

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.
POSGRADO EN CIENCIAS APLICADAS**

**La Exploración Magnética Aérea en la Prospección de
Yacimientos de Oro y Plata: caso Peña de Bernal,
Querétaro.**

Tesis que presenta

Daniel González Rivera

Para obtener el grado de

Maestro en Ciencias Aplicadas

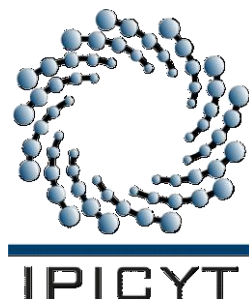
En la opción de

Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., Diciembre 2010.



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “(La exploración magnética aérea en la prospección de yacimientos de oro y plata: caso Peña de Bernal, Querétaro)” presentada para obtener el Grado de de Maestro en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales fue elaborada por **Daniel González Rivera** y aprobada el **1 de Diciembre de 2010** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Ciencias Ambientales del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Héctor López Loera

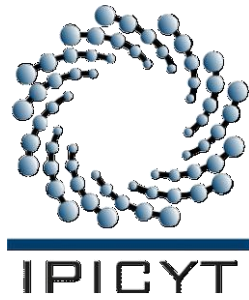
(Director de la tesis)

Dr. Porfirio Julio Pinto Linares

(Asesor de la tesis)

Dr. Lázaro Raymundo Reyes Gutiérrez

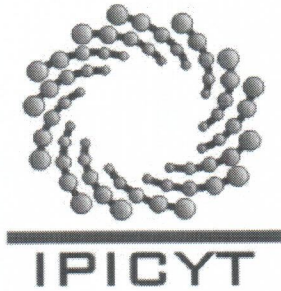
(Asesor de la tesis)



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Héctor López Loera.

Durante la realización del trabajo recibí una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (221812) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 042 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 14 días del mes de diciembre del año 2010, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Porfirio Julio Pinto Linares	Presidente	IPICYT
Dr. Lázaro Raymundo Reyes Gutiérrez	Secretario	IPICYT
Dr. Héctor López Loera	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRO EN CIENCIAS APLICADAS
EN LA OPCION DE CIENCIAS AMBIENTALES**

sustentó el C.

Daniel González Rivera

sobre la Tesis intitulada:

La Exploración Magnética Aérea en la Prospección de Yacimientos de Oro y Plata: caso Peña de Bernal, Querétaro

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Héctor López Loera


El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 13:20 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 14 días del mes de diciembre de 2010.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento de Asuntos Escolares


INSTITUTO POTOSINO
DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.
IPICYT
SECRETARIA ACADÉMICA

Dedicatoria

A mis amados padres, María Elena y Juan Ángel:

Quienes me han heredado el tesoro más valioso que se le puede dar a un hijo: amor; quienes sin escatimar esfuerzo alguno, han sacrificado gran parte de su vida para formarme, educarme y cuya ilusión de sus vidas ha sido convertirme en persona de provecho. Nunca podré pagar sus desvelos, ni aún con las riquezas más grandes del mundo; gracias a ustedes por darme la vida.

A mis queridos hermanos, Fernando, Lissette y Julio:

Por el apoyo moral y espiritual que siempre me han brindado.

A los catedráticos del IPICYT que fueron un pilar importante en mi formación profesional.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo de la beca (221812) para realizar la maestría en Ciencias Aplicadas opción Ciencias Ambientales; al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT) por albergarme como estudiante, especialmente a la División de Geociencias Aplicadas (DGA) y al Dr. Héctor López Loera por la dirección de esta tesis.

Agradezco también a la Superintendencia de Geología de la Mina de San Martín, Qro., especialmente al Ingeniero Dante Rodríguez Montes por proporcionar los reportes realizados en la mina, y a los directivos de la Cía. Luismin por otorgar el permiso del uso de la información requerida para el estudio de su mina.

Un especial agradecimiento al Dr. Julio Porfirio Pinto Linares por su valiosa asesoría y apoyo en la cuestión de minería durante la realización de este proyecto.

Agradezco al Dr. Noel Carbajal Pérez, por las asesorías en algunos tópicos de Física; a los Ingenieros David Torres Gaitán y Erasmo Mata Martínez por el apoyo técnico que me brindaron durante la maestría; a la M. en C. Valentina Castellanos Rodríguez por sus comentarios propositivos y por la revisión gramatical de este trabajo. Un especial agradecimiento a los Doctores José Alfredo Ramos Leal y Raymundo Reyes Gutiérrez por el apoyo y amistad incondicional y las múltiples atenciones durante mi estancia en la DGA.

Finalmente, doy gracias a mis padres y hermanos por su amor incondicional.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis.	li
Créditos institucionales.	lii
Acta de examen.	lv
Dedicatoria.	v
Agradecimientos.	vi
Lista de figuras.	xii
Lista de tablas.	xvii
Resumen.	xviii
Abstract.	xix

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1.	Introducción.	1
1.2.	Antecedentes.	2
1.3.	Hipótesis.	3
1.4.	Objetivo general.	4
1.5.	Objetivos particulares.	4
1.6.	Problemática.	5

1.7.	Localización del área de estudio.	5
1.8.	Fisiografía.	7

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1.	Geología y estratigrafía.	8
2.1.1.	Mesozoico.	9
2.1.2.	Cenozoico.	13
2.1.3.	Cuaternario.	19
2.2.	Evolución geológico-tectónica.	19
2.3.	Geología estructural.	20
2.4.	Estilo de mineralización del yacimiento.	22

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO

3.1.	El magnetismo como herramienta de exploración.	25
3.1.1.	Breve historia del método magnético.	26
3.1.2.	Recientes desarrollos en las técnicas de registro magnético.	28
3.2.	Teoría del campo potencial.	31
3.2.1.	Tratamiento matemático del campo Potencial.	31

3.2.2.	El gradiente tensorial de un campo potencial.	34
3.3.	Relaciones del campo potencial.	35
3.3.1.	Relación de Poisson - Conexión al campo magnético.	35
3.3.2.	Respuesta magnética de un medio susceptible.	41
3.3.3.	Campo magnético dipolar.	43
3.4.	Variaciones temporales del campo magnético de la Tierra.	50
3.4.1.	Variaciones a largo plazo.	51
3.4.2.	Variaciones a corto plazo.	52
3.5.	El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF).	54
3.6.	Anomalías magnéticas.	56
3.7.	Características generales de la magnetización de las rocas.	58
3.7.1.	Propiedades magnéticas de rocas y su composición mineralógica.	60

CAPÍTULO 4

4 VUELO AEROMAGNÉTICO Y TRATAMIENTO DIGITAL DE DATOS

4.1.	Ejecución del levantamiento aeromagnético.	65
4.1.1.	Control de las variaciones temporales en la estación base.	65
4.1.2.	Características del vuelo.	66
4.1.3.	Magnetómetro utilizado en este estudio.	67
4.1.4.	Altura de vuelo.	68
4.2.	Procesamiento y filtrado matemático de datos aeromagnéticos.	68

4.2.1.	Filtro Pasa bajas.	73
4.2.2.	Reducción al polo.	74
4.2.3.	Continuación analítica del campo.	75
4.2.4.	Derivadas en la dirección Z.	76
4.2.5.	Señal analítica.	77
4.2.6.	Butterworth (BTRW).	77
4.2.7.	Susceptibilidad aparente.	78
4.3.	Estimación de la profundidad de fuentes magnéticas.	80

CAPÍTULO 5

INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

5.1.	Obtención del campo magnético residual (CMR).	84
5.2.	Dominios aeromagnéticos.	86
5.3.	Lineamientos aeromagnéticos.	92
5.4.	Subproductos del CMR.	94
5.5.	Estructuras mineralizadas de la zona de estudio.	100
5.6.	Zonas prospectivas.	103
5.7.	Cálculo de la profundidad de anomalías magnéticas asociadas a intrusivos.	106
5.8.	Modelación de anomalías magnéticas asociadas al área de estudio.	110

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1.	Conclusiones.	119
6.2.	Recomendaciones.	121

BIBLIOGRAFÍA	122
---------------------	-----

Lista Figuras

CAPÍTULO 1

- 1.1. Plano de localización del área de estudio. 6

CAPÍTULO 2

- 2.1. Mapa geológico del área de estudio. 8
- 2.2. Columna estratigráfica del área de estudio. 9
- 2.3. Sección geológica A-A', de la estructura del yacimiento. 24

CAPÍTULO 3

- 3.1. (a) las líneas del campo gravitacional apuntan hacia el centro de masa de la Tierra. (b) las líneas del campo magnético de la Tierra son dipolares por naturaleza. 26
- 3.2. Relación entre la inclinación (I) y declinación (D) de un campo y las tres componentes cartesianas. 38
- 3.3. Sólo dos vectores, \mathbf{m} y \mathbf{r} , son necesarios para calcular la respuesta magnética de un dipolo magnético. 44
- 3.4. Dipolo magnético de la Tierra. 47
- 3.5. Componentes del campo magnético de la Tierra. 48

3.6.	Esquema mostrando la Variación Diurna, en un periodo mensual.	52
3.7.	Viento solar distorsionando los confines del campo magnético de la Tierra causando líneas de corriente en la ionósfera sobre el lado diurno del planeta en rotación.	53
3.8.	Tormenta repentina y variaciones violentas en el campo magnético terrestre.	53
3.9.	Micro pulsaciones de la variación de un lugar a otro en la superficie de la Tierra.	54
3.10.	Distribución de la intensidad del campo magnético (F) sobre la superficie terrestre, para el año 2000.	55
3.11.	En levantamientos aeromagnéticos el sensor registra la suma del vector del campo magnético ambiente y la contribución anómala de fuentes locales.	56
3.12.	Campo magnético observado (F_{IGRF}) no difiere significativamente de la componente anómala ΔF en la dirección de F_{IGRF} ($= \Delta F \cos\theta$) con tal de que $F_{IGRF} \gg \Delta F$	57
3.13.	Dominios magnéticos de sustancias ferromagnéticas.	62

CAPÍTULO 4

4.1.	Modelo digital de elevación mostrando las líneas de vuelo en dirección (N-S), líneas de control en dirección (E-W), sobre las inmediaciones de la Mina de San Martín.	66
4.2.	Muestra (a). Helicóptero Bell 206 Long Ranger, (b) sensor remolcado en una superficie de sustentación, dentro de un contenedor y arrastrado por un cable, (c) Magnetómetro de vapor de cesio (Scintrex C2) de alta sensibilidad.	67

4.3.	Filtro pasa bajas.	74
4.4.	Continuación hacia arriba.	75
4.5.	Continuación hacia abajo.	76
4.6.	Filtro Butterworth.	78
4.7.	Sección cuadrada representada con prismas verticales que muestra el contraste de susceptibilidad magnética, con lo cual es posible modelar las anomalías magnéticas de la superficie de la corteza terrestre.	80
4.8.	Método de Peters mostrando que la longitud entre dos tangentes es la pendiente media.	81
4.9.	Espectro de potencia típico para datos magnéticos.	82

CAPÍTULO 5

5.1.	Perfil aeromagnético M-M' mostrando el campo total con un rango de 42,152-42,417 nT, el campo magnético residual muestra anomalías positivas de 218 nT, mientras que las anomalías negativas presentan picos hasta -618 nT.	84
5.2.	Mapa del campo residual, en el área de estudio se observan anomalías positivas en tonos rojos y anomalías negativas en tonos azules.	85
5.3.	Mapa de continuación hacia arriba 250 m del campo magnético residual de la zona de estudio. Se indican los dominios aeromagnéticos asociados con unidades litomagnéticas.	87
5.4.	Representación del espectro de potencia para el mapa de continuación ascendente a 250 m.	91

5.5.	Mapa de intensidades magnéticas, en el área de estudio, Se observan anomalías positivas en tonos rojos a magenta y anomalías negativas en tonos azules a verde, sobre las que se muestran los lineamientos aeromagnéticos.	92
5.6.	Diagrama de rosas que muestra las direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos.	93
5.7.	Mapa del CMR con filtro de reducción al polo, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.	94
5.8.	Mapa del CMR con filtro de la primera derivada en la vertical (Z), nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.	95
5.9.	Mapa del CMR con filtro de la segunda derivada en la vertical (Z), nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.	96
5.10.	Mapa del CMR con filtro butterworth con longitud de onda de corte de 1000 ciclo/Km, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.	97
5.11.	Mapa del CMR con filtro butterworth con longitud de onda de corte de 2000 ciclo/Km, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.	98
5.12.	Mapa del CMR con el filtro de señal analítica, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.	99
5.13.	Mapa geológico mostrando las estructuras mineralizadas.	101
5.14.	Mapa de reducción al polo mostrando las zonas actualmente en explotación, así como los prospectos de interés minero.	103
5.15.	Mapa de la señal analítica continuada 1000 m hacia arriba, mostrando una anomalía monopolar correspondiente a un cuerpo magnetizado (intrusivo), en el que se trazaron 2 secciones para estimar la profundidad.	107

5.16.	Método de Peters empleado para: a) sección S1-S1', b) Sección S2-S2'.	108
5.17.	Representación del espectro de potencia para el mapa de la señal analítica continuada hacia arriba 1000 m.	109
5.18.	Mapas de continuación ascendente a 1000 m y 7000 m, representando la continuidad de las fuentes profundas (anomalía mono polar), asociada al techo de un cuerpo intrusivo.	110
5.19.	Mapa de susceptibilidad aparente del área de estudio.	112
5.20.	Mapa reducido al polo con filtro butterworth mostrando la anomalía de interés a modelar mediante perfiles magnéticos A-A', B-B'.	113
5.21.	Modelo 2D del perfil A-A' a) anomalía magnética, b) modelo geológico- geofísico.	115
5.22.	Modelo 2D del perfil B-B' a) anomalía magnética, b) modelo geológico- geofísico.	116

Lista de Tablas

3.1.	Propiedades magnéticas de minerales ferromagnéticos.	63
3.2.	Susceptibilidades magnéticas de minerales.	63
5.1.	Susceptibilidad magnética aparente.	112

Resumen

PALABRAS CLAVE. Anomalía aeromagnética, roca encajonante, intrusivo, mineralización, susceptibilidad magnética, filtros, modelos magnéticos.

En el presente trabajo se realizaron el procesamiento e interpretación de datos de un vuelo aeromagnético de alta resolución, realizado por la compañía McPhar Geosurveyes Ltd., sobre las inmediaciones de Peña de Bernal, Querétaro, para la prospección de nuevas fuentes minerales y la extensión de las ya conocidas, pertenecientes a la Compañía minera San Martín, asociadas a cuerpos intrusivos que se relacionen con anomalías magnéticas. El procesamiento de la información aeromagnética consistió en la aplicación de algoritmos matemáticos (filtros) como, reducción al polo, derivadas en la vertical, continuaciones de las medidas del campo magnético a diferentes alturas, señal analítica, Butterworth y susceptibilidad aparente, los cuales permiten eliminar altas frecuencias asociadas a ruido y destacar bajas frecuencias asociadas con información de fondo. La continuación hacia arriba a 250 m, mediante la técnica de dominios aeromagnéticos, en función del carácter de la intensidad del campo magnético, permitió definir ocho dominios, siendo de mayor importancia los dominios I y II con intensidades de (50-200 nT y -200-0 nT). La reducción al polo permitió trazar lineamientos (contactos, fallas) en el área de estudio, con una orientación NE-SW y NW-SE. Con la sobre posición de los mapas, reducción al polo, señal analítica, derivadas en la vertical y Butterworth; se confirmaron las zonas actualmente en explotación (San Martín y Chicarroma), las cuales presentan las mejores posibilidades para su aprovechamiento, así mismo se identificaron diez prospectos con potencial minero de interés. La señal analítica continuada 1000 m hacia arriba, permitió interpretar la existencia de un cuerpo intrusivo ubicado al norte del poblado de San Martín y al este de Peña de Bernal, a una profundidad de 1.5 km, envolviendo un área de 23 km², asociado con una anomalía monopolar. La modelación 2D de las anomalías magnéticas permitió la interpretación de las características geológicas del subsuelo (roca encajonante e intrusivo,) y la relación con las estructuras mineralizadas emplazadas en fallas a partir del trazado de perfiles.

Abstract

KEY WORDS. Aeromagnetic anomaly, host rocks, intrusive, mineralization, magnetic susceptibility filters, magnetic models.

This work was carried out processing and interpreting a high resolution aeromagnetic flight, executed by the McPhar GeoSurvey Ltd. company on the vicinity of Peña de Bernal, Queretaro. The objective of this work was consisted of to prospect new mineralized areas and to extend the already known areas of the San Martin mining company, associated to the intrusive bodies related to the magnetic anomalies present in the area. The aeromagnetic data processing consisted in the application of mathematical algorithms (filters), such as reduction to the pole, vertical derivatives, continuation of the magnetic field measurements at different heights, analytical signal, Butterworth, and apparent susceptibility, which can eliminate high frequencies associated to noise and to detail the low frequencies associated with the background information. The upward continuation to 250 m, using the aeromagnetic domain technique as a function of the nature of the magnetic field intensity, has defined eight domains, the most important being the domains I and II with intensities (50-200 nT and - 200-0 nT) respectively. Reduction to the pole method allowed to draw lines (contacts and faults) in the study area, with NE-SW and NW-SE orientations. The superposition, reduction to the pole, analytic signal, vertical derivative and Butterworth, methods were confirmed on the current operating areas (San Martin and Chicarroma), which presented the best possibilities to be used; in addition, ten mining prospects were identified with good ore potential. The continuous analytical signal 1000 m upwards allowed us to interpret the presence of an intrusive body located north of the San Martin town and east of Peña de Bernal, at a depth of 1.5 km, enclosing an area of 23 km², and associated with a monopolar anomaly. The 2D magnetic anomaly model allowed the interpretation of subsurface geological features (the intrusive host rock), and the relationship with the mineralized structures located along the faults detected by the profiles.

Capítulo 1

1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

México posee una amplia variedad de depósitos minerales, generados en diferentes épocas geológicas y ambientes geotectónicos. Se han explotado desde la época prehispánica, teniendo gran incremento en la época de la Colonia y Reforma, agotando fácilmente depósitos minerales que afloraban en superficie, lo que facilitaba su identificación. En la actualidad, estos depósitos se localizan cada vez a mayor profundidad del subsuelo, debido a que carecen de manifestaciones en superficie, cada vez se hace más difícil el hallazgo de nuevos yacimientos, por lo cual, se acudió al empleo de métodos indirectos geofísicos.

El avance tecnológico en instrumentación geofísica ha permitido, a partir de los cincuenta, el uso de los métodos de aerotransporte para la adquisición de datos geofísicos. En particular, los levantamientos aeromagnéticos tienen la ventaja de obtener con mayor rapidez los datos, lo cual reduce costos en cuanto a las campañas geofísicas, además de reducir significativamente la corrección de variaciones temporales del campo magnético terrestre y de la deriva instrumental. El hecho de realizar mediciones a cierta altura, supone reconocer zonas que de otra forma serían inaccesibles para su medición y conseguir al mismo tiempo, el filtrado de altas frecuencias que corresponden a ruido y perturbaciones en la superficie.

En el presente trabajo se realizó la reinterpretación de un vuelo aeromagnético de alta resolución, realizado por la compañía McPhar Geosurveyes Ltd., sobre las inmediaciones de la Compañía minera San Martín, estado de Querétaro, para la prospección de nuevas fuentes minerales y la extensión de las ya conocidas, asociadas a anomalías magnéticas que estén en función del contraste entre las formaciones geológicas (roca encajonante con respecto a la roca intrusiva), asociadas con diferentes ambientes geotectónicos.

La prospección de depósitos minerales es de suma importancia debido a sus múltiples aplicaciones en los diversos campos de la actividad humana (avances tecnológicos, economía de países, entre otras).

1.2. Antecedentes

Concentraciones significantes de minerales magnéticos pueden encontrarse en muchos depósitos asociados a unidades de rocas magnéticas. Sin embargo, son contadas las publicaciones que han tratado sobre firmas magnéticas de yacimientos minerales entre su roca encajonante e intrusiva y su relación con minerales de oro y plata. Escasas publicaciones en la literatura, han considerado depósitos minerales en términos magnéticos asociados con su conocimiento y respuesta magnética.

Ideas previas para la identificación de depósitos minerales económicos de oro y plata, mediante técnicas aeromagnéticas, han sido estudiadas por McIntyre (1980), Webster (1884), Grant (1985), Hoover *et al.*, (1992), Clarck *et al.*, (1997) y Gunn (1993).

Por lo general, se ha aceptado que muchos depósitos minerales reúnen rasgos semejantes como la geometría, roca encajonante, controles estructurales y tectónicos. Esto ha definido diferentes tipos de depósitos o modelos, agrupándose en términos de sus características físicas, geométricas y su origen.

La forma y amplitud de las respuestas magnéticas de un depósito mineral dependen de otros factores, por ejemplo, la presencia de concentración de minerales magnéticos, la geometría y profundidad del cuerpo mineral, su orientación respecto al norte magnético. El resultado de la relación de estos factores denota que no hay un patrón estándar en las anomalías y formas para un depósito mineral. Sin embargo, la apreciación y acumulación de minerales magnéticos en cierta área de la superficie terrestre, junto con la observación de procesos geológicos como la deformación, metamorfismo, vulcanismo, intemperismo y sedimentación, durante la historia del depósito mineral, favorecen la identificación de este mismo.

En el proceso de identificación del depósito pueden manifestarse otras complicaciones debidas a las propiedades magnéticas o por anisotropía, ambos casos a nivel de granos, cristales y escalas de estratificación y el factor de desmagnetización, por lo que los efectos de cuerpos fuertemente magnéticos, localmente pueden alterar la dirección del campo magnético y la influencia de su propia anomalía magnética.

Como parte de la recopilación y análisis de la información existente disponible, se consultaron diversos trabajos previos, relacionados con la geología, estratigrafía, geofísica y minería de la zona de estudio. A continuación se mencionan dichos trabajos.

Ortiz-Hernández (1985), presentó un estudio metalogénico de la mina auroargentífera de San Martín, Municipio de Colón, Querétaro. En 1992 el Consejo de Recursos Minerales ahora Servicio Geológico Mexicano (SGM), publicó la Monografía Geológico Minera del Estado de Querétaro. Carillo Martínez *et al.* (1998), presentaron un resumen de la geología del área de San Antonio Bernal, Querétaro. Jasso Cervantes (2003), realizó una propuesta para reducción de costos operativos en la mina San José I, unidad San Martín, Querétaro. En 2005 las empresas Luismin, S.A. de C.V y McPhar Geosurveys Ltd, realizaron el estudio geofísico “Final Report on a Helicopter-borne Geophysical Survey San Martín property, Querétaro State México”. Aguillón-Robles *et al.* (2006), realizaron un estudio geológico-estratigráfico y estructural, en el área del proyecto de San Martín, Municipio de Colón, Querétaro. Núñez Miranda (2007), realizó un estudio sobre inclusiones fluidas y metalogenia del depósito epitermal de Ag-Au del distrito San Martín, Municipio de Colón, Querétaro.

1.3. Hipótesis

La intensidad de magnetización es el resultado del producto de la susceptibilidad magnética (k) y la intensidad del campo magnético (H).

$$I = k * H$$

Las rocas muestran diferente susceptibilidad magnética, debido a que la Tierra se comporta como si en su interior tuviera un gran imán, con valores de intensidad de magnetización de 25,000 nT en el Ecuador magnético, y 65,000 nT en los Polos magnéticos. Esta variación está en función de su ubicación en el planeta. La existencia de zonas minerales asociadas a cuerpos intrusivos debe presentar un contraste de susceptibilidad magnética respecto a la roca encajonante en la zona de Peña de Bernal.

1. 4. Objetivo general

Identificar fuentes de mineralización de Au y Ag asociadas a cuerpos intrusivos que se correlacionen con anomalías magnéticas en la zona de Peña de Bernal, Estado de Querétaro.

1.5. Objetivos específicos

- a) Identificar anomalías magnéticas asociadas a unidades geológicas (contactos, fallas y/o fracturas, cuerpos intrusivos), mediante el procesamiento de datos aeromagnéticos.
- b) Evaluar la aplicación de filtros a los datos del campo potencial magnético.
- c) Definir una estrategia de inversión apropiada que conduzca a los resultados de manera eficiente en el campo de los recursos minerales.
- d) Determinar dominios y lineamientos aeromagnéticos asociados a zonas de mineralización.
- e) Calcular la profundidad de anomalías magnéticas asociadas a cuerpos intrusivos.
- f) Obtener un modelo geológico-geofísico a partir de anomalías magnéticas, con soporte en el marco geológico regional y local del área de estudio.

1.6. Problemática

La minería en México fue una actividad industrial muy antigua ligada a los intereses de la Colonia, donde principalmente se extraían recursos minerales económicos muy fácilmente debido a su reflejo en superficie, los cuales posteriormente fueron exportados al continente europeo.

La demanda de minerales que se ha suscitado desde la época de la Colonia, hasta hace unas décadas, ha explotado yacimientos que presentaban características en superficie o potentes zonas de alteración meteórica (oxidación) e hidrotermal (potásica, propilítica, fílica, argílica, entre otras), lo cual facilitó la identificación de depósitos económicos. Actualmente, la prospección de yacimientos se dificulta, debido a que éstos no se pueden observar a simple vista, se encuentran en el subsuelo y son conocidos como yacimientos ciegos u ocultos, por lo que nace la necesidad de emplear métodos indirectos como son las técnicas geofísicas, para facilitar su exploración.

1.7. Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en el Estado de Querétaro, entre los municipios de Colón, Tolimán y Ezequiel Montes. Geográficamente se encuentra entre las coordenadas UTM X=392949.5-407462,008672; Y=2288749.5-2304163.40673 (Figura 1).

Las vías de acceso por las cuales se puede arribar a la zona de estudio, son la autopista No. 57, entre las ciudades de Querétaro y San Luis Potosí y en el tramo entre la ciudad de México y Querétaro. Partiendo de la ciudad de México por la autopista señalada en el km 59, a la altura de San Juan del Río, se encuentra una desviación al norte que comunica hacia el poblado de Tequisquiapan. Continuando 20 km hasta llegar al poblado de Ezequiel Montes, se recorren 10 km hacia el este, para entroncar con la carretera que comunica con la localidad Peña de Bernal por la que se conduce 1.5 km hasta la desviación de un camino empedrado que llega al poblado de San Martín.

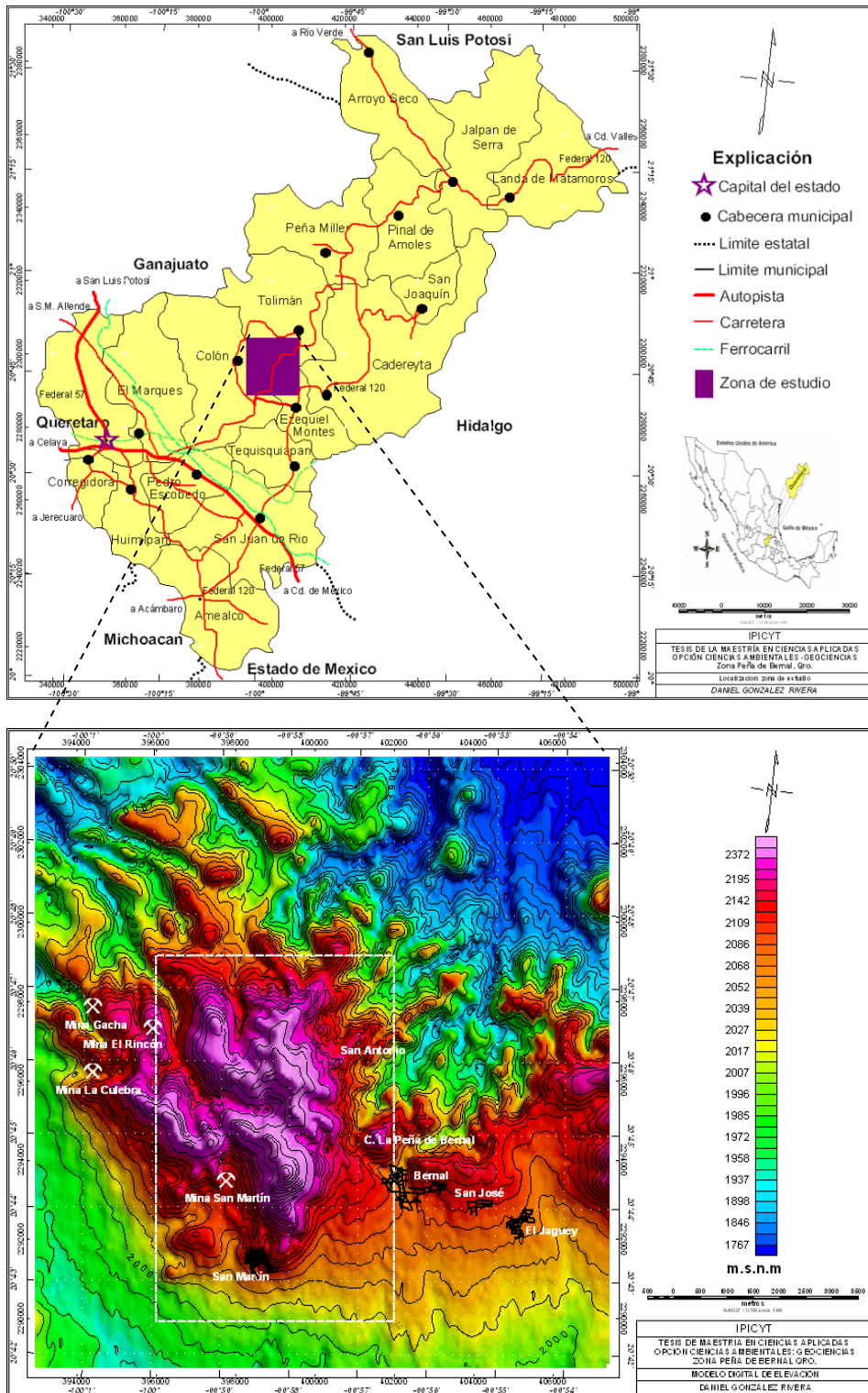


Figura 1.1. Mapa de localización del área de estudio.

Partiendo de la Cd. de Querétaro, se recorren 17 km en dirección a la ciudad de México, hasta el km 192, para continuar 35 km hacia el norte por la carretera estatal que conduce al poblado Peña de Bernal y a la Sierra Gorda,

hasta el entronque del poblado de San Martín. Si se parte de la ciudad de San Luis Potosí, el acceso al área de estudio se hace más corto tomando el libramiento de cuota o las carreteras estatales libres, que evitan cruzar la ciudad de Querétaro, pasando por las poblaciones de Chichemequillas, Galeras y Ajuchitlán, hasta el entronque con la carretera que conduce a la población de Bernal y San Martín.

1.8. Fisiografía

El área de estudio se ubica en la convergencia de tres provincias fisiográficas: la Faja Volcánica Transmexicana, la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental (Raiz, 1956; Ortega *et al.*, 1992; Morán- Zenteno *et al.*, 2000). Las unidades volcánicas pertenecientes al Cuaternario están asociadas a la Faja Volcánica Transmexicana, como respuesta a los primeros eventos de subducción de la placa de Cocos debajo de la placa del Pacífico, en la costa poniente de México y que ha generado rocas y estructuras volcánicas a una distancia aproximada de 480 km desde la Trinchera Meso Americana (Aguirre-Días y López-Martínez; 2001).

El volcanismo Cuaternario sobreyace a las unidades volcánicas oligocénicas asociadas a la provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental (Morán–Zenteno, 2000); estas unidades cubren un basamento mesozoico de la Cuenca Mesozoica de México (Carillo-Bravo, 1971), ubicándose dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental (Raiz, 1956; Ortega-Gutiérrez, 1992).

Capítulo 2

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geología y estratigrafía

La geología y estratigrafía del área de estudio están formadas por una secuencia Mesozoica del Jurásico Tardío al Cretácico, representada por formaciones calcáreo-arcillosas características de la Sierra Madre Oriental, entre las estructuras anticlinales El Chilar, El Ángel (Cabalgadura El Doctor), y El Piñón (Zimapán Hidalgo), a dicha secuencia le sobreyacen rocas volcánicas y sedimentos continentales intercalados, cuyas edades varían del Paleógeno al Mioceno. A continuación se describen dichas formaciones, Figuras (2.1 y 2.2).

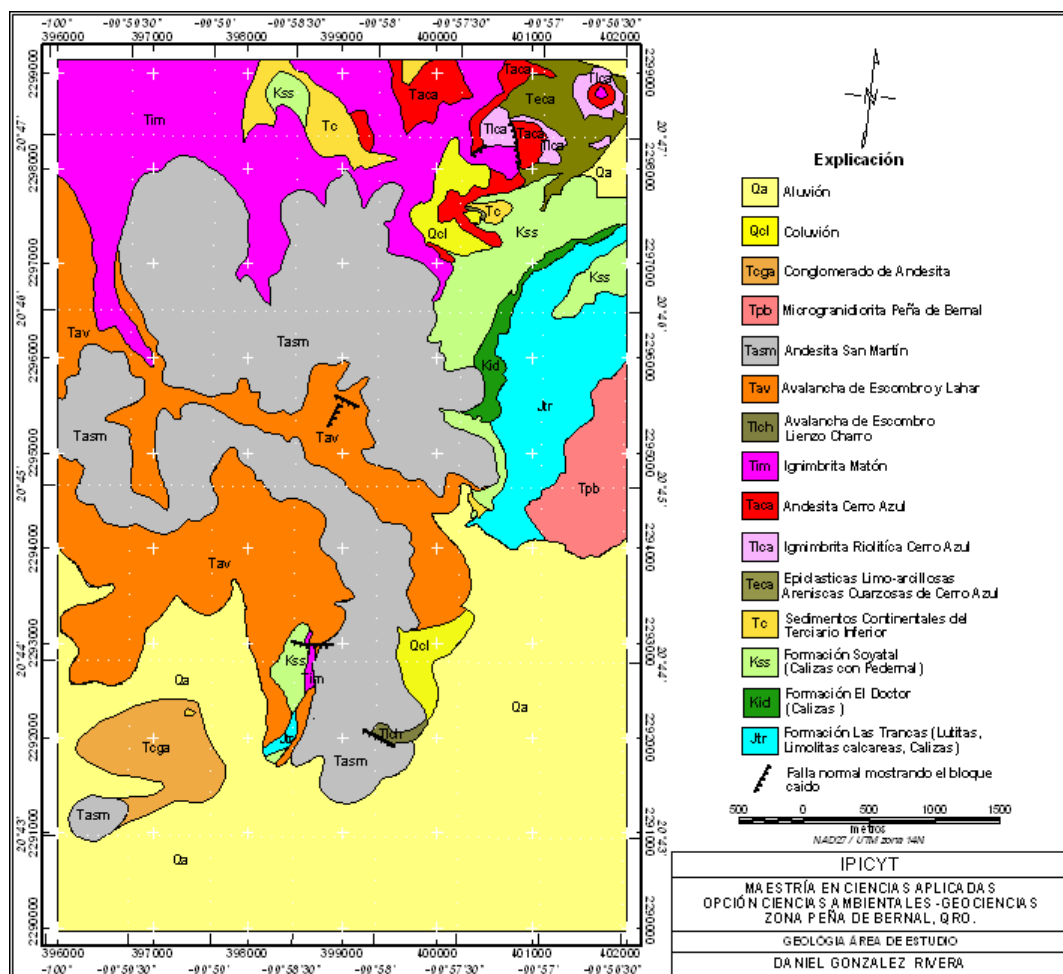


Figura 2.1. Mapa geológico del área de estudio (Compañía Minera Peña de Bernal, 2005).

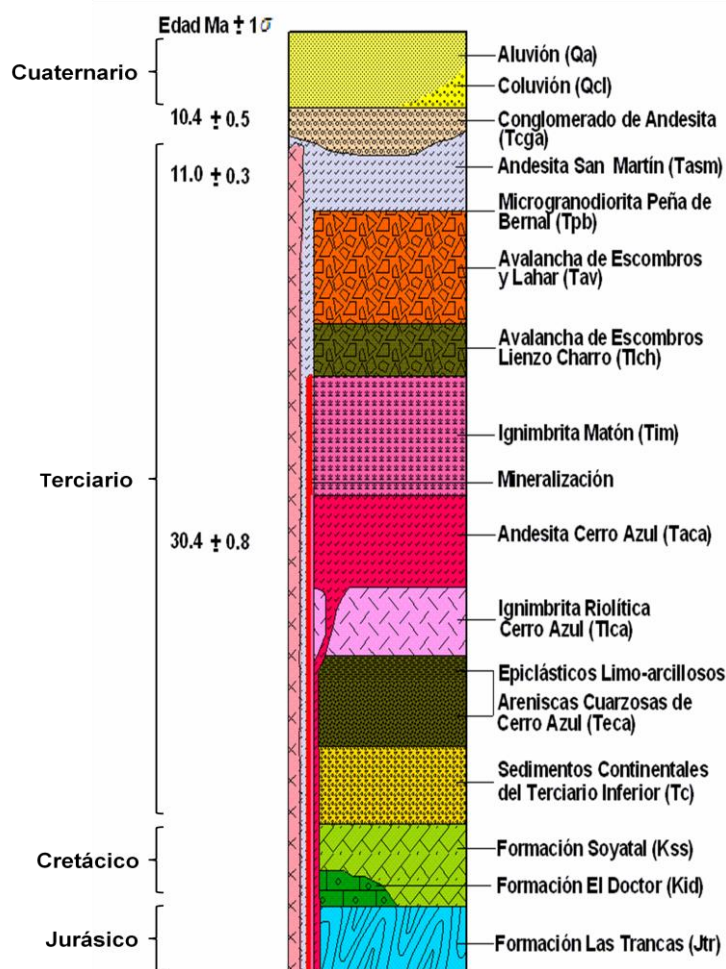


Figura 2.2. Columna estratigráfica del área de estudio (Aguillón-Robles, *et al.*, 2006).

2.1.1. Mesozoico

Formación Las Trancas (Jtr)

Esta formación fue definida por Segerstrom (1956), su localidad tipo se localiza en el Puerto de las Trancas, en el Estado de Hidalgo, cerca del kilómetro 217 de la carretera México-Laredo, al noreste de Zimapán. En el Estado de Querétaro, las mayores extensiones de esta unidad aparecen al norte de la mina San Martín, en los municipios de Tolimán, Cadereyta, Peña Miller y San Joaquín. Sin embargo, fue reconocida por Segerstrom (1961) en los alrededores de la población de Bernal, ubicada a sólo 5 km al norte de esta mina, donde presenta en su base un lente de caliza roja de 2 a 3 m de espesor, seguido de 100 a 200 m de lutitas rojas filitizadas con intercalaciones de capas

bentoníticas de grano grueso, de hasta 30 cm de espesor, con una coloración variable entre gris, verde, y púrpura; asignándole una edad del Portlandiano medio 145 Ma y superior 140 Ma, con base en amonites. Sin embargo, Carrillo y Suter (1982) le han asignado una edad del Kimeridgiano 154 Ma al Barremiano 121 Ma por fósiles que ellos colectaron en estos sedimentos.

