &= 11.4 \text{ km} \\
 S_1 &= 0.0488 \text{ UG/m} \\
 S_2 &= -0.0417 \text{ UG/m} \\
 \Delta g_{\max} &= 310 \text{ UG}
 \end{aligned}$$

Con estos valores se calculan los parámetros siguientes:

$$\begin{aligned}
 \text{Esbeltez} &= |S_1 / S_2| = 0.85 \\
 \text{Agudeza} &= W_{2/3} / W_{1/3} = 0.44 \\
 \text{Elipticidad} &= W_{1/3} / (W_{1/2})_y = 0.79
 \end{aligned}$$

Con la agudeza y la elipticidad se emplea el gráfico de estimación del cociente del semiancho entre largo (Figura 8.5), en el que está marcado el punto para la anomalía de Aputzío, que corresponde con un valor de $Y/1 = 0.5$.

Con la esbeltez y la agudeza se trabaja en las gráficas de la figura 8.6 y figura 8.7, donde el punto para la anomalía de Aputzio queda ubicado en $h/l = 0.15$ y $d = 821$. Si con los valores estimados se usa la gráfica de la figura 8.8, se obtiene:

$$\Delta g_{\max} / 2G\Delta\rho s = 1.6 \quad \text{y} \quad W_{1/3}/1 = 0.90$$

Recordando que todas las unidades deben estar en el sistema cgs y con $G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ din cm}^2 / \text{S}^2$ se realiza el cálculo de 1 y del producto $\Delta\rho s$ conocido como densidad de superficie.

$$\Delta\rho s = 310 \times 10^{-4} / [2 \times 1.6 \times 6.67 \times 10^{-8}] = 14.5 \times 10^{-4}$$

$$1 = 9 / 0.9 = 10 \text{ km}$$

Finalmente se hace el cálculo de h y Y :

$$h = 1.5 \text{ km}$$

$$2Y = 5 \text{ km}$$

Suponiendo algún valor para p se establece una estimación del espesor a y viceversa; aquí es donde aparece el problema de ambigüedad en los modelos de inversión.

Esta forma no es la única para determinar los parámetros iniciales del modelo; pero sí una de las más efectivas y completas. No obstante, tiene la desventaja de que es necesario contar con un álbum de curvas características. Los álbumes de curvas características pueden ser adquiridos con los autores, o pueden ser elaborados por el intérprete, a partir de un programa que calcule la anomalía teórica.

Paso 4. Cálculo de la Anomalía

De acuerdo con los parámetros del modelo inicial obtenido se infiere que: la anomalía puede ser producida por un cuerpo tabular (placa) de aproximadamente 5 km de largo por 4 km de ancho. Según la esbeltez y suponiendo un contraste de densidad de 0.5 gr/cm^3 , la profundidad al borde superior debe ser de 1.5 km y se extiende hasta 11.5 km de profundidad.

Para corroborar lo anterior se modela el efecto de este cuerpo.

Esto se hace por medio de una ecuación, como la 10.1 (Grant & West, 1965, p 274) con la que es posible calcular un perfil perpendicular al rumbo de la placa, como los AA'. Otra de estas ecuaciones es la G.2, que se encuentra en el Apéndice G (Dezsö, 1966), para un prisma de base rectangular.

$$\Delta G(x) = 2G\Delta\rho s \left(1 \operatorname{send} \left(\ln \frac{A-Y}{A+Y} - \ln \frac{B-Y}{B+Y} \right) \right) + \cos d \left(\operatorname{tab}^{-1} \frac{Y(1+h \operatorname{send} - x \cos d)}{A(x \operatorname{send} + h \cos d)} \right) - \tan^{-1} \frac{Y(h \operatorname{send} - x \cos d)}{B(x \operatorname{send} + h \cos d)} \quad (10.1)$$

Los resultados del programa con los datos definidos en el párrafo anterior, se agrupan en la figura 10.4, en donde se muestra el ajuste obtenido para los dos perfiles AA' y BB', entre la configuración de los datos de campo y la teórica.

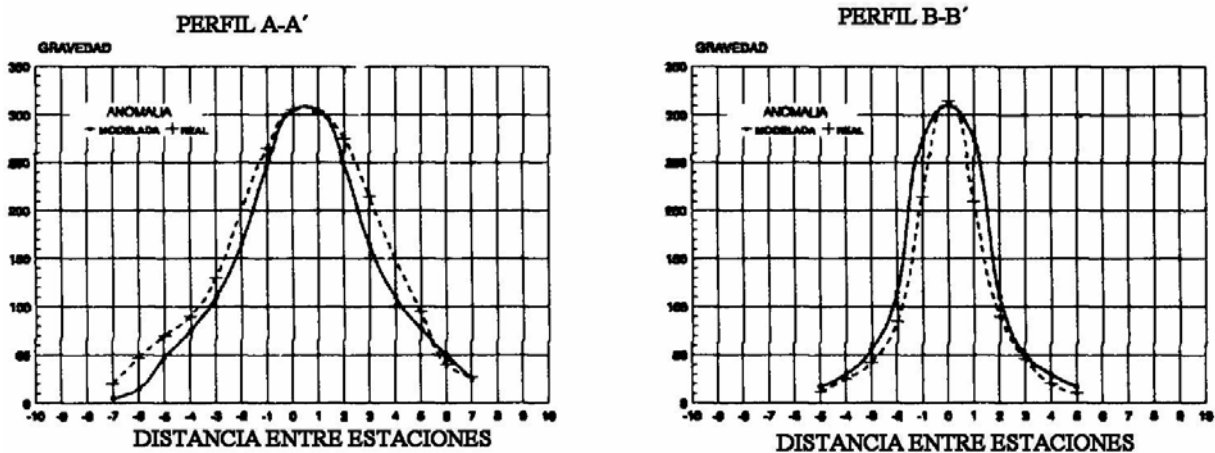


Figura 10.4. Comparaciones de secciones

En ambas secciones se nota que el ajuste es aceptable y que el modelo propuesto es el adecuado. Además la figura 10.5 es el plano del efecto gravimétrico producido por el modelo; esta configuración es cercana a la del plano de anomalía. Con este se deduce que la estructura geológica generadora de la anomalía gravimétrica en Aputzío, debe estar contenida aproximadamente dentro de los límites marcados por la geometría del modelo.

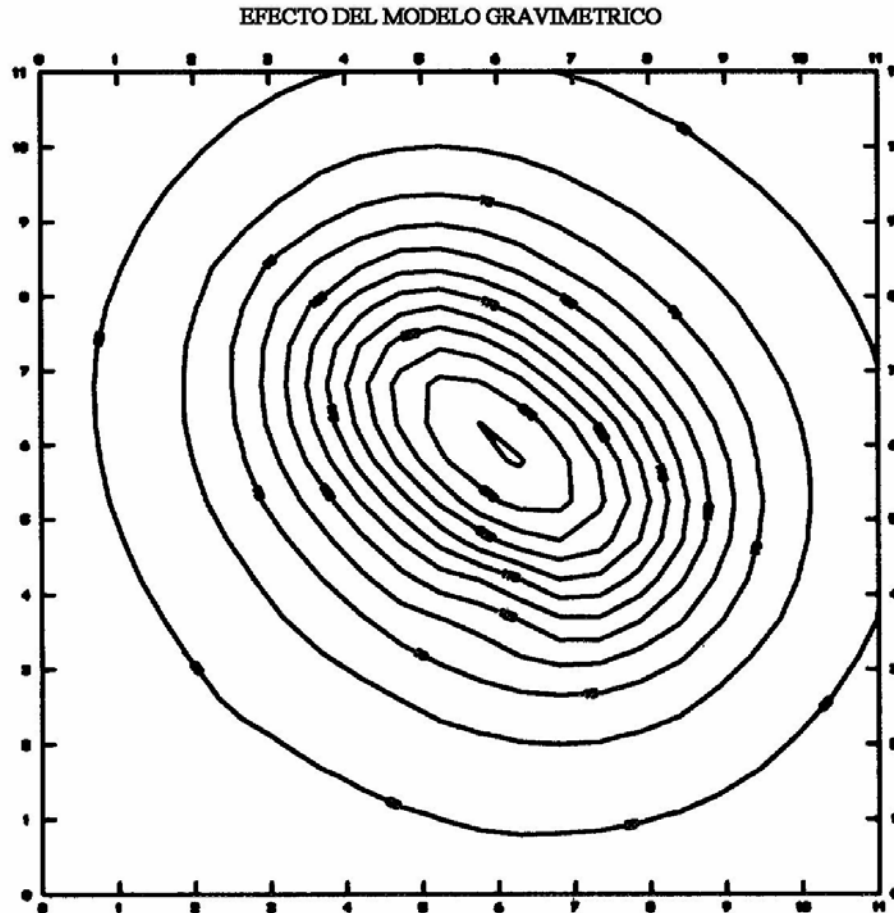


Figura 10.5. Plano del efecto gravimétrico del modelo

PASO 5. Ajuste de la Anomalía

Con los resultados presentados en la figura 10.4, es evidente que no es necesario hacer un ajuste de mayor precisión entre la anomalía teórica y la de campo. Sin embargo, si existieran discrepancias serias entre las dos configuraciones, es indispensable ajustar los parámetros geométricos hasta que el ajuste fuera satisfactorio.

10.3.2. Caso Magnetométrico

Ahora se estudia la modelación del plano de anomalía magnética de Aputzío. Se siguen los mismos pasos que en el plano gravimétrico, tomando en cuenta que el levantamiento se efectúa con una altura de vuelo de 4000 m sobre el nivel del mar y que el nivel topográfico medio del área es de 1600 m.s.n.m.

PASO 1. Reconocimiento

La anomalía dipolar está claramente definida y tiene su máximo al norte del mínimo. De acuerdo con la teoría descrita, en el Capítulo 3, se infiere que: la magnetización

debe ser de tipo inducido y que la remanencia, si existe, debe tener la dirección del campo magnético terrestre actual.

La forma de la anomalía es semejante a las que producen los prismas de base rectangular o poligonal, como se puede apreciar en los modelos exhibidos en el Apéndice M.

PASO 2. Anomalías de Interés

Como esta anomalía se presenta aislada, se facilita observar que su forma es parecida a las producidas por los modelos tabulares sencillos, como el prisma y la placa. La elipticidad de la anomalía es casi 1, por lo que se puede escoger el prisma como el modelo para la interpretación.

PASO 3. Estimación de Parámetros

También es común el uso de curvas características para la modelación magnetométrica. Sin embargo, la cantidad de curvas necesarias para la obtención de los parámetros geométricos del modelo inicial las hace poco interesantes.

Debido a ello se optó por una estimación más sencilla, aunque menos precisa, que lleva al uso del programa para el cálculo del efecto magnético de los prismas de base rectangular, con el que se practica el proceso de prueba y error. El programa usado se llama BATA.BAS, está escrito en BASIC y es el algoritmo que evalúa la ecuación para calcular el efecto buscado (ecuación M.1). Tanto el programa como la ecuación mencionada se encuentran en el Apéndice M.

Existen varias reglas de dedo para estimar la profundidad, como las de Peter (1973) o Sokolov (1956). En caso de contar con las configuraciones de segunda derivada, se usan las llaves de Vaquier (en Grant, 1965).

El cálculo del largo y el ancho del prisma, se hace con base en los puntos de inflexión de dos secciones perpendiculares: la primera debe cruzar el máximo y el mínimo de la anomalía, con una dirección general norte-sur; la segunda, que es perpendicular a la primera, cruza al máximo con dirección este. En la estimación de la geometría también interviene la amplitud total de la anomalía y la distancia entre el máximo y el mínimo (Figura 10.6).

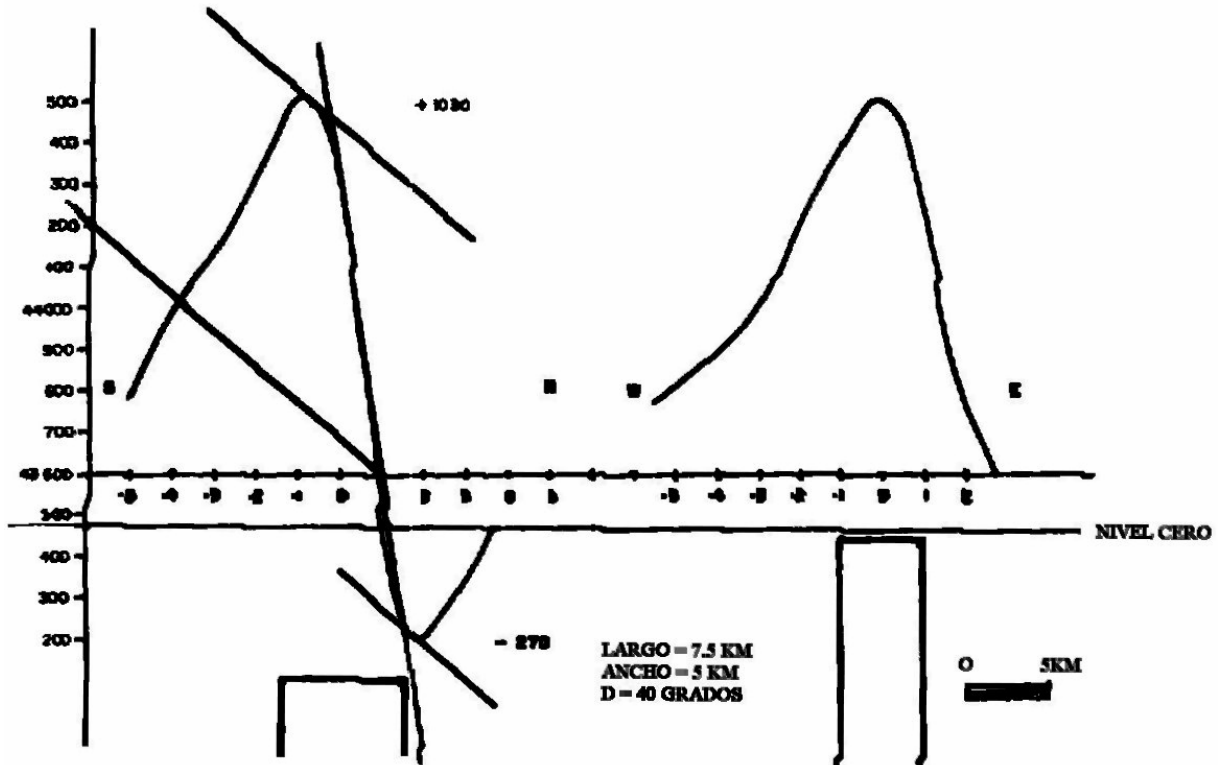


Figura 10.6. Secciones de la anomalía observada

En las secciones NS y EW, tomadas de la figura 10.2 y con valores del orden de 40 000 gammas, se dibujan las líneas de: máxima pendiente, un medio de la pendiente máxima así como los puntos de inflexión. Con estos valores se estiman los parámetros iniciales del modelo.

Para poder comparar estas secciones con las del efecto de un modelo o anomalía teórica, se debe asignar un nivel cero del campo inductor. De esta forma parte de los valores son positivos y otros son negativos. La definición de este valor se efectúa, en primera instancia, a partir de la relación máximo-mínimo de modelos calculados para el valor de la inclinación del campo magnético terrestre en el sitio estudiado, que es aproximadamente de 44600 gammas.

Con los valores de las pendientes, puntos de inflexión y el nivel cero, se establecen los parámetros estimados para el modelo, que son:

Largo = 7.5 Km
 Ancho = 5.0 Km
 Profundidad = 3.93 Km bajo el nivel de vuelo o
 Profundidad = 1.53 Km bajo el nivel medio topográfico

El rumbo entre la máxima elongación de la anomalía con respecto al norte, generalmente, es similar al rumbo del largo del cuerpo (línea punteada en la figura 10.2), que en esta anomalía es de 50 grados. Con las cartas mundiales de intensidad

de campo magnético total e inclinación magnética se calcula el orden del campo inductor, que es de 43600 gammas y la inclinación del campo de unos 50 grados.

Con los parámetros anteriores sólo falta determinar el valor de la magnetización, que en este cuerpo se produce por inducción. La magnetización se establece con la susceptibilidad magnética de la roca, multiplicada por el valor del campo inductor. Una forma de definir este valor se logra suponiendo un valor inicial y variándolo en un programa que calcule el efecto del modelo, hasta alcanzar el valor de la anomalía. Se empleó esta forma de estimar la magnetización para el ejemplo, con ayuda del programa BATA.BAS.

PASO 4. Calculo de la Anomalía

Las fórmulas para el cálculo de la anomalía teórica de los prismas de base rectangular, Bhattacharyya (1964), se desarrollaron para un escalamiento y sin considerar dimensiones reales, por lo que la unidad fundamental de referencia es la distancia de muestreo (tamaño de retícula). A esta distancia escalada se le denomina longitud de rejilla y todas las distancias, como largo o semiancho, serán referidas a esta unidad.

En el mapa de anomalía magnética original, la escala fue de 1:250,000 y el muestreo se hizo a cada 1250 m en el terreno, que equivalen a 0.5 cm en el plano, que constituye la unidad de cálculo.

Entonces los parámetros geométricos iniciales de cálculo del modelo, en longitud de rejilla, son los siguientes:

Profundidad = 3.1 U.R.

Largo = 6.0 U.R.

Ancho = 4.0 U.R.

Angulo = 50°

U.R. = unidad de rejilla

Y los parámetros magnéticos son:

Inclinación del CMT	=	50°	
Declinación del CMT	=	0°	
Magnitud de la magnetización	=	500 gammas	

Y se supone:

Campo inductor	=	46000 gammas
Susceptibilidad magnética del cuerpo	=	10.9 x 10 ⁻³ ucgs

PASO 5. Ajuste de la Anomalía

Los resultados del cálculo se muestran en la figura 10.7 en la que se observan las secciones sur-norte y la oeste-este medidas y estimadas. Las dos anomalías difieren mucho, sobre todo en amplitud, por lo que se deben modificar los parámetros iniciales.

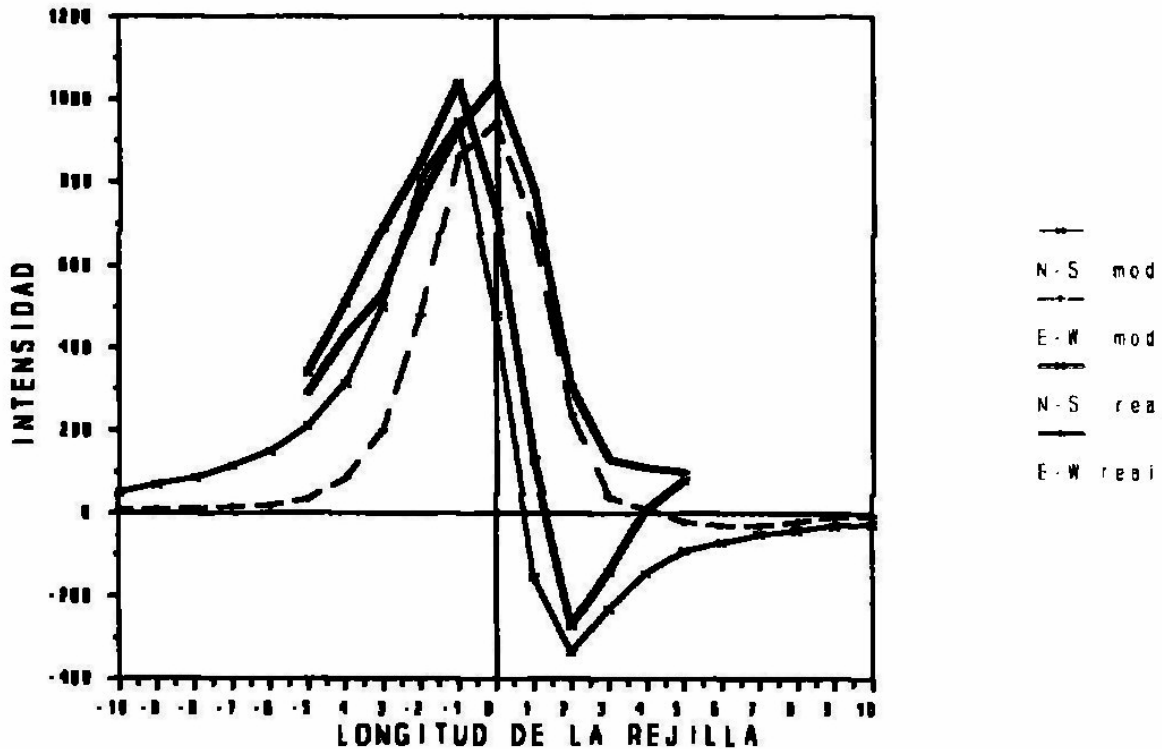


Figura 10.7. Comparación de secciones magnéticas

Durante el ajuste del modelo, los primeros parámetros modificados fueron la magnetización y la posición del nivel de referencia. Para alcanzar la amplitud total de la anomalía y la relación máximo-mínimo propia de la latitud de estudio, los nuevos valores son:

Magnetización = 2300 gamma s
Nivel cero = 43470 gammas

Con estos nuevos valores se logró el ajuste mostrado en el plano de efecto del modelo de la figura 10.8.