En el área cartografiada por Aguillón-Robles *et al.*, (2006) afloran capas delgadas de lutitas apizarradas y calizas con intercalaciones de areniscas a grauvacas carentes de fósiles con estratificación delgada y frecuentemente ondulada, las calizas arcillosas son de color oscuro en superficie fresca y gris claro en superficie intemperizada, los horizontes de lutitas presentan coloraciones ocre, café rojizo y violáceo.

Trabajos como el de Suter (1987), proponen que esta formación es volcano-sedimentaria y que es la unidad más antigua expuesta en el anticlinal de El Chilar, a 20 km al N30°E de la mina San Martín. Esta formación está constituida por rocas clásticas y piroclásticas, intercaladas con lavas andesítico-dacíticas y en menor proporción caliza (Carrillo y Suter, 1982; Chauve *et al.*, 1985), debido a cambios litológicos que ocurren hacia la zona del Anticlinal El Chilar y San Juan de la Rosa, por lo que en las inmediaciones de la mina de San Martín y Peña de Bernal, la Formación Las Trancas fue reportada como equivalente a la Formación San Juan de la Rosa, en su parte inferior (edad Kimeridgiano 154 Ma, Portlandiano 140 Ma) y a la Formación La Peña Azul en su parte superior (edad Neocomiano 149-121 Ma). La primera consiste de rocas epiclásticas y piroclásticas ácidas a intermedias e incluye conglomerados, brechas, grauvaca, pizarra arenosa y areniscas, lo cual es característico de la parte del núcleo del Anticlinal El Chilar.

En Peña de Bernal la formación San Juan de la Rosa es una secuencia potente de rocas clásticas cizalladas cuya base no aflora y cuyo espesor real está incrementado por la intensa deformación, en tanto que la Formación Peña Azul fue cartografiada como la parte superior de la Formación Las Trancas, sólo presenta un espesor de 30 a 40 metros con lutitas calcáreas y calizas delgadas con estratificación ondulada (Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

Formación El Doctor (Kid)

La Formación El Doctor fue denominada así, debido a que su localidad tipo se encuentra en la ranchería El Doctor, Qro., ubicada a 43 km al NE de la mina San Martín. Segerstrom (1961) asigna una edad Albiano Medio 105 Ma-Cenomaniano inferior 103 Ma, con base en las edades determinadas a partir de abundantes macro y microfósiles.

De acuerdo con la cartografía geológica elaborada por los geólogos de la mina de San Martín, esta formación no aflora en dicha mina, pero sí, en el flanco noreste del Cerro San Martín y a 5 km al norte, en los alrededores del intrusivo conocido como Peña de Bernal, aunque no en contacto con él. Burk (1993) en esta última área la describe sobreyaciendo en discordancia angular a la Formación Las Trancas. Los primeros 2 metros de la base de la formación consisten de una caliza micrítica brechoide con pequeños fragmentos de pedernal negro, aunque la mayor parte de los afloramientos presentan calizas cristalinas grises en capas de 10 a 30 cm de espesor. En la porción baja de la formación, los estratos de calizas presentan intercalaciones de lutitas calcáreas y capas discontinuas de pedernal.

De acuerdo con la cartografía por Aguillón-Robles *et al.*, (2006), esta unidad se encuentra en bancos medianos a gruesos de caliza a lo largo de una pequeña franja frente a la Peña de Bernal, en las inmediaciones de Chicarroma consistente en una secuencia menor a 100 m de espesor de bancos medianos de caliza gris intermedio que contiene escasa fauna en forma de bioclastos, posiblemente de facies de transición hacia la cuenca, por lo que ha sido incluido dentro de la Formación Tamaulipas por Carrillo-Martínez (1998).

En el extremo norte y noreste del área de la mina San Martín y fuera de la misma a lo largo de la carretera que conduce del poblado de Bernal hacia Tolimán, aflora la Formación Tamaulipas cartografiada por Carrillo-Martínez (1998) que consiste de capas delgadas a medianas de caliza micrítica y calizas arcillosas de color gris intermedio, con algunos nódulos alargados, bandas de pedernal gris oscuro a negro e intercalaciones de bancos de calizas esparíticas masivas, brechas de intraclastos en matriz igualmente esparítica. Algunas capas son ligeramente onduladas en forma de “boudines” y presentan una fina

laminación interna igualmente ondulada, aparentemente producto de finos aportes turbidíticos calcáreos. Entre algunas capas de caliza y con mayor frecuencia hacia la cima de la formación, se observan aportes de material tobáceo, volcanoclástico y arenoso, que puede llegar a alcanzar dimensiones de bancos gruesos. Las calizas de la Formación El Doctor subyacen de manera transicional a la Formación Soyatal.

Formación Soyatal (Kss)

Wilson *et al.*, (1955) propusieron el nombre de Formación Soyatal, para denominar a un conjunto de conglomerados caliza, calizas de grano fino y lutitas calcáreas que previamente White (1948) había descrito en la localidad tipo del campo minero de antimonio Soyatal, ubicado en el estado de Querétaro y a 47 km al NE de la mina San Martín. Segerstrom (1961) describe que la Formación Soyatal es predominantemente de caliza, con numerosas intercalaciones de lutita, limolita y arenisca. Sin embargo, en la parte superior de la formación los estratos son predominantemente clásticos por lo que se asignan a la Formación Mexcala.

En cuanto a la edad de esta Formación, Segerstrom (1961) le asigna una edad Turoniano 93.5 Ma, con base en el *Inoceramus labiatus* Schlotheim, que puede extenderse al Coniaciano Inferior, debido a la presencia del pelecípodo *Didymotois*, encontrado en Xuchitlán, Hgo., y Kiyokawa (1982) determina una edad de Turoniano 93.5 Ma, al Campaniano Tardío 83.5 Ma, con base en la presencia de nannoplancton calcáreo en Suter (1987).

En la cartografía de las inmediaciones de San Martín, por Aguillón-Robles *et al.*, (2006), no se observa la cima de la Formación Soyatal por lo que no es posible estimar un espesor de manera precisa, en otras áreas, su límite con la Formación Méndez que la Sobreyace (Carrillo–Martínez, 2000) es muy transicional por lo que se han cartografiado ambas formaciones del Cretácico Superior 149-99 Ma, de manera conjunta con un espesor menor a 1000 m.

2.1.2. Cenozoico

Sedimentos Continentales del Terciario Inferior (Tc)

Los sedimentos continentales en la entidad fueron descritos por Segerstrom (1961), que los definió como Grupo El Morro, constituido por fanglomerados, guijas de calizas redondeadas a subredondeadas, pedernal y lutitas e incluye un conglomerado de caliza con matriz gris rojiza, que sobreyacen en discordancia erosional a la secuencia de rocas marinas mesozoicas y se interdigita lateralmente con la secuencia volcánica terciaria, cuya edad es Eoceno Tardío 37 Ma - Oligoceno Temprano 28.5 Ma.

En la porción nororiental del poblado de San Martín se encuentran aflorando estos sedimentos, formados de conglomerados con fragmentos de 2 a 30 cm de caliza, pedernal negro y algunos sedimentos de la Formación Las Trancas en matriz de caliche, tienen intercalaciones de sedimentos limo-arcillosos de color rojizo y descansan discordantemente sobre calizas de la Formación Soyatal. Esta unidad presenta dos afloramientos en las cercanías de la mina San Martín. Su espesor es muy variable, va desde 20 m a 1 m, (Aguillón-Robles *et al.*, 2006); dichos sedimentos presentan cierta similitud con otros depósitos como son los conglomerados rojos de Guanajuato y el Grupo Balsas de Guerrero y Morelos (Fries, 1962).

Epiclásticos Cerro Azul (Teca)

Se encuentran sobreyaciendo a la unidad anteriormente descrita, donde aparece un paquete de sedimentos arenosos de color verdoso a crema, que consisten de granos redondeados a subredondeados de cuarzo, en ocasiones con estratificación cruzada. La mayor exposición de esta unidad se presenta en la parte noreste de la mina San Martín, al poniente del Cerro Azul donde su espesor es de 50 m y sobre estas areniscas hay aproximadamente 8 metros de sedimentos rojizos a verdosos, limo-arcillosos en capas delgadas de 5 cm a 20 cm. Una de las características que se presenta en las areniscas es la presencia de diques delgados de 5 cm a 20 cm de andesita gris oscuro rojiza. Los

epiclásticos Cerro Azul subyacen a unos dos metros de una ignimbrita de cenizas de color anaranjado pálido sin soldar (Segerstrom, 1961 y Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

Ignimbrita Cerro Azul (Tica)

Esta unidad se encuentra representada por una ignimbrita riolítica bien soldada, rojiza, con fenocristales de cuarzo, sanidino, biotita en matriz desvitrificada. Su espesor en el Cerro Azul es 45 m, sobreyace al horizonte de ignimbrita de cenizas anaranjada pálida anteriormente mencionada, se encuentra subyaciendo a un horizonte de 2 m de espesor de material soldado muy fino, de color gris claro, sobre el que aparece una capa de 1 m de espesor de ceniza rosa. En Cerro Azul, la ceniza rosa se encuentra cubierta por una andesita, la ignimbrita riolítica está sin soldar a parcialmente soldada, de color crema, con fenocristales de cuarzo, sanidino, biotita y con pómez sin colapsar, en matriz desvitrificada, con algunos líticos rojizos (Fries, 1962 y Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

Andesita Cerro Azul (Taca)

Estas andesitas se encuentran descansando sobre los horizontes mencionados anteriormente, presentan un color gris verdoso, en partes es vesicular y presentan amígdalas rellenas de sílice, están constituidas por fenocristales de plagioclasas y cristales de piroxenos bordeados por anfíboles, algunos alterados a óxidos de Fe, en una textura pilotaxítica, presenta textura microcristalina de plagioclasa, olivinos oxidados, óxidos de Fe y Ti. Al noreste del poblado de San Martín, esta andesita intrusión a la Ignimbrita Cerro Azul. Subyace discordantemente a la Ignimbrita Matón (Fries, 1962 y Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

Ignimbrita Matón (Tim)

Es una ignimbrita riolítica, de color rosa, con fenocristales de cuarzo, sanidino, biotita, en una matriz desvitrificada, con líticos aislados y textura eutaxítica formada por el colapsamiento de pómez y esquirlas de vidrio. Se encuentra totalmente soldada, salvo hacia su base en donde está sin soldar a parcialmente soldada. Esta unidad se encuentra distribuida ampliamente hacia el norte y noroeste de la mina San Martín, al igual se presentan dos afloramientos pequeños en dicha mina, en los cuales la ignimbrita está silificada, en partes argilizada. Sobreyace discordantemente a la Formación Soyatal, a los sedimentos continentales del Terciario Inferior y a la Andesita Cerro Azul. Subyace discordantemente a la avalancha, así como a la Andesita San Martín (Motilla, 1994 y Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

Avalancha de Escombros Lienzo Charro (Tlch)

En el camino que sube del Lienzo Charro de Bernal hacia la parte oriental del cerro de San Martín, existe un corte de donde se extrae material, en el cual se aprecian dos tipos de brechas, en algunos sitios entremezcladas, con estructura de rompecabezas. Una de ellas en la parte superior del corte, consiste de fragmentos subangulares a subredondeados de 2 a 60 cm, de una roca porfirítica gris claro, con fenocristales de feldespato y cuarzo y fenocristales aislados de biotita en una matriz cristalina muy fina. También, presenta clastos aislados de filitas. El otro tipo de brecha es de color verdoso, representada por clastos de 5 a 40 cm de filitas y de caliza, en matriz arenolimoso.

En todo el conjunto hay una serie de planos de falla que llegan a mezclar ambas brechas. Aparentemente el movimiento presenta una dirección hacia el S 70° W. Este afloramiento se ha interpretado como una avalancha de escombros, debido al derrumbe de alguna falla. Respecto a su posición estratigráfica se sabe que se encuentra subyaciendo a los sedimentos marinos y sobreyaciendo a la Andesita San Martín (Burk, 1993 y Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

Avalancha de Escombros San Martín (Tav)

Esta unidad consiste de un grueso paquete correspondiente a una avalancha de escombros, con fragmentos angulares a subangulares, cuyo tamaño es de 2 cm a varios metros, con estructura de rompecabezas, en matriz arenosa con zonas de inyección de material totalmente quebrado. Los fragmentos pertenecen a una andesita de color café oscuro y gris con hornblenda.

Hacia el oriente de la Mina de San Martín, esta avalancha de escombros pasa transicionalmente a un lahar que consiste en fragmentos angulares a subredondeados, sin estructura de rompecabezas que en tamaño van de los 2 cm a 1.5 m, en una matriz arenosa. No presenta gradación ni estratificación, estos fragmentos son de andesita de color café de fenocristales de plagioclasa y hornblenda.

Descansa discordante sobre sedimentos marinos o sobre la ignimbrita riolítica Matón y subyace discordantemente a la Andesita San Martín, teniendo ésta, en ocasiones una brecha de desintegración en su base, su espesor en el centro del área es de 180 m, adelgazándose hacia el sur y sureste, hasta ser de 1 m solamente.

No han determinado la fuente de esta avalancha, pero atribuyen que podría provenir de la porción sur del volcán Zamorano o también existe la posibilidad de que se haya destruido un aparato volcánico que estaba ubicado en las inmediaciones del distrito minero de San Martín (Aguillón-Robles *et al.*, 2006), ya que en esta estructura volcánica se han reportado rocas similares a la unidad volcánica (Carrasco-Núñez *et al.*; 1989).

Andesita San Martín (Tasm)

Burk (1993) describe los flancos del Cerro de San Martín como un conjunto de rocas que conforman el estratovolcán, las rocas de ambos flancos se inclinan suavemente unos 20 grados, también estimó el espesor de esta unidad siendo de 450 m que es muy posible que un cuello volcánico intrusionó la base de la secuencia volcánica por debajo del Cerro San Martín, describiendo esta unidad

en la parte inferior como una brecha tobácea con fragmentos de diversos tamaños desde algunos centímetros hasta bloques, con diversas formas estructurales como masiva, derrames porfiríticos y derrames bandeados de colores café pálido y rosa, la parte superior de esta unidad siendo la mayor parte del paquete extrusivo representado por una serie de derrames masivos de dacita de color gris pardo, textura fanerítica con fenocristales de feldespatos y cantidades accesorias de hornblenda, clinopiroxeno y cuarzo.

Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en el área de estudio, ocupando la parte alta del cerro de San Martín, con un lóbulo bien marcado hacia el norte y otros dos menores en la porción oriental. Se trata de flujos de lava, de color gris claro a gris oscuro en ocasiones café, de textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasas y hornblenda en matriz vítrea. Llega a tener algunos cristales de olivino. De acuerdo con estudios petrográficos por la (UASLP) de muestras tomadas en la parte superior del derrame, en su base y en otras localidades donde afloran derrames de la unidad volcánica cuya composición mineral consiste en plagioclasas (oligoclasa y microclina), en ocasiones presenta un mineral oxidado (olivino), la edad de esta andesita datada por el método de K-Ar es de 11.0 ± 0.3 Ma. Sobreyaciendo discordantemente con los sedimentos marinos, a la Ignimbrita El Matón y a la avalancha de escombros, estando cubierta por coluvión.

La andesita San Martín y la avalancha de escombros son posteriores a la mineralización, ya que se encuentran sin alteración hidrotermal, salvo algunas vetillas de calcita posteriores, la han observado claramente en un corte en las coordenadas UTM 039 8596 y 2292 987, así como en algunos barrenos.

Existen dos afloramientos pequeños de derrames de lava andesítica, localizados cerca a la presa de Jales, que se han considerado dentro de esta unidad volcánica, pero estudios petrográficos por la (UASLP) revelan que se presenta un zoneamiento en los minerales de plagioclasas ya que están alternados con la cristalización del piroxeno; por lo que la andesita del estanque la asocian a eventos de la caldera de Amazcala o bien es derivada de la misma cámara magmática que dio origen a la Andesita San Martín, pero con

perturbaciones termodinámicas, que está representado por el zoneamiento de plagioclasa-piroxeno .

Microgranodiorita Peña de Bernal (Tpb)

A 6 km al N60°E de San Martín aflora un cuerpo intrusivo llamado Peña de Bernal, con altura de 2,380 m.s.n.m. y un diámetro aproximado de 600 metros. En realidad los afloramientos de este intrusivo, cartografiados por el INEGI (1983) y los geólogos de la Cía. Luismin, indican que el intrusivo forma parte de un cuerpo que se extiende a lo largo de 3.5 km con una orientación NE-SW. Los análisis de óxidos mayores practicados por el Consejo de Recursos Minerales aunado a un estudio petrográfico (Ortiz y Solís, 1985), indican que se trata de una microgranodiorita porfídica de hornblenda y biotita. Coincidiendo Burk (1993) la describe megascópicamente como un intrusivo de composición intermedia, con textura porfírica de grano fino y con fenocristales subedrales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, hornblenda y clinopiroxeno. Carrillo y Suter (1982) describen a la Peña de Bernal como una microgranodiorita de hornblenda y biotita.

Según Aguillón-Robles *et al.*, (2006) indican que por el momento no se tiene un fechamiento exacto de Peña de Bernal, correlacionan un vulcanismo calcalcalino, asociado a las primeras etapas de la subducción de la placa de Cocos, con el patrón característico de zona de subducción, lo cual dependerá de la edad que se obtenga, ya que el vulcanismo asociado a la subducción de la placa de Cocos, se reporta que inició a partir de los 10 Ma.

Conglomerado de Andesita La Loma (Tcga)

La loma baja que se encuentra al poniente del tajo, por el prospecto de interés de Santa Elena, está constituida por un conglomerado con clastos de andesita gris claro, con algunos clastos de basalto negro vesicular, apareciendo además pequeños fragmentos de obsidiana negra, los cuales fueron observados en hormigueros. Aunque se desconoce su posición estratigráfica con respecto a la

avalancha de escombros, sin embargo, correlacionado con la serie de domos más jóvenes afines a la Caldera de Amazcala, lo sugerido por la presencia de obsidiana, que correspondería al caparazón de alguno de esos domos (Seegerstrom, 1961 y Aguillón-Robles *et al.*, 2006).

2.1.3. Cuaternario

Coluvión (Qcl)

Hacia el noreste y suroeste de San Martín afloran depósitos de material coluvial en las laderas de algunos cerros; consisten de bloques, guijarros y arenas, sin clasificación que provienen de las partes altas de la sierra (Geyne *et al.*, 1963).

Aluvión (Qal)

Son depósitos de origen aluvial que rellenan el valle al sureste, sur y oeste de la mina de San Martín y están constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas (Geyne *et al.*, 1963).

2.2. Evolución geológico-tectónica

El evento geológico más antiguo que se conoce está relacionado con las últimas fases de la orogenia Apalachiana en el Permo 290 Ma – Triásico 206 Ma, que originó el plegamiento y fallamiento correlativo de estratos flyschoides de la Formación Chilar. Se cree que a finales del Triásico 210 Ma y principios del Jurásico 206 Ma, por movimientos tensionales de las placas norteamericana y sudamericana, se originaron fosas tectónicas (grabens), que fueron rellenas por capas rojas de la Formación Huizachal del Triásico. En el Jurásico Superior 206-180 Ma, se inició una regresión marina, depositándose en aguas someras, sedimentos calcáreos y clásticos de la Formación Las Trancas (López Ramos, 1982).

Durante el Cretácico Inferior la inversión de los mares alcanzó su máximo desarrollo, acompañado de actividad volcánica en el Neocomiano, con depositación de rocas carbonatadas en zonas de plataforma, formando masas arrécifales como es el caso de la caliza El Doctor.

En el Cretácico Superior 144-99 Ma, persiste en nuestro país la gran cuenca cretácica, propicia para el depósito de sedimentos en secuencias de lutitas y areniscas que corresponden a las formaciones Soyatal y Mexcala. Iniciándose también las perturbaciones ocasionadas por la orogenia Laramide que plegó la secuencia marina mesozoica, donde posteriormente (Paleoceno 65-54 Ma-Eoceno 54-33.7 Ma) se introducen magmas dioríticos y granodioríticos, acompañados de vulcanismo incipiente. Durante este periodo existe la regresión de los mares provocando la formación de grandes porciones continentales cerradas (bolsones), propicias para el desarrollo de sedimentos clásticos continentales como los del grupo El Morro del Eoceno Tardío 37 Ma al Oligoceno 28.5 Ma, que son seguidos por una intensa actividad ígnea (Eje Neovolcánico), donde se forman rocas de composición riolítica, dacítica y andesítica principalmente, que persisten hasta el Plioceno Temprano. Poco antes de finalizar este evento volcánico y como producto del levantamiento del continente y retiro de los mares, se depositaron materiales terrígenos, principalmente arcillas y arenas pertenecientes a la Formación Tarango del Plioceno. En el Cuaternario se presenta la última emisión volcánica constituida por derrames basálticos del Pleistoceno, que está asociada a la tectónica distensiva de la provincia Sierras y Valles (López Ramos, 1982). Finalmente, el Reciente está representado por rellenos de valles superficiales de erosión, suelos, cuencas interiores y pie de monte.

2.3. Geología estructural

De acuerdo con Aguillón-Robles *et al.*, (2006), la estructura general del yacimiento se sintetiza como un edificio de rocas volcánicas Cenozoicas que descansa sobre una secuencia Mesozoica 248 -65 Ma, muy deformada por un posible evento compresivo que afecta a las rocas Jurásicas y rocas del Neocomiano 149-121 Ma y un evento compresivo laramídico, así como

subsecuentes etapas de deformación frágil transtensiva, que alojan a un cuerpo brechado con hidrotermalismo y seccionado en un arreglo aparentemente en echelón, con mineralización epitermal de oro.

La sucesión volcánica local, consta en su mayor parte de productos piroclásticos procedentes de áreas aledañas en forma de avalanchas y lahares, en etapa muy posterior a la mineralización. Localmente sólo existen indicios de algún volcanismo explosivo y cuerpos menores tipo derrames de andesitas, con los que pudo haber estado asociado el hidrotermalismo y posible actividad freatomagmática responsables de la mineralización.

Por lo que se presentan dos eventos: uno correspondiente a la deformación pre-Cenozoica 70 a 80 Ma, la cual corresponde con la compresión laramídica, cuyos tensores de esfuerzos regionales obedecen a una compresión de orientación general NE, localmente el área de San Martín presenta algunas estructuras con rotaciones, producto de las deformaciones subsecuentes. Mediciones cercanas a la mina San Martín (tajo interior de mina) y San Antonio, se presentan estructuras mineralizadas mostrando una orientación de los ejes de plegamiento casi perpendicular a la orientación que regionalmente muestran estas estructuras, en tanto que las estructuras del área más alejadas, en afloramientos sobre la carretera Tolimán, muestran una orientación concordante a las estructuras a nivel regional.

La parte basal de la secuencia Jurásico Superior 202 a 180 Ma- Cretácico Inferior 83 a 65 Ma, se presenta una intensa deformación en comparación con las formaciones del Cretácico Superior 202 a 180 Ma, con lo cual se supone una posible deformación compresiva que imprimió un cizallamiento en la secuencia referida por Chauvé y colaboradores (1985).

Un evento posterior consistió en la deformación frágil del Cenozoico, donde regionalmente destacan los sistemas del graben de San Francisco con fallas normales de orientación NNW y el semigraben de Aljibe con fallas normales con orientación ENE, ambos afectan rocas volcánicas del Plioceno Inferior a 25 km de San Martín.

Las estructuras que contienen la mineralización son de edad anterior a la sucesión de rocas volcánicas presentes en la zona y por lo tanto sólo excepcionalmente se observan en superficie, ya que la mayor cantidad de información sobre su comportamiento se obtiene a partir de observaciones de interior de mina.

En general, han reconocido así un cuerpo o zona de orientación frecuente norte-noroeste, segmentado y rotado en parte por fallas con desplazamiento lateral derecho, y orientación noreste, con excepción de la falla que se ubica en el extremo norte-noreste de la zona mineralizada que se reconoce hasta el momento. Dicha falla presenta un rumbo general N 45° W, mientras que al norte del poblado de San Antonio y noreste de Peña de Bernal, se presenta un juego de fallas de orientación noroeste, con componente de cizalla, las cuales son dextrales; en la zona ha actuado posteriormente una etapa inmediata a la mineralización, con un campo de esfuerzo con dirección este-oeste, que es concordante con:

- A) La rotación sufrida por las estructuras pre-mineralización (pliegues) en la zona próxima o aledaña a la mina.
- B) La dirección de extensión de los principales cuerpos minerales antes de ser segmentados y posiblemente rotados por las fallas posteriores a la mineralización.
- C) La naturaleza dextral de las fallas post-mineralización.

2.4. Estilo de mineralización del yacimiento

La mina de San Martín se labró sobre una estructura tabular brechada que se extiende más de 2 km reconocidos, con una orientación general de N 45° E y buzamientos al SE de entre 40 y 90°. En los niveles inferiores al 1, su aspecto general es el de una brecha-veta que los mineros denominan “tronco”; en los niveles 0 (San Martín, Cuerpo 28), 2 y 3 (Cuerpo 29) su apariencia es la de una brecha-manto, aunque los mineros la nombran como “manto”. La estructura mineralizada esencialmente es una brecha de origen hidrotermal constituida

por varias etapas de brechamiento y cementación. Los principales constituyentes de esta brecha son clastos angulosos de las rocas encajonantes (calizas y lutitas), cementados mayoritariamente por cuarzo, calcedonia (SiO_2) y calcita (CaCO_3). Existen varias etapas de autobrechamiento, que consisten en la rotura de las brechas formadas en la etapa anterior y su re-cementación, y asociadas a estas aparecen los minerales metálicos de oro (Au), plata (Ag), electrum (AuAg), naumanita (Hg_2Se), tetraedrita ($\text{CuFe}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), pirita (FeS_2) y calcopirita (CuFeS_2) como minerales primarios; partzita ($\text{Cu}_2\text{Sb}_2(\text{O},\text{OH})$), clorargirita (AgCl), malaquita ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$), hematita (Fe_2O_3) y goethita ($\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$), limonita ($\text{FeO}(\text{OH})\cdot n\text{H}_2\text{O}$), como minerales secundarios; que hacen económica su explotación (Dante Rodríguez, comunicación verbal, 2008). En la parte sur, desde San José I hasta San Martín, las fallas presentan un rumbo de N 40-45° W y del Cuerpo 28 al 30, el rumbo es N 60°E a E-W, siendo la dirección de buzamiento preferencialmente al norte. De acuerdo al mapeo subterráneo realizado por los geólogos de la mina, estas fallas son normales, con cierto desplazamiento lateral, predominando el de tipo izquierdo. En el sentido vertical la subdivisión se hace por niveles, y los niveles están espaciados cada 35 metros verticales.

Sin embargo, Aguillón-Robles *et al.*, (2006), encuadran la mineralización, a observaciones en campo, que tanto la avalancha de escombros como las lavas son posteriores, debido a que no presentan alteración alguna y cubren tranquilamente a zonas alteradas de la Ignimbrita El Matón y a brechas con fragmentos de los sedimentos marinos donde sí está presente la mineralización. Por otro lado, se observa en algunos sitios escamas de fallas de bajo ángulo, con zonas brechosas, y donde la formación Trancas cubre a las calizas de la formación Soyatal. Esto hace suponer que los mantos mineralizados pudieron alojarse en estas estructuras con fallamiento de bajo ángulo.

En cuanto a la edad de la mineralización quedaría asociada a la Ignimbrita El Matón, la cual se haya alterada hidrotermalmente, y en una edad de 30 Ma.

En la Figura 2.3, se muestra la sección geológica A-A', de modo idealizado de la estructura y estilo de mineralización de la mina de San Martín, la cual se realizó con la información geológica-minera de superficie y subterránea, disponibles. Se observa que la mineralización se encuentra emplazada en una estructura tabular brechada de origen hidrotermal, con un estilo de mineralización en vetas, a lo largo del plano de una falla normal; de manera similar, la mineralización se encuentra emplazada en una estructura denominada tronco en forma de mantos. Las rocas volcánicas Terciarias (Andesita San Martín, Ignimbrita El Matón) se encuentran cortando la secuencia Sedimentaria del Mesozoico fallada.

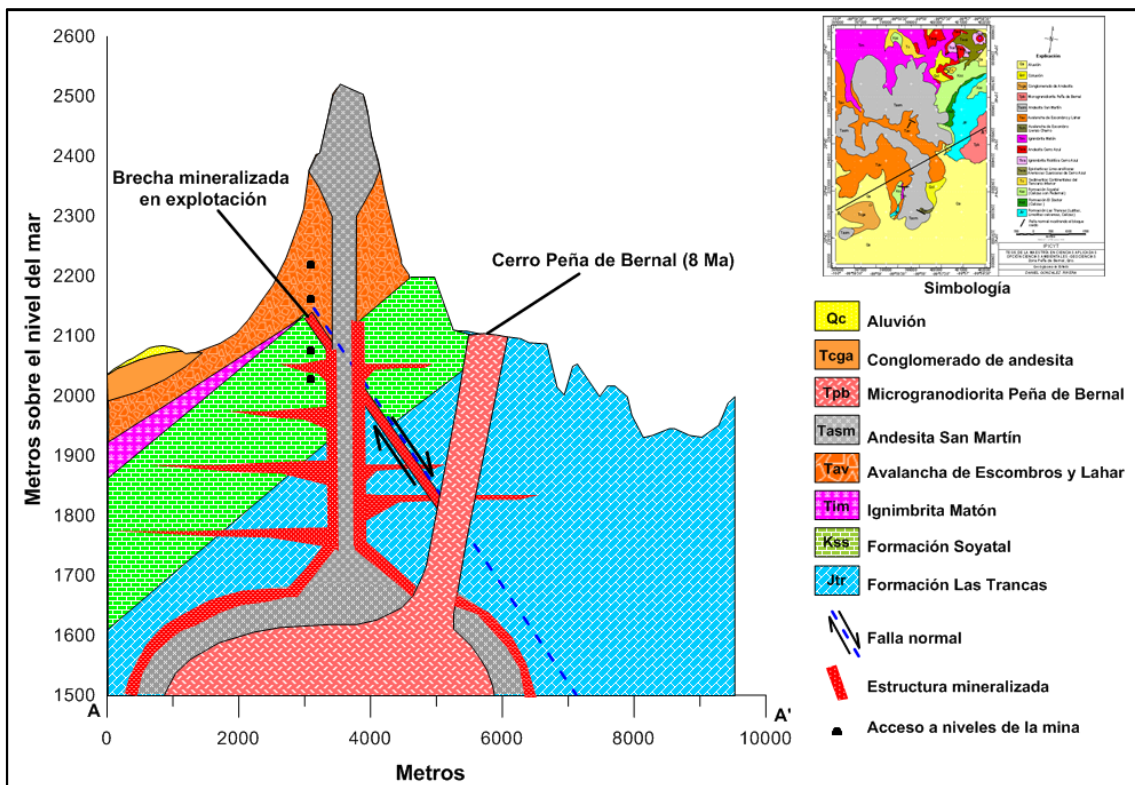


Figura 2.3. Sección geológica A-A', de la estructura del yacimiento de acuerdo la información geológica del área de estudio.

Capítulo 3

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LA PROSPECCIÓN MAGNÉTICA

3.1. El magnetismo como herramienta de exploración

La técnica de la exploración magnética es un método pasivo en el que se explota un campo natural existente de la Tierra, además la cantidad medida es el efecto integrado del subsuelo; el campo magnético es un campo vectorial rotacional descrito por la teoría del potencial y está conectado a través de la relación de Poisson. La técnica geofísica también involucra mediciones en campo, con un instrumento (magnetómetro) para la toma y grabación de datos, de la dirección del gradiente o la intensidad del campo magnético de la Tierra y la interpretación de las variaciones en estas cantidades en un área de investigación a lo largo de una línea o serie de líneas. Los levantamientos pueden hacerse desde tierra, por medio de aeronaves o buques.

Al igual que el campo gravitacional, el campo magnético es un campo vectorial (tiene dirección y magnitud en un punto) y es un campo potencial (su desarrollo matemático se presenta más adelante). Sin embargo, el campo magnético es dipolar en naturaleza (a diferencia del campo gravitacional), es decir, el campo gravitacional terrestre apunta hacia el centro (de masa) de la Tierra, mientras que el campo magnético, puede verse como un similar a una barra de imán en el centro de la Tierra (ver Figura 3.1). La dirección del campo en un punto se define como la dirección que tomaría un polo norte magnético hipotético si se coloca en un punto en el campo. Así, el polo sur terrestre, actualmente se encuentra en el polo norte geográfico.

Como los cambios de densidad dan lugar a anomalías del campo gravitacional, los cambios de la susceptibilidad magnética generan anomalías del campo magnético. También, es posible que un material ferromagnético genere su propio campo permanente (una polarización magnética de volumen).

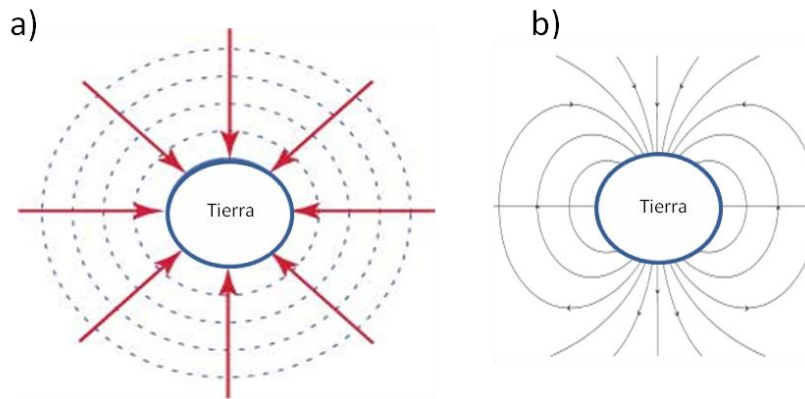


Figura 3.1. (a) las líneas del campo gravitacional apuntan hacia el centro de masa de la Tierra. (b) las líneas del campo magnético de la Tierra son dipolares por naturaleza (Lillie, 1999).

El método magnético ha evolucionado desde sus inicios hasta nuestros días con mejoras en la instrumentación, navegación e interpretación, con lo cual es posible asignar una variedad de escalas a diferentes niveles en la corteza terrestre (regionales, locales, a nivel micro), al igual que los métodos de filtrado e interpretación han tenido un exitoso desarrollo especialmente con la disponibilidad de reducir el tiempo en levantamientos magnéticos cubriendo amplias áreas, así como su bajo costo.

El método magnético es una herramienta que permite incluir una amplia gama de aplicaciones debido al bajo costo y la rapidez de la exploración, tales como: la localización de defectos intrasedimentarios, la definición sutil de contactos litológicos, estimación de la profundidad del basamento cristalino y una mejor definición de objetivos en 3D a partir de la inversión. Estas aplicaciones han incrementado la utilidad en la exploración de recursos minerales, petróleo, agua subterránea, evaluación de riesgos naturales, cartografía de impacto, así como también en estudios de ingeniería civil y arqueología. Sin embargo, en el presente trabajo se presenta un esbozo general de la prospección magnética.

3.1.1. Breve historia del método magnético

El método magnético es el más antiguo de todas las técnicas de la exploración geofísica. Las primeras observaciones sobre los imanes se llevaron a cabo por

el filósofo griego Thales en el Siglo VI a.C., los chinos estaban usando la brújula magnética hacia el año 1100 d.C., los europeos occidentales en 1187, los árabes de 1220, y los escandinavos en 1300. Algunos especulan que los Chinos descubrieron el efecto de orientar la magnetita en el siglo IV d. C., y que los barcos chinos habían llegado a la costa este de la India por primera vez en el año 101 d. C., con una brújula de navegación (Reynolds 1995).

Sir William Gilbert (1540-1603) hizo la primera investigación del magnetismo terrestre. En "De Magnete" mostró que el campo magnético de la Tierra se puede aproximar al campo de una esfera uniformemente magnetizada por un imán que se extiende en dirección norte-sur, cerca de la dirección del eje de rotación de la Tierra (Telford *et al.*, 1990).

La atracción de la aguja de una brújula a las formaciones naturales de hierro finalmente llevó a su utilización como una herramienta de prospección en el Siglo XIX. Como la asociación entre magnetita y la base de los depósitos de metal se han entendido mejor, la demanda de instrumentos sensibles creció más, hasta la Segunda Guerra Mundial, estos instrumentos fueron en su mayoría adaptaciones especializadas de la brújula vertical, aunque los instrumentos basados en rotación de bobinas inductoras también se desarrollaron y se utilizaron tanto para levantamientos en tierra como en aire (Reynolds, 1995).

Andre-Marie Ampere, en 1820, asoció los campos magnéticos a las corrientes eléctricas en términos de la fuerza. Actualmente, las corrientes eléctricas se miden en amperes y la intensidad de un imán (el momento dipolar), tiene unidades de amperes metros cuadrados (Am^2).

En 1828, Carl Friedrich Gauss inicia su investigación en el magnetismo e inventa el primer magnetómetro, a la par con Wilhem Weber. El inventor Americano Nikola Tesla, también realizó importantes contribuciones a la ciencia, inventando la bobina Tesla y el dínamo de corriente alterna. Dependiendo del sistema que se esté utilizando, la intensidad del campo magnético tiene unidades de Gauss, Weber por metro cuadrado o Teslas ($1\text{T}=\text{Wbm}^{-2}=10^4$ gauss), las unidades para el SI es el nT= 1 gamma.

James Clerk Maxwell, desarrolló la teoría del electromagnetismo en 1864 mostrando la interrelación del campo eléctrico y magnético. Las cuatro ecuaciones de Maxwell siguen siendo la piedra angular en estos días.

3.1.2. Recientes desarrollos en las técnicas de registro magnético

Las primeras medidas del campo magnético se realizaron en 1910 desde una plataforma aérea por Edelman, quien diseñó una balanza vertical para utilizarla en un globo. Sin embargo, las medidas adquiridas de este modo no se aplicaron a la prospección geofísica hasta 1921, año en el que Lundberg midió el campo magnético sobre el yacimiento de Kiruna (Suecia) desde un globo.

Víctor Vacquier y sus asociados en la Gulf Research & Development Company, fueron los actores clave en el desarrollo del primer magnetómetro de saturación para uso aéreo y submarino (1940 y 1941), durante la Segunda Guerra Mundial. Este instrumento ofrece un orden de magnitud y mejora la sensibilidad respecto a los diseños anteriores. Después de la guerra, hubo un avance iniciando una nueva era en el uso de estudios magnéticos desde el aire, tanto para la industria de exploración como para los esfuerzos del gobierno para obtener la geología regional a escala nacional (Hanna, 1990).

Los oceanógrafos adaptaron rápidamente magnetómetros para uso marino. En 1948, el Observatorio Geológico Lamont, pidió prestado un cardán al Servicio Geológico de los EE.UU, donde montaron un magnetómetro de saturación y lo remolcaron a través del Atlántico (Heezen *et al.*, 1953). La Institución "Scripps" de Oceanografía, comenzó a remolcar un instrumento similar a finales de 1952 y en 1955 realizó el primer levantamiento magnético marino en 2D de la costa del sur de California (Mason, 1958). Este famoso levantamiento de prospección magnética marina, mostró un patrón de bandas magnéticas compensadas por una zona de fractura: más tarde, las bandas fueron atribuidas a la expansión del fondo marino, durante los períodos de inversiones geomagnéticas (Morley *et al.*, 1964).