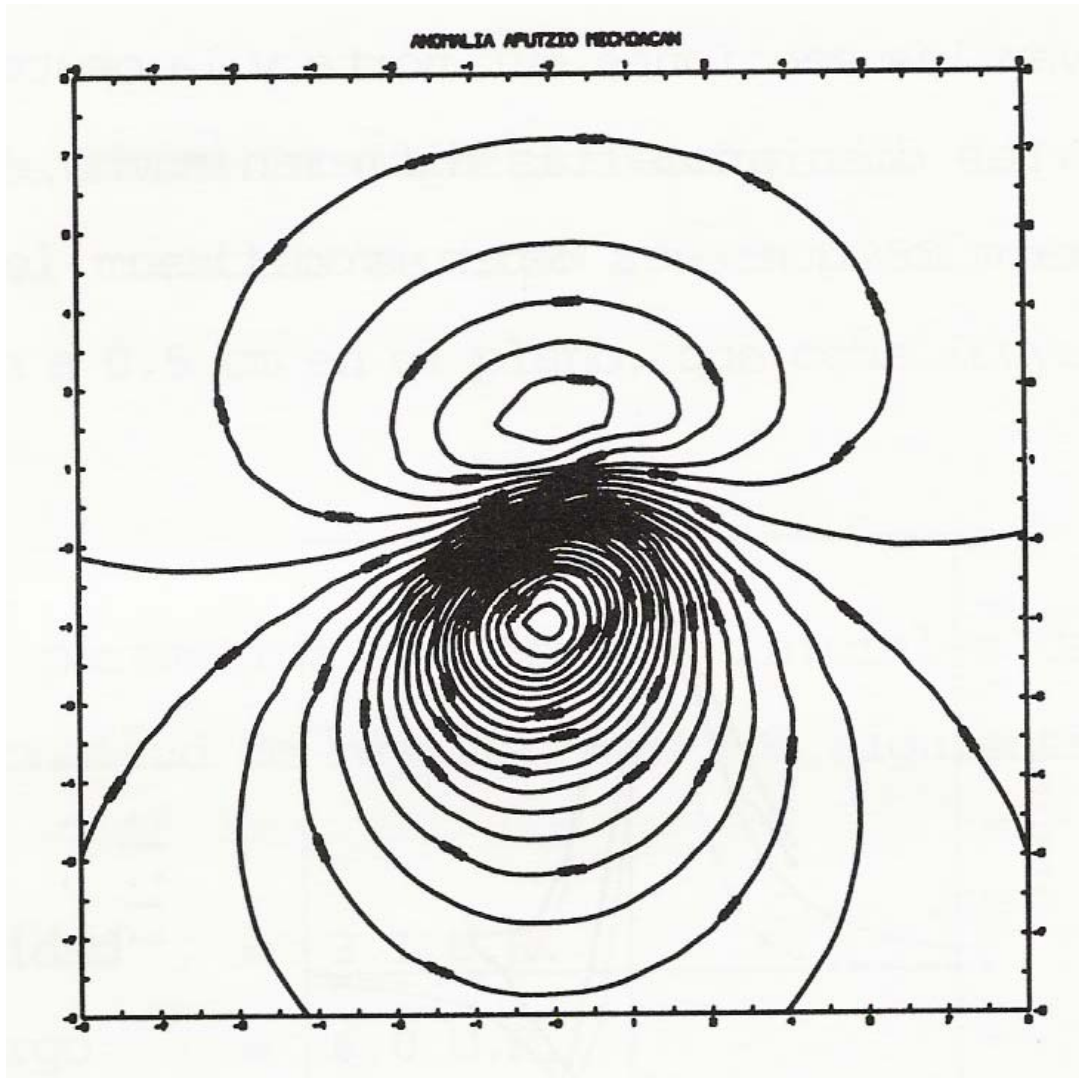


Figura 10.8. Efecto magnético del modelo

En este plano es notorio el parecido que se logra respecto a la amplitud total de la anomalía medida y en la relación máximo - mínimo; pero la distancia existente entre el máximo y el mínimo es mayor que en la de la anomalía de campo. Por esta razón. Se modificaron el ancho y el largo del modelo, se usaron los valores calculados con el método gravimétrico de 5 y 4 km respectivamente.

Se obtuvo como resultado el plano mostrado en la figura 10.9, que presenta un mejor ajuste con la anomalía de campo (Figura 10.2).

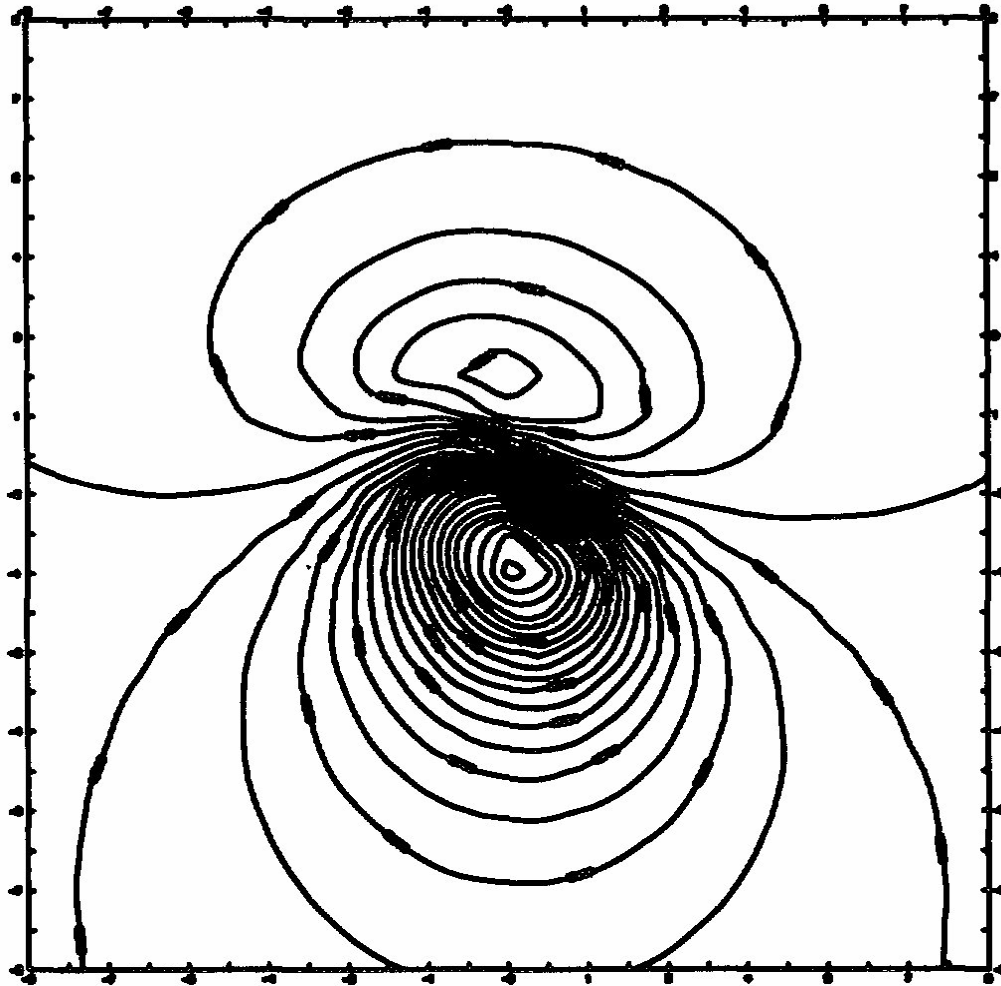


Figura 10.9. Plano de anomalia calculada

10.4. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

En esta parte se conjunta la información adquirida con ambos métodos y se debe tomar en cuenta la ambigüedad de la modelación. Aunque los ajustes logrados en los incisos anteriores parecen adecuados, existen otros modelos con los que se podría obtener un ajuste similar. Por ahora se considera que si los dos métodos proporcionan un modelo parecido, aumenta la confianza en las suposiciones surgidas durante la modelación.

Esta parte del proceso interpretativo es tan importante o más que las anteriores: aunque aquí, los elementos de criterio no son únicamente geofísicos. Estos son de carácter geológico y están directamente relacionados con la escala de la exploración y el objetivo; que puede plantearse en cualquier rama de la ingeniería.

PASO 6. Interpretación de Resultados

Tomando como referencia la carta E14A35 del INEGI en sus versiones topográfica y geológica, se determinó que la zona de las anomalías corresponde con la manifestación superficial de un antiguo volcán, en El Cerro del Epazote, región caracterizada por afloramientos de derrames de basalto.

De la información disponible se infirió que las dos anomalías son causadas por el cuerpo principal de magma que dio origen a los cuellos volcánicos de la zona. Como los cuellos volcánicos cercanos (volcán Hoya del Plaguey, La Escondida) no manifestaron alteraciones en los campos, la masa rocosa que conforma el cuerpo causante de las anomalías, debe estar a una profundidad de 1500 m bajo el nivel medio topográfico.

Las dimensiones del cuerpo establecidas fueron: 5 km de largo por 4 km de ancho y con un espesor de 10 km; su contraste de densidad fue de 0.5 gr/cm^3 , con respecto a la densidad media de las rocas de la zona; la susceptibilidad magnética calculada del modelo fue de 52.9×10^{-1} .

El volumen porcentual equivalente de magnetita se determinó de acuerdo con las gráficas de porcentaje de magnetita, como las recopiladas por Balsley & Buddington, o Mooney & Bleifuss (Grant & West, 1965, p 367-368) y en el modelo analizado correspondieron con un volumen porcentual equivalente de magnetita de 18%.

10.4.1. Correlación de Resultados

Se presupone una densidad de 2.7 gr/cm^3 , para la roca que encajona el cuerpo anómalo, que constituye una densidad baja para los basaltos, así como una susceptibilidad magnética promedio de 6×10^{-3} uchs con un contenido porcentual de magnetita de 2%. Las suposiciones mencionadas implican un aumento en la densidad de 2.7 a 3.14 gr/cm^3 , y un incremento de 15% en el contenido del volumen de magnetita en el cuerpo productor de la anomalía. De acuerdo con el razonamiento siguiente, se tiene que: Para 1 cm^3 de roca encajonante, con una densidad de 2.7 gr/cm^3 y un contenido del 25%, de magnetita, cuya densidad promedio es de 5.1 gr/cm^3 la contribución de magnetita a la masa de la roca es:

$$5.1 \times 0.02 = 0.102 \text{ gr}$$

y el 98% restante contribuye con:

$$2.7 - 0.102 = 2.598 \text{ gr}$$

Si ahora se supone que la roca (del cuerpo anómalo) contiene 20% de magnetita, la contribución a la masa de la roca es:

$$5.1 \times 0.20 = 1.02 \text{ gr}$$

y el peso del material restante, que es del 80%, es de:

$$2.598 \times 80/98 = 2.1208 \text{ gr}$$

que sumado al valor anterior proporciona la nueva densidad de:

$$3.14 \text{ gr/cm}^3$$

El contraste de densidad entre las dos rocas es de $3.14 - 2.7 = 0.44$, que concuerda aproximadamente con el contraste de 0.55 calculado en la modelación gravimétrica:

10.4.2. Interpretación Final

Desde el punto de vista geológico, la interpretación final proporciona como resultado que el cuerpo anómalo es una masa ígnea y, probablemente, fue la fuente de los derrames en los volcanes de El Epazote, Hoya de Maguey y La Escondida.

Esta interpretación puede ser modificada en cuanto se conozcan datos directos de la densidad y de la magnetización de las rocas involucradas en la geología del sitio y de la masa anómala.

Esta masa debe estar constituida por una roca del tipo máfico, con un contenido en volumen de magnetita de 18% y con una densidad aproximada de 3.2 gr/cm^3 . Sus dimensiones son de $5 \times 4 \times 10 \text{ km}$, a una profundidad aproximada de 1.5 km, por debajo del nivel medio topográfico.

El último paso de la interpretación es la implicación de la presencia de la masa de roca, dentro del marco de las disciplinas de la geología económica.

Aunque existen otras formas de interpretación para los datos de los levantamientos de gravimetría y magnetometría, se escogió esta por ser muy económica, rápida y la más fácil de aplicar para los fines que persigue este manual.

11. NORMAIVIDAD EN LOS MÉTODOS POTENCIALES

11.1. DESARROLLO DE UNA NORMA TÉCNICA

En el desarrollo de cualquier actividad económica de servicio o de producción, es indispensable establecer, desde el principio, las características de ésta. Es fundamental conocer las cualidades, cantidad y presentación del producto o servicio que se solicita u ofrece.

En todos los países industrializados existen las denominadas normas industriales, las cuales determinan la calidad que deben reunir los productos o servicios, tales como: tipo, calidad, cantidad de material con que se realizan, especificaciones de producción, control de calidad y seguridad del producto terminado. Así los bienes y servicios poseen las características exigidas por la norma, independientemente de quien los proporcione y éstos se encuentran en un cierto intervalo de precios dentro del libre mercado.

En la prospección geofísica, en cualquiera de sus métodos y aplicaciones, es conveniente establecer este tipo de normas o, por lo menos, las características mínimas para la ejecución de un trabajo, con un fin y un método específico.

En exploración geofísica se entiende como norma, al conjunto de pasos y características que llevan a la aplicación de un método geofísico, enfocado a un objetivo específico. Estas pueden ser: determinación del objetivo, selección del método óptimo, campo de aplicación, alcances, limitaciones, equipo, etc.

Es necesario considerar que los resultados deben ser acordes con el método y con los objetivos y alcances planteados en un proyecto de exploración. Debido a ello, cada una de las actividades debe estar bien definida, de tal manera que no exista duda de los pasos a seguir, los alcances y limitaciones de los métodos que se apliquen, así como de los resultados que se pueden obtener con los datos adquiridos en un área determinada.

Este grupo de conceptos suele ser difícil de definir cuando se desea normar un campo muy amplio, pues frecuentemente surgen casos especiales en los que es prácticamente imposible aplicar alguno o algunos de los aspectos de una norma. No obstante, el contar con estas normas facilita, en gran medida, cualquier relación de compraventa de un servicio geofísico. No se debe olvidar que una norma es una forma de enfrentar el problema, con la mayoría de los aspectos establecidos, mas no representa la solución del mismo.

La aplicación y uso de los métodos potenciales gravimétrico y magnetométrico, no constituye una excepción en la necesidad de conocer cuáles son los requerimientos mínimos de su ejecución, con un margen razonable de probabilidad de éxito.

En los métodos potenciales de exploración, los parámetros fundamentales en la planeación y evaluación de un levantamiento son:

- Sensibilidad del equipo
- Distancia entre los puntos de medición
- Dimensiones y profundidad del objetivo
- Contraste de propiedades físicas
- Magnitud de las correcciones que se aplican a los datos

Como ejemplo se menciona el uso del método gravimétrico en dos casos: a) para el reconocimiento estructural a fin de seleccionar un sitio para la construcción de una obra civil grande, como puede ser una presa almacenadora de agua para gran irrigación y b) la localización y evaluación de posibles cavernas en un sitio de construcción de un complejo habitacional.

Es claro que los requerimientos de precisión de las mediciones, la densidad del muestreo, el tipo de correcciones, el procesado, la interpretación y la presentación de los resultados son diferentes en cada caso.

De hecho, en el reconocimiento estructural se requiere de la exploración de áreas relativamente grandes, con distancias de muestreo, también amplias; éstas pueden ir de unos 100 m hasta más de un kilómetro, los levantamientos de este tipo quedan normalmente fuera de la economía de proyectos como los de Ingeniería Civil o geohidrológica, por eso lo más conveniente es buscar planos de anomalía de levantamientos realizados por las empresas que ejecutan exploración gravimétrica con otros fines, como exploración petrolera, minera, geotérmica, etc.

Si alguna institución ha realizado un levantamiento en la zona de interés se debe evaluar el costo de dicha información y compararlo con el que implica el hecho de elaborar un nuevo levantamiento. Cuando se decide adquirir la información, recopilada por dicha institución o compañía, debe ser reinterpretada, en términos del objetivo del proyecto, o para definir zonas en las que se llevarán a cabo levantamientos locales a detalle, en caso de ser necesarios.

En la exploración por cavidades es muy poco probable que exista información previa de una zona tan pequeña y con el detalle necesario, ya que la densidad de muestreo puede llegar a ser de hasta unos 20 cm y la sensibilidad del gravímetro de hasta una centésima de miligal, lo cual requiere del uso de un microgravímetro.

Debido a lo anterior, el levantamiento de campo deberá ser efectuado por la empresa interesada en el proyecto y tendrá que ser planeado tomando en cuenta las dimensiones mínimas de la cavidad que se desea detectar, así como la profundidad máxima a la que conserva su interés geotécnico. De esta forma se hace el cálculo del efecto de la cavidad, por medio de modelos.

Con el efecto del modelo se puede decidir si se emplea un gravímetro de alta precisión (microgravímetro), o si es más conveniente utilizar el método de gradiente, con un Gravímetro normal. Así se estima la densidad de mediciones que se va a

necesitar en el área, con lo que aumenta la posibilidad de cumplir los objetivos planteados.

Otro factor fundamental es la variación del campo gravimétrico terrestre normal, que determina la magnitud de las correcciones que se deben aplicar a los datos de campo, pues si el nivel de las variaciones de la señales indeseables (ruido), es de magnitud comparable con la del efecto producido por las cavidades buscadas, entonces la interpretación de los datos resultará muy difícil o hasta imposible.

11.2. ESPECIFICACIÓN DE LAS NORMAS TECNICAS

Para implementar una norma técnica de aplicación en los métodos gravimétrico y magnetométricos, con objetivos geohidrológicos o geotécnicos, se deben establecer perfectamente los siguientes puntos:

- Objetivos
- Método a utilizar
- Limitaciones
- Especificaciones de equipo
- Accesorios
- Trabajo de campo
- Características mínimas de los datos
- Especificaciones del procesado de los datos
- Requerimientos de cómputo
- Programas o paquetes de modelado necesarios
- Modelado requerido
- Términos en que se debe hacer la interpretación
- Integración con otra información
- Presentación de resultados

En algunos casos, el planteamiento de los puntos anteriores, debe ser rígido y en otros debe dejarse un margen. Esto depende de las condiciones existentes en el sitio y está subordinado a los resultados de pruebas de campo, que deben ser especificadas en la norma técnica.

12. ESPECIFICACIONES DE CONTRATACIÓN Y COSTOS

12.1. UNIDADES DE COSTO

En la relación compraventa de un producto o servicio, existen diversos aspectos que definen, por un lado, las características del servicio que se contrata y, por otro, los resultados reales que se pueden ofrecer. La definición clara y concisa de estos aspectos evitará un conflicto de intereses.

A continuación se definen los conceptos y parámetros relevantes, que deben ser tomados en cuenta durante la contratación de un servicio, como es el de exploración por métodos potenciales. El propósito de este capítulo no es dictar normas de contratación, sino llamar la atención acerca de los aspectos que influyen en el costo del servicio.

La exploración gravimétrica en geohidrología y geotecnia se emplea en exploración de áreas pequeñas con mediciones en la superficie del terreno, mientras que la exploración magnetométrica se efectúa con mediciones en la superficie del terreno o en el aire, desde un avión o helicóptero. La magnetometría aérea puede reducir significativamente los costos de un levantamiento, cuando los accesos al área de estudio son escasos o nulos, la topografía es difícil y la vegetación es densa.

En el caso de la exploración terrestre se acostumbra desglosar los costos en términos de estación medida y en el caso de la exploración aérea por kilómetro explorado. Ambos términos resultan ser ambiguos, pues, los costos unitarios difieren en un intervalo muy amplio de proyecto a proyecto y dependen mucho del volumen de trabajo.

La falta de un criterio único en la definición de la unidad de costos de referencia para los precios unitarios, obliga a que se desglosen los costos en función de otros factores que definan, para cada caso, cuál es el precio unitario real por estación o por kilómetro.

Esta situación tiene como consecuencia que, al contratar un servicio de este tipo, se deben especificar claramente los objetivos. De esta forma quien ofrece el servicio puede realizar el planteamiento completo del proceso exploratorio y el desglose de los costos para llegar al precio unitario.