El uso de la magnetometría para la exploración geofísica es común y actualmente existen tres tipos de magnetómetros. El fluxgate, el de precesión de protones y el de bombeo óptico.

El magnetómetro fluxgate se diseñó durante la Segunda Guerra Mundial como un dispositivo para detecciones submarinas. Consiste de dos bobinas y analiza la diferencia en la corriente eléctrica para determinar el campo magnético total en un punto. El magnetómetro fluxgate puede dar las componentes direccionales del campo, así como el campo total. Puede resolver rasgos alrededor de 1 nT (Telford *et al.*, 1996).

El magnetómetro de precesión de protones trabaja con el principio de resonancia magnética nuclear. El instrumento contiene núcleos de hidrogeno (protones) que preceden alrededor del campo magnético terrestre. Los protones tienen una velocidad angular (frecuencia precesional) que es proporcional a la magnitud del campo magnético terrestre. La constante de proporcionalidad se conoce con una exactitud de 0.001 % y así, las mediciones son precisas. El equipo tiene mayor resolución que el magnetómetro fluxgate, mejorando la exactitud hasta por dos órdenes de magnitud (Jensen, 1965). Sin embargo, el equipo sólo mide la magnitud del campo total.

El magnetómetro de bombeo óptico opera con el principio de niveles de energía alterna de los electrones en los átomos aplicando alguna fuente de energía. Los elementos específicos (cesio, rubidio, sodio y helio en particular) se han elegido, ya que responden a los niveles de energía producidos por el campo magnético terrestre. Es posible medir anomalías del campo total con una exactitud de aproximadamente 0.01 nT. Los magnetómetros de vapor de cesio son un tipo común del magnetómetro de bombeo óptico (Hardwick, 1984).

La disponibilidad del Sistema de Posicionamiento Global (GPS), de la década de 1990, ha mejorado enormemente la precisión de localización y, por lo tanto, el margen de error de los levantamientos aéreos. Al mismo tiempo, exploradores comenzaron a diseñar levantamientos aéreos para resolver en detalle las variaciones del campo magnético como las causadas por fuentes intrasedimentarias (Pierce *et al.*, 1998). La mayor resolución se ha logrado,

principalmente minimizando el espacio entre líneas y la reducción de la altitud de vuelo.

Los datos del campo magnético pueden colectarse desde plataformas aéreas o marinas, o también como parte de un prospecto en tierra. Los estudios aéreos tienen el beneficio de que son capaces de cubrir grandes áreas en un tiempo relativamente corto y pueden utilizarse para cubrir áreas que no pueden alcanzarse en tierra (por ejemplo, sobre agua y en terrenos montañosos). Un factor importante en estudios aéreos es la rapidez con que el equipo realiza los registros. La distancia de los recorridos aéreos sobre el periodo de medición debe ser pequeño de otra manera quedan manchas espaciales en los datos.

Mientras que la aeronave genera sus propios campos magnéticos, el magnetómetro suele ser remolcado alguna distancia por debajo de la aeronave, en un recipiente conocido como "stinger o aguijón". Por otro lado, los sensores pueden colocarse en las puntas de las alas o en la cola de la aeronave, con protección proporcionada por las bobinas de descarga eléctrica o imanes permanentes colocados adecuadamente. Los datos casi siempre son tomados de líneas de vuelo paralelas, con líneas perpendiculares (tie-lines) utilizadas para ayudar a correlacionar los datos. Los datos deben someterse a varias correcciones antes de que sean utilizados para la interpretación. Estas incluyen la corrección de las diferencias de altitud, la deriva del instrumento y las diferencias en la línea de cruce de puntos. El campo magnético terrestre varía con el tiempo y esto, debe corregirse como parte del procesamiento mediante el uso de una estación base magnética fija.

Los estudios magnéticos terrestres pueden ser similares a los estudios aéreos en que los datos se colectan con líneas cruzadas para amarrar los datos. Sin embargo, los estudios terrestres toman más tiempo para realizarlos y para el trabajo regional, los estudios aéreos en general son más factibles.

3.2. Teoría del campo potencial

Para modelar el campo magnético, es de mucha importancia entender las leyes matemáticas que gobiernan este campo potencial. El campo magnético, es un campo vectorial y por tanto, el estudio del cálculo vectorial es crucial para su tratamiento. Este capítulo trata del estudio matemático del campo magnético. Hay tres secciones principales: el fundamento matemático, las fórmulas magnéticas básicas y la extensión de las formulas magnéticas a casos donde los materiales producen su propio campo magnético.

3.2.1. Tratamiento matemático del campo potencial

La primera sección contiene las derivadas necesarias para describir las diferentes componentes de un campo potencial.

Un campo potencial es el dominio en el cual cierta magnitud física, se define como función continua de la posición y del tiempo, además, esta magnitud física depende de la distancia de la heterogeneidad al punto de observación y también depende de la magnitud de la heterogeneidad. Un campo vectorial \mathbf{F} , es un campo potencial si tiene rotacional cero. Se puede escribir \mathbf{F} como el gradiente del potencial escalar φ , tal que (Blakely, 1996; Heath *et al.*, 2003):

$$\mathbf{F} = \nabla\varphi \quad (3-1)$$

Donde (en coordenadas cartesianas):

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k} \quad (3-2)$$

Como \mathbf{F} es un vector, puede escribirse como la suma vectorial de tres componentes cartesianas:

$$\mathbf{F} = F_x \mathbf{i} + F_y \mathbf{j} + F_z \mathbf{k} \quad (3-3)$$

Usando esta notación, las tres componentes vectoriales del campo \mathbf{F} se definen en términos del potencial como sigue:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x}, \quad F_y = \frac{\partial}{\partial y}, \quad F_z = \frac{\partial}{\partial z} \quad (3-4)$$

Usando la notación \mathbf{B} para el campo magnético, las componentes más comúnmente medidas de este campo para exploración geofísica es B_{imt} (Telford et al., 1996). B_{imt} es la intensidad magnética total y puede escribirse como:

$$B_{imt} = |\mathbf{B}| = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (3-5)$$

El uso de B_{imt} no proporciona información direccional que pueda tomarse en cuenta para la exploración, ya que esta cantidad es sólo un escalar. La información direccional de las componentes vectoriales permite una interpretación posterior del campo (Foss, 2004; Rajagopalan y Christensen, 2000).

Las componentes de los campos menos comúnmente usadas son los tres gradientes del campo, definidos como las derivadas del campo total con respecto a x , y y z (Heath, 2003). Estos se pueden escribir como:

$$\frac{\partial F}{\partial x} = \frac{\partial F_x}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial F_y}{\partial x} \mathbf{j} + \frac{\partial F_z}{\partial x} \mathbf{k} \quad (3-6)$$

$$\frac{\partial F}{\partial y} = \frac{\partial F_x}{\partial y} \mathbf{i} + \frac{\partial F_y}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial F_z}{\partial y} \mathbf{k} \quad (3-7)$$

$$\frac{\partial F}{\partial z} = \frac{\partial F_x}{\partial z} \mathbf{i} + \frac{\partial F_y}{\partial z} \mathbf{j} + \frac{\partial F_z}{\partial z} \mathbf{k} \quad \dots(3-8)$$

Hay que tener en cuenta que estos tres gradientes son vectores, y las componentes de estos vectores se pueden definir por el gradiente tensorial del campo (que se introducirá en la siguiente sección). La magnitud de cada uno de estos gradientes se puede escribir de la siguiente manera:

$$\left| \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} \right| = \sqrt{\left(\frac{\partial F_x}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F_z}{\partial x} \right)^2} \quad (3-9)$$

$$\left| \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial y} \right| = \sqrt{\left(\frac{\partial F_x}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial F_y}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial F_z}{\partial y} \right)^2} \quad (3-10)$$

$$\left| \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial z} \right| = \sqrt{\left(\frac{\partial F_x}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial F_y}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial F_z}{\partial z} \right)^2} \quad (3-11)$$

A estas cantidades también se les conoce como Señales Analíticas del Campo (Rajagopalan y Christensen, 2000). Éstas se escriben como:

$$F_x SIG = \left| \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} \right|, F_y SIG = \left| \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial y} \right|, F_z SIG = \left| \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial z} \right|, \quad (3-12)$$

Por último, existe otra señal analítica que se deriva de la transformada de Hilbert del campo escalar, B_{imt} (Debeglia y Corpel, 1997; Nabighian, 1972; Qin, 1994; Roest *et al.*, 1992). Una notación sencilla es:

$$B_{imt} SIG = \sqrt{\left(\frac{\partial B_{imt}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial B_{imt}}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial B_{imt}}{\partial z} \right)^2} \quad (3-13)$$

Esta expresión es útil en la interpretación de datos del campo magnético (Hrvoic y Pozza, 2006; Hsu *et al.*, 1996; Zhang, 2001). Las tres componentes de la ecuación (3-13), se pueden escribir analíticamente como:

$$\frac{\partial B_{imt}}{\partial x} = \frac{B_{xx}B_x + B_{xy}B_y + B_{xz}B_z}{B_{imt}} \quad (3-14)$$

$$\frac{\partial B_{imt}}{\partial y} = \frac{B_{xy}B_x + B_{yy}B_y + B_{yz}B_z}{B_{imt}} \quad (3-15)$$

$$\frac{\partial B_{imt}}{\partial z} = \frac{B_{xz}B_x + B_{yz}B_y + B_{zz}B_z}{B_{imt}} \quad (3-16)$$

Las cantidades con los subíndices dobles son derivadas espaciales de una componente cartesiana particular del campo, como se explica a continuación.

3.2.2. El gradiente tensorial de un campo potencial

Al igual que un campo vectorial \mathbf{F} define la existencia de las tres componentes cartesianas, F_x , F_y y F_z , también define el gradiente tensorial del campo. Las componentes del gradiente tensorial se obtienen tomando las derivadas de las componentes vectoriales con respecto a x , y , z . Formalmente, la definición de un tensor implica la multiplicación de matrices de dos vectores de tres componentes (Bourne y Kendall, 1977). El gradiente tensorial de un campo vectorial, es por tanto, una matriz definida por el operador gradiente y el campo vectorial \mathbf{F} (Pedersen y Rasmussen, 1990):

$$\begin{bmatrix} \partial/\partial x \\ \partial/\partial y \\ \partial/\partial z \end{bmatrix} [F_x \ F_y \ F_z] = \begin{bmatrix} F_{xx} & F_{xy} & F_{xz} \\ F_{yx} & F_{yy} & F_{yz} \\ F_{zx} & F_{zy} & F_{zz} \end{bmatrix} \quad (3-17)$$

Para el campo magnético, en particular, se cumplen las dos siguientes relaciones:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = 0 \quad \nabla \times \mathbf{F} = \mathbf{0} \quad (3-18)$$

Expandiendo completamente éstas, se obtienen las relaciones para \mathbf{F} :

$$F_{xy} = F_{yx}, \quad F_{yz} = F_{zy}, \quad F_{xz} = F_{zx} \quad (3-19)$$

$$F_{xx} + F_{yy} + F_{zz} = 0 \quad (3-20)$$

El gradiente tensorial es simétrico y por lo tanto, la última ecuación es la ecuación de Laplace, que se cumple en regiones libres de fuente (Blakely, 1996). Esto deja a cinco componentes independientes del gradiente tensorial en lugar de nueve y el gradiente tensorial ahora se puede escribir como:

$$\begin{bmatrix} F_{xx} & F_{xy} & F_{xz} \\ F_{yx} & F_{yy} & F_{yz} \\ F_{zx} & F_{zy} & F_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_{xx} & F_{xy} & F_{xz} \\ F_{xy} & F_{yy} & F_{yz} \\ F_{xz} & F_{yz} & -F_{xx}-F_{yy} \end{bmatrix} \quad (3-21)$$

3.3. Relaciones del campo potencial

Después de haber introducido parte de la terminología básica de las diversas cantidades y vectores del tema en esta tesis, ahora se presentarán fórmulas analíticas específicas para determinados objetos. Aunque la literatura contiene muchas derivaciones matemáticas de fórmulas del campo potencial (Barnett, 1976; Bhattacharyya, 1964; Cady, 1980; Jain, 1991; Nagy, 1966; Plouff, 1976; Rao *et al.*, 1981; Rao y Babu, 1991; Sharma y Bose, 1977; Skeels y Watson, 1949), las siguientes secciones sirven para proporcionar una notación coherente, en esta tesis.

3.3.1. Relación de Poisson - Conexión al campo magnético

Es en el último siglo en que se ha desarrollado el fundamento de la teoría cuántica subyacente que explica cómo se originan los campos magnéticos de la materia. Esta teoría es muy compleja (Bransden y Joachain, 1992) y no se discutirá aquí. Sin embargo, la respuesta magnética puede calcularse a partir de la gravedad, utilizando la relación de Poisson, que conecta la gravedad y los campos magnéticos (Blakely, 1996). Esta relación supone que los cambios en la densidad y susceptibilidad magnética (que se define aquí) son coincidentes. La relación es:

$$\mathbf{B} = S \frac{dg}{d\zeta} \quad (3-22)$$

con:

$$S = \frac{F_e k}{G \rho} \quad (3-23)$$

Donde \mathbf{g} es el vector del campo total gravitacional, F_e es el campo magnético inducido, k es la susceptibilidad magnética de la fuente, G es la constante de Gravitación Universal, ρ es la densidad del objeto y ζ es la dirección de magnetización. Ahora, el campo magnético (F_e) se mide en Teslas.

Además de la componente actual (inducida) del campo magnético, también hay (en el caso de materiales ferromagnéticos) una componente remanente (o componente del pasado), adquirida en el momento de la formación o el depósito cuando el campo magnético terrestre pudo haber estado apuntando en una dirección diferente. Esta es la magnetización total (inducida más remanente), que es importante.

Para definir la susceptibilidad magnética, primero es necesario definir la permeabilidad magnética de una región (μ_0 en el vacío, μ para el medio material). La permeabilidad magnética de un objeto se define como el cociente de un campo magnético resultante (o inducción magnética, \mathbf{B}) y la intensidad magnética (\mathbf{H}). Las unidades para \mathbf{H} son Ampere/metro, y para μ_0 son el Tesla metro/Ampere (Tm/A) o Henry/metro (H/m). Las relaciones de conexión son:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{M}) = \mu_0 (1 + k) \mathbf{H} \quad (3-24)$$

donde \mathbf{M} es la magnetización del material o momento dipolar por unidad de volumen. La susceptibilidad magnética de un objeto se define como el cociente de la permeabilidad magnética del medio a la permeabilidad magnética en el vacío ($4\pi \times 10^{-7}$ Tm/A), menos uno. Los materiales ferromagnéticos tienen un alto valor de susceptibilidad. Utilizando la notación anterior, la susceptibilidad magnética puede escribirse como:

$$k = \frac{\mu}{\mu_0} - 1 \quad (3-25)$$

La susceptibilidad magnética es por consiguiente, una cantidad adimensional, pero el “tamaño” de la cantidad depende en qué sistema de unidades se está utilizando. Utilizando el sistema SI para analizar las susceptibilidades magnéticas del material, se puede esperar que los materiales cercanos a la superficie (regolito), tengan valores de susceptibilidad entre 0 a 10^{-3} unidades. Empleando el sistema “micro-cgs” para analizar la susceptibilidad magnética del material (Sherrif, 2002), esto se traduce en susceptibilidades de 0 a 100 unidades. Los valores de la susceptibilidad también pueden ser negativos (materiales diamagnéticos), tal que la magnetización del material se encuentra en la dirección opuesta al campo inducido. Los materiales ferromagnéticos pueden tener susceptibilidades 5 órdenes de magnitud más altos (Telford *et al.*, 1996).

Empleando la notación de Heath *et al.*, (2003), la ecuación (3.22) se escribe de la siguiente manera:

$$\mathbf{B} = (B_x \mathbf{i} + B_y \mathbf{j} + B_z \mathbf{k}) = S \frac{d}{d\zeta} (g_x \mathbf{i} + g_y \mathbf{j} + g_z \mathbf{k}) \quad (3-26)$$

Esta fórmula sólo es útil en su forma actual si la dirección de magnetización se encuentra en la dirección de uno de los ejes de coordenadas. Esto por lo general no es cierto, excepto en los polos Norte y Sur de la Tierra ($\zeta = z$) y en el ecuador ($\zeta = x$). Incluso en el ecuador, si hay algo de declinación del campo, habrá una componente y , que debe tomarse en cuenta. Por tanto, se puede sustituir el término de la derivada direccional en la ecuación (3.26), con un grupo de derivadas parciales pesadas:

$$\mathbf{B} = (B_x \mathbf{i} + B_y \mathbf{j} + B_z \mathbf{k}) = S \left(\alpha \frac{\partial}{\partial x} + \beta \frac{\partial}{\partial y} + \gamma \frac{\partial}{\partial z} \right) (g_x \mathbf{i} + g_y \mathbf{j} + g_z \mathbf{k}) \quad (3-27)$$

La pesos α , β y γ pueden determinarse a partir de la inclinación (I) y declinación (D) del campo en cualquier región de la Tierra que está siendo examinada. La Figura 3.2 muestra la relación entre las cantidades.

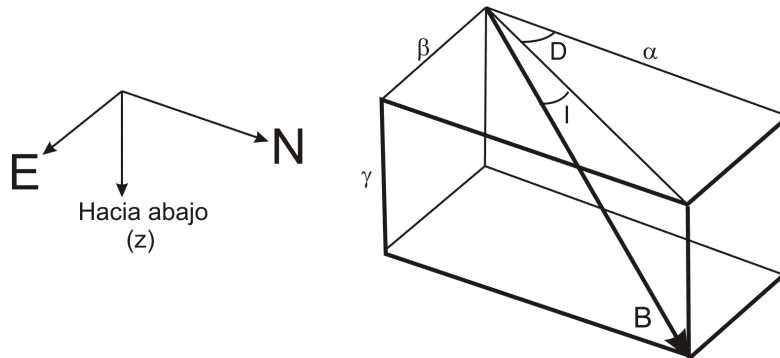


Figura 3.2. Relación entre la inclinación (I) y declinación (D) de un campo y las tres componentes cartesianas (Heath *et al.*, 2003).

Los tres pesos se pueden determinar a través de la siguiente derivación. Iniciando con la restricción:

$$\alpha + \beta + \gamma = 1 \quad (3-28)$$

Nótese que:

$$\beta = \alpha \tan D \quad (3-29)$$

y:

$$\gamma = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2} \tan I \quad (3-30)$$

Sustituyendo las ecuaciones (3.29) y (3.30) en la ecuación (3.28), da la siguiente:

$$\alpha + \alpha \tan D + \sqrt{\alpha^2 + \beta^2} \tan I = 1 \quad (3-31)$$

Nótese ahora que:

$$\sqrt{\alpha^2 + \beta^2} = \frac{\alpha}{\cos D} \quad (3-32)$$

Sustituyendo la ecuación (3.32) en (3.31), resulta:

$$\alpha + \alpha \tan D + \alpha \frac{\tan I}{\cos D} = 1 \quad (3-33)$$

Esto da la siguiente fórmula para el primer peso:

$$\alpha = \frac{\cos D}{\tan I + \cos D - \sin D} \quad (3-34)$$

Los otros pesos son triviales para derivar y vienen dados por:

$$\beta = \alpha \tan D \quad (3-35)$$

$$\gamma = 1 - \alpha - \beta \quad (3-36)$$

Con la determinación de los pesos para la dirección del campo terrestre, se puede establecer el campo magnético debido a la inducción en los medios susceptibles.

De la ecuación (3.27), las componentes cartesianas del campo pueden tomarse como ecuaciones independientes:

$$B_x = S \left(\alpha \frac{\partial}{\partial x} + \beta \frac{\partial}{\partial y} + \gamma \frac{\partial}{\partial z} \right) g_x \quad (3-37)$$

$$B_y = S \left(\alpha \frac{\partial}{\partial x} + \beta \frac{\partial}{\partial y} + \gamma \frac{\partial}{\partial z} \right) g_y \quad (3-38)$$

$$B_z = S \left(\alpha \frac{\partial}{\partial x} + \beta \frac{\partial}{\partial y} + \gamma \frac{\partial}{\partial z} \right) g_z \quad (3-39)$$

Reescribiendo las ecuaciones (3.37) a (3.39), se llega a lo siguiente:

$$B_x = S(\alpha g_{xx} + \beta g_{xy} + \gamma g_{xz}) \quad (3-40)$$

$$B_y = S(\alpha g_{xy} + \beta g_{yy} + \gamma g_{yz}) \quad (3-41)$$

$$B_z = S(\alpha g_{xz} + \beta g_{yz} + \gamma g_{zz}) \quad (3-42)$$

donde nuevamente, el segundo subíndice en g es sinónimo de diferenciación con respecto a una coordenada espacial particular. En otras palabras, las tres componentes del campo magnético total pueden determinarse a partir de la suma pesada de los componentes seleccionados del tensor gradiente de gravedad, suponiendo que la relación de Poisson se cumple.

Relaciones similares existen para las componentes del tensor gradiente magnético, excepto que las derivadas de las componentes del tensor gradiente de gravedad se deben calcular. Las fórmulas se pueden obtener tomando las derivadas de las ecuaciones (3.40) a (3.42) con respecto a x, y, z . Se obtienen las siguientes fórmulas:

$$B_{xx} = S(\alpha g_{xxx} + \beta g_{xyx} + \gamma g_{zxx}) \quad (3-43)$$

$$B_{yy} = S(\alpha g_{xyy} + \beta g_{yyy} + \gamma g_{yzy}) \quad (3-44)$$

$$B_{zz} = S(\alpha g_{xzz} + \beta g_{yzz} + \gamma g_{zzz}) \quad (3-45)$$

$$B_{xy} = S(\alpha g_{xxy} + \beta g_{xyy} + \gamma g_{xzy}) \quad (3-46)$$

$$B_{yz} = S(\alpha g_{xyz} + \beta g_{yyz} + \gamma g_{yzz}) \quad (3-47)$$

$$B_{xz} = S(\alpha g_{xzx} + \beta g_{yzx} + \gamma g_{zzx}) \quad (3-48)$$

Todas las cantidades anteriores tienen unidades de T/m. Al deducir las fórmulas anteriores por diferentes medios, las siguientes relaciones también se pueden afirmar:

$$g_{ijj} = g_{iji} = g_{jii} \quad (3-49)$$

$$g_{ijk} = g_{ikj} = g_{jik} = g_{kij} = g_{jki} = g_{kji} \quad (3-50)$$

Para simplificar, en lo sucesivo en esta tesis sólo se utilizará el primer término en las relaciones anteriores si hay más de uno que sea aplicable (por ejemplo, g_{xyz} en lugar de g_{zxy}). Por lo tanto las ecuaciones (3-43) a (3-48), por lo tanto, van a cambiar la notación ligeramente, a pesar de que los términos son equivalentes matemáticamente.

3.3.2. Respuesta magnética de un medio susceptible

Con la determinación de las relaciones entre las diferentes componentes del campo magnético, es posible presentar las ecuaciones que determinarán la respuesta de algunos modelos de un medio magnéticamente susceptible.

Fuente puntual

De las ecuaciones (3-40) a (3-42), se derivan las ecuaciones para el campo magnético de una fuente puntual de material magnéticamente susceptible. En las ecuaciones (3-51) a (3-53) se muestran las componentes cartesianas del campo vectorial como se definió por la ecuación (3-3).

$$B_x = S \left(\alpha \left(\frac{1}{r^3} - \frac{3x^2}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{-3xy}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{-3xz}{r^5} \right) \right) \quad (3-51)$$

$$B_y = S \left(\alpha \left(\frac{-3xy}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{1}{r^3} - \frac{3y^2}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{-3yz}{r^5} \right) \right) \quad (3-52)$$

$$B_z = S \left(\alpha \left(\frac{-3xz}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{-3yz}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{1}{r^3} - \frac{3z^2}{r^5} \right) \right) \quad (3-53)$$

Las ecuaciones (3-54) a (3-56) dan las componentes diagonales del gradiente magnético tensorial 3 x 3 debido a una fuente puntual.

$$B_{xx} = S \left(\alpha \left(\frac{15x^3}{r^7} - \frac{9x}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{15x^2y}{r^7} - \frac{3y}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{15x^2z}{r^7} - \frac{3z}{r^5} \right) \right) \quad (3-54)$$

$$B_{yy} = S \left(\alpha \left(\frac{15xy^2}{r^7} - \frac{3x}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{15y^3}{r^7} - \frac{9y}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{15y^2z}{r^7} - \frac{3z}{r^5} \right) \right) \quad (3-55)$$

$$B_{zz} = S \left(\alpha \left(\frac{15xz^2}{r^7} - \frac{3x}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{15yz^2}{r^7} - \frac{3y}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{15z^3}{r^7} - \frac{9z}{r^5} \right) \right) \quad (3-56)$$

Los elementos fuera de la diagonal del tensor gradiente magnético están dados por las ecuaciones (3-57) a (3-59).

$$B_{xy} = S \left(\alpha \left(\frac{15x^2y}{r^7} - \frac{3x}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{15xy^2}{r^7} - \frac{3y}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{15xyz}{r^7} \right) \right) \quad (3-57)$$

$$B_{yz} = S \left(\alpha \left(\frac{15xyz}{r^7} \right) + \beta \left(\frac{15y^2z}{r^7} - \frac{3z}{r^5} \right) + \gamma \left(\frac{15yz^2}{r^7} - \frac{3y}{r^5} \right) \right) \quad (3-58)$$

$$B_{xz} = S \left(\alpha \left(\frac{15x^2z}{r^7} - \frac{3z}{r^5} \right) + \beta \left(\frac{15xyz}{r^7} \right) + \gamma \left(\frac{15xz^2}{r^7} - \frac{3x}{r^5} \right) \right) \quad (3-59)$$

Todas estas ecuaciones muestran cómo se comporta el campo magnético alrededor de este tipo de fuentes.

Fuente de un prisma rectangular

La respuesta magnética de un prisma rectangular se sigue de las primeras ecuaciones. Las tres componentes cartesianas del campo vectorial pueden escribirse como:

$$B_x = S \left(\alpha \left(\tan^{-1} \left(\frac{YZ}{XR} \right) \right) + \beta (\ln(Z + R)) + \gamma (\ln(Y + R)) \right) \quad (3-60)$$

$$B_y = S \left(\alpha (\ln(Z + R)) + \beta \left(\tan^{-1} \left(\frac{XZ}{YR} \right) \right) + \gamma (\ln(X + R)) \right) \quad (3-61)$$

$$B_z = S \left(\alpha (\ln(Y + R)) + \beta (\ln(X + R)) + \gamma \left(\tan^{-1} \left(\frac{XY}{ZR} \right) \right) \right) \quad (3-62)$$

Las tres componentes diagonales del tensor gradiente magnético pueden expresarse de la siguiente manera:

$$B_{xx} = S \left(\alpha \left(\frac{-\frac{YZ}{R} \left(\frac{1}{X^2} + \frac{1}{R^2} \right)}{1 + \left(\frac{YZ}{XR} \right)^2} \right) + \beta \left(\frac{1}{R} \left(\frac{X}{Z+R} \right) \right) + \gamma \left(\frac{1}{R} \left(\frac{X}{Y+R} \right) \right) \right) \quad (3-63)$$

$$B_{yy} = S \left(\alpha \left(\frac{1}{R} \left(\frac{Y}{Z+R} \right) \right) + \beta \left(\frac{-\frac{XZ}{R} \left(\frac{1}{Y^2} + \frac{1}{R^2} \right)}{1 + \left(\frac{XZ}{YR} \right)^2} \right) + \gamma \left(\frac{1}{R} \left(\frac{Y}{X+R} \right) \right) \right) \quad (3-64)$$

$$B_{zz} = S \left(\alpha \left(\frac{1}{R} \left(\frac{Z}{Y+R} \right) \right) + \beta \left(\frac{1}{R} \left(\frac{Z}{X+R} \right) \right) + \gamma \left(\frac{-\frac{XY}{R} \left(\frac{1}{Z^2} + \frac{1}{R^2} \right)}{1 + \left(\frac{XY}{ZR} \right)^2} \right) \right) \quad (3-65)$$

Estas fórmulas dan una respuesta muy bien definida. Esto se debe principalmente al hecho de que las fórmulas que gobiernan las componentes

del tensor gradiente magnético, provienen de las ecuaciones derivadas del tensor gradiente de gravedad y por tanto serán más compactas.

3.3.3. Campo magnético dipolar

Con el fin de describir el campo magnético alrededor de un objeto que es ferromagnético en la naturaleza (es decir, materiales que retienen su propia magnetización después de que el campo inducido se ha apagado, por ejemplo, la magnetita y los imanes de barra), es necesario derivar nuevas fórmulas. Estas se dan en los textos de física básica (Cowan, 1968) y por tanto, no se repetirán aquí. Iniciaremos a partir de las ecuaciones que relacionan a un campo magnético alrededor de una fuente dipolar.

Para describir el campo alrededor de un dipolo magnético, son necesarios dos vectores. El primer vector describe la orientación y la fuerza del dipolo magnético y se denota por \mathbf{m} (unidades, Am^2). El segundo vector, \mathbf{r} , es el vector de posición desde el punto de origen hasta el punto del campo, es decir, describe la dirección y la distancia a cada punto que rodea al dipolo magnético.

Los vectores \mathbf{m} y \mathbf{r} se pueden escribir en términos de las coordenadas cartesianas como:

$$\mathbf{m} = m_x \mathbf{i} + m_y \mathbf{j} + m_z \mathbf{k} \quad (3-66)$$

$$\mathbf{r} = x \mathbf{i} + y \mathbf{j} + z \mathbf{k} \quad (3-67)$$

y la r cursiva (la distancia del dipolo al punto del campo) es:

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (3-68)$$

La relación entre los vectores \mathbf{m} y \mathbf{r} se ilustra en la Figura 3.3.

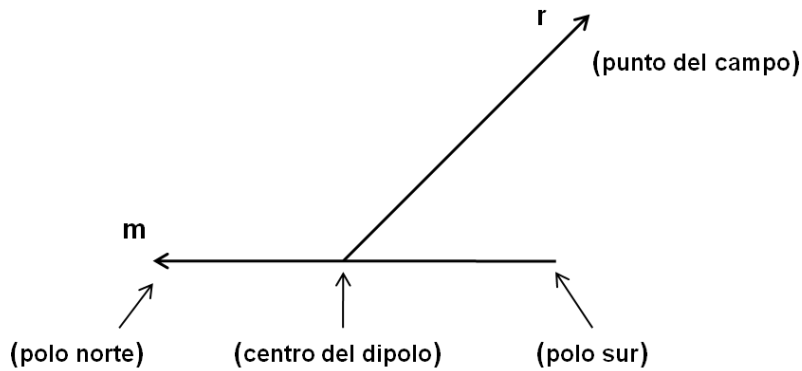


Figura 3.3. Sólo dos vectores, \mathbf{m} y \mathbf{r} , son necesarios para calcular la respuesta magnética de un dipolo magnético (Telford *et al.*, 1990).

La intensidad del campo magnético (más apropiadamente denominada inducción magnética) se mide en Teslas. Los datos y resultados de este trabajo se encuentran en nanoTeslas (nT), y como se hablará de la primera y segunda derivada espacial de estos, también se habla de las unidades en nanoTeslas por metro (nT/m), nanoTeslas por metro cuadrado (nT/m²).

La entidad fundamental en el estudio del magnetismo es el dipolo, que es un sistema formado de dos cargas magnéticas, o masas magnéticas, de intensidad igual y de signos opuestos. El origen físico del magnetismo se encuentra en las propiedades eléctricas de la materia, un electrón en su órbita genera una corriente eléctrica que, a su vez, genera un campo magnético equivalente a la de un imán (Blakely, 1996).

Es sencillo demostrar que el potencial magnético, V , producido por un dipolo magnético (Figura 3.1) en un punto P, con coordenadas polares (r , θ) en un plano cuyo eje polar coincide, en dirección y frente con el momento M del dipolo y el origen con el centro, viene dada por:

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M \cdot \mathbf{r}}{r^3} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M \cos\theta}{r^2} \quad (3-69)$$

$\frac{\mu_0}{4\pi} = 4\pi \times 10^{-7}$ Henry m⁻¹, es la permeabilidad magnética en el vacío. ó de forma similar, utilizando r como un radio vector en la formulación de gradiente también se puede utilizar:

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} M \text{grad} \left(\frac{1}{r} \right) = \frac{\mu_0}{4\pi} M \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \quad (3-70)$$

Por razones de simetría esta relación es válida en todos los planos que pasen a través del eje polar del dipolo. Por lo tanto, en cada uno de estos planos se puede dividir el campo magnético, campo vectorial que llamaremos \mathbf{F} con dos componentes; a partir de la siguiente relación:

$$\mathbf{F} = \text{grad}V = -\nabla V \quad (3-71)$$

Teniendo en cuenta el sistema de coordenadas polares descrito anteriormente y con respecto a F_t como la componente transversal al radio vector (la orientación positivamente hacia el aumento de θ , que se llama colatitud), y la componente F_r dirigida a lo largo de r (positiva orientada hacia el exterior), obtendremos:

$$F_t = \frac{\partial V}{\partial r}; \quad F_t = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad (3-72)$$

$$F_r = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2M \cos \theta}{r^3}; \quad F_t = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M \sin \theta}{r^3} \quad (3-73)$$

A lo largo del eje del dipolo, para $\theta = 0$ ó $\theta = \pi$, y ortogonalmente a este eje, para $\theta = \pi/2$, vamos a tener dos posiciones polares, respectivamente y en una analogía inmediata como es el caso de la Tierra, una posición ecuatorial. En estos casos los componentes definidos tienen los siguientes valores.

$$\text{Posición polar} \quad F_t = 0; \quad F_r = \pm \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2M}{r^3}; \quad \theta = 0 (\pi)$$

$$\text{Posición ecuatorial} \quad F_t = \pm \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2M}{r^3}; \quad F_r = 0; \quad \theta = \frac{\pi}{2}$$

Mientras que para cualquier valor dado de θ , tenemos:

$$F_t = (F_t^2 + F_r^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3-74)$$

$$F = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^3} \sqrt{3 \cos^2 \theta + 1} \quad (3-75)$$

Esta última relación constituye la ecuación de una línea genérica de fuerza del dipolo del campo magnético en coordenadas polares. Si el dipolo magnético se encuentra inmerso en un campo magnético externo, como en el caso de una aguja magnética o una brújula, la dejamos que gire libremente, tanto en el plano horizontal como vertical, podemos observar que se alinea a lo largo de

una dirección determinada. Esto se debe a que la aguja tiende a minimizar su energía al estar en interacción con el campo magnético en el que está inmersa.

Es posible advertir que, para hacer que la energía de interacción con un campo magnético externo como un mínimo, un dipolo tiende a ser paralelo a una línea de fuerza del campo externo. Indicando con F el campo magnético externo y con M el momento magnético dipolar (aguja magnética), la energía E de interacción se puede expresar como:

$$E = M \cdot F \quad (3-76)$$

Mientras que el par mecánico que actúa con el dipolo es

$$\Gamma = M \times F \quad (3-77)$$

Las fórmulas anteriores, usadas en el campo magnético F dimensionalmente como una inducción magnética; veremos que esto se considera un método estándar para el campo magnético de la Tierra. En geomagnetismo, la mayoría de los estudios teóricos y análisis de datos se han dedicado a la reconstrucción de la configuración de las líneas de fuerza del campo magnético terrestre.

Una analogía notable se puede hacer entre un dipolo simple y la fuente del campo magnético terrestre. De hecho los primeros análisis realizados por Gauss, ya en la primera mitad del siglo XIX, confirmaron la declaración del principio de Gilbert, de que la Tierra es magnética.

En una primera aproximación, se presenta como generada por un dipolo magnético enorme (Lanza y Meloni, 2006). Este dipolo se encuentra dentro de la Tierra, en su centro, y tiene su eje casi paralelo al eje de rotación de la Tierra. Con el fin de coincidir con la orientación de una aguja magnética que apunta hacia el norte geográfico, el momento dipolar de la Tierra debe estar orientado en la dirección opuesta con respecto al eje de rotación de la Tierra (Figura 3.4).

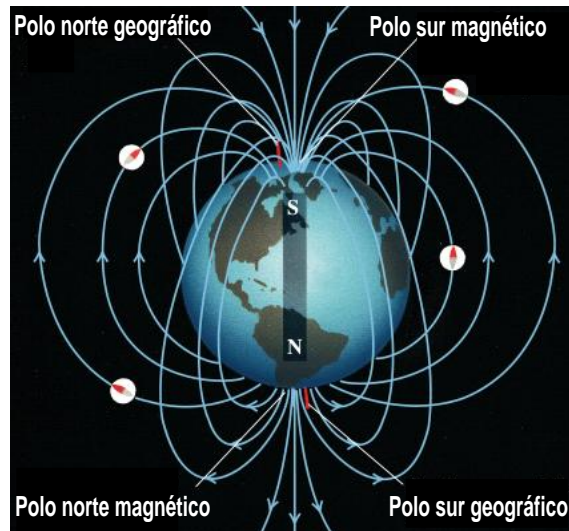


Figura 3.4. Dipolo magnético de la Tierra (National Oceanic Atmospheric Administration NOAA).

En estudios de geomagnetismo se acuerda la intensidad del campo magnético referida a un sistema de ejes coordenados rectangulares (Figura 3.5) en el que el eje de las X es horizontal y dirigido hacia el norte geográfico, el eje Y también horizontal dirigido hacia el este y el eje Z vertical dirigido hacia abajo.

Los vectores componentes de la intensidad del campo F se denominan respectivamente para cada eje: norte X , este Y , vertical Z . La proyección del vector F sobre el plano horizontal es la componente horizontal $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ y el ángulo que forma la componente H con el eje X se denomina declinación magnética denotada por D , se le atribuye signo más en el caso de que el vector H se desvíe respecto al eje X hacia el este y signo menos hacia el oeste. El ángulo entre el plano XOY y el vector F es la inclinación designado por I (Logachev y Zajarov, 1978, Blakely, 1996, Lanza y Meloni, 2006). La relación entre estas cantidades está dada por:

$$H = F \cos I; \quad Z = F \sin I; \quad X = H \cos D; \quad Y = H \sin D \quad (3-78)$$

Cuando estas tres cantidades son independientes entre sí, son suficientes para determinar el campo magnético de la Tierra. En la representación de la Tierra como una esfera, suponiendo que el campo es generado por un dipolo colocado en su centro y apuntando hacia una dirección dada, se visualiza una

nueva geometría. El eje dipolar a través del centro de la Tierra, en un punto P en la superficie de la Tierra, está indicado por F_t y F_r , siendo equivalentes a la componente horizontal y vertical del campo geomagnético dipolar.

$$H = F_t; \quad Z = -F_r; \quad \sqrt{H^2 + Z^2} = F^2 \quad (3-79)$$

En este campo dipolar la geometría de las líneas de fuerza se denotan por la función $r = r(\theta)$ se pueden derivar de:

$$\frac{H}{Z} = \frac{dr}{rd\theta} = 2 \frac{M \cos\theta}{M \sin\theta} = 2 \cot\theta \quad (3-80)$$

Además:

$$\frac{dr}{rd\theta} = 2 \frac{\cos\theta}{\sin\theta}; \quad \frac{dr}{r} = \frac{2 \cos\theta d\theta}{\sin\theta} = 2 \frac{d(\sin\theta)}{\sin\theta} \quad (3-81)$$

$$\ln r = 2 \ln(\sin\theta) + C \rightarrow r = r_e \sin^2\theta; \quad r_e = C \quad (3-82)$$

Donde r_e es el radio ecuatorial de la Tierra. Esta representación analítica de las líneas de fuerza del campo magnético terrestre, es muy útil en la representación del campo magnético fuera de la Tierra, en la magnetósfera.