12.2. TERMINOS DE REFERENCIA DE TRABAJO

La relación que se presenta al contratar un servicio de exploración geofísica, implica la elaboración de un documento por parte de quien solicita el trabajo, que se denomina Términos de Referencia, y otro por parte de quien lo ofrece, llamado Propuesta de Trabajo. En estos documentos se debe especificar claramente: Lo que espera del trabajo quien lo contrata y lo que ofrece así como la forma de realizarlo de quien lo ofrece, incluyendo el costo correspondiente.

Sí los documentos mencionados no están claramente especificados o no existe alguno, puede que los resultados obtenidos no correspondan con las expectativas. Esto lleva a que la parte que presta el servicio se vea frente a una exigencia de resultados distintos a los que ofrece.

Es importante recalcar que los Métodos potenciales, gravimetría y magnetometría, aplicados a la exploración geohidrológica no, están relacionados directamente con la determinación de la presencia de agua subterránea, sino que proporcionan información acerca de las estructuras del subsuelo, que pueden estar relacionadas con el control del flujo de agua.

En la geotecnia la aplicación es más directa, ya que el tipo de información que se obtiene está directamente ligada a los objetivos buscados, como puede ser la localización y mapeo de estructuras intrusivas bajo el desplante de obras civiles, detección de fallas geológicas, contactos etc.

12.3. PARAMETROS A CONSIDERAR EN LOS COSTOS

Los parámetros que deben ser especificados en los términos de referencia de un trabajo de exploración en geohidrología o geotecnia, ya sean con el método gravimétrico o Magnetométrico, deben incluir, por lo menos, los siguientes puntos:

- Objetivos del trabajo
- Localización y topografía
- Condiciones del proyecto
- Vegetación de la zona de estudio
- Accesos
- Método que se aplicará
- Densidad de lecturas
- Equipo y accesorios
- Perfil del personal (escolaridad, experiencia)
- Cantidad de trabajo
- Procesado e interpretación de la información
- Presentación de los resultados
- Duración de los trabajos

La cantidad de trabajo a realizar es muy importante, pues repercute directamente en la distribución de los costos indirectos.

La presentación de los resultados es otro aspecto significativo, pues constituye el producto físico que recibe quien contrata el servicio. Esta se hace generalmente en un informe, donde la parte medular la constituyen los planos de anomalía y los modelos obtenidos. El informe incluye todos los aspectos concernientes al estudio, desde los objetivos y antecedentes, hasta los resultados y conclusiones, pasando por todos los pasos intermedios, como el trabajo de campo y el procesado.

12.4. COSTO DE LOS EQUIPOS

Los equipos necesarios para prospección gravimétrica y magnética no son de fabricación nacional y sólo se consiguen equipos hechos en Estados Unidos o en Canadá, a través de sus representantes; aunque existen equipos fabricados en otras partes del mundo.

Los equipos de prospección varían desde los portátiles que son transportados por el mismo operador y con un costo de 5,000.00 dólares americanos, hasta los sistemas para exploración aérea o marítima, que incluyen el posicionamiento y registro automático, con costos que llegan y pasan los 500,000.00 dólares americanos.

Estos equipos incluyen los accesorios necesarios en la adquisición de datos, esto es, la unidad de registro y los sensores, por lo que solamente es necesario aumentar el costo del equipo de transporte y el de los equipos topográficos.

12.5. ANÁLISIS DE PRECIOS UNITARIOS

En la mayoría de los casos en los que se aplica la exploración gravimétrica o magnetométrica, no basta con asignar un precio unitario a la medición por estación o por kilómetro levantado, aunque éstas sean las unidades de costo final. Lo anterior obedece a que normalmente se solicita justificar los precios desglosando los conceptos involucrados, pues en algunos casos, la precisión que se requiere en el levantamiento topográfico hace que el costo de éste sea el más significativo en el total del trabajo.

Los conceptos más sobresalientes en el costo del trabajo y por ende, en el análisis del precio unitario en exploración gravimétrica y magnetométrica, son:

- Uso o renta de equipo de prospección
- Transporte
- Personal calificado
- Personal no calificado
- Viáticos (transportación, alojamiento, alimentación)
- Localización
- Topografía
- Accesos
- Trabajos adicionales (por vegetación y topografía)
- Dificultad técnica en la medición
- Mediciones adicionales (Estaciones base)
- Procesado de la información
- Tipo de modelado
- Interpretación
- Presentación de la información y resultados
- Indirectos (por administración)

- Uso y renta de transportes especiales (avión, helicóptero)
- Asesoría externa
- Gastos por permisos especiales

Los conceptos anteriores no son aplicables a todos los casos y existen otros conceptos que se consideran especiales, que surgen solamente en casos particulares que deben ser especificados en su momento.

BIBLIOGRAFIA

ARZI A.A., Microgravimetry for Engineering applications, Geophysical Prospecting, GE23-03-0408, 1975.

BHATTACHARYYA B.K., Magnetic Anomalies due to Prism-Shaped Bodies with Arbitrary Polarization, Geophysics, v 29, pp 517-531, aug. 1964.

BHATTACHARYYA B.K., Two Dimensional Harmonic Analysis as a Tool for Magnetic Interpretation, Geophysics, v 30, n 5, p 829-857, Oct. 1965.

BHATTACHARYYA B.K., Some Important Considerations in the acquisition and treatment of high-resolution aeromagnetic data, Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, v12, 1970.

BHATTACHARYYA B.K & Lei-Kuang Leu, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Two-Dimensional Structures, v 40, n 6, p 993-1013, Dec. 1975.

BLESS S.J. & Ahrens T.J., Measurements of the Longitudinal Modulus of Pierre Clay Shale at Varying Strain Rates, GE 42-01-0034, 1977.

BLOCH F., 1946. en HALLIDAY D. & Resnick R., Physics Part II, Wiley & Sons, 1960.

BLOCH F., Physics Rev. 70, 460, 1946.

BOGOSLOVSKY & Ogilvy, Geophysical Methods for the Investigations of Landslides, GE 42-03-0562, 1977.

BULLARD E.C. & Cooper R.I.B., Determination of the Masses required to produce a given gravitational field, Royal Soc. Proc. A, v194, p 332-347, 1948.

CARMICHAEL, Magnetic Properties of Minerals and Rocks, Hand Book of Physical Properties of Rocks Vol. II, CRS Press, p 240, 1982.

CARMICHAEL R. & Henry G., Gravity Exploration for groundwater and bedrock topography in glaciated areas, Geophysics, GE 42-04-0850, 1977.

CASSANO E. & Rocca F., Interpretation of Magnetic Anomalies Using Spectral Estimation Techniques, Geophysical Prospecting v 23, p 663-681, 1975.

CHAVEZ R.E., Bailey B., Garland G.D., Joint Interpretation of Gravity and Magnetic data over axial symmetric bodies with application to the Darnley By Anomaly, North Western Territory, Canada, Geophysical Prospecting, vol. 35, 1987.

DIMITRIADIS K., Tzelentis G.A., Thanassoulas K., A Basic Program for 2-D Spectral Analysis of Gravity Data and Source-Depth Estimation, Computers & Geosciences, V 13, n 5, p 549-560, 1987.

DOBECKI T.L. & Romig P.R., Geotechnical and Groundwater Geophysics, GE 50-12-2621, 1985.

ELSASSER W.M., 1946.

EOTVOS R. Vón, Untersuchungen über Gravitation und Erdmagnetismus, Ann. Phys., v59, p 354-400, 1896.

ERVIN C.P., Short Note on Theory of the Bouguer Anomaly, GE 42-07-1468, 1976.

FAJKLEWICZ Z.J., Gravity Vertical Gradient Measurements for the Detection of Small Geologic and Anthropogenic forms, GE 41-05-1016, 1976.

GOODACRE A.K., Interpretación de Anomalías Gravimétricas y Magnéticas para no especialistas, IPGH, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 1989.

GRANT & West, Interpretation Theory in Applied Geophysics, Mc Graw Hill, 1965.

GOTZEN T.U., Clausthal, (Tesis Doctoral), 1978.

HAHN, Two Applications of Fourier's Analysis for the Interpretation of Geomagnetic Anomalies, Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v17, n 3-4, 1965.

HALL D.H. & Hajnal Z., The Gravimeter in Studies of Buried Valleys, GE 27-06-0939, 1962.

HAMDI F.A. & Smith D.T., Soil Consolidation Behavior Assessed by Seismic Velocity Measurements, GP 29-05-0715, 1981.

HAMMER S., Investigation of the Vertical Gradient of Gravity, Trans. Am. Geophys. Union, 1938.

HAMMER S., Terrain Corrections for Gravimeter Stations, Geophysics, v4, p 184-194, 1939.

HAMMER S., Note on the Variation from Equator to Pole of the Earth's Gravity, Geophysics, v8, p57, 1943.

HAMMER S., A new Calculation Technique for Quantitative Interpretation in Gravity Prospecting, Geophysics, v12, p 498, 1947.

HENDERSON R.G. & Cordell L., Reduction of unevently spaced potential field data to a horizontal plane by means finite Harmonic series, Geophysics, GE 36-05-0856, GE 37-06-1047, 1971, 1972.

HELMERT Die Schwerkraft und die Massenverteilung der Erde, p 85-177, Encyklopádie der mathematischen Wissenschaften, B.B. Teubner, Leipzig, 1910.

IAGA, Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, asamblea de Kioto, 1973.

IERES, DEPMI, F.I., UNAM, Análisis del concepto denominado Anomalía de Bouguer. Proyecto de Investigación para Petróleos Mexicanos por la Maestría de Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo, **BRANDI Purata J.M., Ruiz Rivas E., Tejero Andrade A., Ruiz Castellanos M.**, junio 1990.

LAKSHMANAN J., & Montlucon J., The Leading Edge, Microgravity Proves the Great Pyramid, V 6, # 1, January 1987.

LENNOX D.H. & Carlson V., Geophysical Exploration for Buried Valleys in an Area North of Two Hills Alberta, GE 32-02-0331, 1967.

LOGACHEV A.A., y Zajarov V.P., Exploración Magnética, 1978.

LYTLE R.J., Lager, Line, Salsbury, Okada, Fluid-Flow Monitoring Using Electromagnetic Probing, GP 29-04-0627, GP 29-04-0627, 1981.

MELICKIAN G.E., Geophysical Activity in 1967 Applied to Engineering Construction and Ground-water Projects, GE 33-06-0911, 1968.

McGRATH P.H. & Hood P.J., An Automatic Least Squares Multimodel Method for Magnetic Interpretation, GE 38-02-0349, 1973.

MENICHETTY V. y Guillen A., Simultaneous Interactive Magnetic and Gravity Inversion, GP 31-06-0929, 1983.

MOTTL V. y Monttlova L., The simultaneous solution of the inverse problem of Gravimetry and Magnetics by means of nonlinear programming, Geophysical Journal of the Royal Astronomic Society, v76, 1984.

NAGY DEZSÓ, The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism, Geophysics, v 31, pp 362-371, Apr. 1966.

NETTLETON L.L., Geophysical Prospecting for Oil, McGraw Hill, 1940.

NETTLETON L.L., Gravity and Magnetics in Oil Prospecting, McGraw Hill, 1976.

PARKER R.L., Understanding Inverse Theory, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v31, 1983.

PETER H., McGrath & Peter J.H., An Automatic Least-Squares Multimodel Method for Magnetic Interpretation, Geophysics, v 38, n 2, pp 349-358, apr. 1973.

PETERS L.J., The Direct Approach to Magnetic Interpretation and Its Practical Application, March. 1949.

PLOUFF D., Gravity and Magnetic fields of Polygonal Prism and Application to Magnetic Terrain Corrections, Geophysics, v 41, pp727-741, aug. 1976.

PURCELL E.M., 1946. en HALLIDAY D. & Resnick R., Physics Part II, Wiley & Sons, 1960.

RUIZ Reyes J.A. y Benhumea Leon M., Informe Inédito sobre el levantamiento Magnético en el área de Samalayuca, en el Estado de Chihuahua, CFE, 1985.

RUOTOISTENMAKI, Depth Estimation from Potential Field Data Using the Fourier Amplitude Spectrum, Geoexploration, v 21, p 191-201, 1983.

SANDOVAL A., Tesis de Maestria, DEPMI, 1990.

SJOGREN B. & Ofsthus A., 1979.
Seismic Clasification of Rock Mass Qualities, GP 27-02-0409.
Refractor Velocity Determination, GP 27-03-0507.

SOKOLOFF V.M., Filtering Associated with Selective Sampling, GE 19-03-0402, 1956.

SPECTOR A. & Grant F.S., Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, Geophysics, v 35, n 2, p 293-302, Apr. 1970.

TALWANI M., Sutton G.H. & Worzel J.L., A Crusted Section across the Puerto Rico Trench, J. Geophys. Res, v64, p 1545-1555, 1959.

TALWANI M. & Ewing M., Computation of Gravitational Attraction of Three-dimensional Bodies of Any Shape, Geophysics, v25, p 203-225, 1960.

TALWANI M. Lepichon X. & Ewing M., Crustal Structure of the Midocean Ridges, 2: Computed Model from Gravity and Seismic Data, J. Geophys. Res., v70, p 341-352, 1965.

TALWANI M., Computation with the help of the digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. Geophysics, GE 50-11-1907, 1985.

TELFORD W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A., Applied Geophysics, 1976.

VON STERNECH, 1887. en Tesis de Maestría, DEPFI, F.I., UNAM, Planeación de la perforación de pozos exploratorios a partir de información Sísmica, **YAÑES Mondragón M.**, 1983.

WOOLARD G.P., Monges Caldera J, Rose J.C., Kozlosky J. A., Catalogo de Estaciones gravimétricas de América Latina, GEOFISICA INTERNACIONAL, v 7, Nos. 3 y 4, 1967.

APENDICE G

GRAVIMETRIA

Se presentan los pasos para obtener la anomalía gravimétrica de un prisma de base rectangular, por medio del programa GRA-PRI.BAS, en lenguaje BASIC. El uso del programa se ilustra con algunos modelos, de los cuales se muestran la configuración y las dos secciones principales.

FORMULACION

La fórmula para la anomalía gravimétrica de un prisma de base rectangular (ecuación G.1), fue publicada por Nagy (1966) y es:

$$F_z = G\rho \left[x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \left[\arcsen \frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right] \right]_{z_1}^{z_2} \left[y_1 \right]_{x_1}^{x_2} \quad \text{G.1}$$

donde, de acuerdo con la figura G.1, se tiene que:

- F_z = Valor de la anomalía gravimétrica
- G = Constante de gravitación universal
- ρ = Contraste de densidad
- x₁, y₁, z₁ = Coordenadas iniciales del prisma
- x₂, y₂, z₂ = Coordenadas finales del prisma

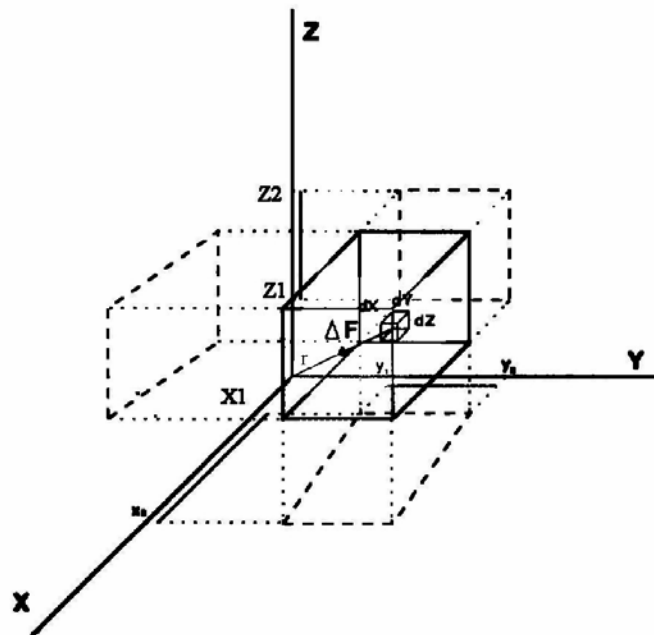


Figura G. 1. Prisma rectangular propuesto por Nagy.

El algoritmo para evaluar la fórmula G.1 se encuentra programado en lenguaje basic y es el programa GRA-PRI. Para poder usar el programa se requieren los siguientes datos:

- Coordenadas en el plano $z = 0$, del centro de la base superior del prisma, (X_0, Y_0) [Km]
- Semilargo (L) y Semiancho (A), del prisma [Km]
- Profundidad, en Km, de las caras superior (h_1) , e inferior (h_2) o base.
- Angulo (λ), entre el eje principal del prisma y el norte magnético [grados]
- Contraste de densidad ($\Delta\rho$), entre el prisma y el medio [gr/cuf]
- Abscisa inicial (X_1) y final (X_f) de cálculo [Km]
- Ordenada inicial (Y_1) y final (Y_f) de cálculo [Km]
- Incrementos en la retícula de cálculo, $(\Delta X, \Delta Y)$, [Km]
- Valor del campo regional [U.G.]

Con estos valores, el programa estima la anomalía gravimétrica del prisma, en una malla de datos que pueden ser procesados o configurados total o parcialmente.

A continuación se presentan 7 modelos de prismas en los que se modificó: La profundidad El largo del prisma El ancho Y el ángulo del eje principal con respecto al norte.

Con el análisis de las características de los modelos anteriores, se puede obtener una idea clara de cuáles son las formas que se deben buscar, para poder interpretar una anomalía de campo, que se parezca a las de los modelos.

PROGRAMA GRA-PRI.BAS

PROGRAMA GRAPRI PARA EL CALCULO DE LA ANOMALIA GAVIMETRICA DE UN PRISMA, DE BASE RECTALAR.

```
10 REM PROGRAMA, GRAPRI
20 REM CALCULA LA ANOMALIA GRAVIMETRICA DE UN PRISMA
30 REM REFERENCIA: GEOPHYSICS 31 PAG. 362-371
40 REM
50 DIM G(50,50),A(2),B(2)
55 WIDTH "LPT1:",220
60 PRINT " PROGRAMA GRAPRI "
70 PRINT " CALCULA LA ANOMALIA GRAVIMETRICA, DE UN PRISMA"
80 PRINT " FINITO CON CARA SUPERIOR HORIZONTAL Y CARAS"
90 PRINT "LATERALES VERTICALES "
100 PRINT " COORDENADAS DEL CENTRO DEL PRISMA EN Km"
110 INPUT "Xo = ",XO
120 INPUT "Yo = ",YO
125 XO =XO*100000:YO=YO*100000
130 PRINT "SEMI-LARGO Y SEMI-ANCHO DEL PRISMA EN Km"
140 INPUT " SEMI-LARGO = ", L
150 INPUT " SEMI -ANCHO = ", AN
160 INPUT "PROFUNDIDAD SUPERIOR EN Km = ",H1
162 H1= H1*100000
165 INPUT " PROFUNDIDAD INFERIOR EN Km = ",H2
167 H2 = H2*100000
170 INPUT "ANGULO ENTRE EL LARGO DEL CUERPO Y EL NORTE ",D
180 PRINT "COTRASTE DE DENSIDAD EN gr/cm3"
190 INPUT RHO
250 PRINT "ABCISAS INICIAL Y FINAL DEL CALCULO EN Km"
260 INPUT " Xi = ", XI
265 XI = XI*100000
270 INPUT " Xf = ",XF
275 XF=XF*100000
280 PRINT " ORDENADAS INICIAL Y FINAL DEL CALCULO EN Km "
290 INPUT " Yi = ", YI
295 YI = YI*100000
300 INPUT " Yf = ",YF
305 YF = YF*100000
310 INPUT " INCREMENTO DE LAS X EN Km = ", IX
315 IX = IX*100000
320 INPUT " INCREMENTO EN LAS Y EN Km = ", IY
322 IY = IY*100000
325 INPUT " DE EL VALOR DEL CAMPO NORMAL SI NO EXISTE HÁGALO = 0
":CNR
327 PI=3.1416
330 D=D*PI/180
```

```

400 GAM=.000667
500 A(2)=L*100000
510 A(1)-L*100000
520 B(2)=AN*100000
530 B(1)-AN*100000
540 S1=1
550 S2=1
562 XFI=INT ((XF-XI)/IX)+1
564 YFI=INT ((YF-Y1)/IY)+1
566 I=XI
570 FOR K=1 TO XFI
575 J=YI
580 FOR Q=1 TO YFI
590 IP=(I-X0)*COS(D)+(J-Y0)*SIN(D)
600 JP-(I-X0)*SIN(D)-(J-Y0)*COS(D)
610 A1=A(1)-IP
620 A2=A(2) -IP
630 B1=B(1)-JP
640 B2=B(2)-JP
695 A=A2:B=B2 :H=H2:S=S2*S2*S2
700 GOSUB 1690
702 G1=S*GA
704 A=A2: B-B2:H=H1:S=S2*S2*S1
710 GOSUB 1690
712 G2=S*GA
714 A=A2:B=BI:H=H2:S=S2*S1*S2
720 GOSUB 1690
722 G3=S*GA
724 A=A2:B=B1:H=H1:S=S2*S1*S1
730 GOSUB 1690
740 G4=S*GA
755 A=A1:B=B2:H=H2:S=SI*S2*S2
760 GOSUB 1690
762 G5=S*GA.
764 A=A1:B=B2:H=H1:S=S1*S2*S1
770 GOSUB 1690
772 G6-S*GA.
774 A=A1:B-B1:H=H2:S=S1*S1*S2
780 GOSUB 1690
782 G7=S*GA,
784 A=A1:B-B1:H=H1:S=S1*S1*S1
790 GOSUB 1690
800 G8=S*GA
805 G(K,Q)=GAM*RHO*(G1+G2+G3+G4+G5+G6+G7+G8)+CNR
865 J=J+IY
870 NEXT Q
875 I=I+IX