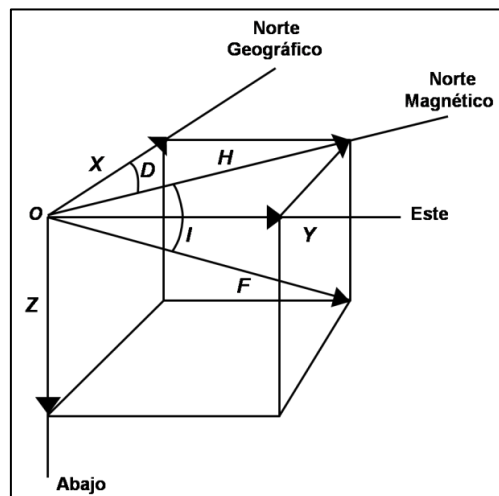


Figura 3.5. Componentes del campo magnético de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006).

Para calcular la componente vertical Z y horizontal H , es necesario dar la expresión de las derivadas del potencial magnético en el sistema de coordenadas establecido.

Para el caso del plano XOY es tangente a la superficie de la esfera en el punto de observación, donde $dz = dr, dx = r \cdot d\theta$ (Logachev y Zajarov, 1978). Derivando se obtiene lo siguiente:

$$-\frac{du}{dr} = Z = \frac{2M}{r^3} \cos \theta; \quad -\frac{du}{dr} = H = \frac{M}{r^3} \operatorname{sen} \theta. \quad (3-83)$$

El vector total está dado por:

$$F = \frac{M}{r^3} \sqrt{1 + 3\cos^2 \theta}, \quad (3-84)$$

y la dirección en función del ángulo I :

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} = 2\operatorname{ctg} \theta = 2 \operatorname{tg} \varphi. \quad (3-85)$$

Por medio de estas fórmulas obtenemos la expresión general de la variación de la intensidad del campo en función de la latitud magnética $\varphi = 90^\circ - \theta$. Alcanzando el vector F su máximo en los polos, para los que $\theta = 0^\circ$ y mínimo en el ecuador donde $\theta = 90^\circ$. La escala de variación F está comprendida entre $2M/r^3$ y M/r^3 .

En los trabajos de exploración magnética es muy importante conocer el gradiente horizontal normal del campo de la zona de estudio (Logachev y Zajarov, 1978), porque en el caso de grandes extensiones sus variaciones pueden exceder los errores de medición admisibles del campo anormal. Para el caso de levantamientos aéreos y algunas variantes del terrestre, exige que el

cálculo del gradiente vertical normal teórico, se calcula a través de la siguiente fórmula:

$$\frac{\partial z}{\partial r} = -3 \frac{M}{r^4} \cos \theta = -3Z \frac{1}{r}, \frac{\partial H}{\partial r} = -3 \frac{M}{r^4} \sin \theta = -3H \frac{1}{r} \quad (3-86)$$

3.4. Variaciones temporales del campo magnético de la Tierra

Nuestro planeta se encuentra rodeado por un campo magnético, de acuerdo con las ideas geofísicas modernas donde en un punto determinado y en cierto tiempo, se llevan a cabo mediciones del campo magnético. El valor medido es resultado de la superposición de la contribución de distintos orígenes. Las contribuciones, en un primer vistazo, pueden considerarse separadamente, cada una de ellas corresponde a un origen diferente:

- a) El campo magnético, generado por el núcleo líquido de la Tierra por un mecanismo conocido como geodínamo.
- b) El campo de la corteza, generado por la magnetización de las rocas en la corteza terrestre.
- c) El campo externo, producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionósfera y magnetósfera debido a la interacción de la radiación electromagnética y al viento solar con el campo magnético terrestre.
- d) El campo magnético resultante de los procesos de inducción electromagnética, generada por corrientes eléctricas inducidas del manto superior y la corteza terrestre, por variaciones externas del campo magnético en cierto tiempo.

El campo magnético de la Tierra no sólo muestra un espacio peculiar en su estructura, si no que está determinado principalmente por las contribuciones a) y b), pero también está sujeto a continuas variaciones de tiempo. Estas variaciones pueden tener orígenes diferentes: a corto plazo y largo plazo.

3.4.1. Variaciones a largo plazo

Su origen se da en el interior de la Tierra y se detectan en ventanas de tiempo más largo, que pueden ir desde años a miles de años, son principalmente determinadas por las contribuciones a) y b).

La variación secular, se debe a la evolución de las fuentes profundas de la Tierra, que generan el campo principal. Estas variaciones se presenta sobre escalas de mayor tiempo y tienen una amplitud típica de 10 a 100 nT/a, son bien documentadas a partir de datos históricos y registros exactos de observatorios magnéticos, la principal manifestación de este tipo de variación a nivel global es la posición y tamaño de las salidas de un campo dipolar simple, a través de años y décadas. Los efectos de estos cambios en una determinada localidad, se pueden calcular con exactitud en periodos de 5-10 años, estas predicciones deben actualizarse en los observatorios magnéticos.

Desde el punto de vista de los mapas de anomalías magnéticas, las variaciones seculares son importantes cuando los levantamientos magnéticos de zonas adyacentes se llevan a cabo a lo largo de varios años.

Como enfoque principal para la normalización y eliminación del campo magnético, en la prospección aeromagnética, se formaliza un modelo matemático de la variación mundial del campo magnético de la Tierra, y está disponible en los observatorios magnéticos de todo el mundo cada 5 años para el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF).

Inversiones geomagnéticas, la evidencia de la dirección del campo magnético de la Tierra en el pasado geológico se encuentra en la magnetización remanente de las rocas. Técnicas modernas de datación permiten conocer la edad de las rocas tomadas de diferentes fuentes. Estudios muestran que en todo el mundo que las inversiones del campo magnético ocurren en promedio cada 750,000 - 780,000 años.

3.4.2. Variaciones a corto plazo

Son de origen externo a la Tierra y se detectan en las ventanas de tiempo más corto, que pueden ir desde fracciones de segundo, en general a no más de unos pocos años (esencialmente se incluye la contribución de c)). La variación diurna sigue un ciclo diario asociado con la rotación de la Tierra con respecto al sol (Figura 3.6). En párrafos subsecuentes se definen diferentes tipos de variaciones a corto plazo.

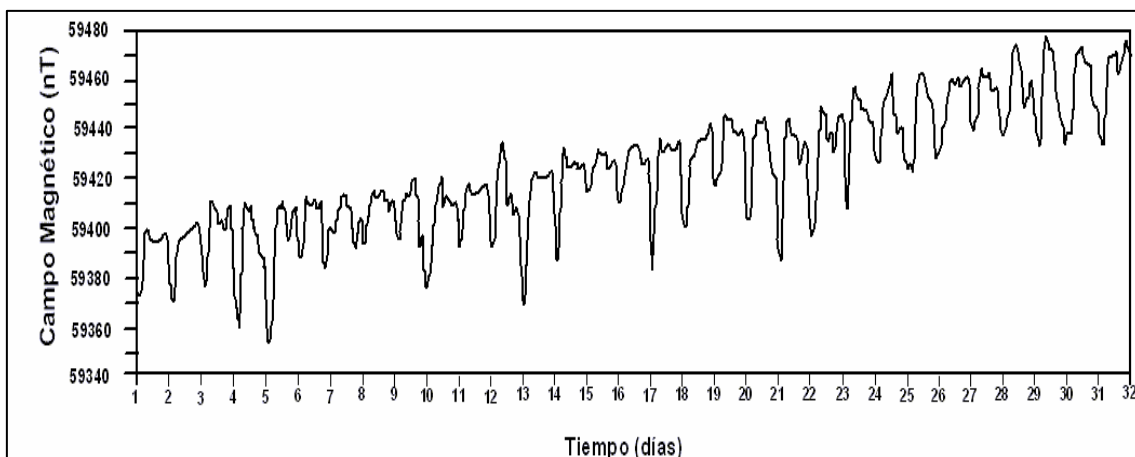


Figura 3.6. Esquema mostrando la Variación Diurna en un periodo mensual (Reeves, 2005).

Variación Solar: tiene una regularidad de 24 horas, por desplazamiento de la ionósfera que sólo de la latitud geográfica y del tiempo, al existir una correlación con el período de rotación terrestre (Figura 3.7). Tiene una intensidad del orden de los 25 a 100 nT, con una variación adicional en ciclos de 27 días según la rotación solar (dado que la distribución de manchas es siempre inhomogénea), y crece durante el verano en cada hemisferio, debido a la inclinación del eje de rotación de la Tierra.

Variación Lunar: ésta tiene una periodicidad de 25 horas con una amplitud de 2 ó 3 nT. Está relacionada con la rotación de la Tierra respecto a la Luna, lo que genera mareas atmosféricas en las que el Sol tiene una influencia menos marcada. Varía a lo largo del mes lunar (28 días) según la traslación del satélite en torno a la Tierra.

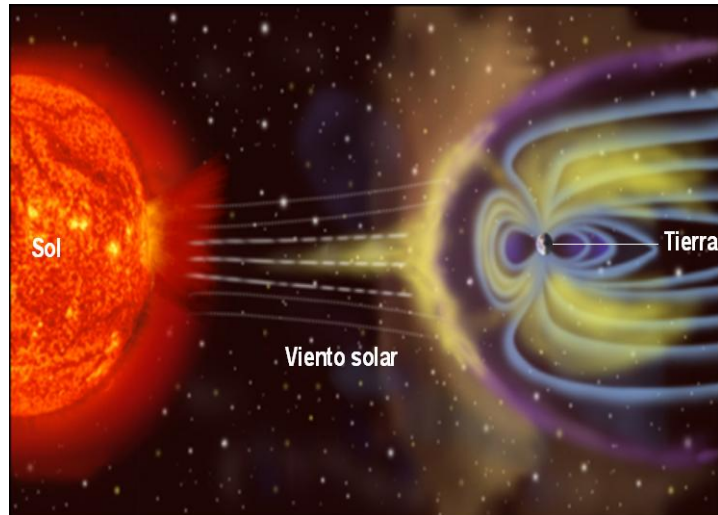


Figura 3.7. Viento solar distorsiona los confines del campo magnético de la Tierra causando líneas de corriente en la ionósfera sobre el lado diurno del planeta en rotación (National Oceanic Atmospheric Administration NOAA).

Tormentas magnéticas: son bruscos disturbios que causan perturbaciones de hasta 1000 nT de amplitud en la intensidad y grandes incrementos en la declinación e inclinación magnética. Su origen está relacionado a las partículas emitidas durante erupciones troposféricas solares, al chocar contra la magnetósfera (Figura 3.8). Son impredecibles, pudiendo durar horas e incluso varios días y su comienzo es prácticamente simultáneo en todas las partes de la Tierra. Pueden obligar a suspender la adquisición de datos.

Durante las tormentas, la concentración de partículas ionizadas por la convergencia de líneas del campo magnético sobre la atmósfera polar, genera los fantasmagóricos fenómenos de las auroras polares.

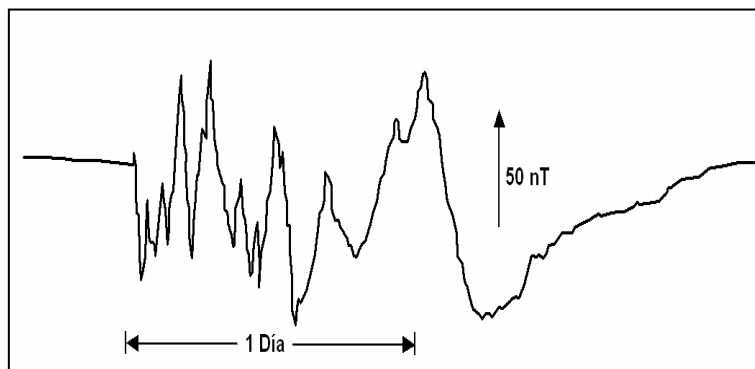


Figura 3.8. Tormenta repentina y variaciones violentas en el campo magnético terrestre (Reeves, 2005).

Micro pulsaciones: se producen en una escala de tiempo mucho más corto, normalmente en un período de unos pocos minutos, sus amplitudes pueden ser sólo unas pocas nanoteslas (1 a 10 nT), su efecto sobre registros magnéticos realizados en un avión o en una estación base sobre el terreno es significativa. Lamentablemente, la forma exacta de una secuencia grabada de micro pulsaciones puede cambiar de un lugar a otro (Figura 3.9).

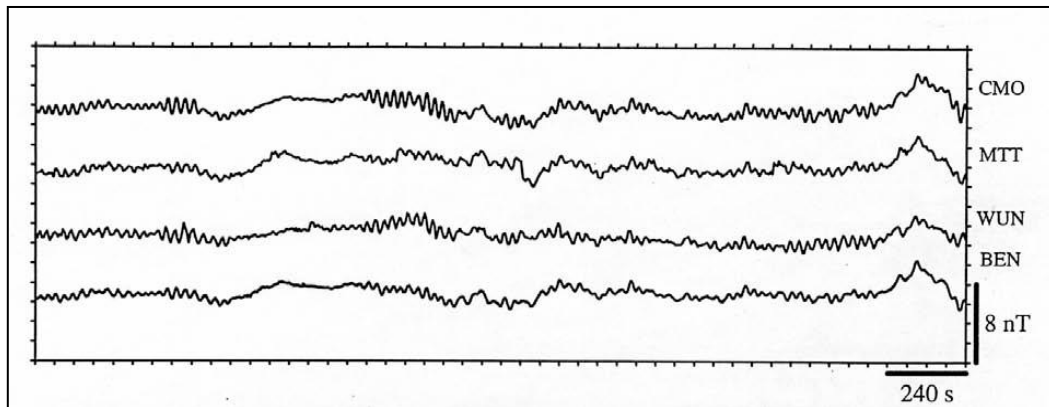


Figura 3.9. Micro pulsaciones de la variación de un lugar a otro en la superficie de la Tierra (Reeves, 2005).

Por último, un campo magnético resulta del proceso de inducción electromagnética que se genera por las corrientes eléctricas inducidas en la corteza y el manto superior, por el exterior, las variaciones de tiempo del campo magnético. Esto sucede porque la Tierra es parcialmente un conductor eléctrico y las corrientes eléctricas pueden ser inducidas en esta, conducidas al exterior por las variaciones temporales. El campo magnético secundario generado de esta manera, se suma a la de otras fuentes.

3.5. El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF)

Debe quedar claro que el objetivo de los estudios aeromagnéticos es registrar las variaciones de F con respecto a (X, Y) bajo un área de investigación, desprovistos de la eliminación de todas las variaciones temporales. La Figura 3.10 muestra que la magnitud de F se encuentra entre 25000 nT en el ecuador magnético y 65000 nT en los polos magnéticos de la Tierra (National Oceanic Atmospheric Administration NOAA), se puede esperar que las variaciones

locales sean de varios cientos de nT (a veces, pero con menos frecuencia, varios miles de nT) que le son impuestas por los efectos de la magnetización de la corteza terrestre. Las anomalías son habitualmente al menos dos órdenes de magnitud menor que el valor del campo total.

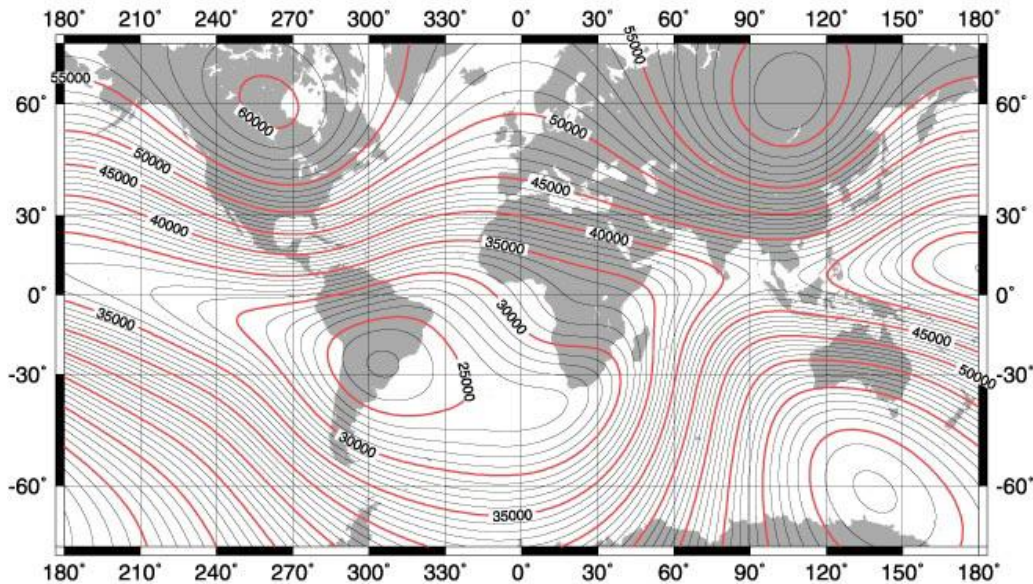


Figura 3.10. Distribución de la intensidad del campo magnético (F) sobre la superficie terrestre, para el año 2000 (National Oceanic Atmospheric Administration NOAA).

El IGRF proporciona los medios de restar sobre una base racional la variación esperada en el campo principal, para dejar las anomalías que se pueden comparar de un levantamiento a otro, incluso cuando se realizan los estudios de varias décadas de separación. Como consecuencia, el campo principal pudo haber sido sometido a una variación secular considerable. Teniendo en cuenta que, la eliminación del IGRF implica la sustracción de alrededor del 99% del valor medido. Es necesario definir con precisión el IGRF para mantener la exactitud y credibilidad del resto de los datos.

El IGRF es publicado por un grupo de trabajo de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA), en un período de cinco años a partir de un modelo matemático avanzado que mejor se adapta a todos los datos reales de observación de diferentes observatorios geomagnéticos (satélites y otras fuentes aprobadas para una determinada época). El modelo está definido por un conjunto de coeficientes armónicos esféricos de grado y orden 13 para (a) el

valor de F en todo el mundo, en la época del modelo (ejemplo, para 2000) y (b) la tasa anual de cambio en los coeficientes para los siguientes cinco años (ejemplo 2000-2005). Programas informáticos permiten el uso de estos coeficientes para calcular los valores IGRF sobre cualquier área de estudio elegida.

3.6. Anomalías Magnéticas

La desviación de la intensidad del campo de lo normal se denomina anomalía magnética, causada por la variación de la composición de las rocas que constituyen la corteza terrestre.

La magnitud escalar del campo magnético F registrado en un levantamiento aeromagnético en cualquier punto determinado, no contiene información sobre la dirección del campo. Sin embargo, se considera como la suma vectorial del IGRF (F_{IGRF}), en este punto y una componente anómala ΔF (Figura 3.11). La componente IGRF, está orientada en la dirección del campo principal de la Tierra en ese punto, mientras que el campo magnético debido a una fuente local, en principio, puede tener cualquier orientación.

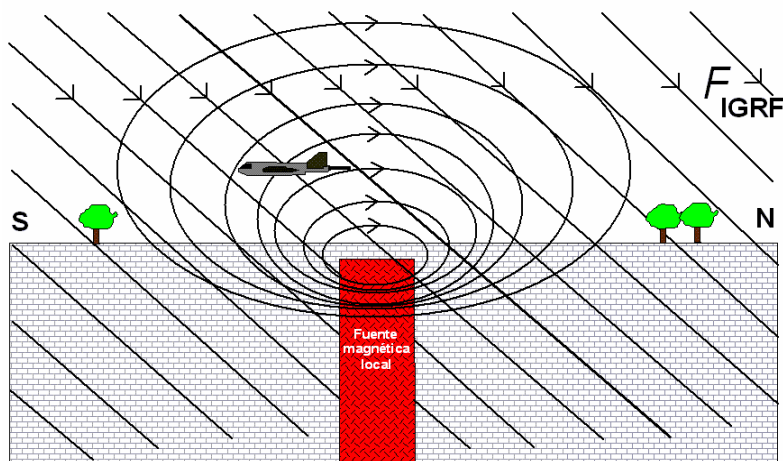


Figura 3.11. En levantamientos aeromagnéticos el sensor registra la suma del vector del campo magnético ambiente y la contribución anómala de fuentes locales (Reeves, 2005).

Ciertamente, ambas componentes pueden representarse en un plano. Sin embargo, F generalmente es de dos órdenes mayor que ΔF (Figura 3.12).

Mientras esta última condición satisface el valor escalar F observado (F_{IGRF}), normalmente reportado en el levantamiento aeromagnético, no difiere significativamente del valor de la componente ΔF en la dirección de (F_{IGRF}), por lo tanto, en mapas de anomalías del campo magnético total, se registran las componentes de anomalías locales en la dirección del campo magnético principal de la Tierra.

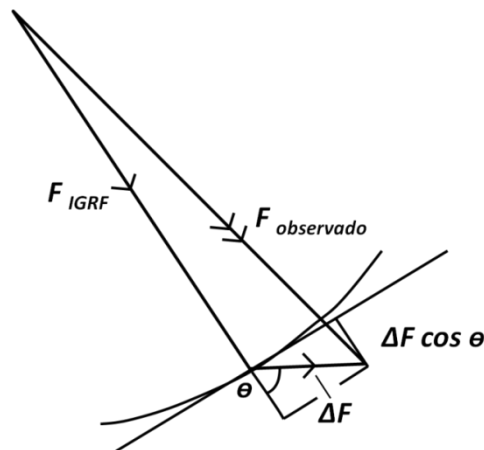


Figura 3.12. El campo magnético observado (F_{IGRF}) no difiere significativamente de la componente anómala ΔF en la dirección de $F_{IGRF}(= \Delta F \cos \theta)$, con tal de que $F_{IGRF} \gg \Delta F$ (Reeves, 2005).

Cuando se modelan los posibles efectos de cuerpos magnéticos, la magnitud de la componente ΔF se calcula para comparar el campo observado. Por la misma argumentación, en levantamientos gravimétricos, es la componente de la anomalía local en la dirección de la vertical, en la que se registra el efecto de la fuente a partir de un modelo.

Cualquier sección de observación a través de un cuerpo magnético local, normalmente pasará por lugares donde el campo magnético tiende a reforzar el campo geomagnético, así como en lugares donde se opone el ámbito local, se opone al campo geomagnético. De ello se deduce que un cuerpo magnético sencillo compacto, produce una anomalía magnética que tiene aspectos positivos y negativos. Esto es consecuencia de la situación física y cuando se trata de interpretar anomalías magnéticas económicas, es de esperar, que ambas anomalías sean comunes, donde su forma geométrica dependerá de factores como la inclinación del campo actual de la Tierra.

3.7. Características generales de la magnetización de las rocas

En cuanto a las propiedades magnéticas de las rocas, se presenta un resumen de los hechos más relevantes.

La susceptibilidad y magnetización remanente de las rocas son las propiedades de interés de los levantamientos magnéticos (Clark, 1997). La susceptibilidad magnética k , es la capacidad que tiene una roca de adquirir magnetización Ji en presencia de un campo magnético externo F en el que se encuentra. La magnetización remanente, es la magnetización permanente de una roca y ésta no depende de algún campo externo. Evidentemente, todas las rocas de la corteza se encuentran situadas en el campo geomagnético, por lo tanto, es probable que se vea magnetización inducida. La magnitud de la magnetización que adquiere Ji es proporcional a la fuerza del campo de la tierra F en sus alrededores donde la constante de proporcionalidad k , es por definición, la susceptibilidad magnética de la roca, es decir:

$$Ji = k F \quad (3-87)$$

Considerado cualquier roca, ésta puede presentar dos magnetizaciones, inducida y remanente. El componente inducido Ji es paralelo al campo actual de la Tierra, mientras que el componente remanente Jr razonablemente puede tener cualquier dirección. Ambas son cantidades vectoriales, se suman vectorialmente para dar la magnetización total de una roca. La relación de la magnitud escalar de estos dos componentes se conoce como la relación Koenigsberger, Q , de la roca:

$$Q = Jr / Ji. \quad (3-88)$$

La susceptibilidad magnética en unidades del SI, es un cociente adimensional con una magnitud mucho menor que 1, para la mayoría de las rocas. Por lo tanto, un valor típico de la susceptibilidad puede expresarse de la siguiente manera (Reeves, 2005):

$$k = 0.0057 SI.$$

En el viejo sistema de unidades magnéticas cgs, el valor numérico de la susceptibilidad magnética de una muestra dada, es menor por un factor de 4π que el SI.

$$k(SI) = k(\text{cgs}) \times 4\pi$$

$$\text{y } k = 0.0057 \text{ SI} = 0.00045 \text{ cgs}$$

o simplemente un orden de magnitud para muchos propósitos prácticos.

La magnetización remanente en una roca puede ser adquirida de diferentes maneras, teniéndose los siguientes tipos:

Magnetización termorremanente. Se obtiene cuando una roca ígnea se enfría a través de la temperatura de Curie (para la magnetita es de 585°C), esta adquiere una magnetización paralela al campo de la Tierra. Esta magnetización remanente es usualmente estable y se mantiene en las rocas a través de subsecuentes cambios posteriores en la dirección del campo de la Tierra. Muchas rocas volcánicas son magnéticas y la mayoría tiene fuerte magnetización remanente. La intensidad magnética de rocas volcánicas cercanas a la superficie puede variar enormemente a distancias cortas y son necesarias observaciones detalladas para definir el campo magnético próximo a la superficie.

Magnetización remanente detrítica. Se presenta en el proceso de sedimentación lenta, los granos de minerales ferromagnéticos, particularmente magnetita y hematita, tienden a orientarse en la dirección del campo magnético ambiente al momento de la depositación.

Magnetización químico remanente. Esta se presenta mediante procesos químicos cuando iones son precipitados en soluciones, formando minerales ferromagnéticos, en la diagénesis de rocas sedimentarias y también en ambientes ígneos sometidos a circulación hidrotermal (dorsales oceánicas), ambientes metamórficos (depósitos skarn), los dominios magnéticos en la estructura de los cristales, preferencialmente se orientan en dirección al campo magnético ambiente en el momento de su formación.

3.7.1. Propiedades magnéticas de las rocas y su composición mineralógica

Todas las sustancias se dividen según sus propiedades magnéticas en diamagnéticas ($k < 0$), paramagnéticas ($k > 0$) y ferromagnéticas. Las últimas poseen, para las condiciones de temperatura conocidas, altos valores de susceptibilidad y se dividen en ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos.

El diamagnetismo es propio de todas las sustancias, ya que la naturaleza de su unión está relacionada con el giro de los electrones alrededor del núcleo. El campo magnético externo ejerce una acción inductiva en los electrones que giran, a causa de la cual aumenta la frecuencia de la pulsación de Larmor en las orbitas de los electrones; como consecuencia del aumento de velocidad angular de los mismos, aparece un momento magnético orientado en sentido contrario al campo magnetizante.

Sin embargo, el diamagnetismo propiamente dicho, se manifiesta solamente en el caso de que los átomos de la materia no tengan momentos magnéticos constantes. Esta condición se cumple en caso de estructura electrónica simétrica, en la que los momentos magnéticos de los electrones, tanto de spin como orbitales, se compensan y en ausencia de un campo magnético externo, el momento resultante en cada átomo se hace igual a cero (Reinolds, 1997).

Las propiedades magnéticas serán distintas si existen en el átomo capas electrónicas incompletas. Entonces, el momento resultante en cada átomo es distinto de cero y la dirección de los momentos, en ausencia de un campo magnético externo, es indeterminada, dado que el momento térmico destruye cualquier orientación coordinada. Un campo magnético externo, ejerce una influencia orientadora en los momentos constantes de los átomos, a causa de la cual, queda la materia en un estado de magnetización. Al incrementarse el campo magnetizante, aumenta la cantidad de átomos con momentos orientados por el mismo, aunque siga siendo relativamente pequeña. Al estar en concordancia con la dirección de los vectores, la magnetización del cuerpo será positiva ($k > 0$), es decir, la sustancia será paramagnética. El

paramagnetismo se manifiesta con más intensidad que el diamagnetismo (Revees, 2005).

La susceptibilidad magnética de las sustancias diamagnéticas se expresa en décimas o unidades del orden de magnitud de 10^{-6} cgs (cobre, plata, oro, mercurio, plomo, arsénico y otros).

La susceptibilidad de las sustancias paramagnéticas se manifiesta con más intensidad que el diamagnetismo por lo que se puede observar en algunas sustancias como el cromo, molibdeno, wolframio, uranio, manganeso y otros.

Las sustancias ferromagnéticas se distinguen por valores altos de k y una relación compleja entre la magnetización y la magnitud del campo magnetizante y la temperatura. Las propiedades de los materiales ferromagnéticos se manifiestan hasta su temperatura crítica (punto de Curie), por arriba de la cual, se transforman en paramagnéticos. Al grupo de ferromagnéticos pertenecen el hierro, níquel, cobalto y diversas aleaciones.

El ferromagnetismo se explica por la existencia de zonas de magnetización espontánea (Figura 3.13), llamadas dominios magnéticos (Revees, 2005), dentro de los cuales, los momentos magnéticos de los átomos tiene el valor correspondiente al estado de saturación magnética y son paralelos entre sí o antiparalelos.

Si los materiales ferromagnéticos no están magnetizados, entonces el momento magnético total del cuerpo es nulo a causa de una distribución caótica de los momentos resultantes de los dominios.

La magnetización de un cuerpo ferromagnético bajo la acción de un campo magnético externo, se produce por un aumento en el volumen de los dominios, magnetizados según la dirección del campo y por la orientación de sus momentos magnéticos, también en la dirección del campo de rotación de momentos.

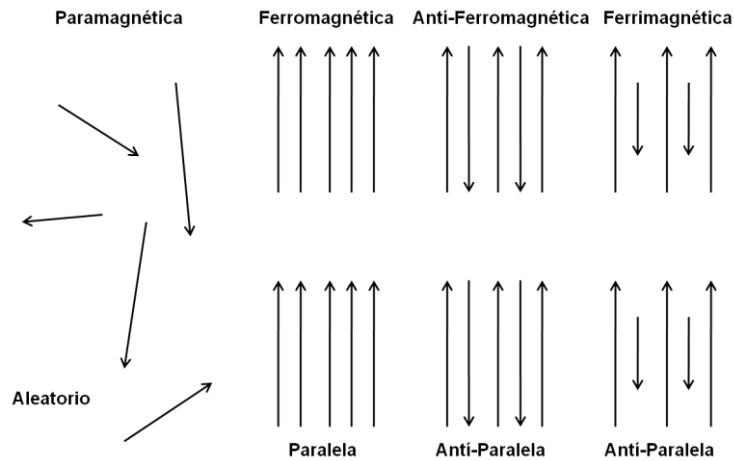


Figura 3.13. Dominios magnéticos de sustancias ferromagnéticas (Revees, 2005).

A los cuerpos ferromagnéticos corresponden ciclos de histéresis típicos. Bajo campos magnéticos muy altos, la magnetización alcanza un valor de saturación (J_s), en el cual, los momentos magnéticos individuales están alineados con el campo magnético (Figura 3.13). Al reducirse a cero, el material conserva una parte de la magnetización residual, la cual se considera como magnetización remanente (J_r).

En materiales antiferromagnéticos, como la hematita, el acoplamiento es antiparalelo con igual número de dipolos en cada dirección. Los campos magnéticos se cancelan y/o hay efectos magnéticos externos (Figura 3.13). Sin embargo, los defectos de la estructura del cristal, dan lugar a una cierta magnetización llamada parasita.

En materiales ferrimagnéticos, como la magnetita, el acoplamiento es antiparalelo, pero el número de dipolos en cada dirección no es el mismo, por lo que pueden tener magnetización espontánea y susceptibilidad alta (Figura 3.13). En la mayor parte de los minerales que originan el magnetismo de las rocas son de este tipo (Tabla 3.1) debido a la presencia de la magnetita ($FeO \cdot Fe_2O_3$), la titanomagnetita con un exceso de (TiO_3) y la pirrotina (FeS), a menudo se incluye en este grupo la hematita (Fe_2O_3), en el denominado estado α , que es antiferromagnética y tiene una susceptibilidad magnética débil pero una gran fuerza coercitiva y los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud pero anti paralelos; la maghemita tiene la misma

composición química en (Fe_2O_3) en estado γ , por lo cual es ferromagnética; para temperaturas de algunos cientos de grados, pasa irreversiblemente a hematita, la cual es ferrimagnética, debido a que presenta momentos magnéticos de los átomos vecinos con la misma magnitud pero anti paralelos, la susceptibilidad es relativamente baja (Logachev y Zajarov, 1978).

Tabla 3.1. Propiedades magnéticas de minerales ferromagnéticos (Logachev y Zajarov, 1978).

Minerales	k cgs	J_s cgs	H_c cgs	Punto de Curie °C
Magnetita	0.3-2.0	490	10-150	578
Titomagnetita	-	75-490	-	100-578
Hematita	$1 \cdot 10^{-5}$ - 10^{-4}	1.5-2.5	7000-8000	675
Maghemita	0.3-2.0	435	10-130	-
Pirrotina	$1 \cdot 10^{-3}$ - 10^{-2}	17-70	15-110	300-325

Otros minerales ampliamente difundidos y que forman también rocas, tienen susceptibilidad magnética débil (Tabla 3.2). Ello hace que no tengan mucha influencia en la magnetización global de las rocas.

Tabla 3.2. Susceptibilidad magnética de minerales. $\alpha = 1 \times 10^{-6} \mu$ (Lanza y Meloni, 2006).

Mineral	$K(\mu SI)^a$
Diamagnéticos	
Dolomita	-40
Calcita	-15
Cuarzo	-15
Feldespato-K	-15
Yeso	-15
Paramagnéticos	
Clinopiroxenos	20-600
Orthopiroxenos	1000-3000
Anfibol	100-1000
Biotita	800-3000
Moscovita	40-700
Clorita	70-1550
Olivino	-13-5000
Granates	500-600
Ilmenita	300-350
Ferromagnéticos	
Goethita	2000
Hematita	$1000-5 \times 10^4$
Pirrotita	$5 \times 10^4-3 \times 10^4$
Magnetita	$10^6 - 10^7$

La magnetización remanente desaparece a partir de la temperatura de Curie en la transición (ferro-paramagnético), las distancias interatómicas aumentan y no se produce el acoplamiento de electrones, puesto que la energía térmica es superior a la magnética. En granos gruesos, la magnetización disminuye cuando existen dominios magnéticos con diámetros del orden del micrómetro, entre los cuales hay acoplamiento paralelo de dipolos. Cuando no hay campos externos, los dominios se orientan para reducir las fuerzas magnéticas entre dominios. El límite entre dominios es una zona estrecha en que los dipolos pasan de la dirección de un dominio a la del otro.

Cuando un grano multidominio se somete a un campo externo débil, el límite entre dominios se amplía y produce un crecimiento de los cristales magnetizados en la dirección del campo. Frente a los dominios magnetizados en otras direcciones (magnetización inducida), ésta desaparece al desaparecer el campo. Si el campo es mayor, los límites entre dominios quedan modificados de forma irreversible, de modo que hay una magnetización remanente J_r . Si los campos son mayores, todas las paredes se modifican y se produce la saturación magnética J_s .

Capítulo 4

4. VUELO AEROMAGNÉTICO Y TRATAMIENTO DIGITAL DE DATOS

4.1. Ejecución del levantamiento aeromagnético

La compañía McPhar Geosurveys Ltd., realizó un vuelo aeromagnético de alta resolución de contorno sobre la superficie de la Tierra para la compañía Luismin S.A. de C.V., sobre el territorio de topografía irregular con pendientes escarpadas, con un rango de elevación de 1900 a 2500 metros sobre el nivel del mar (msnm), en las inmediaciones de San Martín, Estado de Querétaro, cubriendo un área de 210 Km². El levantamiento se llevó a cabo durante el verano del 2005.

4.1.1. Control de las variaciones temporales en la estación base

Una de las mayores dificultades en la corrección de datos magnéticos, es el conocimiento de las variaciones del campo magnético terrestre durante el vuelo. Las variaciones seculares son lentas y difícilmente afectarán las mediciones hechas en periodos de tiempo cortos (días).

Las variaciones de mayor importancia son las de alta frecuencia (de un segundo a un año), las cuales no llegan a ser periódicas, por lo que durante el tiempo de vuelo debe instalarse una estación fija en tierra. Se admite que una estación puede cubrir suficientemente una zona de aproximadamente 300 Km de diámetro para la posterior corrección (Zeyen, Banda, 1988).

Para el reconocimiento magnético de las cercanías de San Martín, Estado de Querétaro, se utilizó una estación base situada en la mina San Martín, en donde se fijó un intervalo de muestreo de una lectura por segundo.

4.1.2. Características del vuelo

Existen diferencias básicas en la preparación de un vuelo, dependiendo de los objetivos que se pretende cubrir. Así, un vuelo que es destinado a la investigación de un área por sus depósitos minerales, que es el caso de este vuelo, difiere de un vuelo de reconocimiento regional. Es de mucha importancia el control de las escalas, ya que ello determina algunos parámetros fundamentales del vuelo.

En cuanto a la distancia entre las líneas de vuelo debería ser la mitad de la longitud de onda de las anomalías esperadas (Reid, 1980). Sin embargo, en los vuelos de reconocimiento, estas son desconocidas, por lo que la distancia entre las líneas depende de la escala y del presupuesto. Para este caso, la escala es 1:10000, y se realizaron líneas de vuelo con espaciamiento entre sí cada 100 m, con una dirección N-S. Perpendicularmente a éstas se realizaron líneas de control en dirección (E-W), con un espaciamiento de 1000 m entre cada línea, para comprobar las líneas de vuelo. Una regla generalmente admitida, es realizar una línea de control cada cuatro líneas de vuelo (Reid, 1980). En particular, se voló un total de 2474 Km lineales, en promedio 160 líneas de vuelo y 16 líneas de control (ver Figura 4.1).

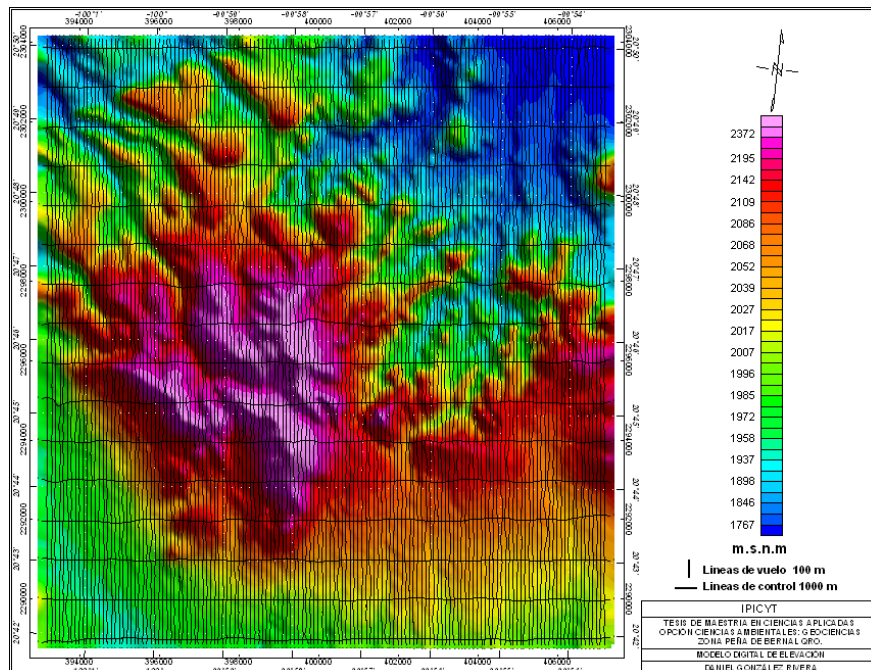


Figura 4.1. Modelo digital de elevación mostrando las líneas de vuelo en dirección (N-S), líneas de control en dirección (E-W), sobre las inmediaciones de la Mina de San Martín.

4.1.3. Magnetómetro utilizado en este estudio.

En los reconocimientos magnéticos se mide el campo magnético total, en este caso para hacer esta medición, el magnetómetro utilizado es de vapor de cesio modelo Scintrex CS2, de absorción óptica, que mide la intensidad total del campo magnético terrestre con alta sensibilidad y una exactitud hasta de 0.01nT (Figura 4.2 c).

Este instrumento se fundamenta en la separación de líneas espectrales (absorción óptica), por la influencia de un campo magnético descubierto por Zeeman en el año de 1896, principio empleado en los magnetómetros desde la década de los setentas. Un magnetómetro de este tipo se compone de una célula con una sustancia gaseiforme como He o vapor de álcalis como Rb, Cs o K y excitada por un rayo de luz emitida por una fuente de la misma sustancia gaseiforme. La luz incidente se ajusta por medio de un polarizador circular antes de entrar en la célula de absorción del vapor. Los álcalis metálicos gaseiformes irradiados entran por la célula de absorción, son excitados por la luz polarizada. En los átomos resulta una elevación de su estado energético fundamental a varios niveles ópticos. En presencia de un campo magnético externo, como el campo geomagnético, los niveles fundamentales y elevados se separan en niveles magnéticos estrechamente espaciados.

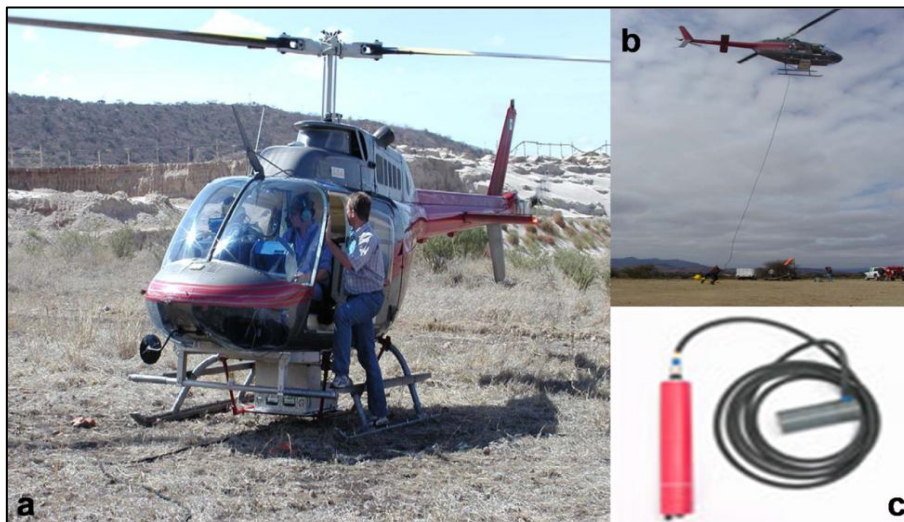


Figura 4.2. Muestra (a). Helicóptero Bell 206 Long Ranger, (b) Sensor remolcado en una superficie de sustentación, dentro de un contenedor y arrastrado por un cable, (c) Magnetómetro de vapor de cesio (Scintrex C2) de alta sensibilidad (Compañía McPhar, 2005).

El intervalo de muestreo es condicionado por la precisión que se desea obtener, el magnetómetro utilizado permite una precisión de 0.01 nT, con una velocidad de 10 muestras por segundo, con un ruido inferior a 0.25 nT. La sensibilidad del magnetómetro registra 0.001 nT, cuando opera a una frecuencia de muestreo de 0.1 segundos, con una resolución de muestreo de 0.001 nT/20Hz.

4.1.4. Altura de vuelo

El filtro pasa bajos, es muy eficaz en un vuelo aeromagnético para evitar el efecto “aliasing” (frecuencia ambigua), es la altura sobre la fuente de la anomalía, puesto que las frecuencias más altas del espectro tienen menor energía. La distancia del sensor a la anomalía debe ser mayor a la cuarta parte de la longitud de onda de la anomalía. (Reid, 1980). Este vuelo se realizó a una altura de vuelo de 60 m del helicóptero y 30 metros del sensor, a una velocidad de 110 Km/h.

La elección de la aeronave más apropiada para el reconocimiento magnético depende de los objetivos de la investigación. En estudios regionales una aeronave rápida ahorrará tiempo de subida y bajada y permitirá realizar las líneas de vuelo en menor tiempo. La aeronave debe tener espacio suficiente para el piloto, un navegante, un operador y los instrumentos de medición, en este caso se dispuso de un helicóptero Bell 206 Long Ranger para la adquisición de datos (Figura 4.2 a).

En la Figura 4.2 b se observa que el sensor preferentemente fue remolcado en una superficie de sustentación de arrastre, mediante un cable largo, colocado dentro de un contenedor en forma de proyectil (pájaro).

4.2. Procesamiento digital de datos aeromagnéticos

Al finalizar el levantamiento aeromagnético, lo primero que se debe tomar en cuenta son las lecturas de los registros del avión, para determinar la eventual repetición de líneas, así como el posicionamiento del avión, el control de datos

puede exigir la corrección de errores debido al fallo del registro, presencia de zonas perturbadas o de picos de alta frecuencia, por ejemplo, emisoras de radio. Una vez eliminados estos factores, los resultados son almacenados en bases de datos para los trabajos posteriores. El proceso que sigue es la reducción de datos magnéticos, con el fin de obtener los valores del campo en un punto dado a partir de las mediciones; se comienza con la digitalización de los valores obtenidos en la estación base, para ello, basta con aproximar la curva por segmentos de recta, de forma que se ajusten a los datos con una dispersión menor que la resolución de la misma; por otro lado, se digitalizan las coordenadas de posicionamiento del avión y se interpola linealmente entre formatos consecutivos para obtener la trayectoria de avión.

El siguiente paso es hacer la corrección de las variaciones externas en el momento de adquisición de los datos magnéticos, de la estación base. Los datos se han reducido al modelo del IGRF para el año 2005. La reducción se efectúa de la siguiente manera (Zeyen et al. 1988, Reid 1980):

$$F_{x,y} = F_{x,y}(t) + F_{base}(P) - F_{base}(t) \quad (4-1)$$

donde:

$F_{x,y}$ = Valor del campo reducido en el punto (x, y) .

$F_{x,y}(t)$ = Valor del campo en el punto (x, y) , medido en el tiempo t .

$F_{base}(P)$ = Promedio del valor del campo en la estación base para el periodo P .

$F_{base}(t)$ = Valor de campo en la estación base en el tiempo t .

La determinación de ruido admisible, en la intensidad del campo magnético total (CMT) de la estación base localizada en San Martín, fue de 1 nT, durante el tiempo de operación del levantamiento.

Otra corrección importante que se debe tomar en cuenta, es la debida a la deriva de la propia instrumentación del vuelo.

Finalmente, se utilizan las líneas de control E-W, que en los puntos de intersección con las líneas de vuelo N-S, deben coincidir. Sin embargo, se detectan en general diferencias de algunas nT, las cuales pueden provenir por diferencias de la altura de vuelo y/o de errores debido a la variación de la orientación relativa entre el sensor y la superficie del terreno. Las correcciones se calculan mediante un formalismo que toma como referencia un promedio de las diferencias cuadráticas de las correspondientes líneas, se calcula un peso, por el que se multiplica la diferencia medida y se resta el valor de la línea de medición. Entre las intersecciones se interpolan linealmente las líneas ponderadas (Zeyen y Banda, 1988; Reid 1980).

Después de este procedimiento se tiene una red uniforme de datos. El procedimiento más eficaz para preparar estos datos para la generación de un mapa de isolíneas, es interpolarlo a una red densa e irregular (Bhattacharyya, 1969). La densidad de la nueva red depende de la escala del mapa.

La adquisición y compilación de archivos de datos digitales, en especial bases de datos XYZ, resultado de sondeos aeromagnéticos son la base del procesamiento. Con los resultados de estos datos numéricos, se presentarán en un formato (mapas e imágenes en formato raster) que pueda ser percibido por las personas para ser discutidas posteriormente.

Existen diferentes formas de analizar los datos magnéticos. La determinación directa de las propiedades del subsuelo (susceptibilidad magnética), de las mediciones del campo potencial observado, se conoce como *inversión*; un objetivo menor, de mejorar la apariencia e “interpretación” de los datos, se le conoce como *filtrado y procesamiento*; una variedad de dichas técnicas se ha conservado por mucho tiempo (por ejemplo, reducción al polo, continuación ascendente, 2ª derivada vertical). Una técnica muy útil del análisis de datos, que está implícita en la inversión de datos, es la habilidad para modelar hacia adelante (forward model) la respuesta de un modelo dado del subsuelo; generalmente hablando, la modelación hacia adelante y el filtrado son técnicas de interpretación relativamente rápidas, mientras que la inversión es un proceso más elaborado y computacionalmente intensivo.

Existe una variedad de paquetes computacionales para efectuar el procesamiento escalar rutinario de datos gravimétricos y magnéticos. Algunos de los paquetes relevantes se enlistan a continuación:

- *Profile Analyst*, efectúa modelación hacia adelante, filtrado e inversión de datos gravimétricos y magnéticos. Puede incorporar otros datos, tales como la geología y la geoquímica.
- *ModelVision Pro*, se considera que es el programa computacional de procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos más avanzado, realizando modelación tridimensional hacia adelante e inversión de datos. Este programa, también permite la inclusión de la geología y geoquímica conocida como restricciones para inversiones a gran escala.
- *Noddy*, se utiliza para simular volúmenes de geología estructural, visualizarlos y determinar su respuesta gravimétrica y magnética.

Intrepid Geophysics, ofrece programas que realizan tareas similares, con algunas diferencias en el mallado y en las rutinas de inversión.

- *Intrepid*, se utiliza para datos en una malla irregular (es decir, datos colectados como parte de un estudio en campo), para correr filtros en los datos y para la inversión.
- *3D GeoModeller*, realiza una modelación geológica detallada para dar una respuesta gravimétrica y magnética. La geología puede modelarse en dos o tres dimensiones.
- *Potent*, es un programa que realiza una modelación gravimétrica y magnética hacia adelante de objetos con geometría sencilla y una rutina de inversión para los datos de campo.

Otros programas ampliamente usados incluyen:

- *Oasis Montaj*, de Geosoft Inc., generalmente se utiliza para la visualización de datos espaciales.

- *GMSYS* de la Northwest Geophysical Associates Inc. (NGA), se utiliza para modelar datos de gravedad y magnéticos
- *Geomodel de RockWare*, es un programa que permite efectuar modelación hacia adelante de formas con geometría sencilla. Realiza modelación hacia adelante del campo total o de la componente vertical gravimétrica y magnética. También tiene una función de inversión básica.

En el presente trabajo se llevó a cabo un reprocesamiento de datos aeromagnéticos, realizado en el IPICYT utilizando el software Oasis Montaje versión 5.1.4 (Geosoft, 2000), el análisis se presenta en el Capítulo 5. El primer producto de este proceso es el mapa del campo magnético total (CMT); sin embargo, el interés geológico se centra precisamente en las anomalías que ya pueden apreciarse; y que posteriormente es reducido al campo magnético residual removiendo el campo magnético regional mediante la aplicación del (IGRF). Los datos aeromagnéticos pueden visualizarse a conveniencia del usuario, se esbozan posibilidades para destacar las anomalías mediante técnicas de filtrado digital en el ámbito del espacio, las propiedades físicas y particularmente los campos de Laplace permiten un gran número de procesos de utilidad para aplicarlos a datos aeromagnéticos por medio de la transformada de Fourier en el dominio de la frecuencia (número de onda), para procesar amplitudes/fases relacionadas con un conjunto de ondas sinusoidales en la red de datos.

El procesado de los datos aeromagnéticos se ha ajustado por medio de una técnica de interpolación generando plantillas XYZ (grids), mediante el algoritmo de curvatura mínima (Briggs, 1974), con un tamaño de celda de 100 m. A partir de las plantillas magnéticas y en función del análisis de Fourier, se generan diferentes mapas: por ejemplo, los de campo magnético total reducido al polo, continuación ascendente y descendente, pasa bajos, Butterwork, derivadas en la vertical (Z), señal analítica y susceptibilidad magnética aparente. El proceso se sintetiza en 3 fases:

1.- Cálculo de la transformada de Fourier $F(u, v)$ de una función en el dominio del espacio x e y , $f(x, y)$ que se define matemáticamente como (Bracewell, 1978):

$$F(u, v) = \iint f(x, y) e^{-i2\pi(ux+vy)} dx dy \quad (4-2)$$

donde :

(u, v) = Es la distancia en la dirección x, y

$(ux + vy)$ = Número de onda en la dirección x, y

2.- Multiplicación en el dominio de la frecuencia de los datos transformados por uno más de los operadores $P(u, v)$ o filtros que se citarán a continuación:

$$G(\mu, v) = P(u, v) * F(u, v) \quad (4-3)$$

3.- Transformada inversa $G(\mu, v)$ obteniendo de nuevo una función $G(x, y)$;

$$G(x, y) = \iint f(x, y) e^{-i2\pi(ux+vy)} d\mu dv \quad (b) \quad (4-4)$$

A continuación se describen los filtros en el número de onda.

4.2.1. Filtro Pasa Bajas

El filtrado es el proceso de eliminar las amplitudes correspondientes de ciertas longitudes de onda de la función de entrada, de tal manera que la salida contiene el intervalo de las longitudes de onda deseadas.

El filtro pasa bajas, se caracteriza por permitir el paso de las frecuencias más bajas y atenuar las frecuencias más altas (Figura 4.3). El filtro requiere de dos terminales de entrada y dos de salida, de una caja negra también denominada cuádrupolo o bipuerto, así, todas las frecuencias se pueden presentar a la entrada, pero a la salida sólo estarán presentes las que permita pasar el filtro.

$$P(u, v) = L(K) = 1, \text{ para } k \leq k_0 \quad (4-5)$$

$$P(u, v) = L(K) = 0, \text{ para } k > k_0 \quad (4-6)$$

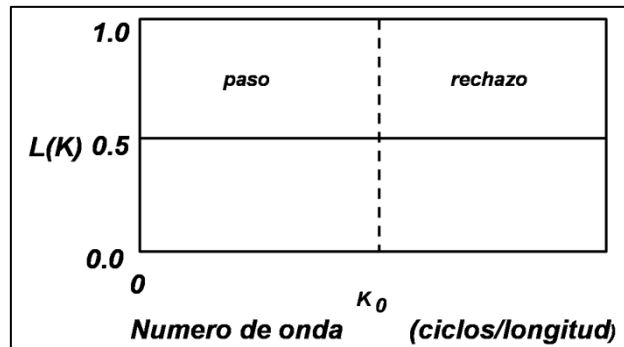


Figura 4.3. Filtro Pasa Bajas (Geosoft inc., 2002).

donde k_0 es la longitud de onda de corte (ciclos/longitud), todos los números de onda cercanos a este valor son removidos.

4.2.2. Reducción al polo

Esta transformación simula un cambio de la inclinación magnética a la vertical (Baranov, 1957). El proceso de reducción al polo supone que las anomalías se deben a la magnetización inducida y que el campo magnético es originado por prismas de profundidad indefinida. Se aplica el operador:

$$P(u, v) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I\alpha) + \cos^2(I\alpha) \cdot \cos(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]}$$

si ($|I\alpha| < |I|$), $I\alpha = I$ (4-7)

donde:

I : Inclinación geomagnética

$I\alpha$: Inclinación para la amplitud de corrección siempre < 1

D : Declinación geomagnética

En este trabajo, para el vuelo MCPPhar Geosurveys Canadá, 2005, se empleó una declinación de 6° 19' y una inclinación de 48° 48' (National Geophysical Data Center ,NGDC). La reducción al polo se aplica para compensar el desplazamiento de la anomalía verdadera a la posición sobre el origen causal, debido a la magnetita, la inclinación y la declinación de los datos magnéticos se vuelven a calcular, de manera que las anomalías magnéticas aparecerán como lo harían si se encontraran en el polo norte magnético.

4.2.3. Continuación analítica del campo

Algunas veces es importante considerar cuál sería el comportamiento del campo potencial si fuera medido a un nivel superior o inferior del realizado, altura de vuelo, y entonces pueden realizarse cálculos de la continuación del campo hacia arriba ó hacia abajo (Dean, 1958):

a) Continuación hacia arriba, se eliminan las anomalías más superficiales y ruidos, dando como resultado un mapa más suavizado que el original y puede usarse en la separación de anomalías. El resultado de esta transformación facilita la identificación de las anomalías y estructuras regionales, como principales cuerpos magnéticos, lineamientos regionales (fallas, fracturas y contactos), etc. (Figura 4.4), cuya función de transferencia es:

$$P(u, v) = e^{hr} \tag{4-8}$$

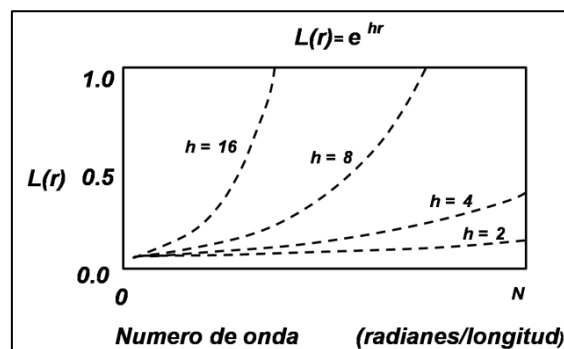


Figura 4.4. Continuación hacia arriba (Geosoft inc., 2002).

b) Continuación hacia abajo, se realizan las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia, en particular, en la resolución de los efectos de traslape de fuentes muy cercanas. Se utiliza para el estudio de anomalías concretas, llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo (Figura 4.5). Si la continuación se realiza a profundidades muy grandes a partir de la fuente, el campo continuado empezará a oscilar, esta oscilación puede ser un criterio para determinar la profundidad. La función de transferencia de este filtro es de la forma:

$$P(u, v) = e^{-hr} \quad (4-9)$$

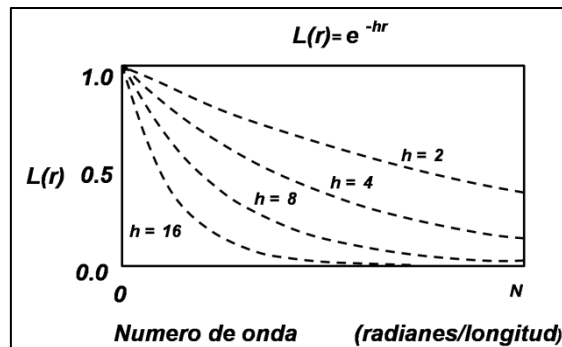


Figura 4.5. Continuación hacia abajo (Geosoft inc., 2002).

donde:

h : Distancia en metros a continuar hacia el plano de observación.

r : Número de onda (radianes/longitud).

4.2.4. Derivadas en la dirección Z

La primera derivada vertical ($1^a Dz$), calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Tiene el efecto de nitidez de las anomalías, o permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de estas.

Para mejorar las anomalías locales y para delinear los bordes de los cuerpos anómalos en los datos, se calcula una segunda derivada vertical ($2^a Dz$). Es una

herramienta de interpretación de gran alcance que se utiliza para ayudar en la delimitación de las fuentes causales y para localizar con precisión los cambios en los gradientes del campo magnético, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su relación con la geología; (Nabighiam, 1984). El operador de este filtro es:

$$P(u, v) = r^n \quad (4-10)$$

donde n es el orden de diferenciación y r es el número de onda (radianes/longitud).

4.2.5. Señal Analítica

La señal analítica es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en las direcciones x , y , z . Es útil en la localización de los bordes de los cuerpos de la fuente magnética, en particular, cuando la remanencia y/o la baja latitud magnética complican la interpretación (Nabighiam, 1972-1974).

$$P(u, v) = \sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \quad (4-11)$$

donde:

dx : Gradiente horizontal en la dirección x

dy : Gradiente horizontal en la dirección y

dz : Gradiente vertical en la dirección z

4.2.6. Butterworth (BTRW)

El filtro Butterworth es excelente en la aplicación directa de pasa altas y pasa bajas frecuencias de los datos, porque puede controlar el grado de despliegue del filtro, dejando al mismo tiempo fijo el número de onda central o frecuencia de corte (Figura 4.6). Si el ruido es observado, se puede reducir al grado que

sea aceptable (Butterworth, 1930). El operador de la función de transferencia es el siguiente:

$$P(u, v) = \frac{1}{1 + \left[\frac{k}{k_0}\right]^n} \quad (4-12)$$

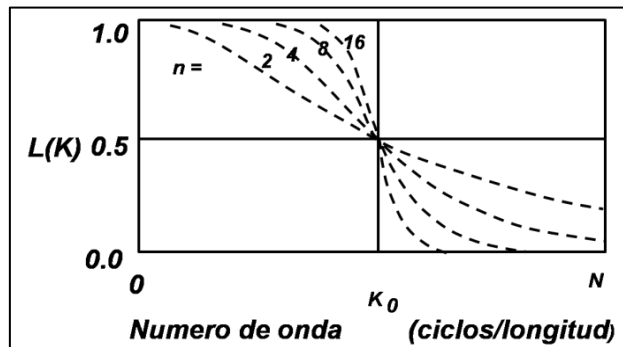


Figura 4.6. Filtro Butterworth (Geosoft inc., 2002).

donde:

k_0 : Número de onda central del filtro (ciclos/ longitud)

n : Grado de la función del filtro BTWR

4.2.7. Susceptibilidad aparente

Suponiendo un modelo geológico simplificado, la susceptibilidad aparente consiste en un conjunto de prismas verticales de sección cuadrada, susceptibilidad uniforme de gran extensión en profundidad (Figura 4.7). La susceptibilidad de tales prismas puede calcularse por la aplicación de filtros sucesivos $P(u, v)$, para corregir los siguientes efectos:

- a). Altura del sensor respecto al plano donde se localiza la señal.
- b). Inducción vertical (ausencia de remanencia).
- c). Forma de la anomalía magnética de un cuerpo de tipo prismático.

Las dos primeras correcciones se realizan al aplicar la continuación hacia abajo, así como la reducción al polo, mientras que la última supone eliminar el espectro resultante de la suma de un conjunto de prismas ideales de sección igual, al paso del grid en el estudio del que se trate, verticales y de extensión finita hacia abajo, por lo que el mapa de susceptibilidad magnética se sintetiza de la siguiente manera en estos pasos (Yunsheng, *et al.*, 1985):

- 1.- Reducción al polo
- 2.- Continuación del campo hacia abajo
- 3.- Corrección por el efecto de un cuerpo prismático vertical
- 4.- División del campo magnético total al campo de susceptibilidad

$$L(r, \theta) = \frac{1}{2\pi F \cdot H(r) \cdot \Gamma(\theta) \cdot K(r, \theta)} \quad (4-13)$$

$$H(r) = e^{-kr} \quad (4-14)$$

$$\Gamma(\theta) = [\sin I_a + \cos I \cdot \cos (D, \theta)]^2 \quad (4-15)$$

$$K(r, \theta) = \left(\frac{\sin(\arccos\theta \cdot \operatorname{sen}(\operatorname{arsin}\theta))}{\arccos\theta \cdot \operatorname{arsin}\theta} \right) \quad (4-16)$$

donde,

r : Continuación ascendente a h

$()$: Reducción al polo

$(r,)$: Factor geométrico de un prisma vertical

I : Inclinación geomagnética

I_a : Inclinación de amplitud de reducción al polo

D : Declinación geomagnética

F : Fuerza del campo magnético total

r : Número de onda

a : Tamaño de celda media

h : Profundidad

La susceptibilidad magnética aparente suele mostrar intervalos de variación similares a los medidos en el campo o en laboratorio, en muestras de rocas, entre 0 y $5000 - 20000 * 10^{-6}$ unidades cgs según la zona de estudio.

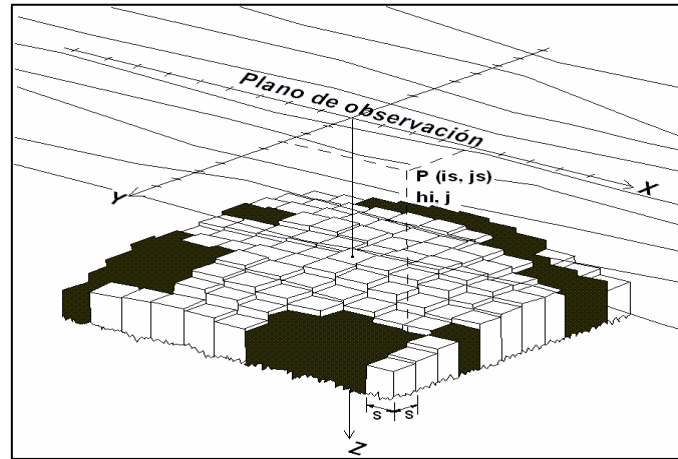


Figura 4.7. Sección cuadrada representada con prismas verticales que muestra el contraste de susceptibilidad magnética, con lo cual es posible modelar las anomalías magnéticas de la superficie de la corteza terrestre (Geosoft inc., 2002).

4.3. Estimación de la profundidad de fuentes magnéticas

La profundidad de las fuentes magnéticas es un dato importante en la interpretación magnética, existen diferentes métodos para la estimación de la profundidad de las fuentes que producen las anomalías basadas en la longitud de onda. Uno de los métodos gráficos utilizados para la estimación de profundidad es el método de Peters, el cual consiste en el dibujo de dos pendientes tangentes en la mitad de la pendiente (Figura 4.8), la distancia horizontal entre estos dos puntos de tangencia se mide:

$$h = 0.63S_{1/2} \quad (4-16)$$

En el caso donde $h=2w$ Nota: $S_{1/2} \approx 2.2 S_s$

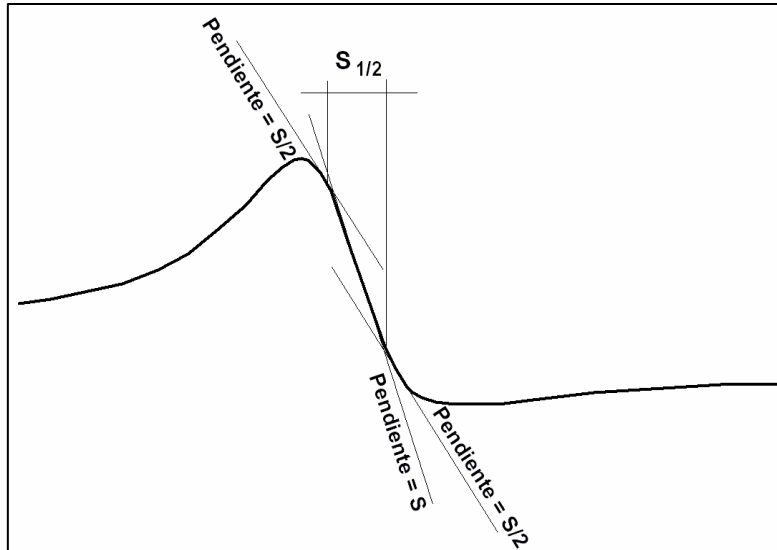


Figura 4.8. Método de Peters mostrando que la longitud entre dos tangentes es la pendiente media (Reeves, 2005).

Mediante el análisis espectral se puede estimar la profundidad de un cuerpo, que origina una anomalía, a partir de la respuesta de los métodos potenciales. Este análisis se realiza en el dominio de la frecuencia permitiendo evaluar la distribución de la energía en función de la frecuencia.

La transformada de Fourier aplicada a datos magnéticos, calculada por medio de un cuerpo prismático, muestra un punto máximo de la amplitud del espectro, el cual es una función de la profundidad de la cima y base del cuerpo, siendo la amplitud determinada por la magnetización o la densidad del cuerpo. (Spector y Gran, 1970). El principio de este método es que el logaritmo del espectro de amplitud está constituido aproximadamente por segmentos de líneas rectas, cuyas pendientes están ligadas a la profundidad de las fuentes magnéticas por medio de la siguiente ecuación:

$$\text{Log}E_{(r)} = 4\pi hr, \quad h = \frac{S}{4\pi} \quad (4-17)$$

$$h = \frac{1}{4\pi} \left(\frac{\Delta \log E(r)}{\Delta r} \right) \quad (4-18)$$

donde:

h es la profundidad estimada para la cima.

S es la pendiente del espectro.

Δr es el intervalo del número de onda (ciclos /longitud).

Cuando consideramos una malla de datos lo suficientemente grande para incluir muchas anomalías magnéticas, se puede utilizar el espectro de estos datos para determinar la profundidad estadística a las cimas de las fuentes, usando la relación anterior. Así, la profundidad de un conjunto de fuentes se determina midiendo la pendiente del espectro de energía (potencia) y dividiéndola por 4π . Un espectro de energía típico para datos magnéticos, contiene tres partes en el espectro (Figura 4.9).

Una componente de fuentes profundas, cuyo límite inferior está dado por el primer cambio de pendiente del espectro, una componente de fuentes someras caracterizada por la segunda pendiente, y una tercera componente de ruido.

Por lo general, el extremo final de altas frecuencias del espectro se debe al ruido del equipo de medición y del posicionamiento. El número de onda más alto resoluble se denomina número de Nyquist (frecuencia asociada al muestreo, conocida como frecuencia de dobles), que es importante porque cualquier número de onda más alto a éste reflejará o sufrirá un efecto "aliasing" (frecuencias ambiguas, que resalta el proceso del muestreo) en el campo medido.

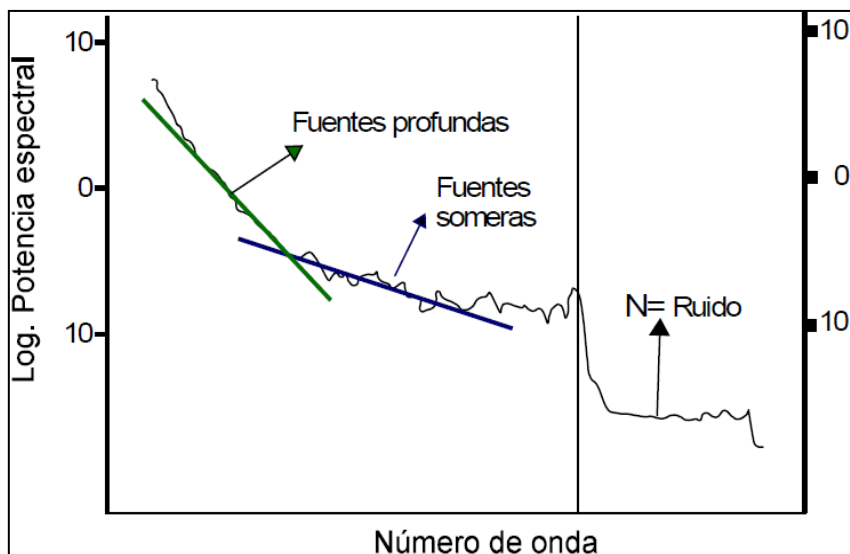


Figura 4.9. Espectro de potencia típico para datos magnéticos (Geosoft inc., 2002).

El espectro radial de energía es una función del número de onda solamente y se calcula promediando la energía en todas direcciones para el mismo número de onda. Se grafica en forma logarítmica. La pendiente de la curva en la zona de bajas frecuencias, representa la componente regional del campo magnético y está asociada a las estructuras regionales relativamente profundas (Figura 4.9), mientras que la pendiente correspondiente a altas frecuencias, está relacionada con la componente residual del campo magnético, asociada a cuerpos superficiales

Capítulo 5

5. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

5.1. Obtención del campo magnético residual (CMR)

El proceso de interpretación se inició configurando los datos numéricos del campo magnético total (CMT), donde se observa una intensidad de 42,020 a 42, 840 nT, resaltando tanto anomalías positivas como negativas asociadas a la cobertura geológica del área de estudio, para el perfil M-M' (Figura 5.1), el campo magnético total es de 42,152 a 42, 417 nT.

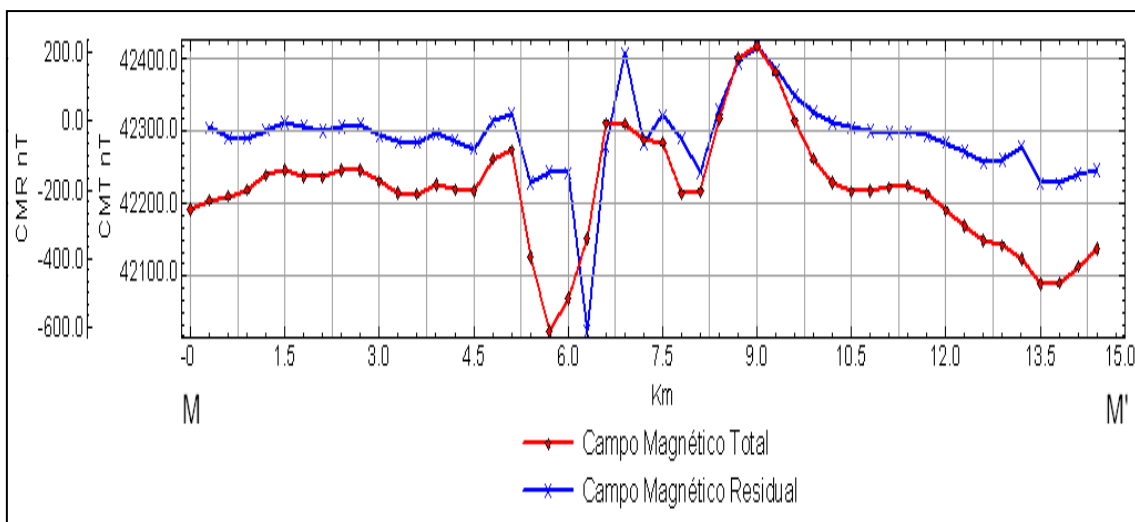


Figura 5.1. Perfil aeromagnético M-M' mostrando el campo total con valores de 42,152-42, 417 nT, el campo magnético residual muestra anomalías positivas de 218 nT, mientras que las anomalías negativas presentan picos hasta -612 nT.

Posteriormente, los datos del campo magnético total son reducidos para suprimir los efectos regionales producidos por el núcleo correspondiente a frecuencias altas y obtener las anomalías magnéticas locales, solamente dejando el paso de las frecuencias bajas que corresponde al campo magnético residual asociado al efecto de la corteza terrestre, mediante la aplicación del (IGRF), para el año 2005, así obteniendo la configuración del campo magnético

residual (CMR), al cual se le aplicó un filtro pasa bajos, considerando una frecuencia de corte de 100 ciclos/Km, para eliminar efectos de ruido causado por influencia de líneas eléctricas o líneas de alta tensión, zonas industriales o efectos magnéticos producidos en la superficie donde se realizó el levantamiento aeromagnético.

La Figura 5.2 muestra el mapa del campo magnético residual, donde se observan las anomalías de interés asociadas a rocas que se encuentran aflorando sobre la superficie terrestre, en las inmediaciones de Peña de Bernal de acuerdo con la escala de colores, la intensidad del CMR se encuentra entre los valores de -500 nT a 210 nT. Los valores negativos se correlacionan con rocas sedimentarias, mientras que los positivos se relacionan con rocas volcánicas, para el Perfil M-M', el campo magnético residual es de 218 nT a -612 nT (Figura 5.1).

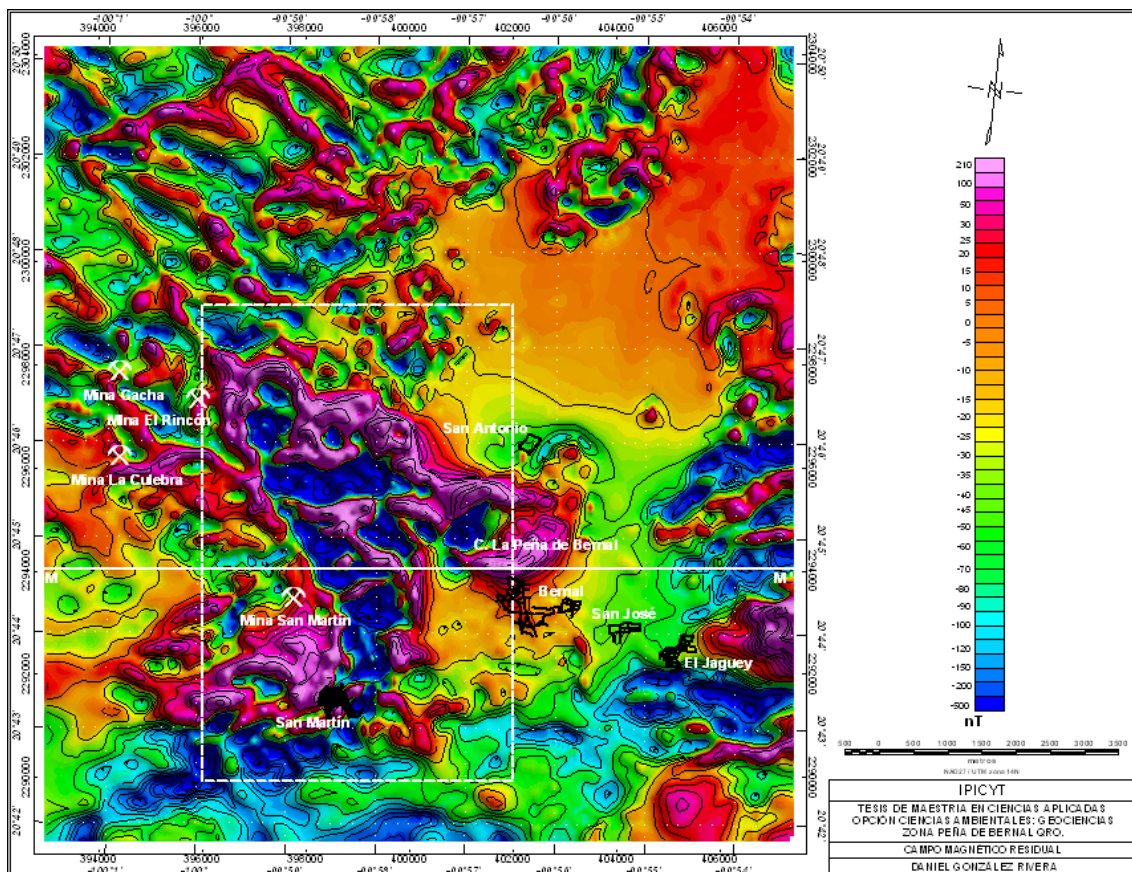


Figura 5.2. Mapa del campo residual. En el área de estudio se observan anomalías positivas en tonos rojos y anomalías negativas en tonos azules.