```

```

880 NEXT K
885 REM
890 D=D*180/PI
892 H1=H1/100000:H2=H2/100000
894 XO=X0/100000:YO=YO/100000:XI=XI/100000:YI=YI/100000
896 XF=XF/100000:YF=YF/100000:IX=IX/100000:IY=IY/100000
900 LPRINT "LAS CARACTERISTICAS DEL CUERPO DADO SON: (DISTANCIAS
EN Km)"
910 LPRINT "SEMI-LARGO=";L,"SEMI-ANCHO=";AN,"PROF1=";H1,"PROF2=";H2
915 LPRINT "X0=";XO,"Y0=";YO,"ANG. RESP.AL NOR. =";D;"grados"
980 LPRINT "EL CONTRASTE DE DENSIDAD ES = ";RHO;"gr/cm3"
981 LPRINT "LA MALLA ESTA CALCULADA CON LAS SIGUIENTES
CARACTERISTICAS"
982 LPRINT "Xi=";XI,"Xf=";XF,"Yi=";YI,"Yf="; YF,"Ix=";IX,"Iy=";IY
990 LPRINT "EL VALOR DEL CAMPO NORMAL ES", CNR; "U.G."

992 LPRINT
1000 LPRINT
1002 LPRINT
1006 LPRINT
1020 LPRINT      "      LOS VALORES DE LA ANOMALIA, EN U.Gs SON"
1030 LPRINT
1032 LPRINT
1036 LPRNT
1070 I=XFI
1080 FOR J=1 TO YFI
1090 LPRINT USING "#####.##";G(I,J);
1100 NEXT J
1105 FOR M=1 TO 7
1110 LPRINT
1115 NEXT M
1210 I=I-1
1220 IF I>=1 THEN GOTO 1080
1680 END
1690 REM SUB CALC GRAV
1700 R=SQR(A^2+B^2+H^2)
1710 GA=H*ATN((A*B) / (H*R))
1720 GA=GA-A*LOG(R*B)
1730 GA=GA-B*LOG(R+A)
1770 RETURN
1960 END

```


MODELOS CALCULADOS

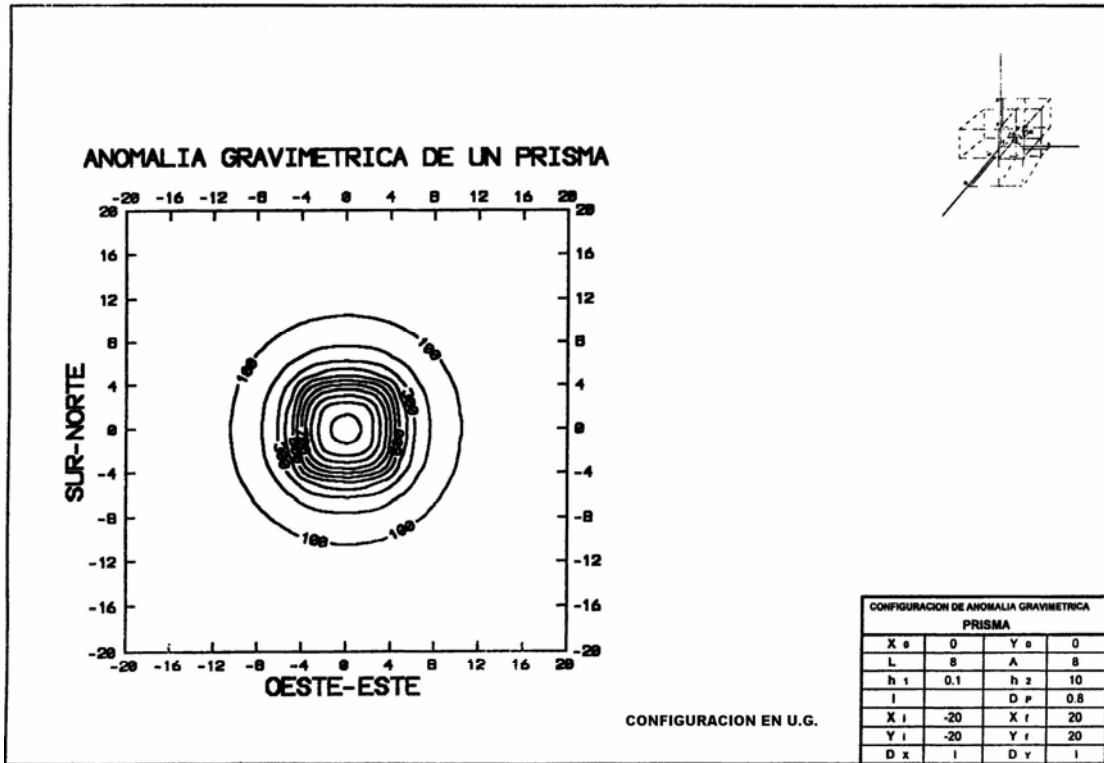


Figura G.2.

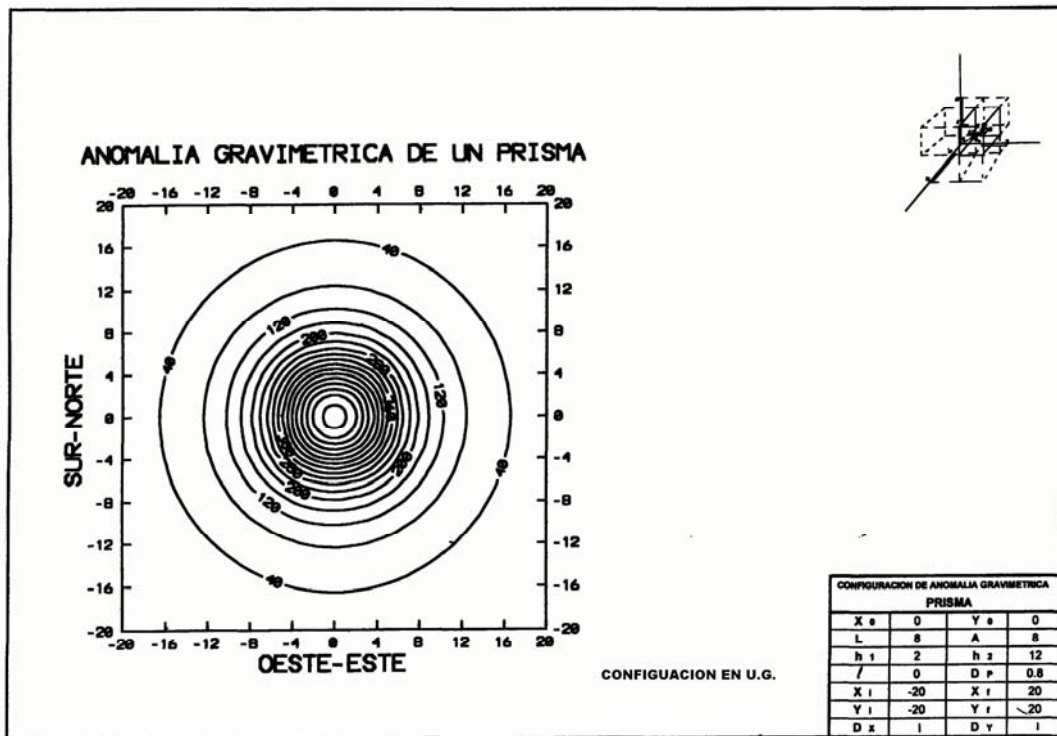


Figura G.3.

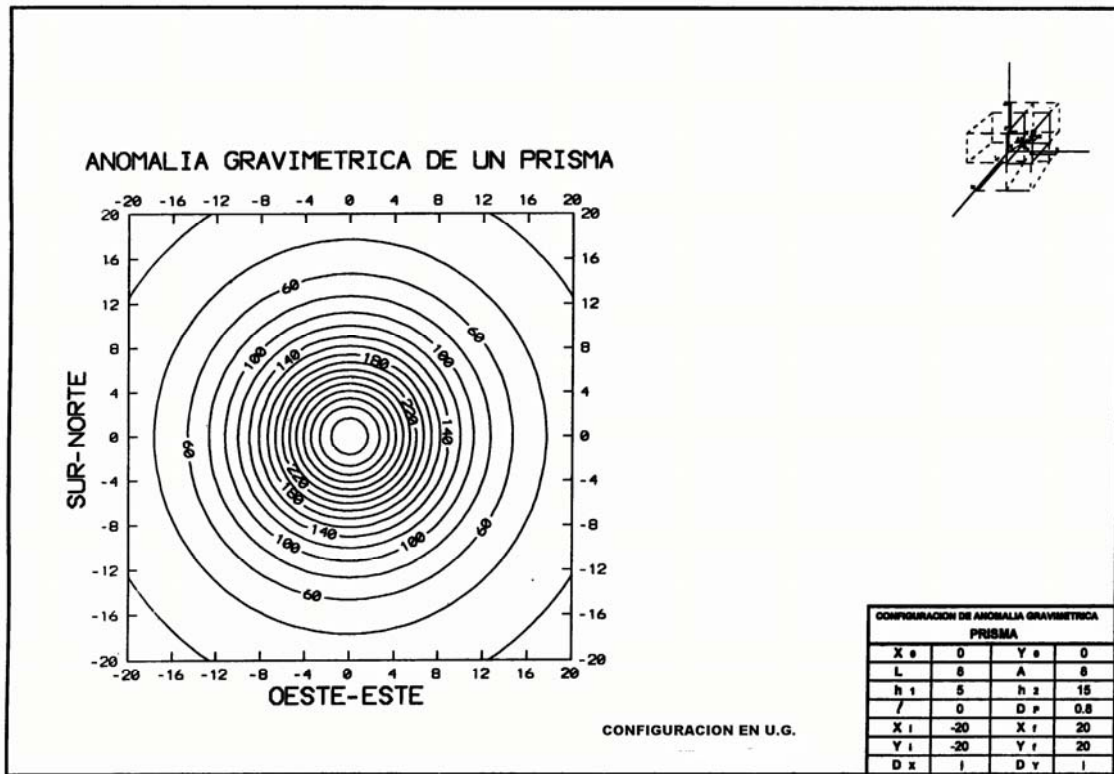


Figura G.4.

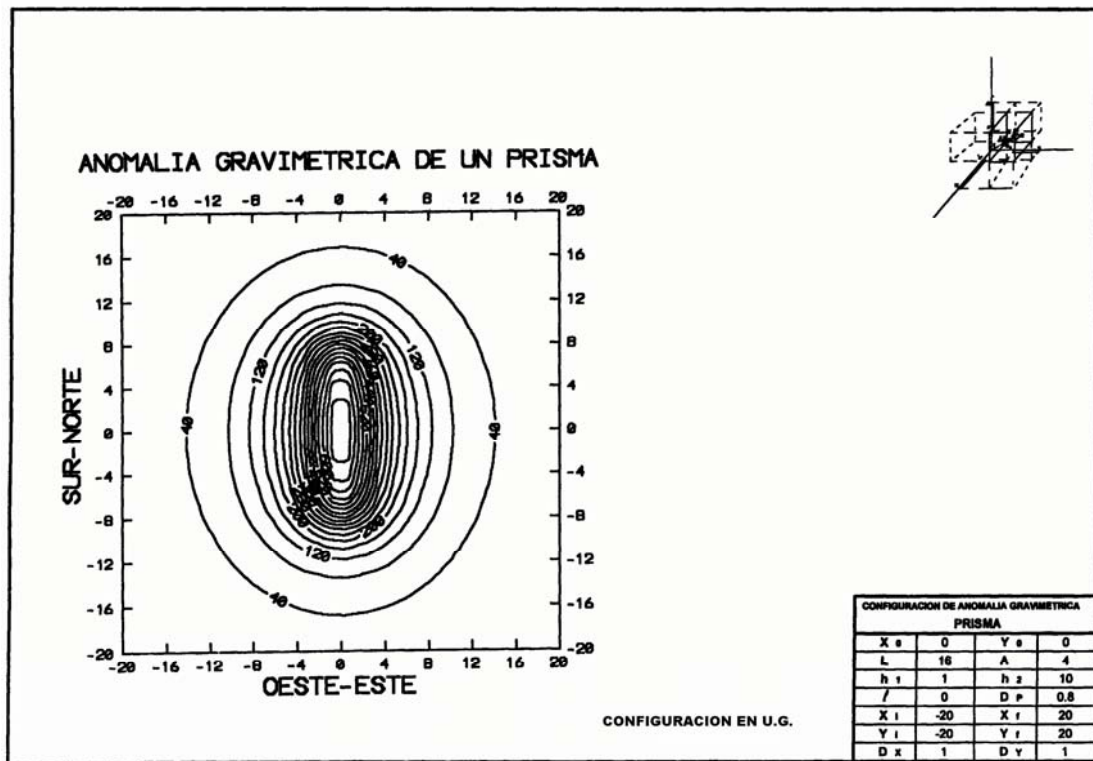


Figura G.5.

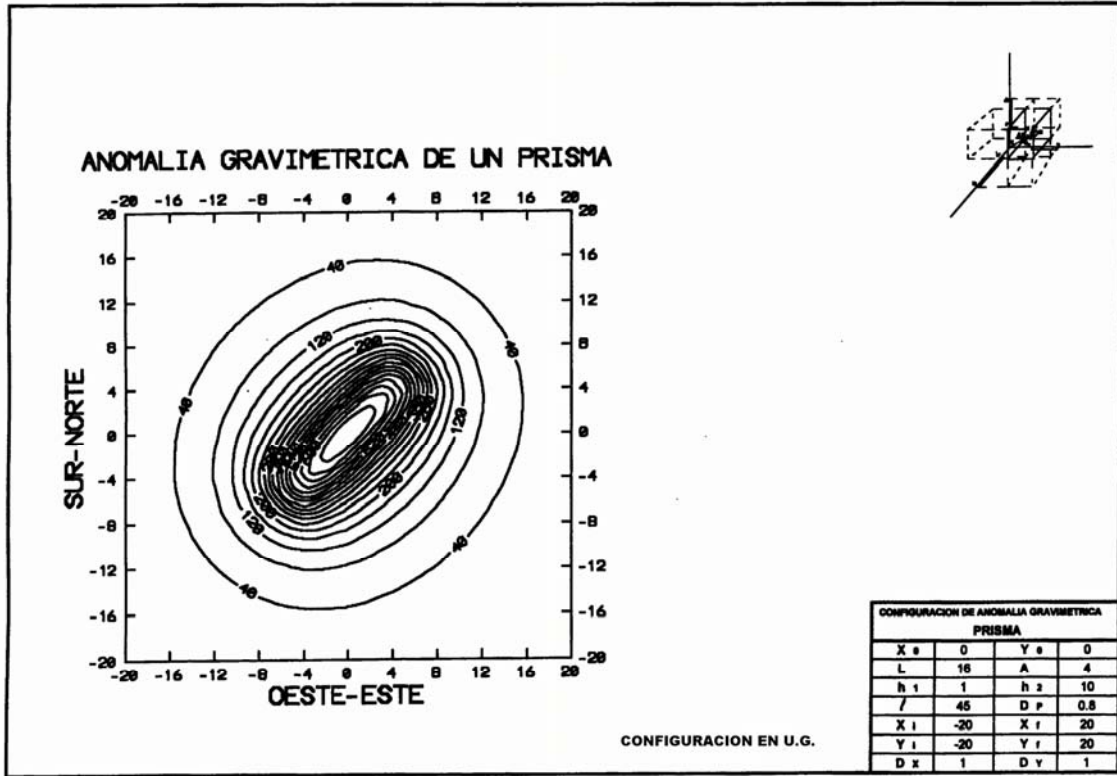


Figura G.6.

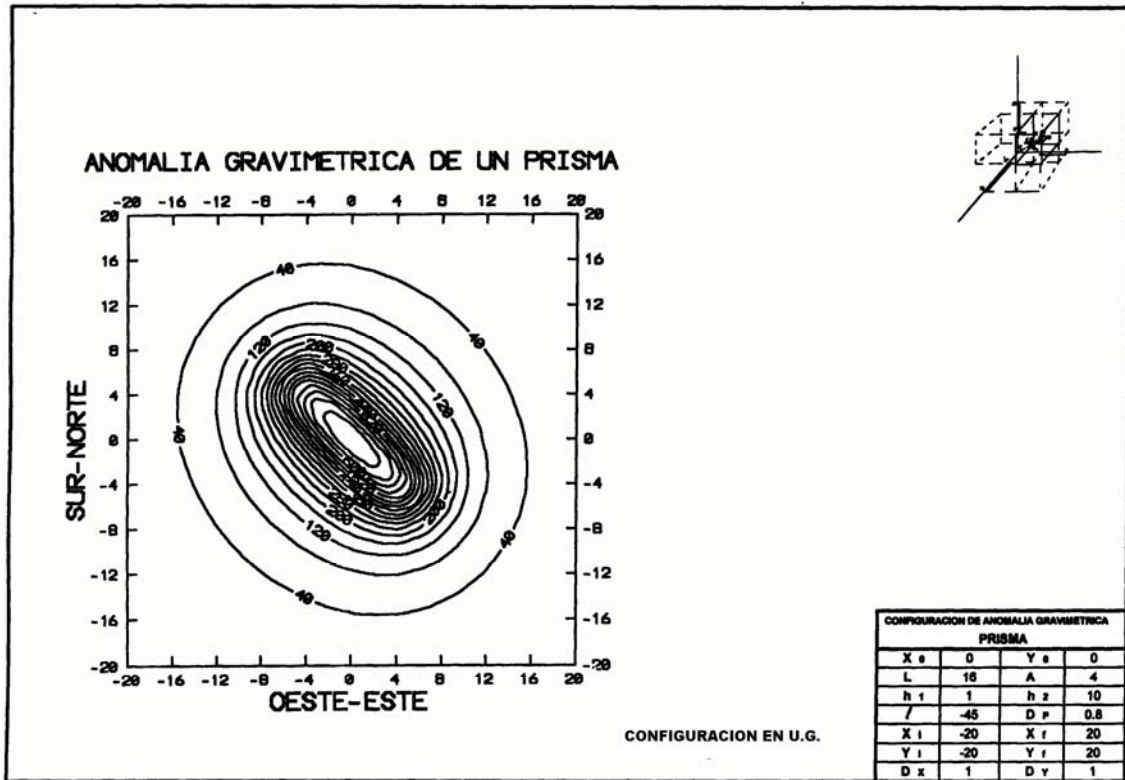


Figura G.7.

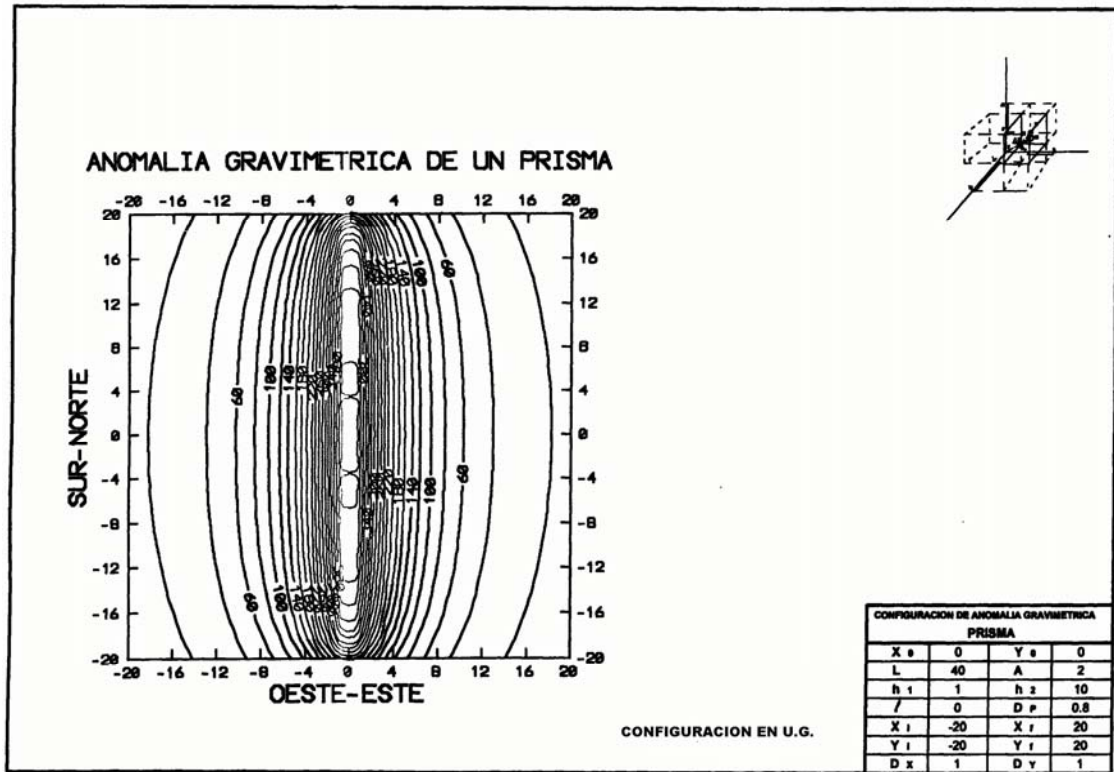


Figura G.8.