Posteriormente, para un mejor realce y visualización de las anomalías de interés en el área de estudio, se aplicaron técnicas de filtrado matemático en el dominio de la frecuencia o dominio de Fourier a los valores numéricos del campo magnético residual (CMR). A continuación se presentan los resultados más importantes del procesado del filtrado matemático.

5.2. Dominios aeromagnéticos

En el área del cuerpo intrusivo Peña de Bernal se identificaron ocho dominios aeromagnéticos asociados a unidades litomagnéticas sobre la base de la interpretación geológica cualitativa del levantamiento aeromagnético (Figura 5.3). Debe tomarse en cuenta que las unidades litomagnéticas indicadas en este mapa, son zonas con una señal magnética uniforme dada por la intensidad y gradiente del campo magnético que pueden coincidir o no con las unidades litológicas aflorantes, dado que la cobertura sedimentaria es “transparente” al método magnético y están limitados por cambios en la firma magnética o por lineamientos magnéticos, generalmente originados por contactos litológicos, fracturas y/o fallas.

De acuerdo con el carácter de las anomalías magnéticas, en términos de la susceptibilidad magnética, amplitud, longitud de onda e intensidad, considerando que estas características son el reflejo de los lineamientos y geometría de las unidades geológicas asociadas al área de estudio, se pueden definir dominios magnéticos o zonas con elementos comunes (Figura 5.3).

La definición de los dominios aeromagnéticos se realiza a partir de la configuración del mapa de la intensidad del campo magnético reducido al polo.

En este caso, al mapa del CMR reducido al polo, se le aplicó un filtro de continuación del campo hacia arriba de 250 m (Dean, 1958), que permitió visualizar una señal más limpia en cuanto al ruido de altas frecuencias producidas por fuentes magnéticas superficiales.

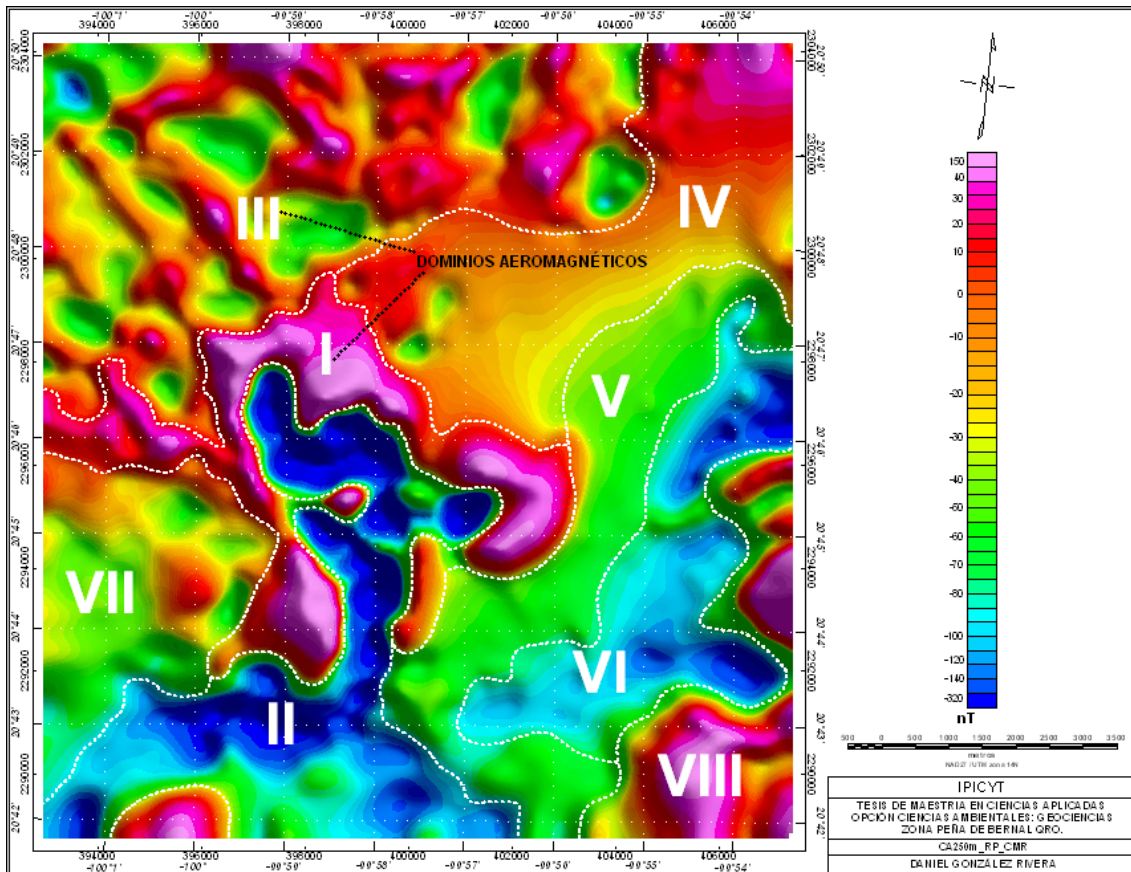


Figura 5.3. Mapa de continuación hacia arriba 250 m del campo magnético residual de la zona de estudio. Se indican los dominios aeromagnéticos asociados con unidades litomagnéticas.

Dominio I

Se ubica en la parte central del área de estudio cuya anomalía magnética es de forma alargada siguiendo un rumbo preferencial NW-SE, que coincide con la Sierra de San Martín, donde se ubican las instalaciones de la mina con el mismo nombre, esta anomalía se extiende de N-S y de E-W, en el límite E de dicho dominio, la anomalía sigue una dirección NW-SE coincidiendo con el Cerro Peña de Bernal. Este dominio se caracteriza por exhibir un rango de intensidad magnética alta de -40 a 150 nT, cuya longitud de onda promedio es moderada de 2.366 km y cuyo gradiente magnético horizontal es alto.

Geológicamente, la mayor parte de este dominio se correlaciona con rocas volcánicas de edad Terciaria (37-8 Ma), principalmente la Ignimbrita Matón y la Andesita San Martín, las cuales se caracterizan por tener altos contenidos en minerales magnéticos.

Dominio II

Se encuentra localizado en la porción central del área de estudio, se extiende de norte a sur con una dirección preferencial NE-SW, caracterizado por una anomalía con valores de intensidad del campo magnético entre -320 nT y -40 nT, con una longitud promedio de onda de 2.796 km. Geológicamente, este dominio se correlaciona con rocas sedimentarias de edad Cretácica (95.3-83.5 Ma), correspondiente a la Formación Soyatal. En el límite W de este dominio en contacto con el dominio I, en la Sierra de San Martín se muestra un lineamiento principal con dirección NW-SE, relacionado a una zona de falla, en el límite E se encuentra en contacto con el Cerro Peña de Bernal.

Dominio III

Este dominio se identifica hacia la porción norte de la zona en estudio, destacando su máxima expresión al suroeste y noreste. Se caracteriza por presentar una serie de anomalías dipolares de formas alargadas, con una dirección preferencial NW-SE y NE-SW, con una intensidad de magnetización de -110 nT a 90 nT, cuya longitud de onda promedio es alta de 9.184 km. Cabe mencionar que longitudes de onda largas se asocian con fuentes profundas y longitudes de onda corta a fuentes someras, es decir, la longitud de onda de una anomalía es proporcional a la profundidad de la fuente magnética. Muestra un cambio de menor gradiente a mayor gradiente magnético horizontal, debido a que las unidades geológicas presentan una amplia distribución en todo el dominio, siendo rocas sedimentarias de edad Jurásica-Cretácica (145-99 Ma), representada por las formaciones Las Trancas, El Doctor y Soyatal, dichas formaciones a su vez fueron intrusadas posteriormente por pulsos volcánicos ignimbríticos de edad Terciaria pertenecientes a la Ignimbrita Matón.

Dominio IV

Se delimita al NE del área de estudio, caracterizado por una intensidad de magnetización de -30 nT a 50 nT, dicho dominio presenta una zona de menor

gradiente a mayor gradiente magnético, debido a la presencia de anomalías dipolares con formas alargadas y semicirculares con un rumbo preferencial NW-SE y NE-SW, las cuales se correlacionan con rocas sedimentarias de edad variable, del Jurásico al Cuaternario (154-1.8 Ma), preexistiendo las formaciones Las Trancas, El Doctor y Soyatal cuyos afloramientos se dan con mayor frecuencia al noreste de la zona en estudio. También se agrupan en este dominio los sedimentos epiclásticos de Cerro Azul, que han sido intrusionados por rocas volcánicas de edad Terciaria (andesitas e ignimbritas, 30 Ma) de las formaciones Andesita Cerro Azul e Ignimbrita Cerro Azul. La longitud de onda promedio de este dominio es de 3.422 km.

Dominio V

Se ubica en la porción E de la zona de estudio, siguiendo un rumbo NE-SW. La intensidad de magnetización que caracteriza a este dominio presenta valores de -80 nT a -40 nT, representado por anomalías dipolares con formas alargadas y semicirculares, por lo que se observa un cambio de menor a mayor gradiente magnético, la longitud de onda promedio de este dominio es de 2.472 km. Geológicamente se presenta desde la porción noroeste hasta el suroeste del mapa. Este dominio está constituido por rocas de origen sedimentario del Cretácico (Formación El Doctor), así como de rocas volcánicas del Terciario de composición andesítica que se exponen hacia el suroeste.

Dominio VI

Se encuentra definido en la porción sureste, siguiendo un rumbo NE-SW. La intensidad de magnetización de este dominio está representada por los valores de -200 nT a -80 nT, con una longitud de onda promedio de 1.653 km. Geológicamente se encuentra ligado a la expresión de rocas sedimentarias de edad Jurásico-Cretácico (144-99 Ma), tales como formaciones Las Trancas, El Doctor y Soyatal y sedimentos del Terciario Inferior y Cuaternario.

Dominio VII

Se define en la porción oeste de la zona de estudio, siguiendo un rumbo NE-SW, conformado por anomalías dipolares de forma alargada, con una intensidad de magnetización de -60 nT a 0 nT y una longitud de onda promedio de 2.655 km. Geológicamente se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias terciarias y cuaternarias (avalanchas de escombros y material aluvial).

Dominio VIII

Se presenta al SE de Peña de Bernal, se ha interpretado como indefinido, debido a que no se tiene información de esta zona, presenta un rango de intensidad magnética de -10 a 130 nT, se correlaciona con rocas volcánicas y sedimentarias indefinidas.

Se calculó el espectro de potencia promediado radialmente para el mapa aeromagnético de continuación ascendente a 250 m, cubriendo una superficie de 210 km² (Figura 5.3), usando el análisis espectral desarrollado por Spector y Gran (1970), se identificaron los aportes magnéticos de las fuentes profundas y someras, así como la contribución del ruido, a través de los cambios de las pendientes A, B, C indicadas en la Figura 5.4.

La pendiente A corresponde a un número de onda $k= 0.4$, representando a la fuente regional profunda, caracterizada por frecuencias y amplitudes menores, así como longitudes de onda larga, encontrándose a una profundidad de 0.6 km, asociado a rocas volcánicas de composición variada asociadas a las formaciones Andesita San Martín (Tasm), Ignimbrita Matón (Tim), Andesita Cerro Azul (Taca), Ignimbrita Riolfítica Cerro Azul (Tlca), las cuales presentan valores elevados de intensidad magnética de 20 nT a 200 nT. La fuente residual somera (pendiente B), se muestra en el número de onda $k=2.9$, determinada por frecuencias mayores, y longitudes de onda corta; a una profundidad de 0.2 km, asociándose a rocas sedimentarias mesozoicas como

las formaciones, Soyatal (Kss), El doctor (Kid) y Las Trancas (Jtr), con bajos valores de intensidad magnética entre 20 y -200 nT. La pendiente C presenta un número de onda $k > 2.9$, donde las frecuencias son altas y se relacionan con ruido presente en los datos.

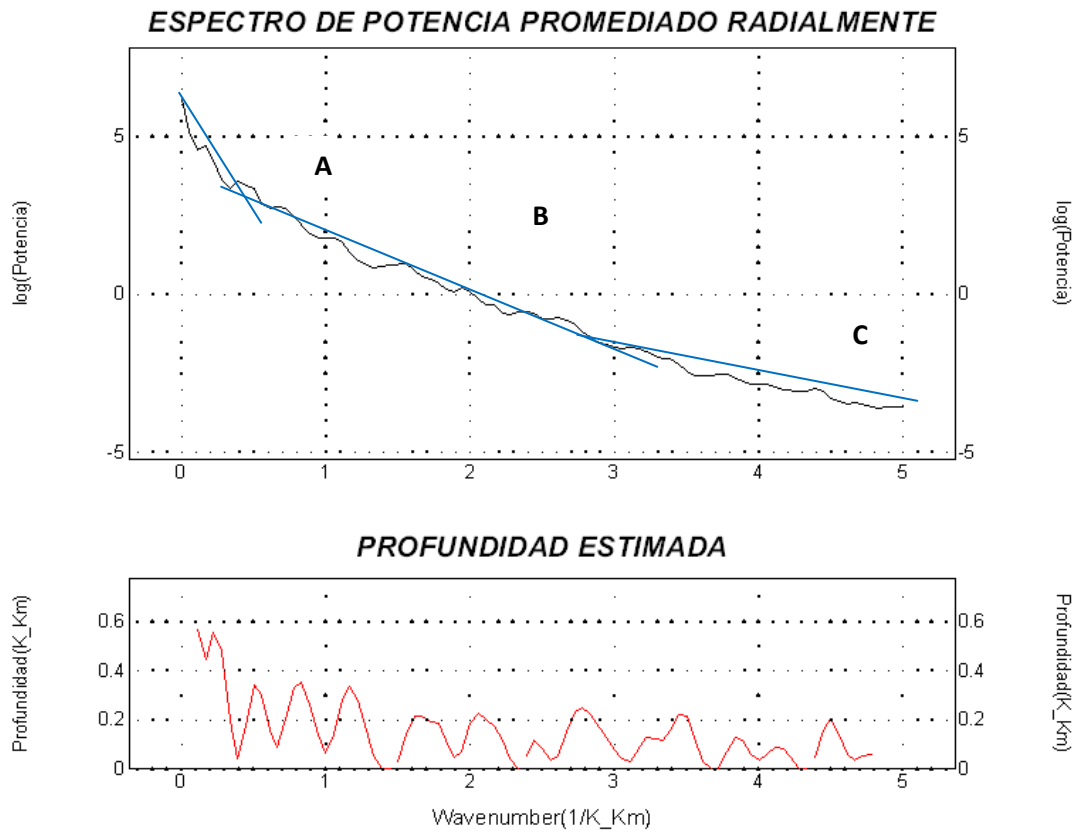


Figura 5.4. Representación del espectro de potencia para el mapa de continuación ascendente a 250 m.

Las fuentes magnéticas consideradas del mapa de continuación ascendente a 250 m, siendo las que caracterizan a la pendiente A, se encuentran aflorando en superficie, se profundizan debido a que preceden del interior de la Tierra por un magma preexistente e intrusionan a las fuentes representadas para la pendiente B, las cuales afloran y en algunas partes se profundizan, ya que en un momento estas estuvieron en superficie y fueron cubiertas por unidades más recientes y expuestas por los procesos geológicos. Las zonas de mineralización se encuentran asociadas al contacto entre estas dos fuentes (A, B).

5.3. Lineamientos aeromagnéticos

A la configuración del CMR se le aplicó el filtro de reducción al polo (Baranov, 1957), que es de gran utilidad, permite llevar las anomalías al polo magnético donde pasan a ser monopolares y centradas en el cuerpo que las produce en lugar de ser sesgadas y desplazadas hacia un lado. El mapa de la Figura 5.5 muestra los resultados obtenidos al reducir al polo el CMR, donde se aprecia la distribución de las anomalías magnéticas centradas con la fuente que las produce y situadas hacia el norte magnético, con gradientes principales de intensidad magnética de -500 nT a 210 nT, (altos y bajos magnéticos), la transición entre estos, permite definir contactos litológicos, así como estructuras (fallas y/o fracturas).

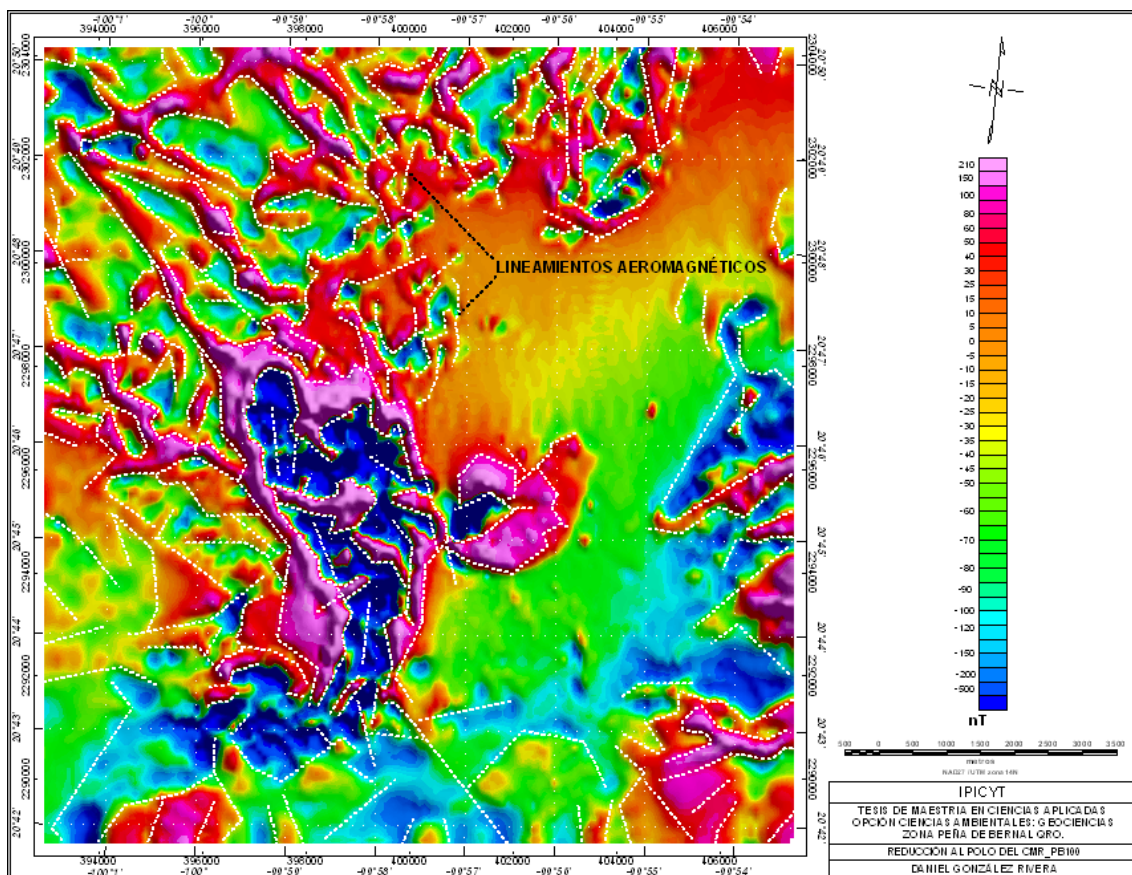


Figura 5.5. Mapa de intensidades magnéticas reducido al polo en el área de estudio. Se observan anomalías positivas en tonos rojos a magenta y anomalías negativas en tonos azules a verde, sobre las que se muestran los lineamientos aeromagnéticos.

Si se compara este mapa con el mapa original de intensidades magnéticas de la Figura 5.2, se observa que al reducir al polo se enfatizan algunas anomalías que no se apreciaban en el mapa original. En este mapa se aprecian los rumbos de lineamientos magnéticos presentes en toda la superficie estudiada, permiten definir patrones estructurales como fallas y/o fracturas, así como contactos litológicos; que en superficie no son tan visibles debido a que algunos de ellos se encuentran sepultados por unidades geológicas más recientes, en estos lineamientos destacan dos direcciones preferenciales NW-SE y NE-SW, (Figura 5.5).

Sobre los dominios magnético I y II (Figura 5.3), se reconocen lineamientos de orientación NW-SE que coinciden con un cuerpo seccionado en un arreglo aparentemente echelón y rotado en parte por fallas con desplazamiento lateral derecho y orientación noreste.

Esta estructura se encuentra en el extremo nor-noroeste de la zona mineralizada en el Cerro de San Martín y es la que se conoce hasta el momento. Cabe mencionar, que en el dominio magnético III (Figura 5.3); los lineamientos guardan cierta similitud con los lineamientos presentes en el dominio I y II. Así mismo los lineamientos identificados en el mapa son de extensión variable siendo mayores a los 800 m y menores a los 3 km.

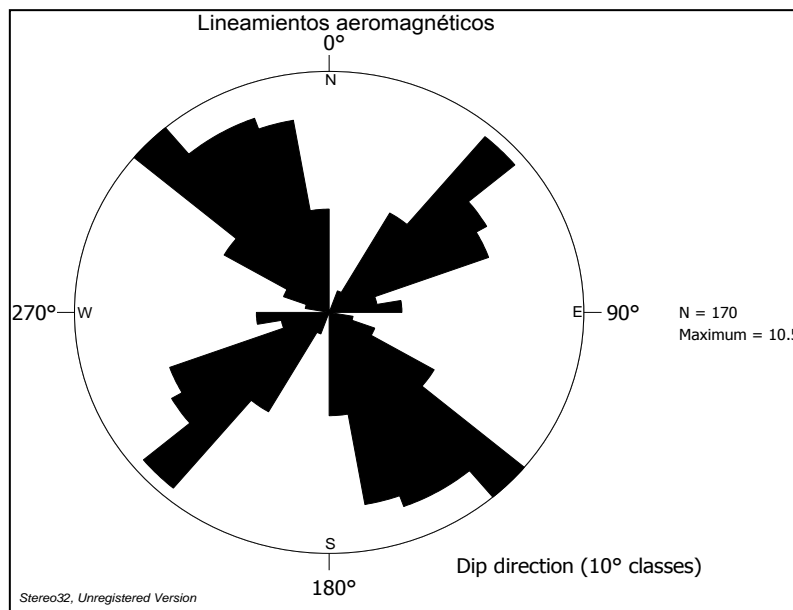


Figura 5.6. Diagrama de rosas que muestra las direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos.

En el diagrama de rosas se observan las direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos distribuidos en toda la zona de estudio, la de mayor densidad NW-SE (Figura 5.6).

5.4. Subproductos del CMR

Mediante la aplicación de filtros a los valores numéricos del campo magnético residual (CMR); como es el caso de reducción al polo (Baranov, 1957), primera y segunda derivada en la vertical (Nabighiam, 1984), butterworth (Butterworth, 1930), señal analítica (Nabighiam, 1972-1974), cada uno de estos filtros empleados dio como resultado mapas con respuestas magnéticas diferentes, donde posteriormente se trazaron las zonas de interés relacionadas con la mineralización de Au y Ag. A continuación se muestra la aplicación de estos filtros.

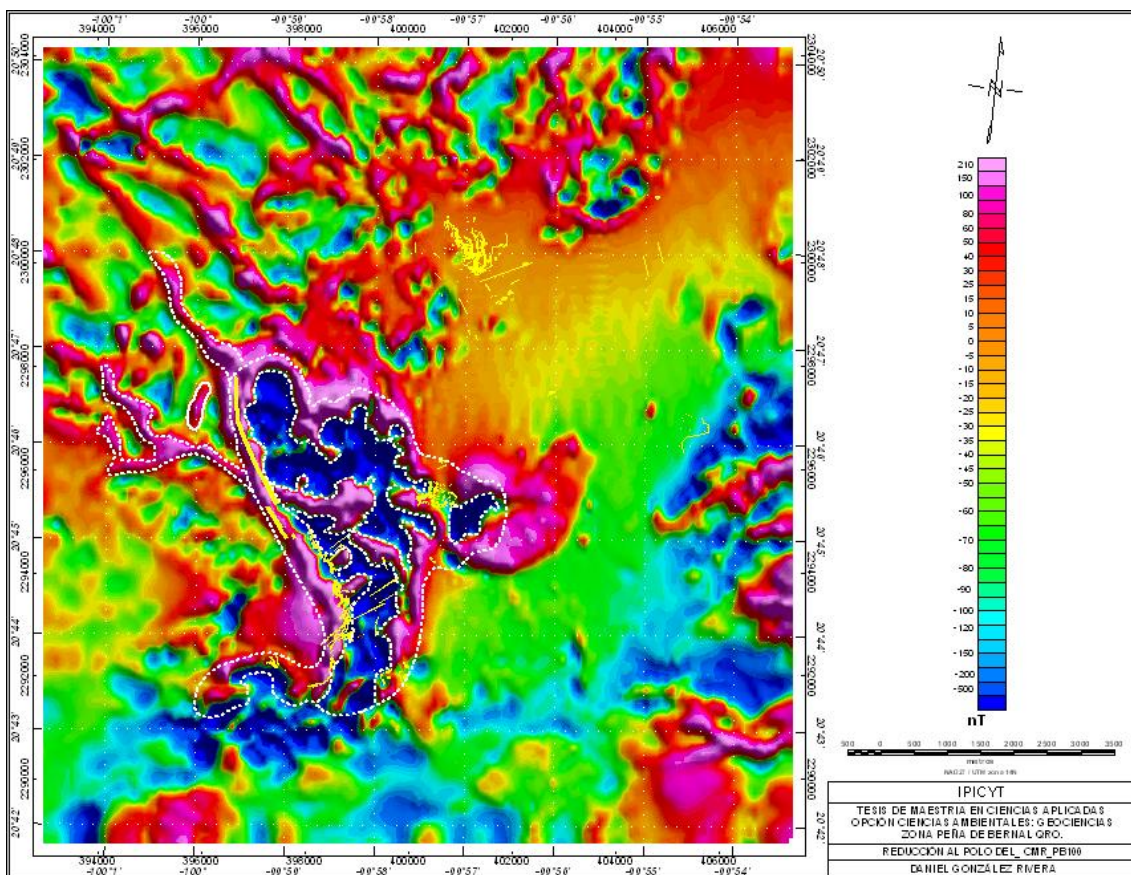


Figura 5.7. Mapa del CMR con filtro de reducción al polo, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.

En el Mapa de reducción al polo (Figura 5.7) se observa la distribución de las anomalías cuyas formas son alargadas en dirección NW-SE y NE-SW, con un rango de intensidad magnética de -500 nT a 210 nT, en la parte centro del área de estudio se encuentra la zona relacionada con la mineralización, que se conoce en la mina de San Martín, localizada en el contacto de la anomalía positiva y negativa, siendo una estructura tabular brechada que se extiende por más de 2 km en dirección NW-SE, en el área de Chicarrroma ubicada al NE del poblado de Bernal, también se encuentran estructuras de tipo tabular con orientación NE-SW, por lo que se han trazado zonas prospectivas de interés con una longitud de onda promedio de 715 m.

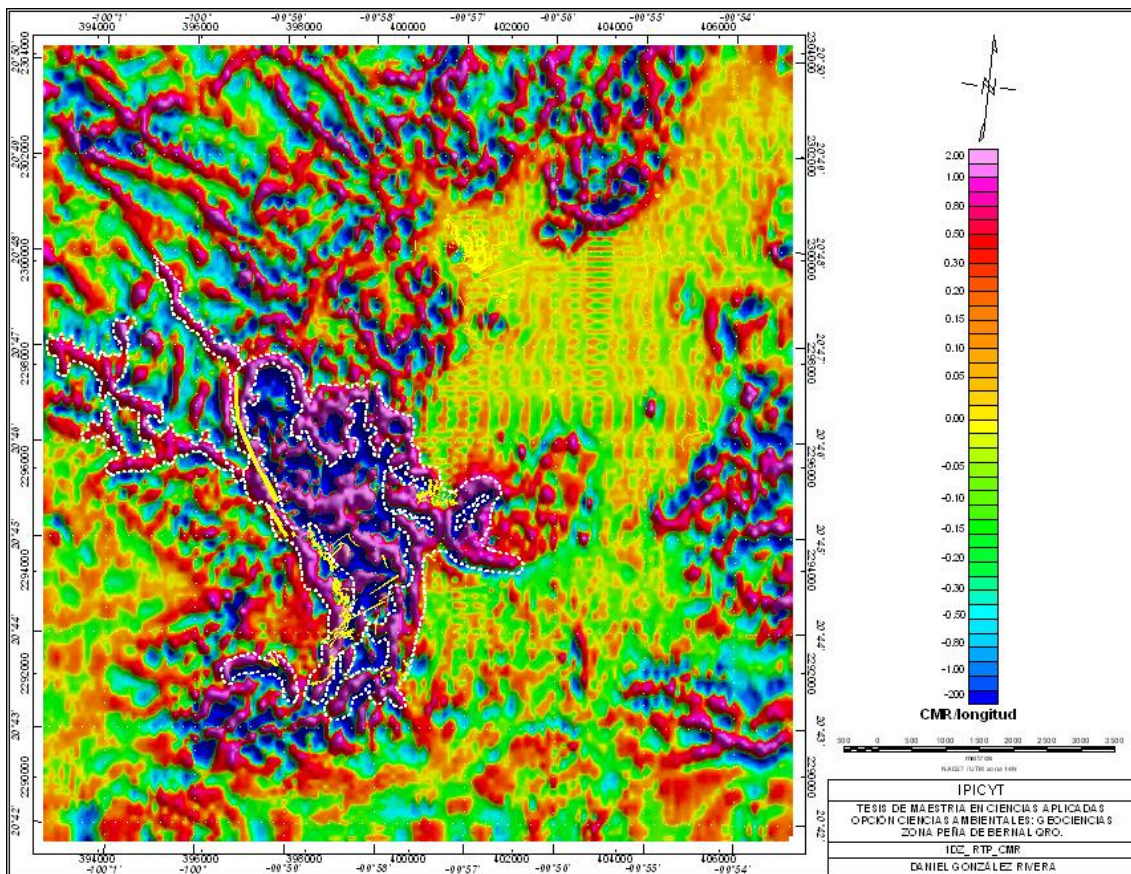


Figura 5.8. Mapa del CMR con filtro de la primera derivada en la vertical (Z), nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.

En el mapa de la primera derivada vertical en el eje Z (Figura 5.8), se observa un contraste en la intensidad del campo magnético representado por anomalías negativas de -2 nT, y positivas de hasta 2 nT, definidas y realizadas en cuanto a

sus bordes en la transición vertical, cuyas formas son alargadas asociadas a patrones estructurales y geológicos como fallas y contactos litológicos, en la porción central del área de estudio se presentan zonas asociadas a la mineralización pertenecientes a la mina San Martín y al área de Chicarrroma ubicada al NE del poblado de Bernal, confinadas en estructuras tabulares brechadas de rumbo NW-SE y NE-SW, entre el contacto del alto y bajo magnético caracterizado por una longitud de onda promedio de 790 m. en el contacto mencionado se trazaron las zonas de interés minero.

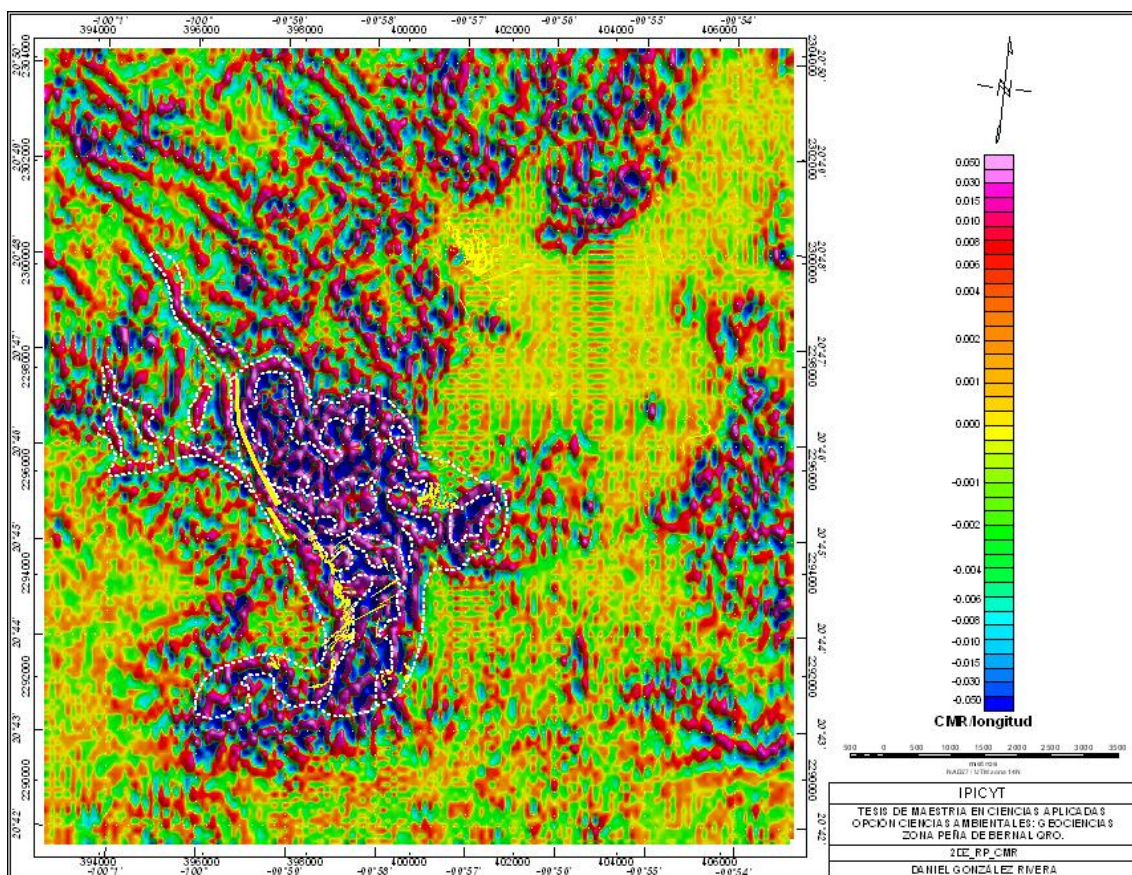


Figura 5.9. Mapa del CMR con filtro de la segunda derivada en la vertical (Z), nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.

En el mapa de la segunda derivada vertical en Z (Figura 5.9), se observa un contraste en la intensidad del campo magnético representado por anomalías negativas de -0.05 nT, y positivas de hasta 0.5 nT, definidas y realzadas en cuanto a sus bordes en la transición vertical (Z) con mayor detalle que el mapa anterior, cuyas formas son alargadas y delgadas, asociadas a patrones estructurales y geológicos como fallas y contactos litológicos, en la porción

central del área de estudio se presentan zonas asociadas a la mineralización, pertenecientes a la mina San Martín y al área de Chicarrroma, confinadas en estructuras tabulares brechadas de rumbo NW-SE y NE-SW, entre la vecindad del alto y bajo magnético caracterizado por una longitud de onda promedio de 724 m, donde se trazaron zonas de interés minero.

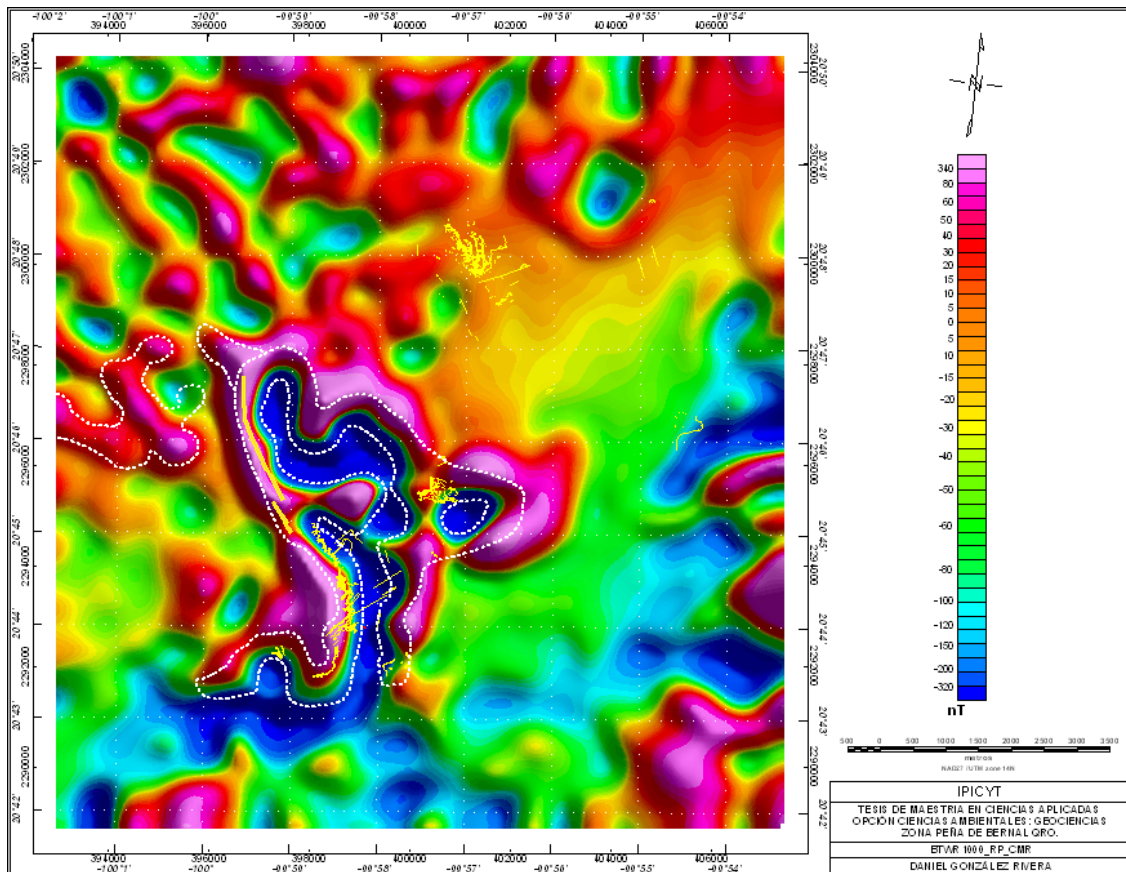


Figura 5.10. Mapa del CMR con filtro Butterworth con longitud de onda de corte de 1000 ciclo/Km, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.

Mapa con filtro Butterworth (Figura 5.10), muestra una señal magnética aceptable debido a que este filtro permite la entrada de cierta ventana del número de onda, ya sea pasa bajas o pasa altas, eliminando ruido que no es de nuestro interés relacionado a altas frecuencias, para establecer la geometría, yacencia de las anomalías y dimensiones de las fuentes que las producen.

Este algoritmo se aplicó con una longitud de onda de corte de 1000 ciclo/km., dejando pasar cierta longitud de onda (pasabajas). En el mapa se pueden

apreciar con más claridad las anomalías positivas y negativas mostrando una intensidad de magnetización de -320 a 340 nT, con formas son alargadas y anchas, guardando el mismo patrón de rumbo de los mapas anteriormente descrito. En la porción central del área de estudio se presentan zonas asociadas a la mineralización pertenecientes a la minera San Martín y a la zona de Chicarrroma, emplazadas en estructuras tabulares brechoides de rumbo NW-SE y NE-SW, entre el contacto del alto y bajo magnético caracterizado por una longitud de onda promedio de 944 m, permitiendo trazar la zona de mayor interés minero.

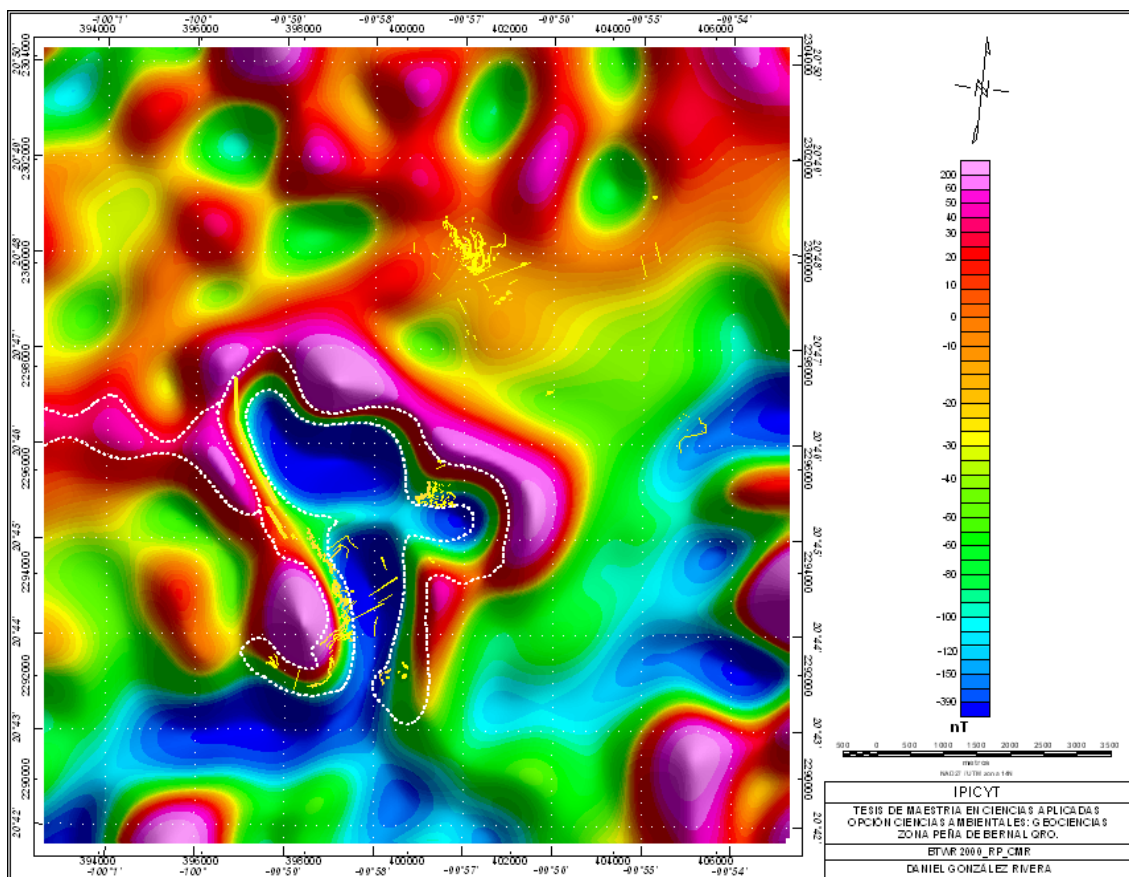


Figura 5.11. Mapa del CMR con filtro butterworth con longitud de onda de corte de 2000 ciclo/Km, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.

A este mapa se le aplicó el filtro butterwork, sólo que con una longitud de onda de corte de 2000 ciclos/km (Figura 5.11), dejando la informacion inicial deprovista de ruido, en el mapa se pueden apreciar con más claridad y detalle las anomalías positivas y negativas, mostrando una intensidad de magnetización de -390 a 200 nT, cuyas formas son elípticas alargadas de un

ancho menor respecto al mapa con filtro Butterwork con longitud de onda de corte de 1000 ciclos/km, estas anomalías guardan el mismo patrón de rumbo como se ha descrito en mapas anteriores. En la porción central del área de estudio se presentan zonas asociadas a la mineralización pertenecientes a la mina San Martín y al área oriente de Chicarrroma, emplazadas en estructuras tabulares brechoides de rumbo NW-SE y NE-SW, entre el margen positivo y negativo correspondientes a las anomalías magnéticas, expresado por una longitud de onda promedio de 822 m, accediendo a trazar la zona de mayor interés minero.

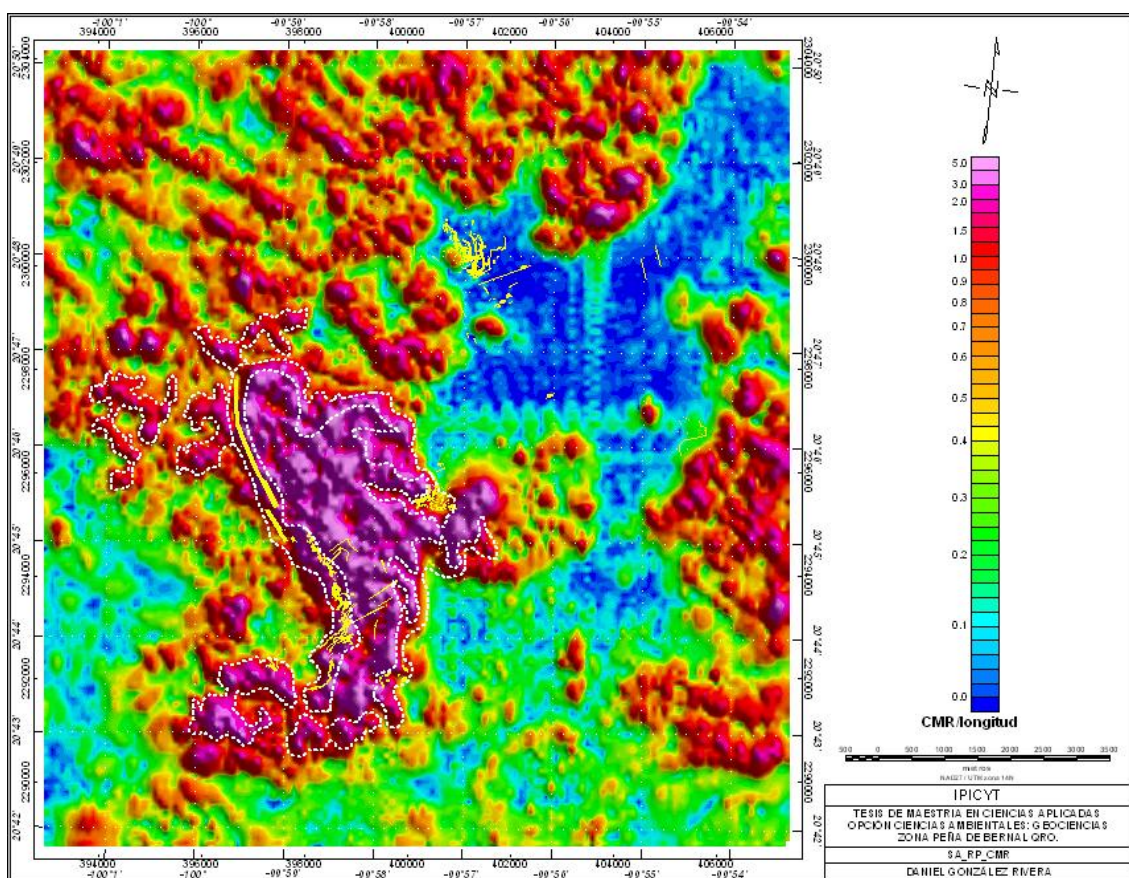


Figura 5.12. Mapa del CMR con el filtro de señal analítica, nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas.

Mapa con filtro señal analítica (Figura 5.12), muestra los límites de los bordes de las anomalías en las tres direcciones (X, Y, Z), permitiendo la definición de transiciones laterales (contactos litológicos) y patrones estructurales (fallas y/o fracturas) de la fuente magnética. En este mapa se observa la distribución de las anomalías cuyos bordes se encuentran definidos en sus tres ejes, de

formas alargadas dispuestas en dirección preferencial NW-SE y NE-SW, con un rango de intensidad magnética sobre longitud de 0 nT hasta 5 nT, al centro del área de estudio se hallan zonas mineralizadas pertenecientes, a la mina de San Martín y al NE de Peña de Bernal en el área Chicarrroma. Esta mineralización se encuentra emplazada en estructuras tabulares brechadas con rumbo NW-SE así como NE-SW, en la transición de la anomalía positiva y negativa, es donde se han trazado las zonas prospectivas de interés minero, con una amplitud característica de 648 m.

5.5. Estructuras mineralizadas de la zona de estudio

Las estructuras mineralizadas son esencialmente una brecha tabular y stockworks que posteriormente fueron mineralizados, producto del tectonismo y magmatismo, siendo los principales constituyentes de esta brecha clastos angulosos de las rocas encajonantes (calizas y lutitas), cementados mayoritariamente por cuarzo, calcedonia y calcita, coexistiendo varias etapas de autobrechamiento, que consisten en la rotura de las brechas formadas en la etapa anterior y su recementación (Núñez, 2007). Asociadas a estas etapas aparecen los minerales de oro y plata que hacen económica su explotación (Figura 5.13).

Cuerpo San José I se localiza en el extremo sur de la mina de San Martín caracterizado por tener forma elíptica, su textura es brechoide con clastos de caliza, cementados por cuarzo, desarrolla una zona de “stockwork” es las calizas al alto de la estructura principal (Formación Soyatal). Este cuerpo presenta un rumbo N60°-70° E y una echado de 70°al SE, teniendo una longitud de 300 m con espesor promedio de 3.5 m, conocido hasta una profundidad de 130 m. Sus leyes promedio son de 3.1 g/t de Au y 17 g/t de Ag.

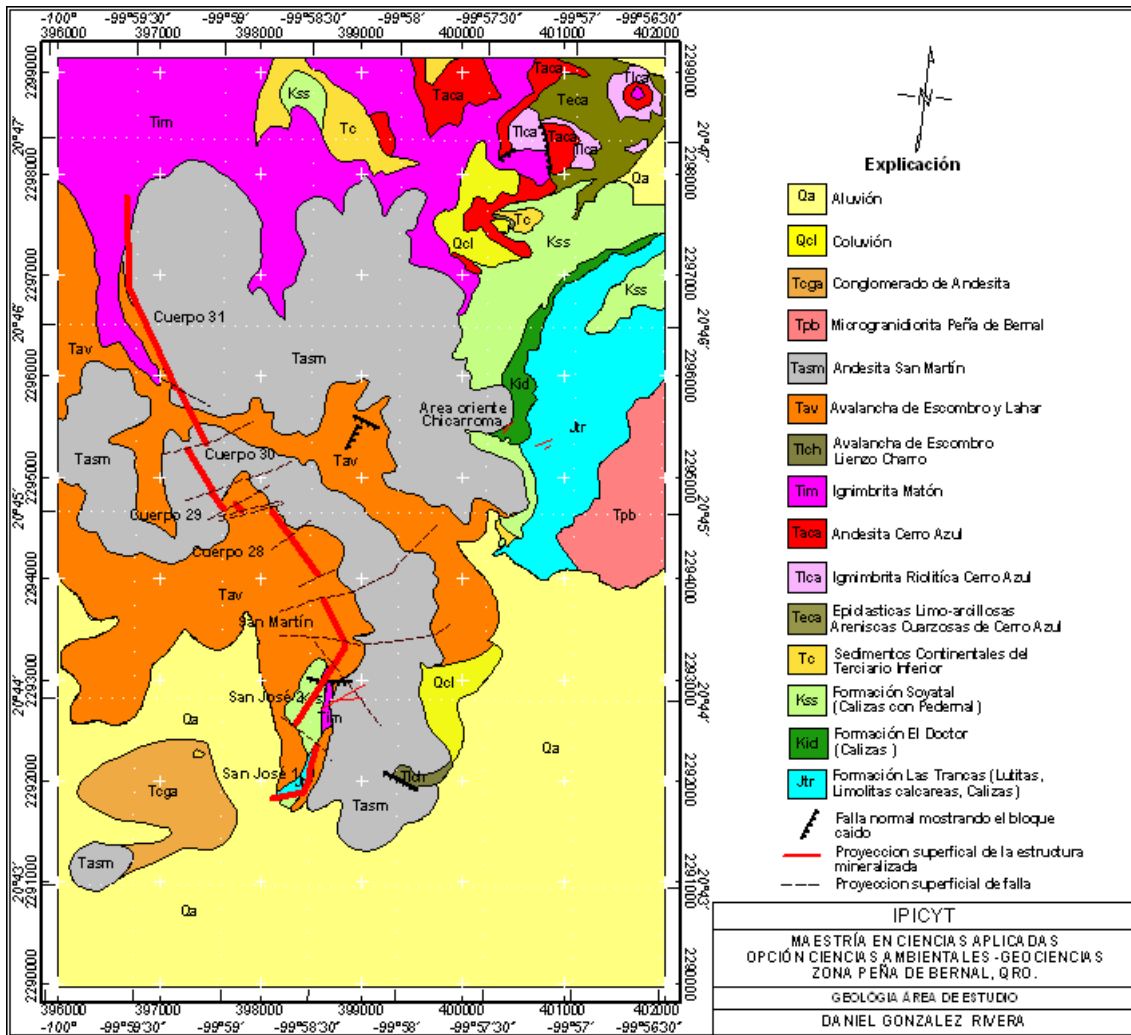


Figura 5.13. Mapa geológico mostrando las estructuras mineralizadas (Compañía Minera Peña de Bernal 2005).

Cuerpo San José II, se ubica entre el cuerpo San José I y San Martín, consiste de una brecha quebradiza formada por clastos de caliza y cuarzo cementados por calcita y cuarzo que encajona en las calizas de la Formación Soyatal, este cuerpo es de forma tabular y subvertical con orientación entre N60°-70° E, se extiende alrededor de 450 m conocido a una profundidad de 120 m. Esta estructura presenta poca potencia variando entre 1 y 1.8 m de grosor. Presenta una ley media en las reservas de 2.9 g/t de Au y 50 g/t de Ag. Su límite norte es una falla que lo separa del Cuerpo San Martín.

Cuerpo San Martín es una estructura brechada en calizas de la Formación Soyatal, se localiza en el extremo sur de la mina San Martín, con un rumbo NE 45° y echado de 85°, de 650 m de largo, con espesores comprendidos de 1 a 12 m. Sus leyes promedio en las reservas son de 2.5 g/t de Au y 21 g/t de Ag, se ha detectado la continuidad de este cuerpo en su extremo W por medio de barrenación de diamante hasta una profundidad de 400 m.

Cuerpo 28 presenta una morfología de veta-manto con espesores variables 1.3 y 8 m, con 300 m de longitud, dispuesto en dirección N 10-40° e inclinación hacia el SE, su límite superior lo conforman rocas volcánicas (andesita/dacita), reconocido hasta 250 m. Se compone de clastos de caliza parcialmente silificada, cementada por calcita y cuarzo. Se encuentra delimitado por fallas normales al N y S, que lo separa del Cuerpo San Martín y del Cuerpo 29. Sus leyes promedio son de 11.2 g/t de Au y 180 g/t de Ag.

Cuerpo 29 se ubica a 250 al N del Cuerpo 28 y a 100 m de profundidad de este mismo, con una extensión de 380 m dispuesto en dirección N-S e inclinación hacia el E, a una profundidad de 250 m. Su espesor es variable entre 4 y 20 m debido a que presenta una morfología de veta-manto, con ley promedio de 4.9 g/t de Au y 94 g/t de Ag. Este cuerpo se encuentra fragmentado por varias etapas de fallas.

Cuerpo 30 es la continuación del Cuerpo 29, ya que el límite está marcado por una falla normal de orientación NW, la morfología que presenta este cuerpo es tipo manto con un rumbo N-S e inclinación de 7 a 10° al E, teniendo un espesor de 22.6 m y dimensiones de 130x40 m, cuya ley promedio es de 5 g/t de Au y 80 g/t de Ag.

En el área oriente en el poblado de Chicarrón se presentan estructuras mineralizadas, siendo la veta La Esperanza con una distancia de 50.5

siguiendo un rumbo de NE-SW con un echado de 60° constituida de cuarzo, encajonada lutitas y areniscas con remoleos de caliza, también se encuentra una estructura brechoide nombrada No. 1, con rumbo NE-SW e inclinación de 70° .

5.6. Zonas prospectivas

Cabe mencionar que el trazado de las zonas de interés, en cada mapa anteriormente descrito, son las mismas sólo que con diferentes dimensiones debido a la aplicación de algoritmos matemáticos en el dominio de Fourier (longitud de onda).

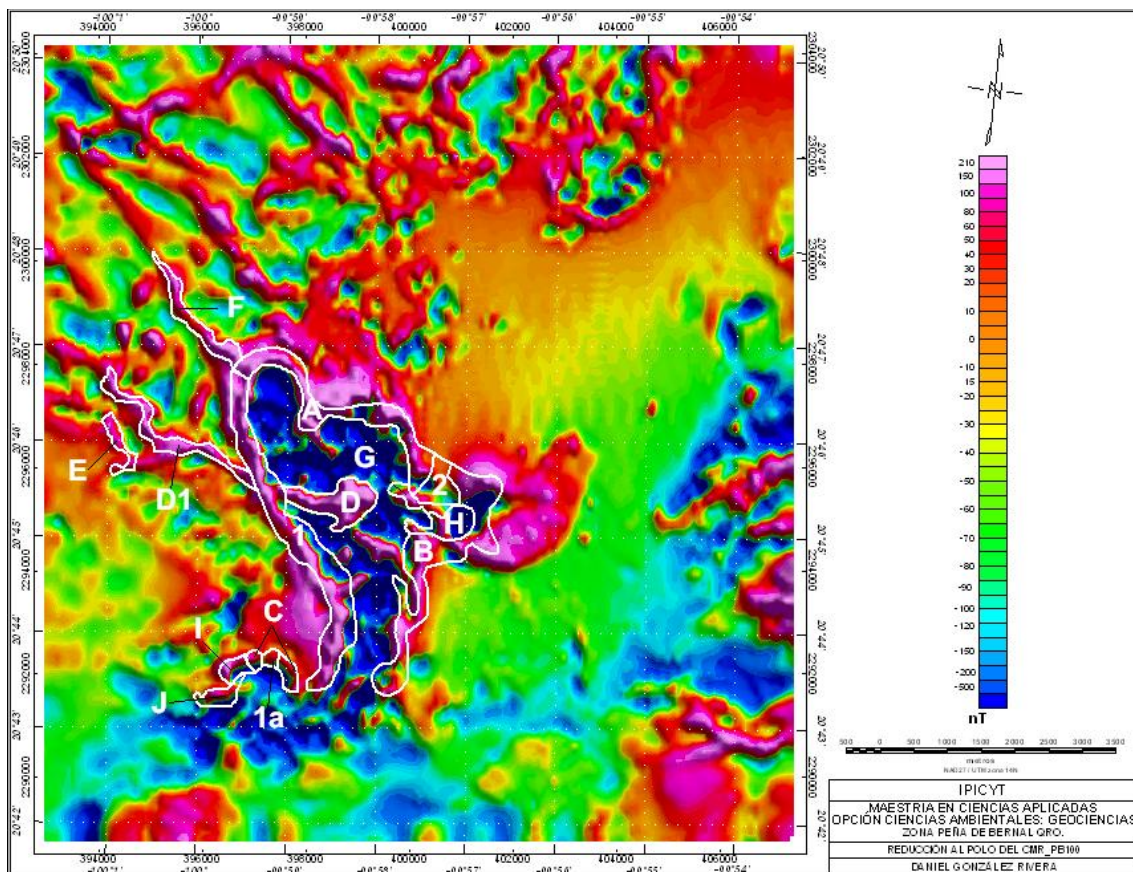


Figura 5.14. Mapa de reducción al polo mostrando las zonas actualmente en explotación, así como los prospectos de interés minero.

El resultado final se obtuvo mediante una clasificación por zonas que mostraban cierto interés y selección de zonas que se consideraron

productoras. De esta manera se identificaron doce zonas, de las cuales 2 son explotadas actualmente y las 10 restantes son prospectos de potencial minero; clasificándose en tres grupos: interés alto, medio y bajo, las cuales se describen a continuación (Figura 5.14).

a) Zonas actualmente en explotación

Zona 1. Esta se encuentra en las labores mineras de San Martín, donde se explota una estructura tabular brechada constituida por los cuerpos San José I y II, San Martín, 28, 29, 30, 31, muestra una anomalía positiva, siendo la de mayor potencia por sus dimensiones 5.13 km x 0.45 km, se extiende en dirección NNW a partir del poblado de San Martín. Como subzona de esta misma se encuentra 1a, ya que se encuentra más hacia el sur en el poblado de San Martín; con un cambio de rumbo NE-SW, sus dimensiones son de 0.23 km x 0.29 km.

Zona 2. Se ubica hacia el oeste del Cerro Peña de Bernal representado por el área oriente de Chicarroma, cuyas dimensiones son 0.67 x 0.92 km, la dirección de esta zona es NE-SE.

b) Prospectos con potencial minero

b1) Interés Alto

Prospecto A. Se localiza al noroeste de la mina de San Martín, siguiendo un rumbo NW-SE con dimensiones 5.213 km x 0.45 km.

Prospecto B. Se identifica hacia el suroeste de Peña de Bernal, con una orientación característica NE-SW, las dimensiones de esta zona son 5.12 km x 0.56 km.

Propecto C. Está ubicado en el poblado de San Martín, sus dimensiones son 0.34 km x 0.25 km, presenta el mismo rumbo que la Zona 1.

Prospecto D. Se encuentra localizado al este de la Zona 1, con un rumbo característico NW-SE, con dimensiones 1.82 km x 0.73 km.

b2) Interés Medio

Prospecto D1. Es la continuación hacia el oeste del pospecto D, siguiendo el mismo rumbo, debido a que es cortado por la Zona 1, con dimensiones 4.02 km x 0.281km.

Prospecto E. Se identificó paralelo al prospecto D1, con rumbo representativo NW-SE, cuyas dimensiones son 1.48 km x 0.18 km.

Prospecto F. Se ubica al norte de la Zona 1, siguiendo un rumbo NW-SE, sus dimensiones son de 2.75 km x 0.30 km.

Prospecto G. presenta diemensiones de 1.22 km x 0.18 km, se localiza al oeste de Peña de Bernal, siguiendo un rumbo preferencial NW-SE.

b3) Interés Bajo

Prospecto H. Se localiza al suroeste de Peña de Bernal, de rumbo característico NE-SW, representado con dimensiones 0.34 km x 0.40 km.

Prsopecto I. se localiza en el poblado de San Martín, cuyo rumbo es NE-SW y sus dimensiones son 1.02 km x 0.86 km.

Prospecto J. de igual forma localizado en el poblado de San Martín con un rumbo similar a los prospectos H, I., las dimensiones de este prospecto son 1.9 km x 0.28 km.

5.7. Cálculo de la profundidad de anomalías magnéticas asociadas a intrusivos

La aplicación y combinación de algoritmos matemáticos como es el caso de la señal analítica, con una continuación hacia arriba del campo magnético de 1000 metros, permitieron identificar una anomalía monopolar, considerando que el campo magnético de la anomalía es de extensión vertical infinita, es decir, sólo un extremo polar está próximo a la superficie, esto es similar a una anomalía gravimétrica.

La anomalía monopolar (Figura 5.15), es característica de un cuerpo magnetizado de forma elíptica en la parte central del área de estudio, cuya área es de 23 km², extendiéndose 7 km del poblado de San Martín hasta Peña de Bernal, ha sido interpretada como el techo de un intrusivo, por sus características y dimensiones se encuentra relacionado con la minealización de Au y Ag del Distrito Minero de San Martín Querétaro, ya que sus límites se encuentran bordeando las zonas 1,2,3 y los prospectos de interés minero (alto, medio, bajo).

En la Figura 5.15, se observa el carácter de los materiales en función del grado de la intensidad magnética, como es el caso de la roca caja correspondiente a la secuencia sedimentaria Mesozoica, constituida por la Formación Las Trancas (Kimeridgiano 159 Ma - Neocomiano 149-121 Ma), Formación El Doctor (Albiano 105 Ma – Cenomaniano 103 Ma) y La Formación Soyatal (Turoniano 95 Ma), representadas en escala de color con tonos azul claro a verdes, también puede observarse un cuerpo intrusivo de origen Terciario, que corta dicha secuencia Mesozoica representado por tonos rojos, en el contacto entre la secuencia sedimentaria y el cuerpo intrusivo se observa un aureola con tonos naranja asociada a la mineralización y a procesos de metamorfismo de contacto.

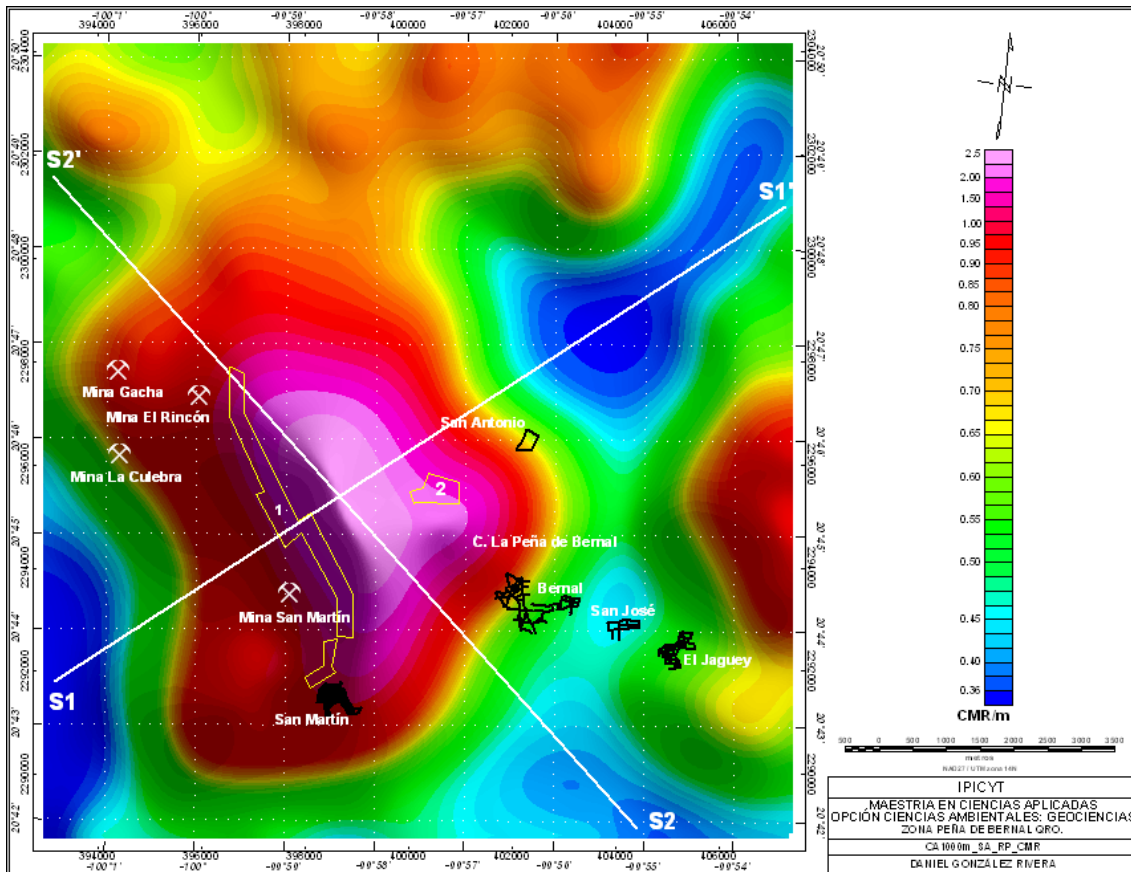


Figura 5.15. Mapa de la señal analítica continuada 1000 m hacia arriba, mostrando una anomalía monopolar correspondiente a un cuerpo magnetizado (intrusivo), en el que se trazaron 2 secciones para estimar la profundidad.

La Figura 5.16, muestra el perfil de susceptibilidad para el transecto S1-S1' extraído del mapa de intensidad magnética filtrado, correspondiente a una anomalía puntual de forma esférica. La profundidad de la anomalía monopolar se estimó mediante el método de Peters ($h = 0.63 S_{1/2}$), donde h es la profundidad y $S_{1/2}$ es la pendiente media que existe entre 2 tangentes.

La sección S1-S1', presenta una pendiente media igual a $S_{1/2} = 2.771$ km, con una profundidad estimada igual a $h = 1.74$ km, mientras que la sección S2-S2', presenta una pendiente media igual a $S_{1/2} = 2.022$, dando como resultado una profundidad de $h = 1.27$ Km.

La profundidad promedio estimada para la anomalía monopolar es de $h = 1.45$ km, con el valor sustraído correspondiente a la altura de vuelo igual a 60 m.

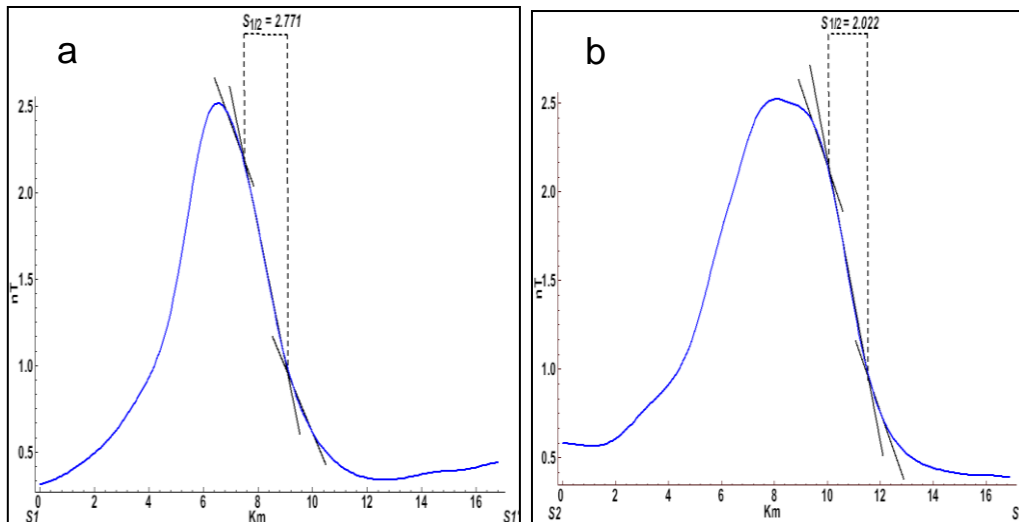


Figura 5.16. Método de Peters empelado para: a) seccion S1-S1', b) Sección S2-S2'.

Se calculó el espectro de potencia promediado radialmente para el mapa aeromagnético con una combinación de filtros como es el caso de la señal analítica y la continuación hacia arriba 1000 m, cubriendo una superficie de 210 km² (Figura 5.15), se identificaron los aportes magnéticos de las fuentes profundas y someras, así como la contribución del ruido, a través de los cambios de pendientes A, B, C desplegadas (Figura 5.17).

La pendiente A corresponde a un número de onda $k=0.52$, representando a la fuente regional con frecuencias menores y longitudes de onda larga, encontrándose a una profundidad de 1.5 km, asociado a un cuerpo intrusivo, relacionado con la anomalía monopolar, (ver Figura 5.15), coincidiendo con el promedio de los perfiles S1-S1' y S2-S2' calculados con el método gráfico de Peters.

Con un cambio en el número de onda $k=3.57$ se presenta la pendiente B correspondiente a la fuente residual, con frecuencias mayores y longitudes de onda corta, presentando una profundidad de 0.25 km, asociándose a rocas sedimentarias Mesozoicas tales como las formaciones Las Trancas (Jtr), El Doctor (Kid) y Soyatal (Kss), las cuales se encuentran intrusionadas por la fuente magnética asociada a la pendiente A.

La pendiente C presenta un número de onda $k > 3.57$, donde las frecuencias son altas y se relacionan con ruido presente en los datos.

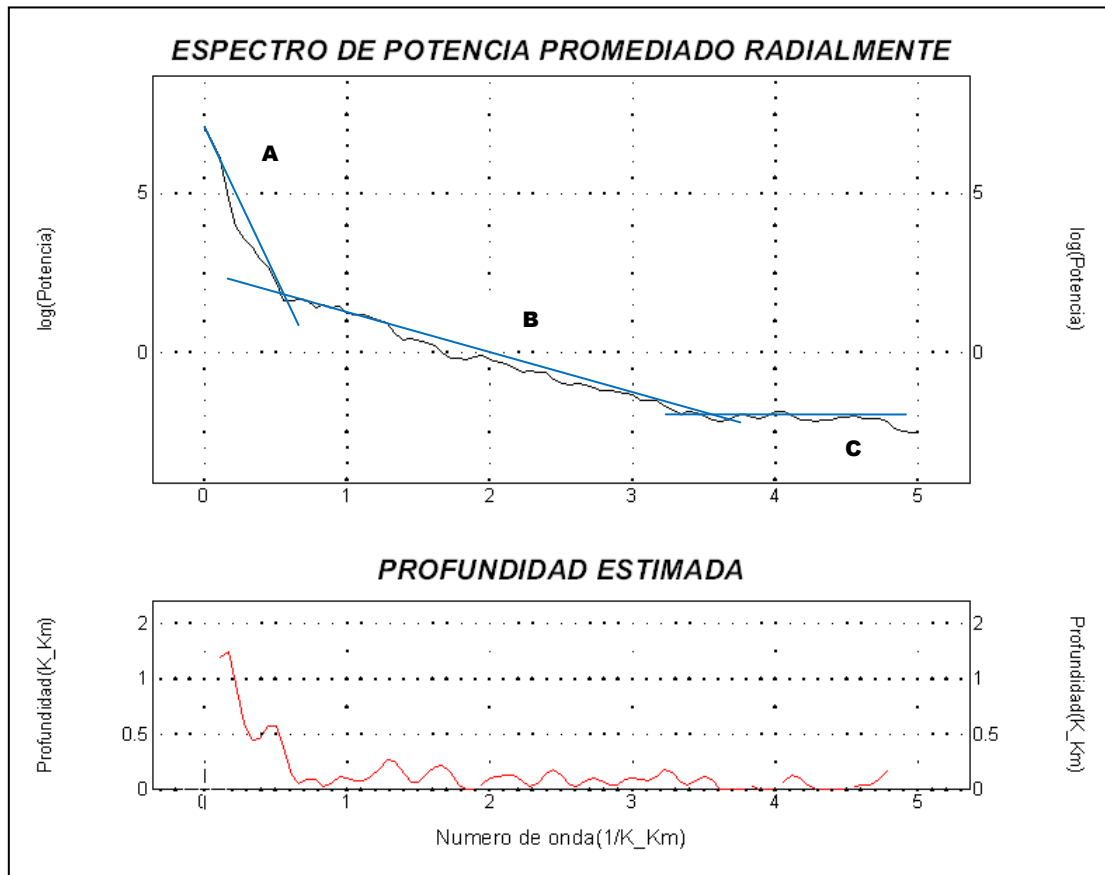


Figura 5.17. Representación del espectro de potencia para el mapa de la señal analítica continuada hacia arriba 1000 m.

La Figura 5.18 manifiesta la respuesta magnética de las fuentes profundas correspondientes a la pendiente A de la Figura 5.17, a través de los mapas de la señal analítica continuada a 1000 m de altura respecto al plano de observación, mostrando la anomalía monopolar anteriormente discutida a una profundidad de 1.5 km y la de la señal analítica continuada 7000 m de altura, se observa que la fuente profunda que dio origen al cuerpo intrusivo, se presenta en la porción noreste del área de estudio, e intrusión rocas sedimentarias del Jurásico (Formación las Trancas) y Cretácico (Formación El doctor y Soyatal).

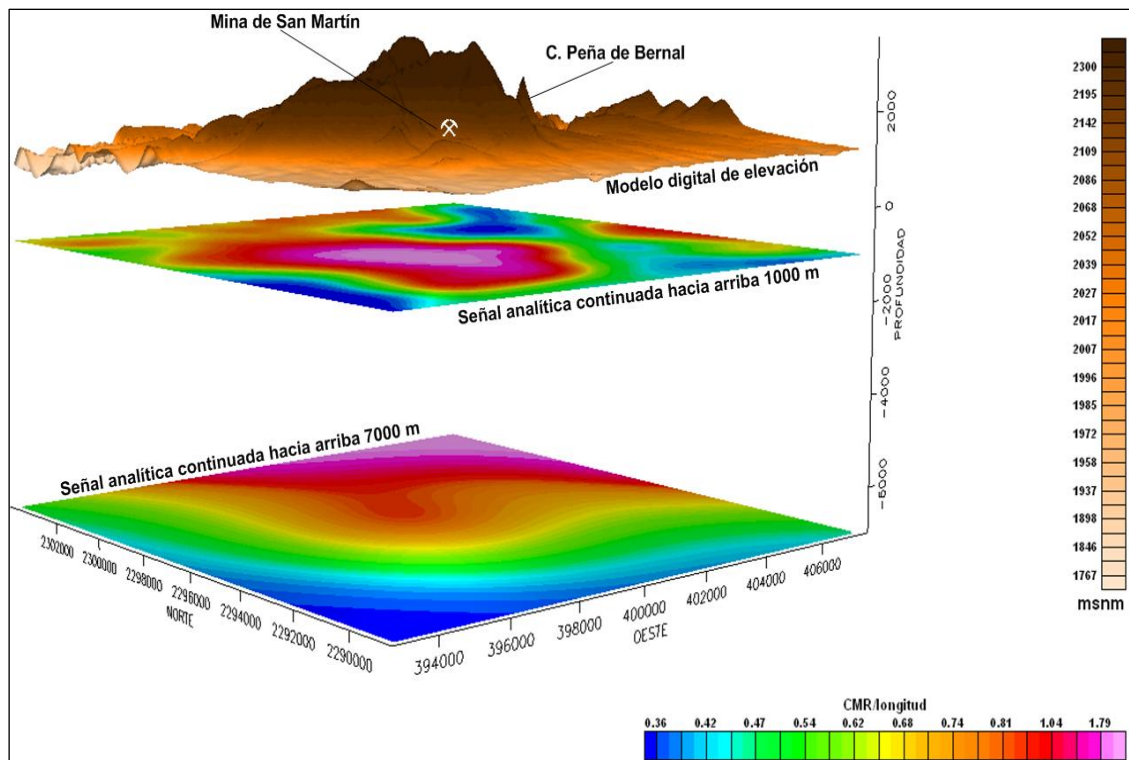


Figura 5.18. Mapas de continuación ascendente a 1000 m y 7000 m, representando la continuidad de las fuentes profundas (anomalía mono polar), asociada al techo de un cuerpo intrusivo.