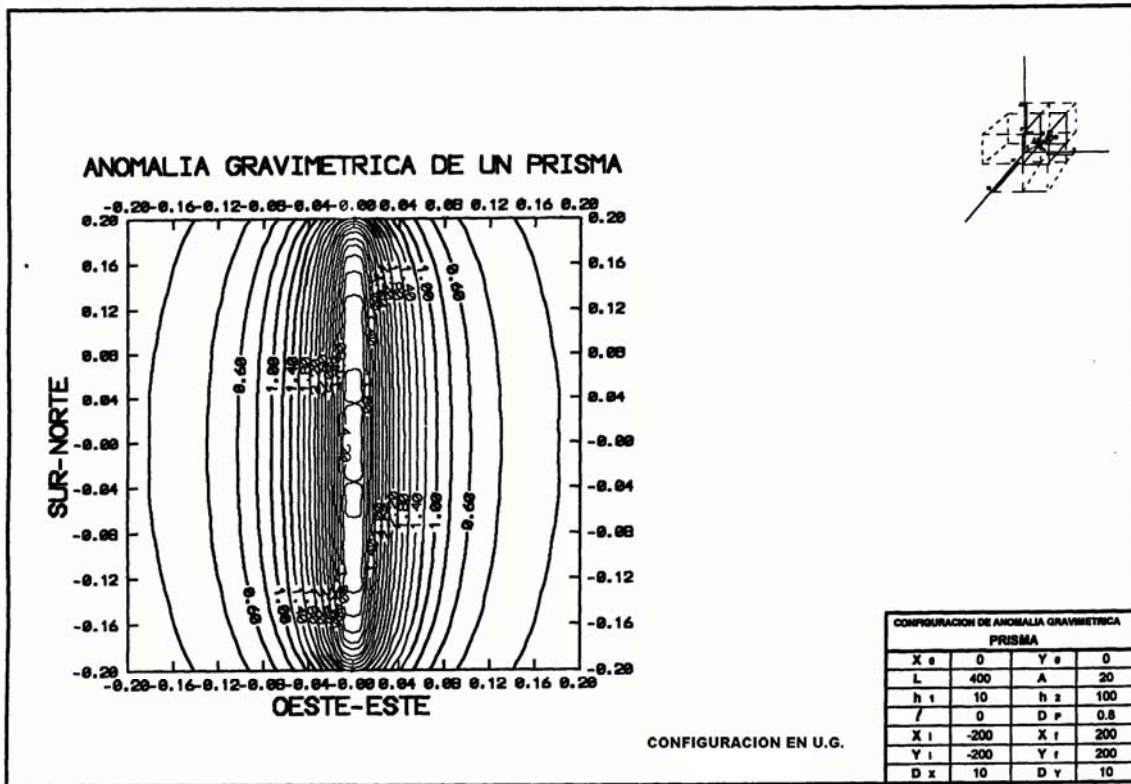


Figura G.9.

APENDICE M

MAGNETOMETRIA

Se proporcionan tres programas que se ofrecen como ayuda y herramienta en la interpretación de planos de anomalía magnética, asimismo se exhiben las configuraciones de los resultados del programa, para los modelos de prisma con base rectangular y magnetización arbitraria; placa y escalón o falla, con magnetización inducida.

Los modelos se presentan con la misma secuencia, es decir con su formulación seguida del programa. Al final del apéndice están las figuras con las configuraciones de la anomalía producida por el modelo.

Las figuras incluyen las secciones principales (N-S y E-W), con el fin de que estas secciones de anomalía puedan ser comparadas con las obtenidas de levantamientos magnetométricos y permitan una estimación de la geometría del cuerpo causante.

MODELOS

El primer modelo que se observa es el del prisma con base rectangular. La cara superior se encuentra a una profundidad h , está definida por los puntos $P_1(\alpha_1, \beta_1)$ y $P_2(\alpha_2, \beta_2)$, siendo α el semilargo, y β el semiancho; con la base en el infinito.

FORMULACION PARA MODELO DE PRISMA

La formulación para este modelo se basa en un volumen elemental prismático en un sistema coordenado, que fue desarrollado y publicado por Bhatacharyya (1964). Los parámetros que se emplean están referidos a la figura M. 1. Esta fórmula se empleó en el programa que se describe posteriormente.

$$\frac{F(x, y, o)}{lp} = \left(\begin{array}{l} \frac{\alpha_{23}}{2} \log \left(\frac{r_0 - \alpha_1}{r_0 + \alpha_1} \right) + \frac{\alpha_{13}}{2} \log \left(\frac{r_0 - \beta_1}{r_0 + \beta_1} \right) - \alpha_{12} \log(r_0 + h) \\ - 1L \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\alpha_1 + r_0 h + h^2} \right) - mM \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{r_0^2 + r_0 h - \alpha_1^2} \right) + nN \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{r_0 h} \right) \end{array} \right) \left\{ \begin{array}{l} \alpha u \\ \beta u \\ \alpha 1 \\ \beta 1 \end{array} \right.$$

en donde:

l, m, n = Cosenos directores del vector de campo magnético terrestre

L, M, N = Cosenos directores del vector de la Magnetización

$\alpha_{12} = Lm + M1$

$\alpha_{13} = Ln + N1$

$\alpha_{23} = Mn + Nm$

$r_0^2 = \alpha_1^2 + \beta_1^2 + (h-z)^2$

α_1 y β_1 = Limite de integración

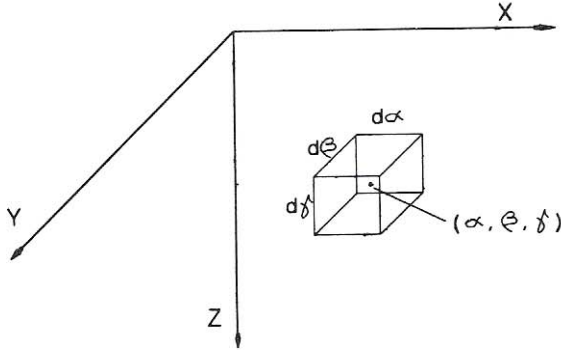


Figura M. 1. Prisma del volumen elemental.

El programa BATA realiza los cálculos para evaluar esta fórmula, se encuentra codificado en BASIC y los parámetros de entrada son los siguientes:

- Las coordenadas en $z = 0$ del centro de la cara superior del prisma, (X_0, Y_0)
- El semilargo (L) y el semiancho (A) del prisma
- La profundidad de la cara superior del prisma (h)
- La inclinación (I) y la declinación (D) del campo magnético terrestre
- La inclinación (I_P) y la declinación (D_P) de la magnetización
- La intensidad de la magnetización (M)
- El ángulo (λ) del eje principal del prisma respecto al norte magnético
- Abscisa inicial X_i y final X_f de cálculo
- Ordenada inicial Y_i y final y_f de cálculo
- Incrementos en la retícula de cálculo, ΔX y ΔY ,

Con estos datos se ejecuta el programa, que como resultado proporciona una malla de valores de la anomalía magnética en el plano $Z = 0$ del prisma, con los que se puede hacer la configuración del plano o de las secciones de interés.

Es importante indicar que la deducción de la fórmula M.1 está hecha considerando distancias escaladas, con respecto a la distancia de muestreo. Una unidad en

distancia escalada es la separación entre las líneas de la rejilla, que se ajustan de acuerdo con el intervalo de muestreo. Debido a ello los elementos geométricos del cuerpo anómalo, que son, profundidad, semilargo, semiancho y las coordenadas del centro del prisma, se deben indicar en unidades de rejilla.

Por ejemplo: si la distancia entre las líneas de la rejilla es de 500 m (i.e. la distancia entre estaciones, en el levantamiento es de aproximadamente 500 m), entonces una profundidad de la cara superior de 2.5 unidades de rejilla, se traduce como 1250 m reales.

Las configuraciones de las anomalías producidas por este modelo se presentan al final del apéndice. En los 7 ejemplos, primero se varió la profundidad, luego el largo y el ancho, y por último, el ángulo del eje principal del cuerpo respecto al norte magnético.

PROGRAMA BATA. BAS

PROGRAMA BATA PARA EL CALCULO DE LA ANOMALIA MAGNETICA DE UN PRISMA DE BASE RECTANGULAR A UNA PROFUNDIDAD H, QUE SE ESTIENDE HASTA EL INFINITO Y CON MAGNETIZACIÓN ARBITRARIA.

```
10 REM PROGRAMA BHATTACHARYYA
20 REM CALCULA LA ANOMALIA MAGNETICA DE UN PRISMA
30 REM REFERENCIA: GEOPHYSICS 24 PAG. 517-531
50 DIM FT(40,40),PD(40,40),SD(40,40)
55 WIDTH "LPT1:",220
60 PRINT " PROGRAMA BHATTACHARYYA"
70 PRINT " CALCULA LA ANOMALIA MAGNETICA DE UN PRISMA "
80 PRINT " INFINITO CON CARA SUPERIOR HORIZONTAL Y CARAS"
90 PRINT " LATERALES VERTICALES Y SUS 1as. Y 2as. DERIVADAS"
100 PRINT " COORDENADAS DEL CENTRO DEL PRISMA"
110 INPUT "Xo = ",XO
120 INPUT "Yo = ",Y0
130 PRINT "SEMI-LARGO Y SEMI-ANCHO DEL PRISMA"
140 INPUT "SEMI-LARGO = ", L
150 INPUT "SEMI-ANCHO = ",A
160 INPUT "PROFUNDIDAD = ",H
170 INPUT "ANGULO ENTRE EL LARGO DEL CUERPO Y EL NORTE MAG.", D
180 PRINT "INCLINACION Y DECLINACION MAG. DEL CAMPO MAG. TERR.".
190 INPUT "INCLINACION= ", IT
200 INPUT "DECLINACION = ",DT
210 PRINT "INCLINACION Y DECLINACION DEL VECTOR DE POLARIZACION"
220 INPUT "INCL. POL. = ", IPO
230 INPUT "DECL. POL. = ",DPO
240 INPUT "INTENSIDAD DE POL. =",POL
250 PRINT "ABSCISAS INICIAL Y FINAL DEL CALCULO"
260 INPUT "Xi =",XI
```

```

270 INPUT "Xf =",XF
280 PRINT "ORDENADAS INICIAL Y FINAL DEL CALCULO"
290 INPUT "Yi = ",YI
300 INPUT "Yf = ",YF
310 INPUT "INCREMENTO DE LAS X = ",IX
320 INPUT "INCREMENTO EN LAS Y = ",IY
325 INPUT "DE EL VALOR DEL CAMPO NORMAL SI NO EXISTE HAGALO=0 ";
CNR
380 PI=3.14159
390 D=D*PI/180
400 IT=IT*PI/100
410 DT=DT*PI/100
420 IPO=IPO*PI/180
430 DPO=DPO*PI/180
440 LT=COS(DT)*COS(IT)
450 MT=SIN(DT)*COS(IT)
460 NT=SIN(IT)
470 LP=COS(DPO)*COS(IPO)
480 MP=SIN(DPO)*COS(IPO)
490 HP=SIN(IPO)
500 AL3=L
510 AL4=-L
520 BT3=A
530 BT4=-A
540 AR1=LP*MT+MP*LT
550 AR2=LP*NT+NP*LT
560 AR3=MP*NT+NP*MT
562 XFI=INT((XF-XI)/IX)+1
564 YFI=INT((YF-YI)/IY)+1
566 I=XI
570 FOR K=1 TO XFI
575 J=YI
580 POR Q=1 TO YFI
590 IP=(I-XO)*COS(D)+(J-YO)*SIN(D)
600 JP=(I-XO)*SIN(D)-(J-YO)*COS(D)
610 AL1=AL3-IP
620 AL2=AL4-IP
630 BT1=BT3-JP
640 BT2=BT4-JP
650 R1=SQR(AL1^2+BT1^2+H^2)
660 R2=SQR(AL2^2+BT1^2+H^2)
670 R3=SQR(AL1^2+BT2^2+H^2)
680 R4=SQR(AL2^2+BT2^2+H^2)
695 R=R4 : AL=AL2 : BT=BT2
700 GOSUB 1690
702 FTI=FR
704 R=R3:AL=AL1:BT=BT2

```



```

710 GOSUB 1690
712 FT2=FR
714 R=R2:AL=AL2:BT=BT1
720 GOSUB 1690
722 FT3=FR
724 R=R1:AL=AL1:BT=BT1
730 GOSUB 1690
740 FT4=FR.
745 FT(K,Q)=POL*(FT1-FT2-FT3+FT4)+CNR
865 J=J+IY
870 NEXT Q
875 I=I+IX
880 NEXT K
900 LPRINT = LAS CARACTERISTICAS DEL CUERPO DADO SON: "
910 LPRINT "SEMI-LARGO"; L, "SEMI-ANCHO="; A, "PROFUNDIDAD="; H
915 LPRINT "X0="; X0, "Y0="; Y0, "ANG. RESP.AL NOR. MAG.="; D
920 LPRINT " LAS CARACTERISTICAS DEL C.M.T. SON : "
930 LPRINT "INCLINACION = "; IT, DECLINACION = ";DT
940 LPRINT " LAS CARACTERISTICAS DEL VECTOR DE POLARIZACION SON:"
950 LPRINT " INCLINACION = "; IP0, "DECLINACION = ";DPO
980 LPRINT " LA. MAGNITUD DE LA POLARIZACION DEL CUERPO ES = ";POL
981 LPRINT "LA MALLA ESTA CALCULADA CON LAS SIGUIENTES
CARACTERISTICAS"
982 LPRINT "Xi ="; XI, "Xf ="; XF, "Yi ="; YI, "Yf ="; YF, "Ix ="; IX, "Iy="; IY
990 LPRINT "EL VALOR DEL CAMPO NORMAL ES",CNR; " GAMMAS"
992 LPRINT
1000 LPRINT
1002 LPRINT
1006 LPRINT
1020 LPRINT "      LOS VALORES DEL CAMPO TOTAL SON"
1070 I=XFI
1080 FOR J = 1 TO YFI
1390 LPRINT USING "#####.##";FT(I,J);
1100 NEXT J
1105 FOR M=1 TO 7
1110 LPRINT
1115 NEXT M
1210 I=I-1
1220 IF I>=1 THEN GOTO 1080
1680 END
1690 REM SUB ANMAG
1700 RE1=AR3/2*LOG (R-AL) / (R+AL)
1710 RE2=AR2/2*LOG(R-BT) / (R+BT)
1720 RE3=AR1*LOG(R+H)
1730 RE4=LT*LP*ATN (AL*BT/(AL^2+R*H+H^2))
1740 RE5=MT*MP*ATN (AL*BT/ (R^2+R*H-AL^2))
1750 RE6=NT*NP*ATN (AL*BT/ (R*H))

```

1760 FR=RE1+RE2-RE3-RE4-RE5+RE6
 1770 RETURN
 1960 END

FORMULACION PARA MODELO DE PLACA

El cálculo de la anomalía magnética producida por una placa con magnetización inducida (figura M.2), fue desarrollado y publicado por Grant (1965) y se reproduce como la fórmula M.2:

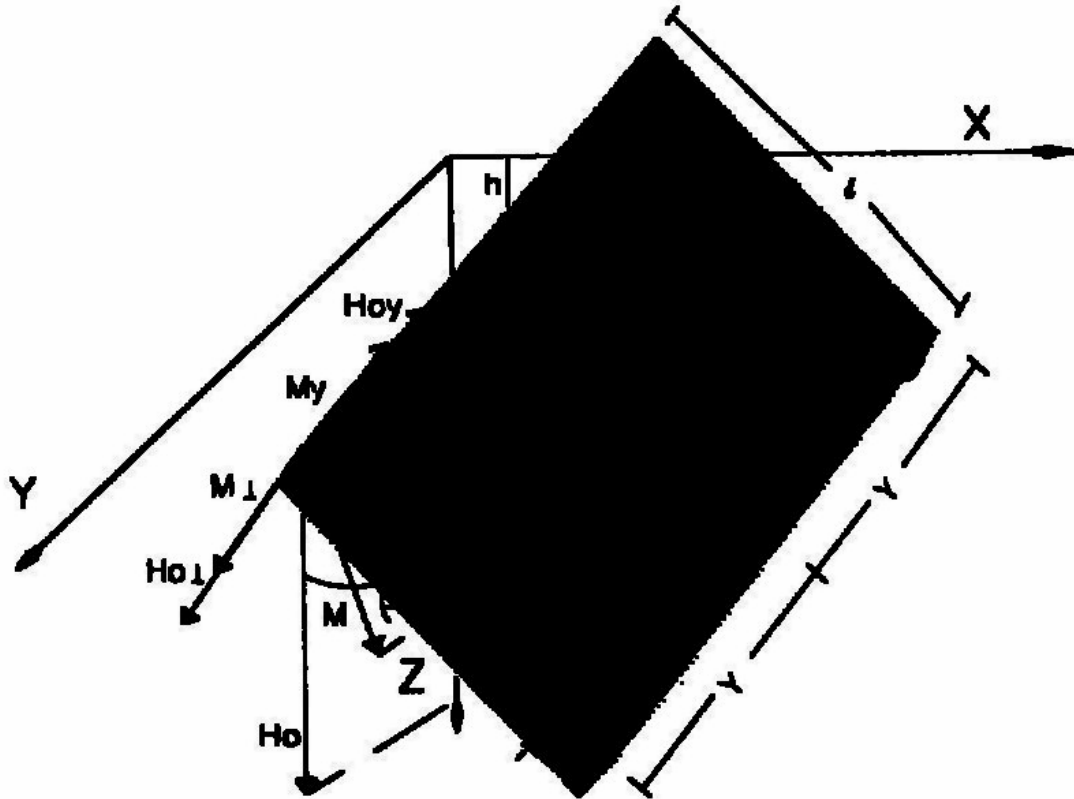


Figura M. 2. Modelo de una placa.

$$\Delta T(x,y) = Ms (1 - \cos 2\lambda \cos 2i) [f(x,y + Y) - f(x,y - Y)] \quad (M.2)$$

Donde:

$$\begin{aligned}
F(x, y+Y) = & \frac{y+Y}{\sqrt{C^2 + (y+Y)^2}} \left(\frac{(x-1 \cos d) \cos Q - (h+1 \text{send}) \text{sen} Q}{C^2} \right) \\
& - \frac{y+Y}{\sqrt{D^2 + (y+Y)^2}} \left(\frac{x \cos Q - h \text{sen} Q}{D^2} \right) - \frac{1}{B^2 + (y+Y)^2} \\
& x \left[\frac{A+1}{\sqrt{C^2 + (y+Y)^2}} - \frac{A}{\sqrt{D^2 + (y+Y)^2}} \right] \\
& x \left[(\cos Q \cos d - \cos^2 \beta + K^2)(y+Y) + 2K \text{sen}(d - \beta) B \right] \\
& - 2K \cos(d - \beta) \left[\frac{1}{\sqrt{C^2 + (y+Y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{D^2 + (y+Y)^2}} \right]
\end{aligned} \tag{M.2}$$

Y donde:

$$\tan \beta = \frac{\tan i}{\text{sen } \lambda}$$

$$Q = 2\beta - d$$

$$k = \cos \beta \cot \lambda$$

$$A = h \text{ send} - x \text{ cosd}$$

$$B = x \text{ send} + h \text{ cosd}$$

$$C^2 = (x - 1 \cos d)^2 + (h + 1 \cos d)^2$$

$$D^2 = x^2 + h^2$$

Esta fórmula contiene 7 parámetros de entrada, que son:

h = Profundidad de la cara superior de la placa

l = Espesor de la placa

Y = Semilargo de la placa

d = Echado de la placa

i = Inclinación del campo magnético terrestre

D = Declinación del campo magnético terrestre

λ = Rumbo de la placa respecto al norte magnético

El programa PLAMAG en lenguaje BASIC contiene el algoritmo que realiza los cálculos de la fórmula M.2. Además de los parámetros antes mencionados, este programa requiere de: el valor de la magnetización (M), las coordenadas del centro de la placa en $Z = 0$ (X_0, Y_0) los valores iniciales y finales de la malla que se va a calcular $[(X_i, Y_i), (X_f, Y_f)]$, así como los incrementos que marcan el espaciamiento de los valores estimados $[\Delta x, \Delta y]$.