5.8. Modelación de las anomalías magnéticas asociadas a la mineralización de San Martín

La interpretación geofísica tiene diferentes soluciones debido a la naturaleza del problema inverso, diferentes disposiciones y geometría, y propiedades de los materiales geológicos, combinados de diferente manera, pueden dar lugar a la misma anomalía, por ello es habitual utilizar la modelación hacia adelante, como guía en la interpretación de las anomalías obtenidas.

La modelación hacia adelante de las anomalías se realizó por medio del programa comercial Oasis Montaje (Geosoft Inc., 2002) con la extensión GEMSY, el cual permite modelar anomalías en 2 y 2.5 D, es decir, teniendo en cuenta la extensión de los cuerpos modelados en dirección perpendicular al corte presentado.

Los parámetros importantes para modelar las anomalías magnéticas son:

- a) La susceptibilidad magnética.
- b) Inclinación y declinación magnética.
- c) El campo magnético actual
- d) La magnetización remanente en caso de existir.
- e) La geometría de los diferentes cuerpos.

La interpretación de las anomalías correspondientes a cada perfil se realiza independientemente, suponiendo que las anomalías son producidas por cuerpos bidimensionales de distinta susceptibilidad y despreciando anomalías de altas frecuencias. Los cuerpos se ajustan considerando que la anomalía magnética es producida únicamente por la magnetización inducida para las rocas de los perfiles a modelar.

En este caso se ha calculado a través del mapa de susceptibilidad aparente (Figura 5.19), que presenta intervalos de variación similares a los medios en campo o en laboratorio en muestras de roca. Es necesario recordar que la susceptibilidad magnética de una roca cualquiera, depende del volumen de minerales ferromagnéticos, básicamente con contenidos de magnetita, hematita, pirrotita, goethita, titanomagnetita.

El mapa de la Figura 5.19, muestra la susceptibilidad aparente de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio. Para las rocas sedimentarias del Mesozoico, Terciario y Cuaternario, la susceptibilidad aparente está representada por valores negativos, mientras que las rocas volcánicas del Terciario, tienden a tener susceptibilidad positiva, debido a que éstas tienen contenidos significativos de minerales ferromagnéticos.

En la tabla (5.1), se presentan valores de la susceptibilidad magnética aparente para cada unidad geológica aflorante en la zona de estudio que se pretende modelar

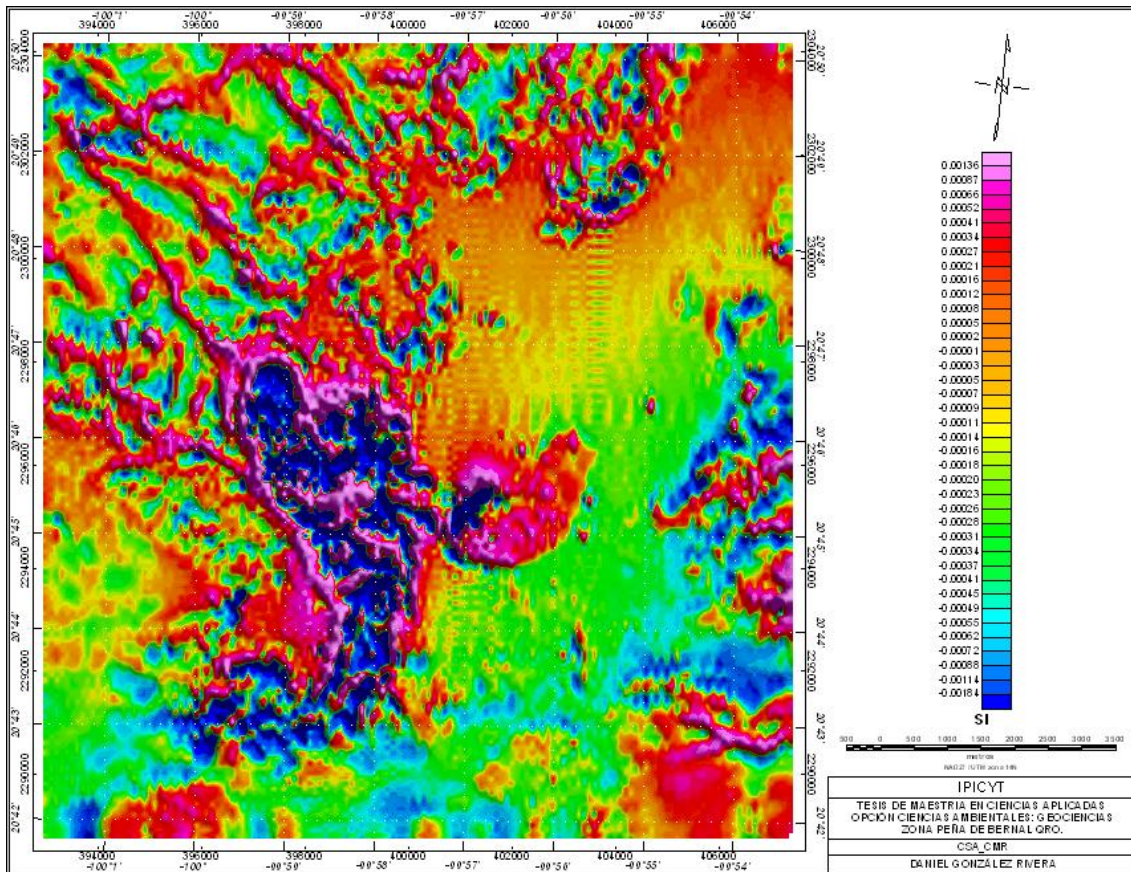


Figura 5.19. Mapa de susceptibilidad aparente del área de estudio.

Tabla 5.1. Susceptibilidad magnética aparente.

Unidad	Susceptibilidad aparente (SI)
Formacion Trancas (Jtr)	-0.00009
Formacion El Doctor (Kid)	-0.00004
Formacion Soyatal (Kss)	-0.00001
Ignimbrita Matón (Tim)	0.00136
Avalancha de escombros y lahar (Tav)	0.00052
Andesita San Martín (Tasm)	0.00056
Microgranodiorita Peña de Bernal (Tpb)	0.00016
Conglomerado de andesita Tcga	-0.00005
Aluvion Qc	-0.00002

Los perfiles A-A' y B-B', se trazaron sobre las zonas de mayor interés, según el comportamiento del campo magnético en el mapa reducido al polo continuado hacia arriba 500 m (Figura 5.20); con el objeto de resaltar las anomalías

magnéticas y reducir el ruido relacionado con altas frecuencias, para establecer las principales características físicas, geometría, forma, yacencia, dimensiones y profundidades de los cuerpos geológicos causantes de las anomalías magnéticas que aparecen en cada perfil, así como las observaciones experimentales y las obtenidas teóricamente a partir del modelo.

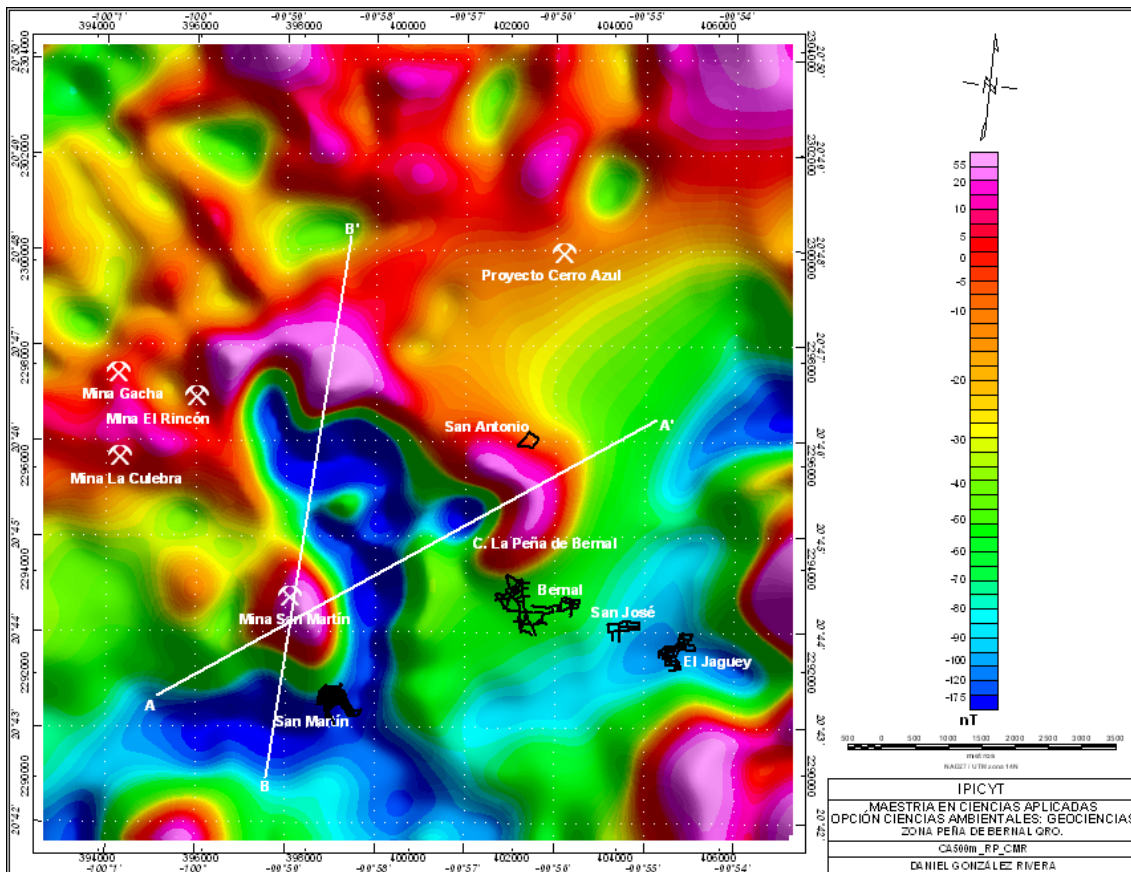


Figura 5.20. Mapa reducido al polo con filtro butterworth mostrando la anomalía de interés a modelar mediante perfiles magnéticos A-A', B-B'.

Perfil A-A'

En la Figura 5.21 se muestra el modelo del perfil A-A' con dirección NE-SW, se ajustó a un error relativo de 5.05%, la anomalía magnética muestra un contraste de susceptibilidades altas con respecto al medio; se consideran tres cuerpos a profundidad que se relacionan con anomalías magnéticas positivas.

Los dos primeros cuerpos intrusivos se encuentran ubicados entre los 0 y 6.8 km de longitud a una profundidad de 1.5 km, cuyas geometrías se asemejan a

cuerpos esfericos, de susceptibilidad de 0.01 SI. Estos cuerpos se asocian con el techo de un intrusivo que dio origen a la mineralización de San Martín, cuyo espesor se desconoce.

El tercer cuerpo intrusivo se encuentra ubicado entre los kilómetros 7 y 10 hacia la parte meridional del perfil, cuya forma del cuerpo es cónica, este cuerpo se encuentra aflorando conformando el pico Peña de Bernal (Tpb), es del orden de 2 km de espesor; cuya susceptibilidad es de 0.00016 SI. Estos cuerpos se encuentran intrusionando rocas sedimentarias Mesozoicas falladas y plegadas pertenecientes a las formaciones Las Trancas (Jtr), la cual se presenta en todo el perfil aflorando hacia el NE, en contacto con Peña de Bernal, el espesor estimado de esta unidad es mayor a los 2 km, cuya susceptibilidad es de -0.00009 SI.

La siguiente formación que sobreyace a esta unidad es la Formación Soyatal (Kss), aflorando hacia el W de Peña de Bernal. Esta unidad tiene un espesor aproximado de 0.8 km, con una susceptibilidad de -0.00001 SI. En la parte central del perfil, en estas unidades a la profundidad de 0.02 km se encuentra una estructura tabular mineralizada, de susceptibilidad de -0.00004 SI, que se ha inferido a profundidad de 1.2 km aproximadamente, con un rumbo de N45°W.

Dichas rocas mesozoicas, se encuentran sobreyacidas por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, donde se tienen flujos ignimbríticos pertenecientes a la Ignimbrita Matón de susceptibilidad de 0.00136, presentándose en la parte septentrional del perfil con un espesor variable entre 0.2 km a 0.05 km, sobreyaciendo a esta unidad y a rocas sedimentarias se encuentran rocas andesíticas pertenecientes al Cerro de San Martín (Tasm) con susceptibilidad de 0.00056 SI, cuya base está conformada por avalanchas de escombros de andesita y lahar (Tav) de susceptibilidad de 0.00052 SI, el espesor de estas unidades es de 0.5 km aproximadamente.

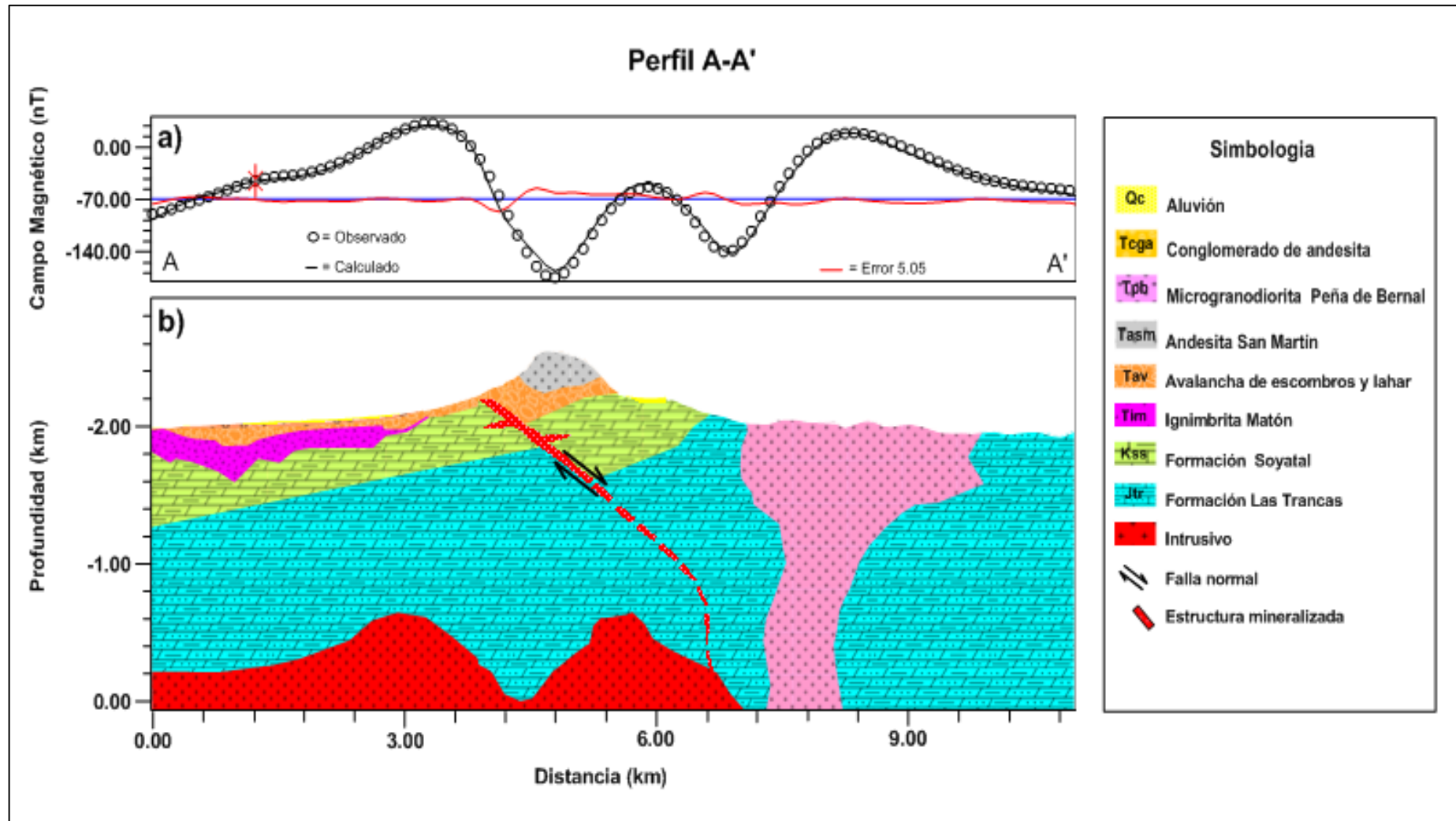


Figura 5.21. Modelo 2D del perfil A-A' a) anomalía magnética, b) modelo geológico-geofísico.

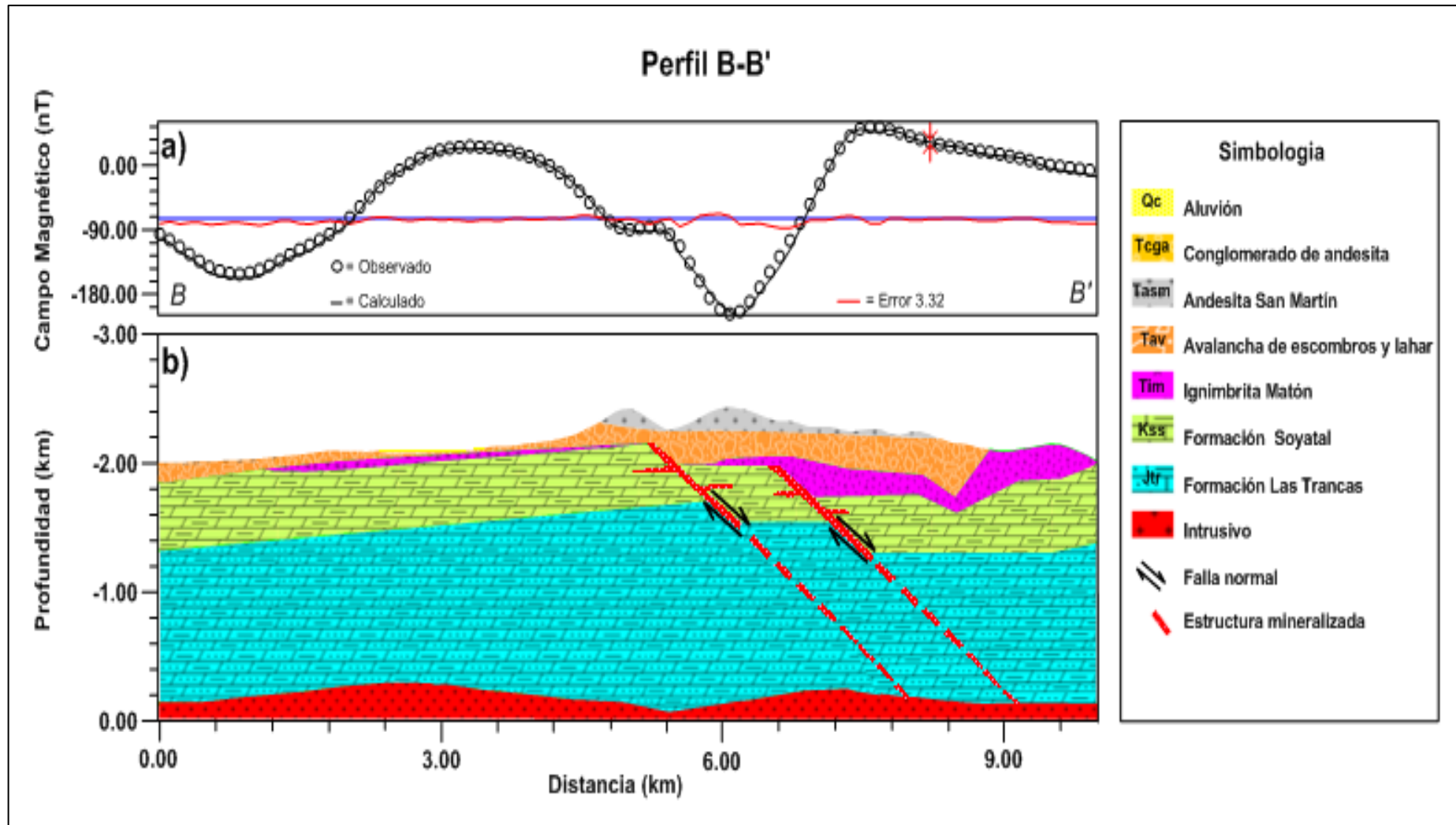


Figura 5.22. Modelo 2D del perfil B-B' a) anomalía magnética, b) modelo geológico-geofísico.

Perfil B-B

El modelo del perfil B-B' con dirección NE- SW (Figura 5.22), se ajustó a un error relativo de 3.32%. La anomalía magnética muestra un contraste de susceptibilidades altas con respecto al medio; se consideran dos cuerpos a profundidad que se relacionan con anomalías magnéticas positivas.

El primer cuerpo intrusivo se encuentra ubicado entre los 0 y 5.5 km de longitud a una profundidad de 2 km, el segundo cuerpo se ubica entre los 6 km y 9 km a una profundidad de 2 km; con geometrías similares a cuerpos esféricos, estos presentan una susceptibilidad de 0.01 SI, se asocian con el techo de un intrusivo que dió origen a la mineralización de San Martín, cuyo espesor se desconoce.

Estos cuerpos se encuentran intrusionando rocas sedimentarias mesozoicas falladas y plegadas pertenecientes a la formación, Las Trancas (Jtr) de susceptibilidad de -0.00009 SI, la cual se presenta en todo el perfil, en superficie no aflora, el espesor estimado de esta unidad es de 1.2 km aproximadamente y sobreyaciendo a esta unidad se encuentra la Formación Soyatal (Kss), con susceptibilidad de -0.000001SI, localizándose un pequeño afloramiento al norte del poblado de San Martín, esta unidad tiene un espesor aproximado de 0.8 km.

En la parte central del perfil entre las unidades mesozoicas se encuentran dos estructuras tabulares mineralizadas con un rumbo de N45°W, la primera se encuentra a la distancia de 5.25 km inferida a profundidad de 3 km, la segunda estructura tabular se encuentra a una distancia de 6.5 km, inferida hasta la profundidad de 3 km con susceptibilidad de -0.00004 SI. Dichas rocas mesozoicas, se encuentran sobreyacidas por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, donde se tienen flujos ignimbríticos pertenecientes a la Ignimbrita Matón de susceptibilidad 0.00136 SI, presentándose en la parte meridional y septentrional del perfil con un espesor variable entre 0.05 km a 0.5 km, sobreyaciendo a esta unidad y a las rocas sedimentarias se encuentran rocas andesíticas pertenecientes al Cerro de San Martín (Tasm) con susceptibilidad de 0.00056 SI, cuya base está conformada por avalanchas de escombros de

andesita y lahar (Tav) de susceptibilidad 0.00052 SI. El espesor de estas unidades es de 0.7 km aproximadamente. Finalmente hacia el SW, se tiene un conglomerado de andesita (Tcga) representado con una susceptibilidad de 0.00005 SI, este coglomerado presenta un espesor de 0.05 km, cubierto por una capa de sedimentos aluviales (Qc) con susceptibilidad de -0.00002 SI, de poco espesor.

Capítulo 6

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

Los algoritmos matemáticos en el dominio de Fourier (número de onda), aplicados a los datos aeromagnéticos mostraron mayor definición y realce de las anomalías asociadas a las principales zonas mineralizadas.

La interpretación aeromagnética permitió identificar zonas de contacto, fallas y/o fracturas y en general la estructura geológica del subsuelo.

Los dominios principales donde se encuentra emplazada la mineralización de interés alto son el dominio I y II, las zonas mineralizadas presentan una longitud de onda característica de 2.3 y 2.7 km; a partir de la continuación hacia arriba de 250 m (Figura 5.3).

La mineralización está principalmente ligada a lineamientos NW-SE y NE-SW asociados a contactos litológicos como ignimbrita (Tim) - caliza (Kss), andesita (Tasm) - caliza (Kss), así como a fallas y/o fracturas (Figura 5.5).

El cálculo del espectro de potencia promediado radialmente para la continuación hacia arriba a 250 m permitió conocer que las fuentes profundas asociadas a rocas ígneas de composición variada, se profundizan por debajo de los 0.6 km, y las fuentes someras se encuentran a profundidades de 0.25 km, se asocian con rocas sedimentarias (Figura 5.4).

Mediante la aplicación de filtros como la reducción al polo, primera y segunda deriva en Z, continuaciones del campo hacia arriba, Butterworth y señal analítica, se identificaron 10 prospectos mineros relacionados con la mineralización, reconocidos entre la transición del alto y bajo gradiente magnético (Figura 5.14).

Se interpretó la existencia de una fuente magnética profunda relacionada al techo de un cuerpo intrusivo a una profundidad aproximada de 1.5 km, el cual se asocia a una anomalía magnética monopolar la cual no presenta reflejo superficial real según lo observado en el espectro de potencia promediado radialmente para la señal analítica continuada hacia arriba 1 km (Figura 5.17).

En el mapa de la señal analítica continuada hacia arriba 7 km (Figura 5.18) se identificó que la fuente regional profunda que dio origen al cuerpo intrusivo proviene de la parte noreste del área estudiada, y se encuentra intrusionando rocas sedimentarias del Jurásico (Formación Las Trancas) y del Cretácico (Formaciones El doctor y Soyatal).

El mapa de susceptibilidad aparente (Figura 5.19) permitió conocer la susceptibilidad magnética de las rocas que componen el medio en estudio para ajustar los modelos 2D y calcular la profundidad y geometría de los cuerpos que producen las anomalías magnéticas, a partir de las observaciones experimentales y las calculadas teóricamente del campo magnético terrestre.

Mediante el ajuste de los perfiles A-A' y B-B' (Figuras 5.21 y 5.22) en la modelación 2D, se obtuvieron la geometría y profundidad de los cuerpos que producen las anomalías, se determinó que la profundidad del techo del intrusivo se encuentra a 2 km sobre la vertical, con de geometría trapezoidal y señal magnética positiva, debido a la presencia de minerales magnéticos como magnetita, goethita, pirrotita entre otros óxidos de hierro, mientras que la roca caja (rocas sedimentarias del Mesozoico) presenta una señal magnética negativa.

Las estructuras tabulares mineralizadas se encuentran emplazadas en fallas y fracturas que presentan las rocas sedimentarias del Mesozoico, las Formaciones Las Trancas y Soyatal; dichas estructuras presentan una señal magnética negativa debido al contenido de minerales diamagnéticos, como es el caso del cuarzo, calicita, oro, y plata, principalmente.

Se identificó que el área mineralizada es mayor a la conocida actualmente y que presenta potencial minero.

6.2. Recomendaciones

Antes de realizar una exploración directa se recomienda emplear métodos geofísicos como el método de magnetometría terrestre, resistividad, polarización inducida y métodos geoquímicos en las zonas propuestas, considerando los resultados que se indican en el mapa de intensidad del campo magnético reducido al polo (Figura 5.14), que muestran la distribución y extensión de las zonas anómalas con posibilidades de explotación, así como en los resultados en los modelos magnéticos (Figuras 5.21 y 5.22).

Antes de aplicar un método es importante hacer una evaluación de las condiciones, alcances de la técnica y objetivos de la investigación. El empleo de alguno de estos métodos permitirá reforzar los resultados obtenidos de las anomalías en este estudio y obtener en forma detallada la geometría, profundidad y extensión de los cuerpos que producen las anomalías.

Bibliografía

Aguillón-Robles A., Barboza-Gudiño J.R, Labarthe-Hernández G.; (2006). Estudio Geológico - estratigráfico y estructural, en el área del proyecto San Martín, municipio de Colón, Qro., 46 p.

Aguirre-Díaz G., López-Martínez, M., (2001). The Amezcala caldera, Querétaro, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 111, p. 203-218.

Baranov V., (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, V.22, p.359–383.

Bhattacharyya, B.K., (1969). Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data: *Geophysics*, V. 34, p.402–423.

Blakely R.J., (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*: New York, Cambridge University Press, 441p.

Bracewell R.N., (1978). *The Fourier Transformer and its application*. Mc Graw Hill, 444 p.

Bransden B.H. y Joachain C.J.; (1992). *Introduction to Quantum Mechanics*. Longman Scientific & Technical, 707 p.

Briggs I.C., (1974). Machine contouring using minimum curvature: *Geophysics*, V. 39, p.39–48.

Bourne D.E. y Kendall., (1977). *Vector analysis and Cartesian tensor*. Thomas Nelson and Sons Ltd., 256 p.

Burk R., (1994). *Summary of the 1993-1994 Exploration Program Performed on the San Martin Project, Queretaro State, Mexico*: Minera Teck, S.A. de C.V., reporte interno, 60 p.

Butterworth S., (1930). "On the theory of filter amplifiers," *Experimental Wireless and the Wireless Engineer*, V. 7, p. 536–541.

Cady J.W., (1980). Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prism. *Geophysics*, V. 10, p 1507-1512.

Carrasco-Núñez G., Milán M., Verma S.P., (1989). Geología del volcán El Zamorano, Estado de Querétaro: *Revista Instituto de Geología, UNAM*, V.8, p. 194-201.

Carrillo-Bravo J., (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*. 23, p. 1-10.

Carrillo-Martínez M., (1990). Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro: *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 6, México, D.F., Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro, p.1-20.

Carrillo Martínez M., (1998, 2000). Resumen de la Geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro, *Universidad Nacional Autónoma de México*.

Carrillo-Martínez M. y Suter M., (1982). Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro: *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 6, México, D.F., Libro-guía de la excursión geológica a la región Zimapán y áreas circundantes, estados Hidalgo y Querétaro, p. 1-20.

Chauve P., Fourcade E., Carrillo-Martínez M., (1985). Le rapports structuraux entre les domaines cordillérain et mésogéen dans la partie centrale du Mexique: *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, ser. 2, t. 301, pp. 335-340.

Christensen A. y Rajagopalan S., (2000). The magnetic vector and gradient tensor in mineral and oil exploration: *Preview*, V. 84, p. 77.

Clarck D.A., (1997). Magnetic Properties of rocks and minerals. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, V. 17, p. 83-103.

Consejo de Recursos Minerales, (1992). Monografía Geológico Minera del estado de Querétaro. Centro Minero, p. 1-30.

Colin Reves., (2005). Aeromagnetic Surveys. Principles, practice and interpretation, GEOSOFT, 155.p.

Cowan J., (1988). Basic Electromagnetism, Academic Press Inc., 476.p.

Debeglia N. y Corpel J., (1997) Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives, Geophysics, V. 62, p. 87-96.

Dean W.C., (1958). Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: Geophysics, V. 23, p. 97–127.

Foss C., (2004). Unraveling source spatial parameters and magnetization direction from inversion of TMI, vector and tensor magnetic field data, in ASEG 17th Geophysical Conference and Exhibition, Sidney, p 4.

Fries C.Jr., 1962. Hoja Pachuca 14Q-e(11), con resumen de la hoja Pachuca, estados de Hidalgo y México, Carta Geológica de México, Serie de 1:100000, mapa con texto al reverso, Instituto de Geología, UNAM, México.

Grant F.S., (1985). Aeromagnetism, geology and ore environments. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview II Magnetite and ore environments. Geoexploration, V. 23, p. 305-365.

Geyne A.R., Fries Jr., Segerstrom K., Black R.F. y Wilson I.F.; (1963). Geología y Yacimientos Minerales del Distrito Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México, publicación 5E del Consejo de Recursos no Renovables, 222 p.

Gunn P.J., (1993). Magnetic Signatures of gold, copper-lead-zinc-silver massive sulphide deposits in extensional sedimentary basins. Gunn Geophysics Pty Ltd, 182 p.

Gunn P.J., Dentith M.C., (1997). Magnetic response associated with mineral deposits. AGSO journal Australia Geology & Geophysics, V. 17, p. 145-158.

Hanna W.F., (1990). Some historical notes on early magnetic surveying in the U. S. Geological Survey, in W. F. Hanna, ed., Geologic applications of modern aeromagnetic surveys: U. S. Geological Survey Bulletin 1924, p. 63–73.

Heath P., Heinson G. y Greenhalgh S., (2003). Some comments on potential field tensor data: Exploration Geophysics, V.34, p. 57–62.

Heezen B.C., Ewing M. y Miller E.T., (1953). Trans-Atlantic profile of total magnetic intensity and topography: Dakar to Barbados: Deep Sea Research, V.1, p. 25–23.

Hoover D.B., Heran W.D. y Hill P.L., (1992). The geophysical expression of selected deposit models. United States Geological Survey, Open File Report, p. 92-257.

Hrvoic D. y Pozza M. R., 2006. Mapping marine ferrous targets using real time 3D analytic signal data, The Leading Edge, V. 25, p. 54-56.

Hsu S.K, J.C, Sibuet y Shyu., (1996). High resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique, Geophysics, V 2, p. 372-386.

Jain B.K., (1991). Magnetic effects of a finite, arbitrarily oriented line of dipoles. Geophysics, V. 56, p. 1474-1476.

Jensen H., (1965). Instrument details and application of a new airborne magnetometer: Geophysics, V.30, p. 875–882.

John M. Reynolds (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. WILEY, 806 p.

Lillie, R.J., (1999). Whole Earth Geophysics: An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists, Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall, Inc., 361 p

Logachev A.A., Zajarov V.P., (1978). Exploración Magnética. Reverte, 215.p.

López-Ramos E., 1982, Geología de México, Tomo II: 3º edición, p. 443-446.

Mason R. G., (1958). A magnetic survey off the west coast of the United States between latitudes 30° and 36° N, longitudes 121° and 128° W: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1, p. 320–329.

McIntyre J.I., (1980). Geological Significance of magnetic patterns related to magnetite in sediments and metasediments - A review: *Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*. V.11, p. 19-33.

McPhar Geosurveys Ltd. (2005). Final Report on a helicopter-born Geophysical Survey San Martín Property Queretaro State México, 30 p.

Morán-Zenteno D., Mrtiny B., Tolson G., Solís-Pichardo G., Alba-Aldave L., Hernández-Bernal M.S., Macías-Romo C., Martínez-Serrano R.G., Schaaf P. y Silva-Romo G., (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, p. 27-58.

Morley L.W. y A. Larochele, (1964). Paleomagnetism as a means of dating geological events: *Royal Society of Canada Special Publication*, V. 8, p. 39–50.

Motilla J.L., 1994, Interpretación genética de un depósito epitermal Au-Ag, San Martín, Colón, Querétaro, México: Reporte interno de la Cía. Minera Teck, no publicado.

Nabighian M.N., (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, V.37, p. 507–517.

Nabighian M. N., (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms - Fundamental relations: *Geophysics*, v.49, p.780–786.

Nagy D., (1996). The gravitational attraction of a right rectangular Prism. *Geophysics*, V.31, p. 362-371.

Núñez Miranda A., (2007). Inclusiones fluidas y metalogenia del depósito epitermal. Ag-Au del distrito San Martín, Mpio. Colón, Querétaro, 166.p.

Ortega-Gutiérrez F., Mitre-Salazar L.M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez J.J., Morán-Zenteno D., Alaniz-Álvarez S.A. y Nieto-Samaniego J.F., (1992). 1992. Carta geológica de la Republica Mexicana: Consejo de Recursos Minerales, Secretaria de Energía Minas e Industria Paraestatal, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Mapa y texto, escale 1:2,000,000, 1 hoja.

Peirce J.W., Glenn W.E. y Brown K., (1998). High resolution aeromagnetics for hydrocarbon exploration: Canadian Journal of Exploration Geophysics, V. 34, p. 49-57.

Pedersen L.B. y Rasmussen T.M., (1990). The Gradient tensor of Potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps, Geophysics, V. 55, p. 1558-1566.

Plouff D., (1976). Gravity and magnetic fields of polygonal prism and application to magnetic terrain corrections, Geophysics, V. 41, p. 727-741.

Quin S., (1994). An analytical Signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies. Geophysical prospecting, V. 42, p. 665-675.

Rao D.A., Babu H.V.R. y Narayan P.V.S., (1981). Interpretation of magnetic anomalies due to dykes: The complex gradient method. Geophysics, V. 46, p. 1578-1981.

Rao D.B. y Babu N.R., (1991). A rapid method for three- dimensional modeling of magnetic anomalies. Geophysics, V. 56, p. 1729-1737.

Read I.; (1989). Geophysics in gold exploration, some examples. In: Garland, G.D (editor) Proceedings of Exploration 87. Ontario Geological Survey, Special V. 3, p. 473-485.

Reid A.B., (1980). Aeromagnetic survey design. Geophysics, V. 45, p. 973-976.

Robert S. Lillie., (1999). Whole Earth Geophysics. An Introductory Textbook for Geologists & Geophysicists. Prentice Hall, p. 284-310.

Roest W.R., Verhoef J. y Pilkington M., (1992). Magnetic interpretation using 3-D analytic signal, Geophysics, V. 57, p.116-125.

Romo G., (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 27-58.

Roberto Lanza y Antonio Meloni., (2006). The Earth's Magnetism and introduction for geologists. Springer, 267 p.

Sharma B. y Bose T.K., (1977). A general Expression for the Fourier transform of the gravity anomaly due to fault, Geophysics, V. 42, p. 1458-1461.

Sherif R.E., (2002). Encyclopedic dictionary of applied geophysics. Society of Exploration Geophysicis, Tulsa, 429.p.

Segerstrom K., (1961). Geology of the Bernal-Jalpan área Estado de Querétaro Mexico: Geological Survey Bulletin 1104-B, p. 19-82.

Segerstrom K., (1956). Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D.F. y Zimapán, Hidalgo: Internat. Geol. Cong., 20th, México, D.F., Excursions A-3 and C-1, p.11-22.

Segerstrom K., (1962). Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico, Mexico: U.S. Geological Survey, Bulletin, 1104-C, pp. 87-162.

Skeels D.C. y Watson R.J., (1949). Derivation of magnetic and gravitational quantities by surface integration. Geophysics, V.14, p 133-150.

Spector A. y Grant F.S., (1975). Comments on "Two dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields". Geophysical Prospecting, V. 23, p. 23-91.

Suter M., (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, V. 98, p. 249-264.

Telford W.M., Geldart L.P., y. Sheriff R.E., (1990). Applied geophysics, 2nd ed., Cambridge University Press, 860 p.

Weber C.R., Paterson, I.B.L. y Townsend, D.J.; (1978). Duckmaloi skarn. Geological Survey of New South Wales, Mineral Resources, V. 43, p. 140-141.

Webster S.S., (1984). A magnetic Signature for thin deposits in south-east Australia. *Exploration Geophysics*, V.15, p. 15-32.

Webb J.E., (1996). The search for iron ore, Eyre Peninsula, South Australia. In: Hasen D.A., *et al* (editors), *Society of Exploration Geophysicists' mining geophysics, V. I, Case histories*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, p. 379-390.

Yunsheng D.S., Strangway, D.W. y Urquhart, W.E.S., (1985). Interpretation of part an aeromagnetic survey of the Quian'an archean metamorphic rock series in China. In Hinze, J.W. Ed. *The utility of Regional Gravity and Aeromagnetic Maps*, SEG, Tulsa, p. 413-425.

Zeyen H.J., y Banda E., (1987). Cartografía geofísica en Cataluña. I: El mapa aeromagnético. *Rev. Soc. Geol. España*, V. 1, p. 73-79.

Zhang J., (2001). An analysis of accuracy of magnetic source-body geometry determined from 3-D analytic signal. *Geophysics*, V. 66, p. 579-581.