PROGRAMA PLAMAG.BAS

```
10 OPTION BASE 1
20 REM ESTE PROGRAMA SE LLAMA PLACA Y SIRVE PARA CALCULAR
30 REM LA ANOMALIA MAGNETICA DE CAMPO TOTAL DE HASTA 20
40 REM PLACAS TRIDIMENSIONALES DE ACUERDO CON LA FORMULA
50 REM CION DESCRITA EN GRANT & WEST 1965
60 REM LAS PLACAS PUEDEN ESTAR EN CUALQUIER
70 REM POSICION Y LA DIRECCION DE LA MAGNETIZACION ESTARA
80 REM DE ACUERDO CON LA DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE
90 REM Y NO HAY REMANENCIA
100 DIM XOI(20), YOI(20), H(20), L(20), S(20), Y(20), TET(20)
110 DIM J(20), RUM(20), AT(50, 50)
115 DIM RUMB(20), TETA(20)
200 PRINT "PROGRAMA PLACAS"
210 PRINT "CALCULO DE LA ANOMALIA MAGNETICA DE CAMPO TOTAL"
220 PRINT "DE HASTA 20 PLACAS TRIDIMENSIONALES, EN CUALQUIER"
230 PRINT "POSICION Y MAGNETIZACION ARBITRARIA."
500 INPUT "NUMERO DE PLACAS QUE VA HA CALCULAR "; NN
510 FOR N = 1 TO NN
520 PRINT "COORDENADAS DEL CENTRO DE LA PLACA No. "; N
530 INPUT "Xo = "; XOI(N)
540 INPUT "Yo = "; YOI(N)
550 PRINT "CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DE LA PLACA, No. "; N
560 INPUT "PROFUNDIDAD= "; H(N)
570 INPUT "ANCHO= "; L(N)
580 INPUT "ESPESOR= "; S(N)
590 INPUT "SEMILARGO="; Y(N)
600 INPUT "ECHADO= "; TET(N)
605 INPUT "RUMBO= "; RUM(N)
610 PRINT "CARACTERISTICAS MAGNETICAS DE LA PLACA No."; N
640 INPUT "MAGNITUD DE LA MAGNETIZACION="; J(N)
650 NEXT N
660 PRINT "CARACTERISTICAS GENERALES"
670 INPUT "INCLINACION DEL CMT"; I1
680 INPUT "DECLINACION DEL CMT "; D1
690 INPUT "ORDENADA INICIAL DE CALCULO= "; XI
700 INPUT "ORDENADA FINAL DE CALCULO="; XF
710 INPUT "ABSCISA INICIAL DE CALCULO="; YI
720 INPUT "ABSCISA FINAL DE CALCULO="; YF
730 INPUT "INCREMENTO EN LAS ORDENADAS="; IX
740 INPUT "INCREMENTO EN LAS ABSCISAS="; IY
745 INPUT "VALOR, DEL CAMPO NORMAL 0 NIVEL CERO"; CNR
750 XFI = INT ( (XF - XI)/ IX) + 1
760 YFI = INT ( (YF - YI)/IY) + 1
770 PI = 3.1459
780 FOR I = 1 TO NN
```

```

810 D(I) = TET(I) * PI/180
820 LAM(I) = RUM(I) * PI / 180
830 NEXT I
840 IT = I1 * PI/180
850 DT = D1 * PI/180
855 FOR I = 1 TO XFI: FOR J=1 TO YFI: AT(I, J) 0: NEXT J: NEXT I
860 FOR N = 1 TO NN
870 XO = XOI(N)
880 YO = YOI(N)
890 I = XI
892 LAMB = LAM(N)
    DE = D(N)
900 FOR K = 1 TO XFI
910 j = YI
920 FOR Q = 1 TO YFI
930 XP = (I - XO) * SIN(LAMB) - (J - YO) * COS(LAMB)
940 YP = (I - XO) * COS(LAMB) + (J - YO) * SIN(LAMB)
950 D2 = XP ^ 2 + H(N) ^ 2
960 C2 = (XP - L(N) * COS(DE)) ^ 2 + (H(N) + L(N) * SIN(DE)) ^ 2
970 B = XP * SIN(DE) - H(N) * COS(DE)
980 A = H(N) * SIN(DE) - XP * COS(DE)
990 IF LAMB = 0 THEN BET = PI / 2: IF LAMB= 0 THEN 1005
1000 BET= ATN(TAN(IT) / SIN(LAMB))
1001 IF TAN (LAMB) = 0 THEN KA=0
1002 IF TAN(LAMB) = 0 THEN 1010
1005 KA = COS (BET) * (1/ TAN (LAMB))
1010 QU = 2 * BET - DE
1040 RES = 0
1050 YE = YP + Y(N)
1060 GOSUB 5000
1070 RES = RES + FXY
1080 YE = YP - Y(N)
1090 GOSUB 5000
1100 RES = RES - FXY
1110 AT(K, Q) = AT(K,Q) + (RES* J(N)*S(N)*(1-(COS(LAMB))^2*(COS(IT))^2))
1120 J = J + IY
1130 NEXT Q
1140 I = I + IX
1150 NEXT K
1160 NEXT N
1170 FOR N = 1 TO NN
1180 XO = XOI(N)
1190 YO = YOI(N)
1200 H1 = H(N)
1210 AN = L(N)
1220 ESP= S(N)
1230 SL = Y(N)

```

```

1240 ECH = TET(N)
1250 RU = RUM(N)
1280 MMA = J (N)
1290 LPRINT "LAS CARACTERISTICAS DE LA PLACA No."; N;"SON"
1300 LPRINT "PROFUNDIDAD="; H1,"ANCHO="; AN, "SEMI-LARGO=";SL,
"ESPESOR=";ESP
1310 LPRINT "RUMBO=";RU, "ECHADO="; ECH
1320 LPRINT "INT. DE LA MAGNETIZACION="; MMA
1350 NEXT N
1360 LPRINT
1370 LPRINT
1380 LPRINT "LAS CARACTERISTICAS DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE
SON:"
1390 LPRINT "INCLINACION ="; I1, "DECLINACION ="; D1
1400 LPRINT
1410 LPRINT
1420 LPRINT "LA MALLA ESTA CALCULADA CON LAS SIGUIENTES
CARACTERISTICAS:"
1430 LPRINT "LIMITES"
1440 LPRINT "XI="; XI, "XF="; XF, "YI="; YI, "YF="; YF
1450 LPRINT "INCREMENTOS"
1460 LPRINT "IX="; IX, "IY="; IY
1470 FOR I = 1 TO 10
1480 LPRINT
1490 NEXT I
1500 LPRINT "LOS VALORES DE CAMPO MAGNETICO TOTAL SON:"
1610 FOR I = 1 TO 5: LPRINT: NEXT I
1620 I = XFI
1630 FOR J = 1 TO YFI
1640 LPRINT USING "#####.##"; AT(I, J);
1650 NEXT J
1660 FOR M = 1 TO 2
1670 LPRINT
1680 NEXT M
1690 I = I - 1
1700 IF I >= 1 THEN 1630
1710 END
5000 K1A = YE / SQR(C2 + YE ^ 2)
5010 K1B = ( (XP - (L (N) * COS (DE))) *COS (QU))/C2
5015 K1C = ((H(N) + (L(N) * SIN(DE))) * SIN(QU)) / C2
5020 T1= K1A* (K1B - K1C)
5030 K2A =YE /SQR(D2 + YE ^ 2)
5035 K2B= ((XP* COS(QU) - H(N) * SIN(QU)) / D2)
5038 T2= K2A*K2B
5040 K3A = 1/ (B ^ 2 + YE ^ 2)
5050 K3B = (A + L(N)) / SQR(C2 + YE ^ 2)
5052 K3C = A / SQR(D2 + YE ^ 2)

```

```

K3D = (COS(QU)* COS(DE) - (COS(BET)) ^ 2 + KA^2)*YE
5060 T3 = K3A * (K3B- K3C) * K3D
5076 T4 = 2 * KA * SIN(DE- BET) * B
5080 K5A = 2 KA * COS(DE- BET)
5082 K5B = 1 /SQR(C2 + YE^ 2)
      K5C= 1/ SQR(D2 + YE^ 2)
5084 T5 = K5A * (K5B – K5C)
5130 FXY = T1 -T2 - T3 + T4 – T5
5140 RETURN

```

FORMULACION PARA MODELO DEL ESCALON O FALLA

La fórmula para el escalón con magnetización sólo por inducción (ecuación M.3), publicada por Grant (1965), proporciona los valores de la anomalía magnética a lo largo de un perfil perpendicular al rumbo de la estructura (figura M.3).

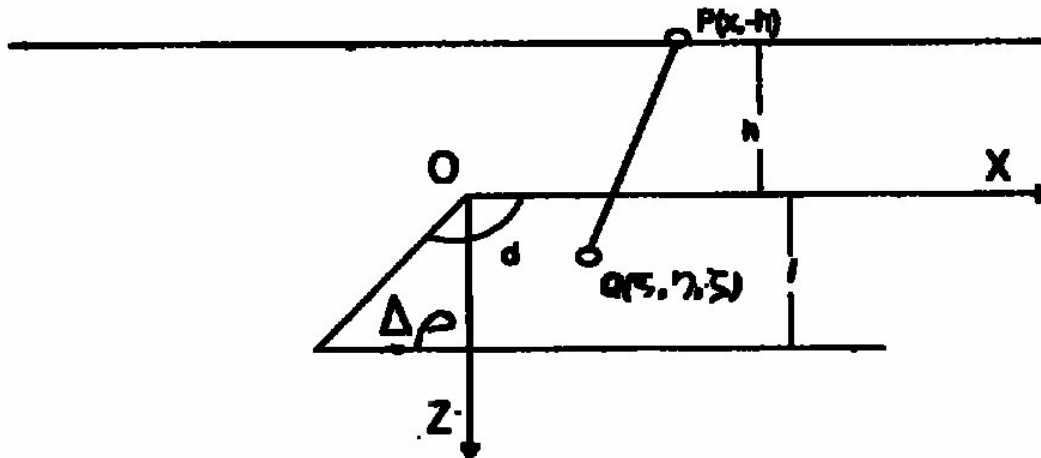


Figura M. 3. Modelo de Escalón o Falla.

$$\frac{\Delta T}{2kH_0(1 - \cos^2 i \cos^2 \lambda)} = \text{send} \cos(d - 2\beta) \ln \left[\frac{(x - 1 \cot d)^2 + (h + 1)^2}{x^2 + h^2} \right] + \text{send} \sin(d - 2\beta) \left(\tan^{-1} \frac{x - 1 \cot d}{h + 1} - \tan^{-1} \frac{x}{h} \right) \quad (\text{M.3})$$

donde:

$$\tan \beta = \tan i / \tan \lambda$$

ΔT = Valor del campo total

El programa ESCALON realiza los cálculos de la ecuación anterior, está escrito en lenguaje BASIC, y los parámetros de entrada son:

h = Profundidad de la cara superior del escalón
 l = Salto del escalón
 d = Echado del escalón
 λ = Rumbo de la estructura
 M = kH_o = Intensidad de la magnetización
 I = Inclinação del campo magnético terrestre
 x_i = Punto inicial de cálculo
 x_f = Punto final de cálculo
 ix = Intervalo de muestreo o incremento

PROGRAMA ESCALON. BAS

```

'PROGRAMA ESCALON PARA EL CALCULO DE LA ANOMALIA.
'MAGNETICA DE UNA FALLA (STEP MODEL)
'MEDIANTE LA FORMULA 11-21 DEL LIBRO
' DE GRANT & WEST (MAGNETIZACION INDUCIDA SOLAMENTE)
10 OPTION BASE 1
20 WIDTH "LPT1:", 220
   DIM FT(100)
   PRINT "CALCULO DE LA ANOMALIA MAGNETICA DE CAMPO TOTAL"
   PRINT "DE UNA FALLA CON CUALQUIER ORIENTACION Y ECHADO"
   PRINT "MAGNETIZACION INDUCIDA SOLAMENTE, PERFIL"
   PRINT "PERPENDICULAR AL RUMBO DE LA FALLA, MAXIMO 100 PNTS."
   PRINT
   PRINT
   PRINT "DATOS GEOMETRICON DE LA FALLA"
   INPUT "PROFUNDIDAD DEL PLANO SUPERIOR"; H
   INPUT "SALTO DE LA FALLA"; L
   INPUT "ECHADO DE LA FALLA"; D1
   INPUT "RUMBO DE LA FALLA"; LAM1
   PRINT
   PRINT
   PRINT "DATOS MAGNETICOS"
   PRINT
   INPUT "INCLINACION DEL CAMPO TERRESTRE"; IT1
   INPUT "DECLINACION DEL CAMPO TERRESTRE"; DT1
   PRINT "RECUERDE LA MAGNETIZACION ES EL PRODUCTO DE"
   PRINT "LA SUCEPTIBILIDAD POR LA INTENCIDAD DE CAMPO"
  
```



```

PRINT "MAGNETICO TERRESTRE EN EL LUGAR"
INPUT "VALOR DE LA MAGNETIZACION"; IP
PRINT "PUNTOS DE CALCULO DEL PERFIL"
INPUT "PUNTO INICIAL DE CALCULO"; XI
INPUT "PUNTO FINAL DE CALCULO"; XF
INPUT "INCREMENTO"; IX
XFI = INT ((XF - XI) / IX) + 1
PI = 3.1416
D = D1 * PI / 180
IT = IT1 * PI / 180
DT = DT1 * PI / 180
LAM = LAM1 * PI / 180
IF LAM= 0 THEN BET = PI /2
    IF LAM= 0 THEN 50
    BET = ATN(TAN(IT) / SIN(LAM))
50  REM
    X = XI
    COTD = 1/ TAN(D)
    FOR LA = 1 TO XFI
        K1 = SIN (D) * COS(D - 2 * BET)
        K21 = SQR((X - L * COTD) ^ 2 + (H + L)^2) / (X^ 2 + H^2)
        K2 = LOG(K21)
    K3 = SIN(D)*SIN(D-2 * BET)
    K4 = ATN((X-L*(1/TAN(D))) / (H + L)) - ATN(X/H)
    J1 = 2 *IP* (1-(COS (IT))^ 2 * (COS (LAM))^2)
    FT (IA) =J1 (Y*( K1*K2+ K3* K4)
    X = X + IX
    NEXT IA
    RI = XI
LPRINT "LAS CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DE LA FALLA SON"
LPRINT
LPRINT
LPRINT "PROFUNDIDAD DEL PLANO SUPERIOR DE LA FALLA="; H
LPRINT "EL SALTO DE LA FALLA ES= "; L
LPRINT "EL ECHADO DE LA FALLA ES="; D
LPRINT
LPRINT
LPRINT "CARACTERISTICAS MAGNETICAS"
LPRINT
LPRINT
    LPRINT "INCLINACION DEL CAMPO MAGNETICO= "; IT1
    LPRINT "DECLINACION DEL CAMPO MAGNETICO="; DT1
    LPRINT "MAGNITUD DE LA MAGNETIZACION="; IP
LPRINT
LPRINT
LPRINT "LOS VALORES DE CAMPO MAGNETICA TOTAL SON:"
LPRINT

```

```
LPRINT "X FT(X) "  
FOR KA = 1 TO XFI  
LPRINT RI;  
LPRINT USING "#####.##"; FT (KA)  
RI = RI + IX  
NEXT KA  
END
```

MODELOS

ANOMALIA MAGNETICA DE UN PRISMA

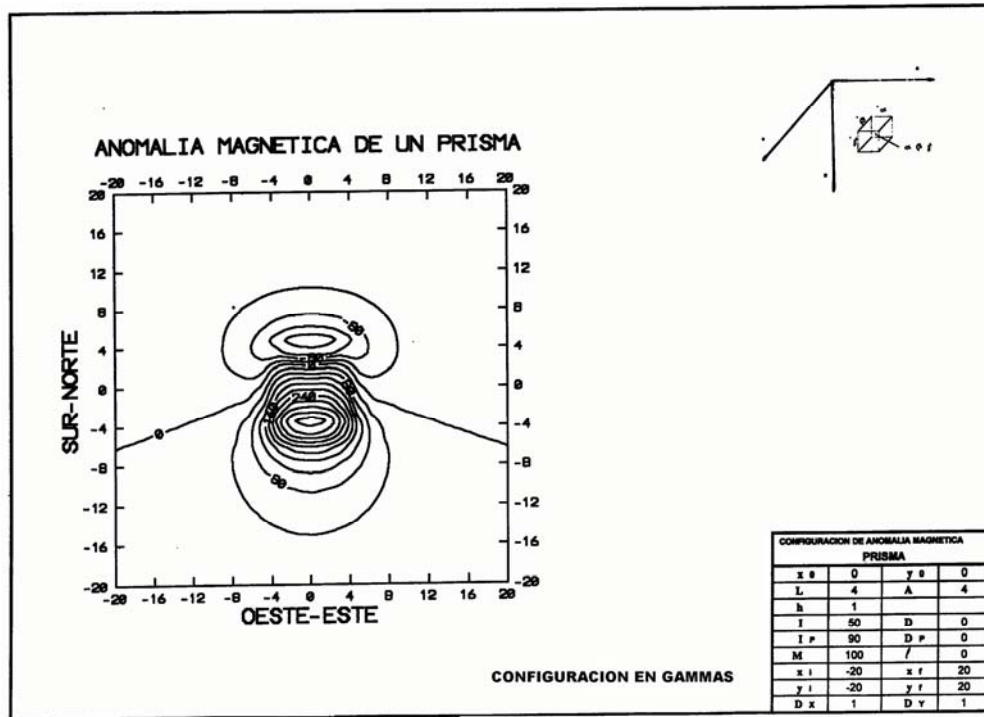


Figura M. 4.

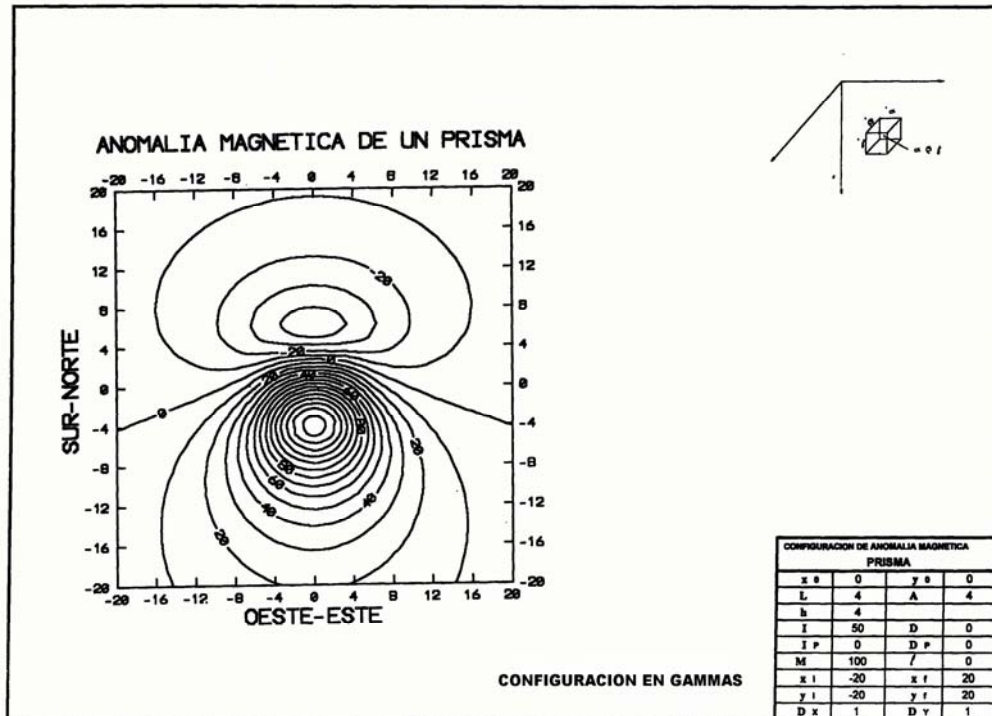


Figura M. 5.

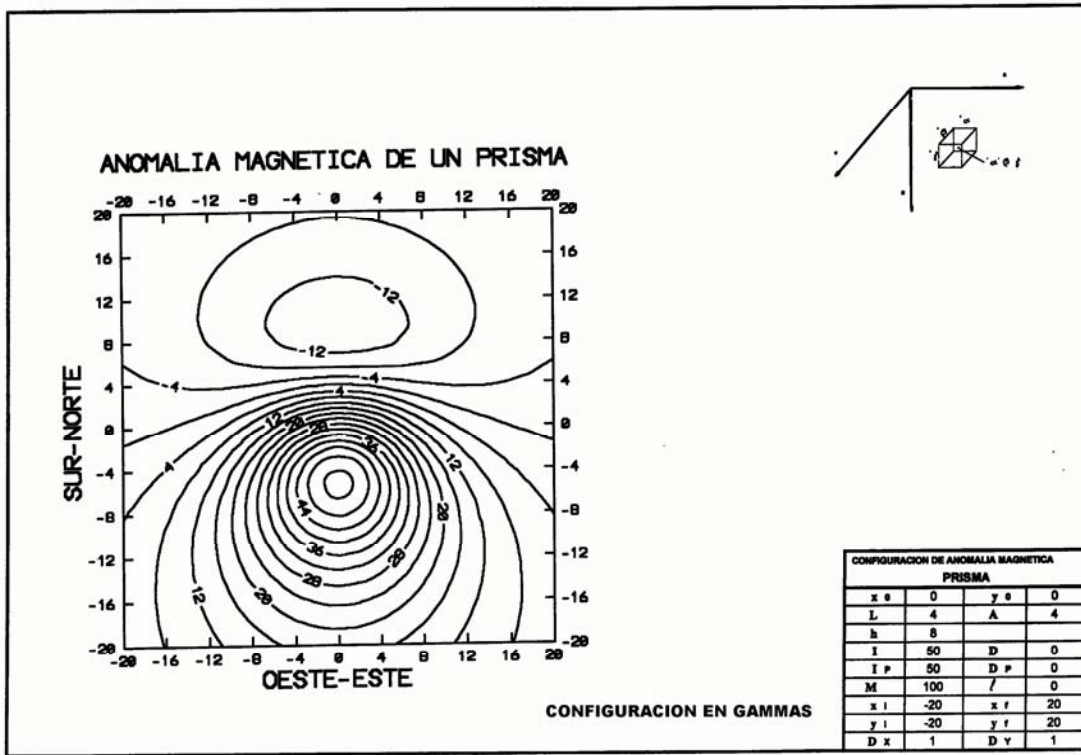


Figura M. 6.

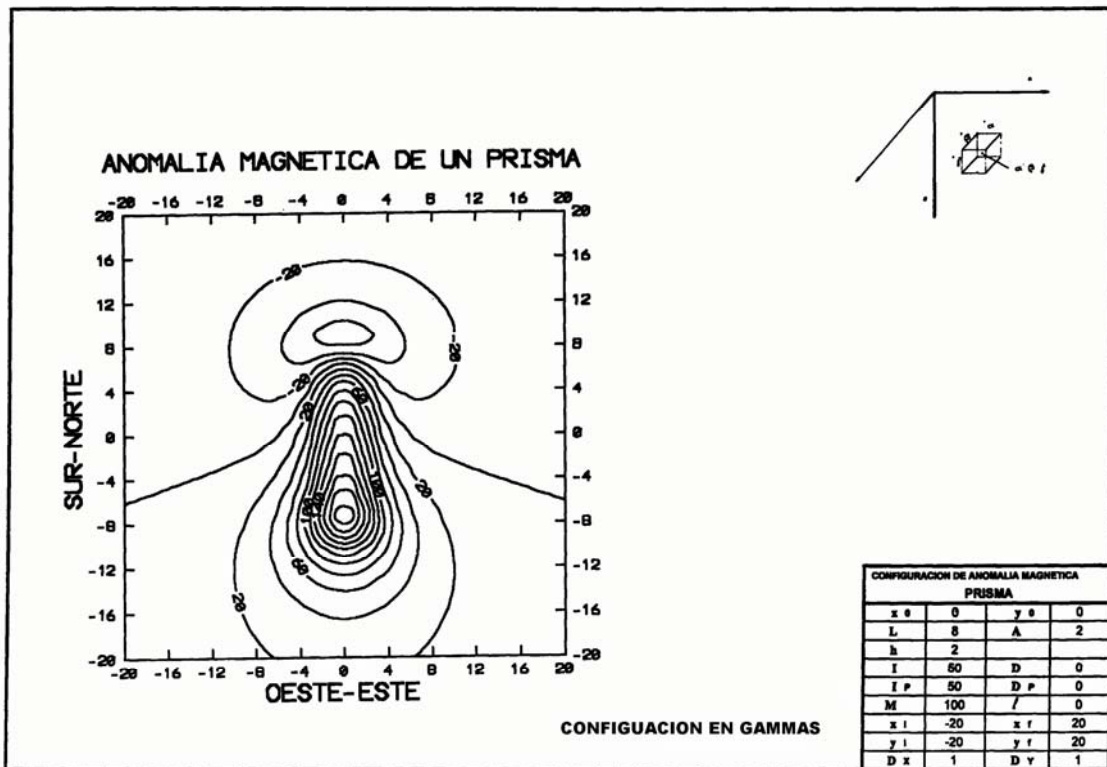


Figura M. 7.

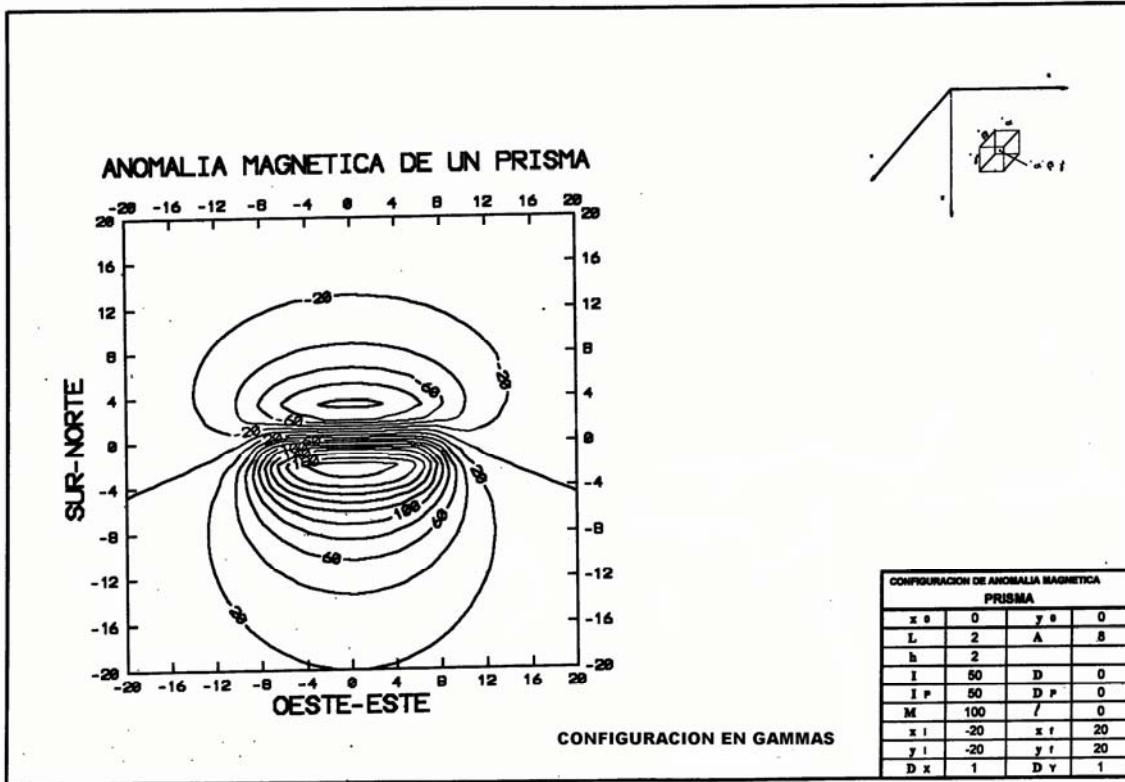


Figura M. 8.

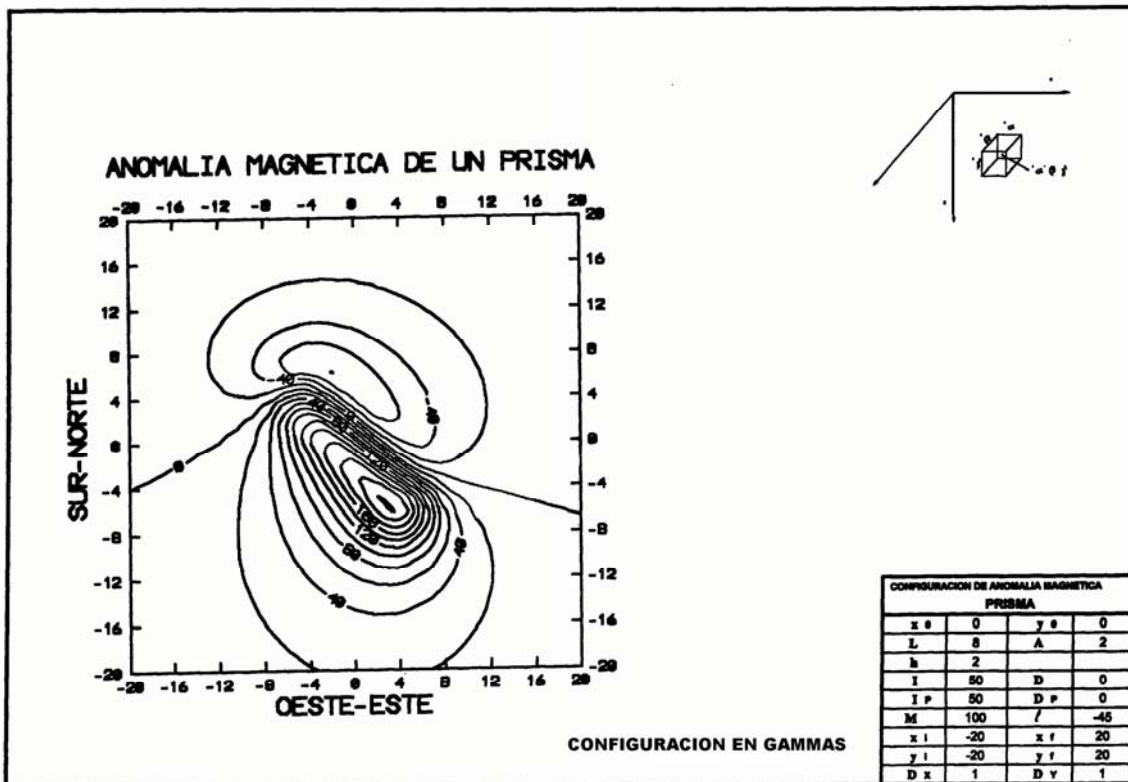


Figura M. 9.

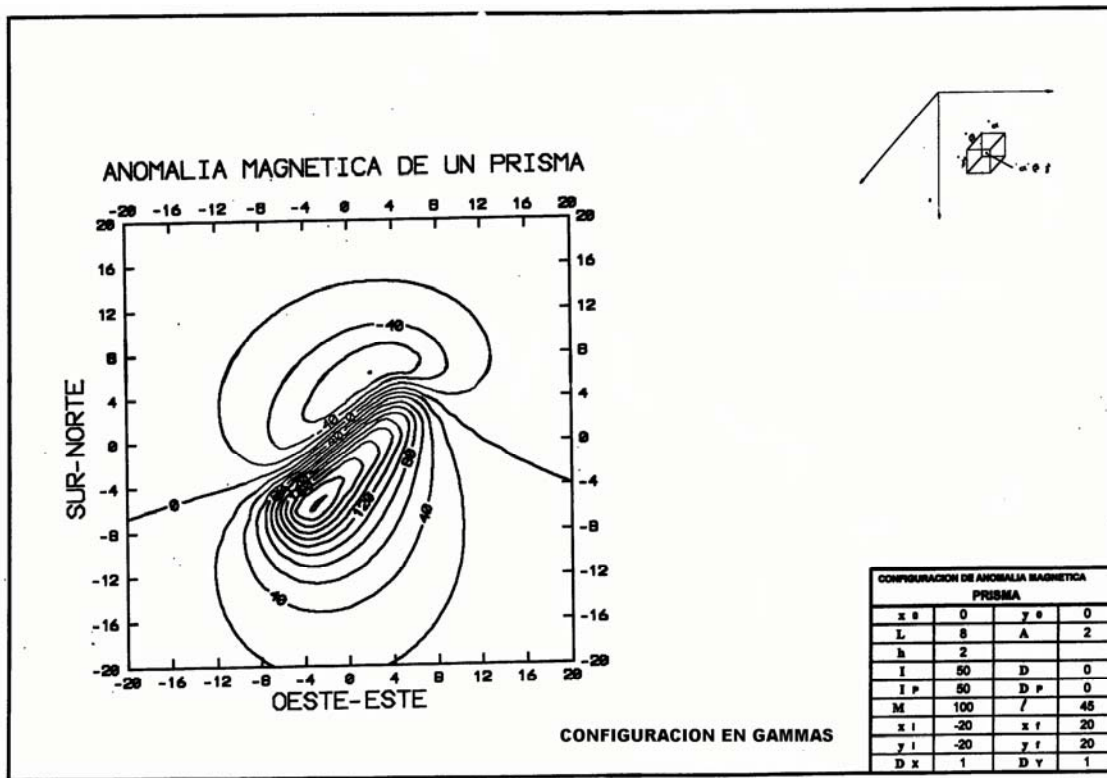


Figura M. 10.

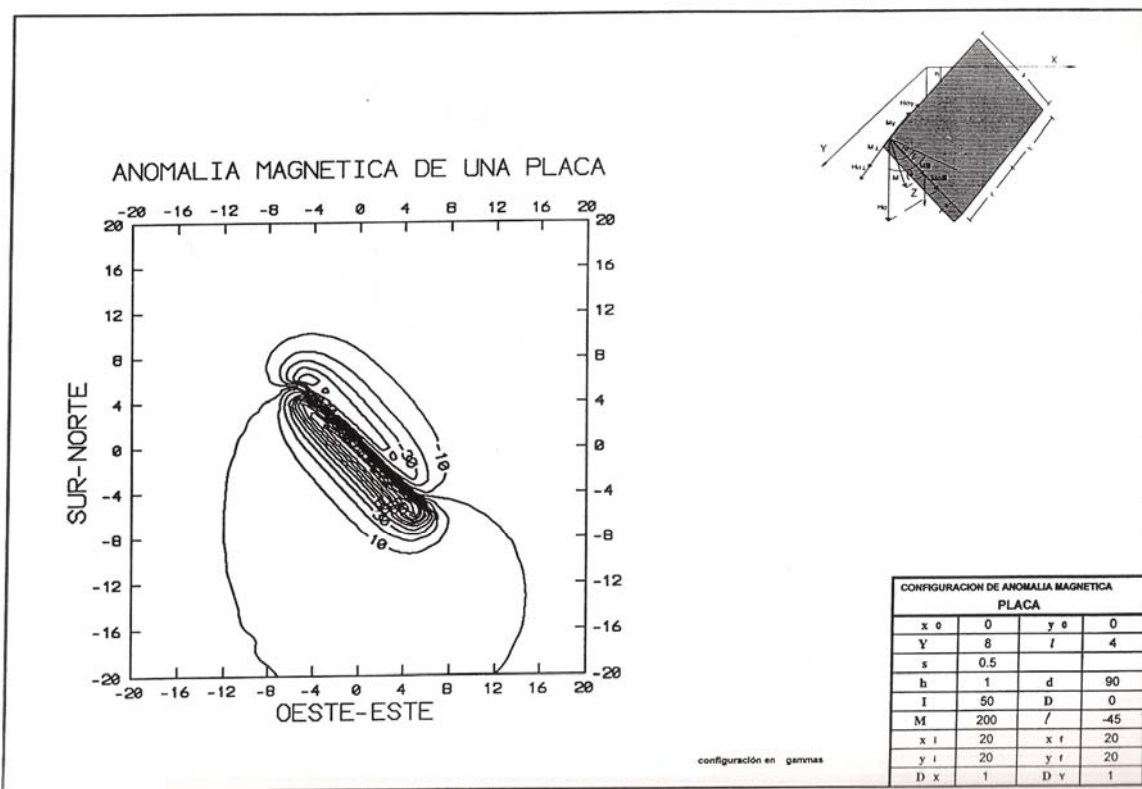


Figura M. 11 .

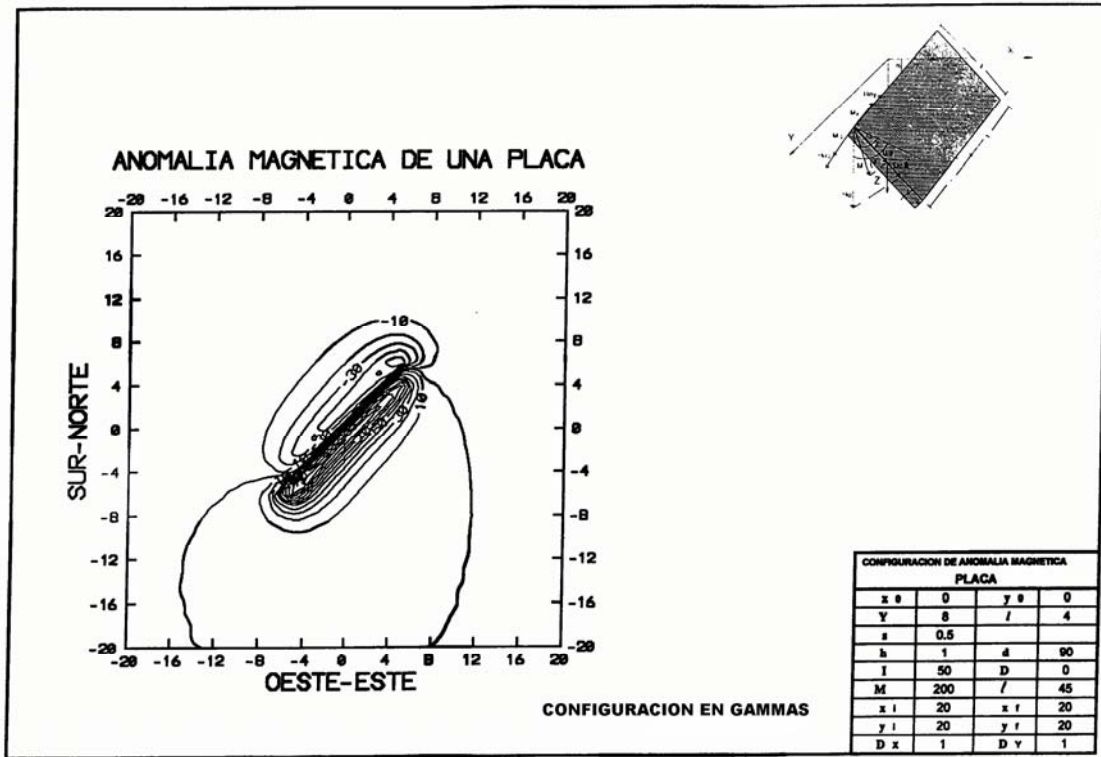


Figura M. 12.

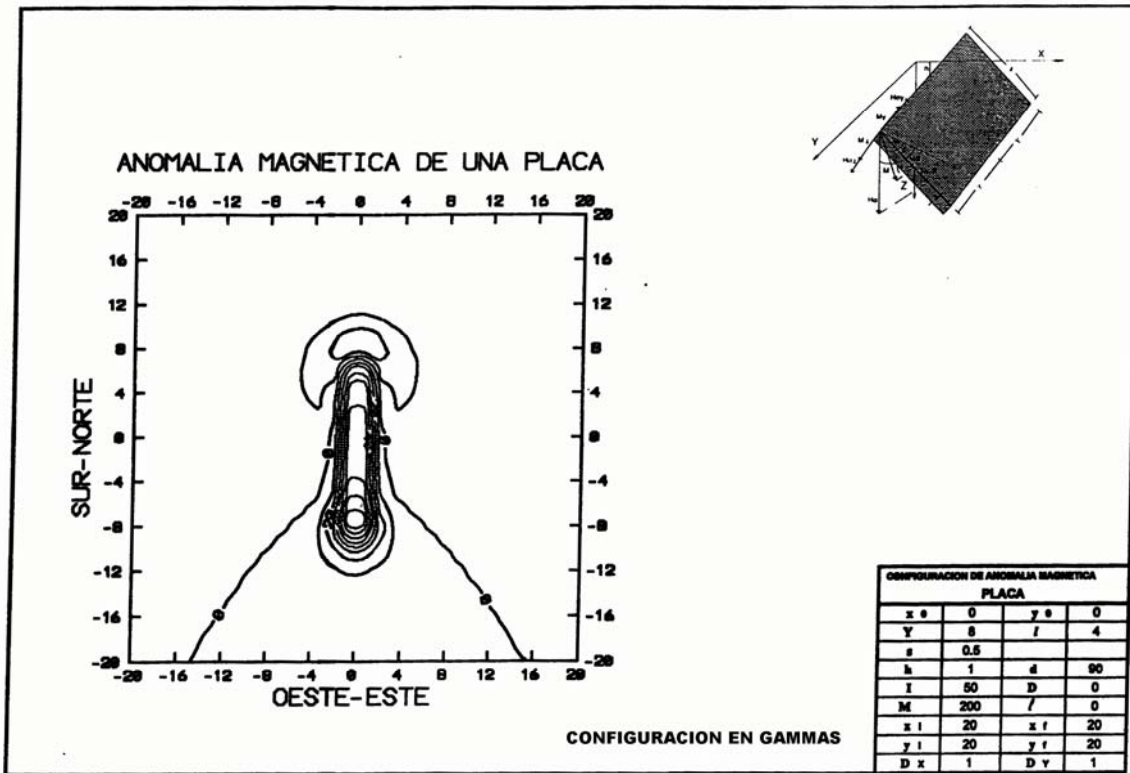


Figura M. 13.

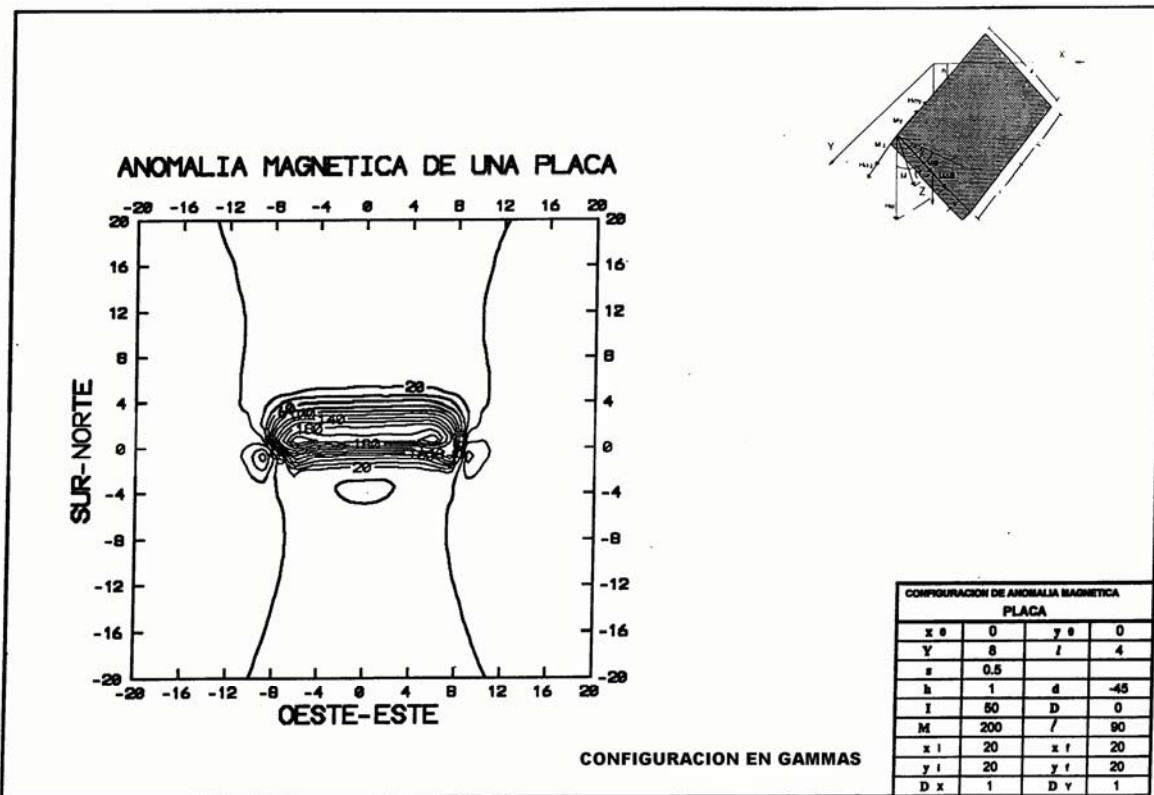


Figura M. 14.

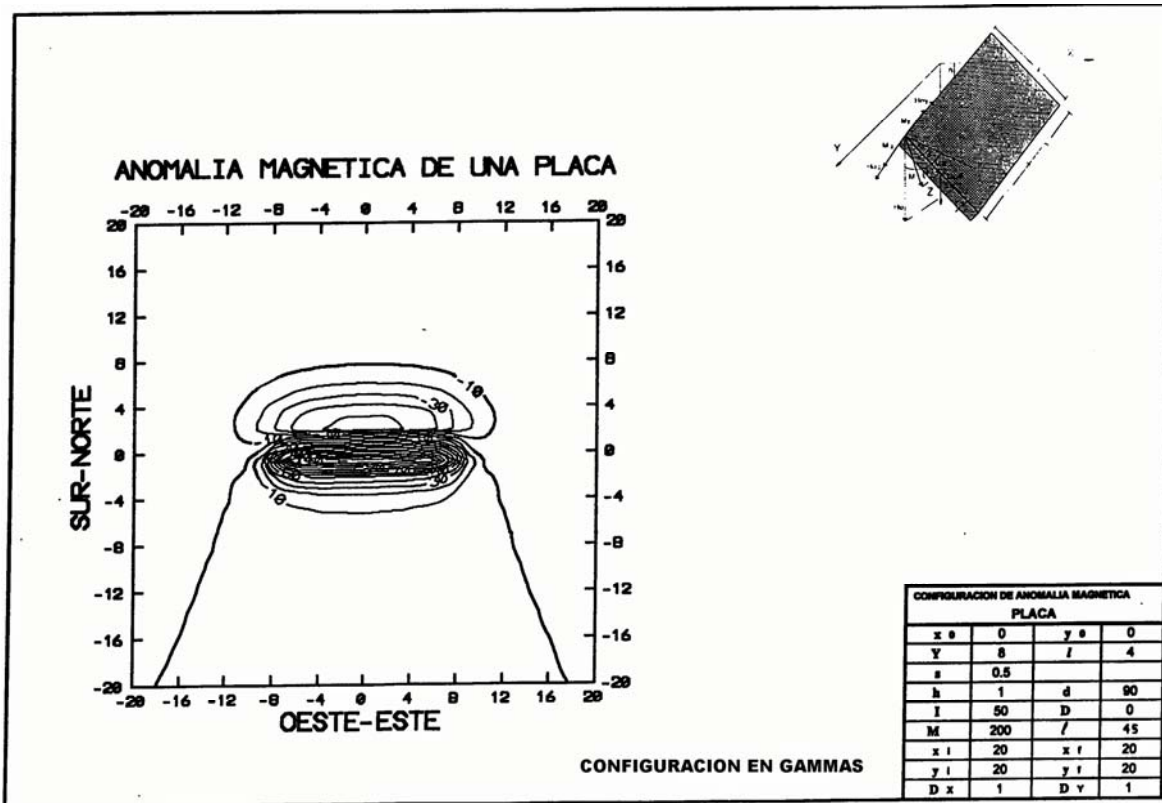


Figura M. 15.

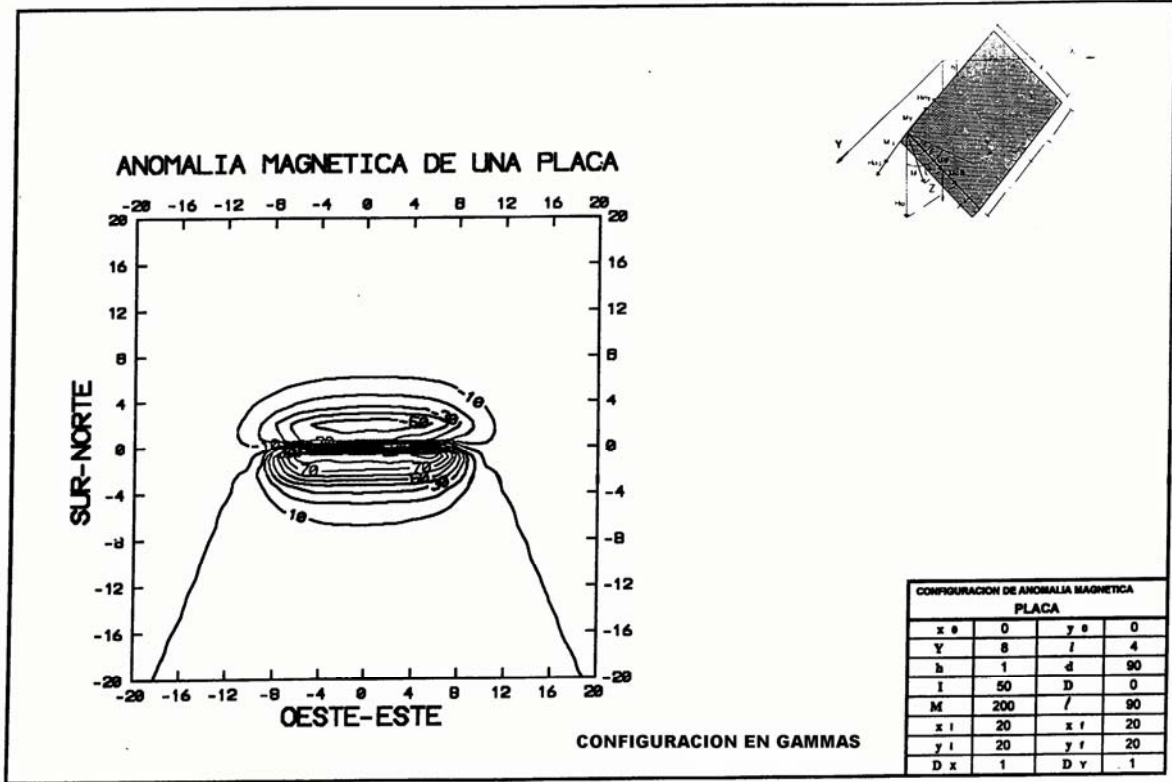


Figura M. 16.

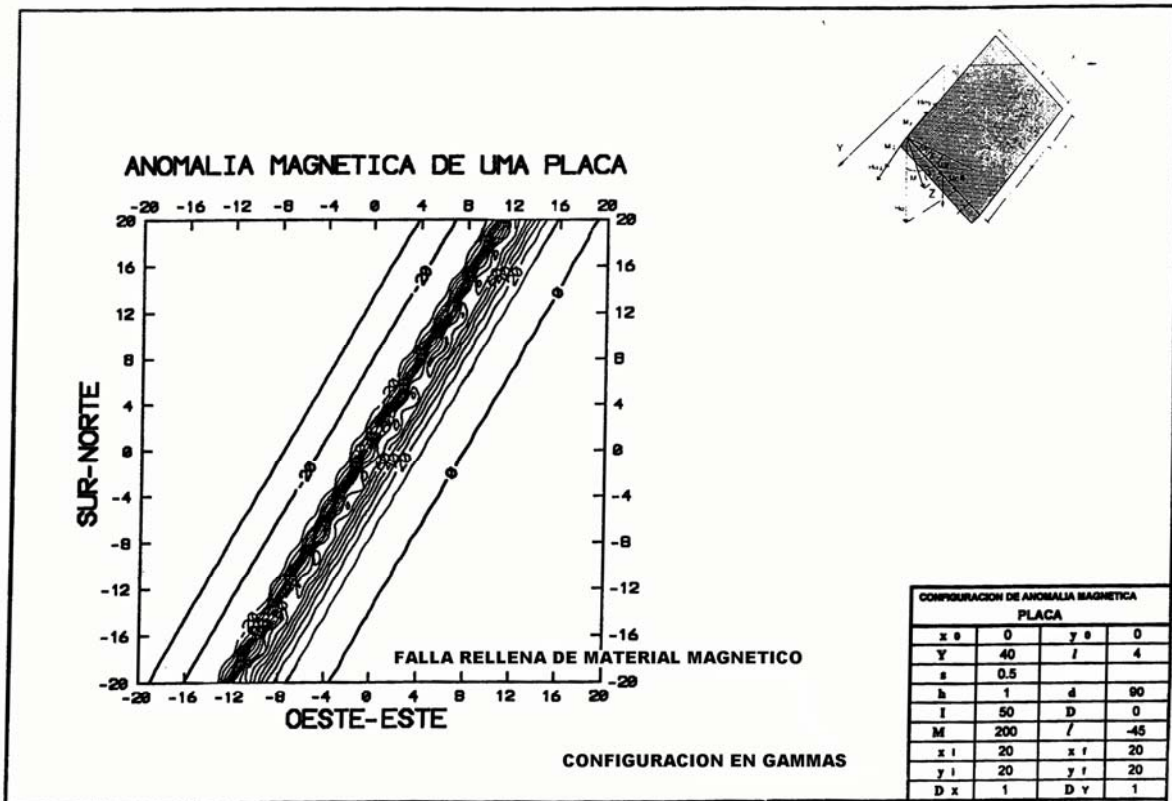


Figura M. 17.

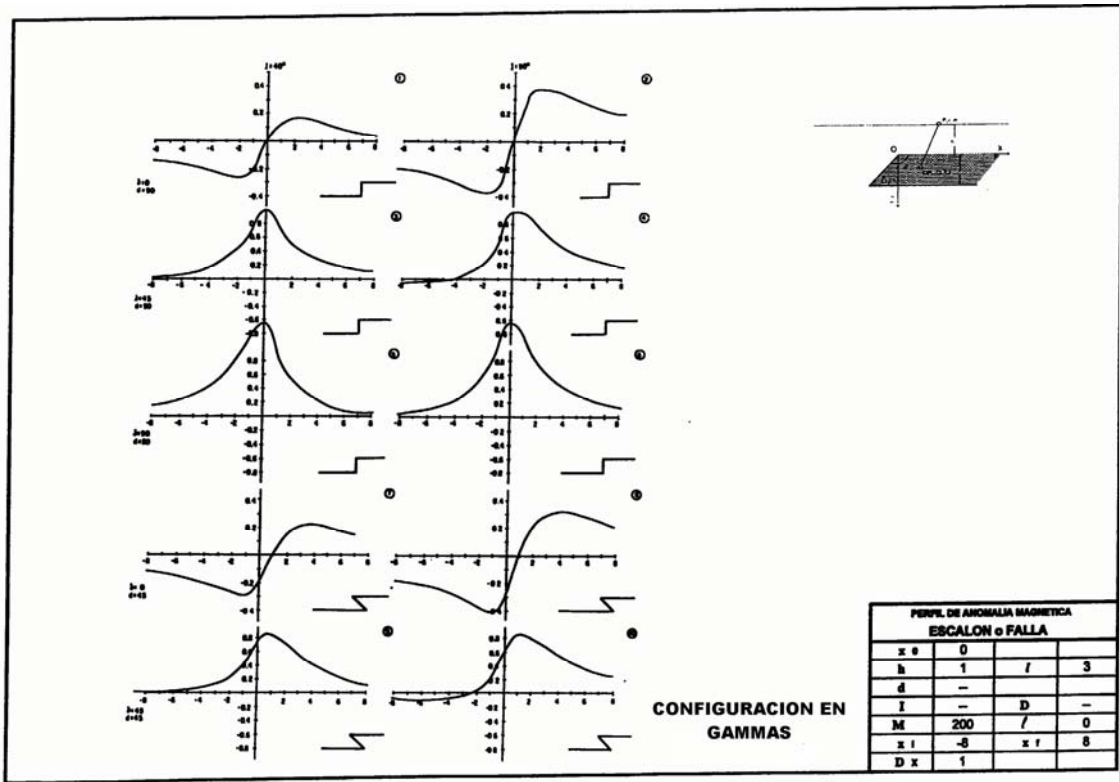


Figura M. 18.

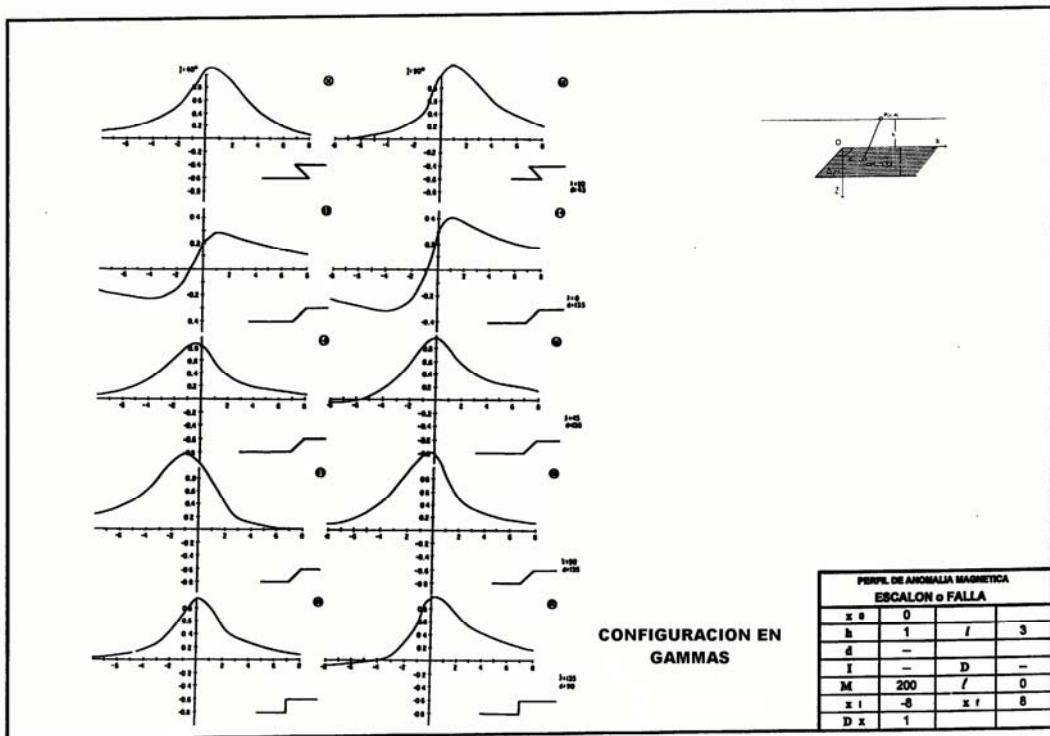


Figura M. 19.

Tabla de conversión de unidades de medida al Sistema Internacional de Unidades (SI)

OTROS SISTEMAS DE UNIDADES		MULTIPLICADO POR	SISTEMA INTERNACIONAL DE UNIDADES (SI)	
UNIDAD	SÍMBOLO		SE CONVIERTE A	
			UNIDAD	SÍMBOLO
LONGITUD				
Pie	pie, ft.,'	0.3048	metro	m
Pulgada	plg., in, "	25.4	milímetro	mm
PRESIÓN/ ESFUERZO				
Kilogramo fuerza/cm ²	kg _f /cm ²	98,066.5	Pascal	Pa
Libra/pulgada ²	lb/ plg ² ,PSI	6,894.76	Pascal	Pa
Atmósfera	atm	98,066.5	Pascal	Pa
metro de agua	m H ₂ O (mca)	9,806.65	Pascal	Pa
Mm de mercurio	mm Hg	133.322	Pascal	Pa
Bar	bar	100,000	Pascal	Pa
FUERZA/ PESO				
Kilogramo fuerza	kg _f	9.8066	Newton	N
MASA				
Libra	lb	0.453592	kilogramo	kg
Onza	oz	28.30	gramo	g
PESO VOLUMÉTRICO				
Kilogramo fuerza/m ³	kg _f /m ³	9.8066	N/m ³	N/m ³
Libra /ft ³	lb/ft ³	157.18085	N/m ³	N/m ³
POTENCIA				
Caballo de potencia, Horse Power	CP, HP	745.699	Watt	W
Caballo de vapor	CV	735	Watt	W
VISCOSIDAD DINÁMICA				
Poise	μ	0.01	Mili Pascal segundo	mPa.s
VISCOSIDAD CINEMÁTICA				
Viscosidad cinemática	v	1	Stoke	m ² /s (St)
ENERGÍA/ CANTIDAD DE CALOR				
Caloría	cal	4.1868	Joule	J
Unidad térmica británica	BTU	1,055.06	Joule	J
TEMPERATURA				
Grado Celsius	°C	tk=tc + 273.15	Grado Kelvin	K

Nota: El valor de la aceleración de la gravedad aceptado internacionalmente es de 9.80665 m/s²