



BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

FACULTAD DE INGENIERÍA
COLEGIO DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

**“PROCESAMIENTO DE DATOS AEROMAGNÉTICOS PARA EXPLORACIÓN
DE AGUA SUBTERRÁNEA EN ZONAS MONTAÑOSAS, VALLE DE SANTO
DOMINGO, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO”**

TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN INGENIERÍA GEOFÍSICA

PRESENTA
VALDEMAR BELMONTE GARCÍA

ASESORES:
(C) Dr. José Luis González Guevara
Dr. Rogelio Vázquez González

HEROICA PUEBLA DE ZARAGOZA

AGOSTO DE 2014



Oficio No. S.AC. 2315/14
ACEPTACIÓN TEMA TESIS

C. VALDEMAR BELMONTE GARCÍA
PASANTE DE LA CARRERA DE
INGENIERÍA GEOFÍSICA
DE LA B.U.A.P.
PRESENTE.

En atención a la autorización del Tema de Tesis que puso Usted a consideración de esta Facultad, se turnó la misma al :

ING. GEOL. ISAAC RAÚL SORIANO GARIBO
COORDINADOR DEL COLEGIO DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

Habiendo autorizado el tema denominado:

“PROCESAMIENTO DE DATOS AEROMAGNÉTICOS PARA EXPLORACIÓN
DE AGUA SUBTERRÁNEA EN ZONAS MONTAÑOSAS, VALLE
DE SANTO DOMINGO, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO”

Por lo anterior hacemos de su conocimiento que se asignan como Asesor Interno: DR. JOSÉ LUIS GONZÁLEZ GUEVARA y EXTERNO: DR. ROGELIO VÁZQUEZ GONZÁLEZ.

Sin otro particular de momento, me es grato quedar de usted.

ATENTAMENTE
“PENSAR BIEN PARA VER BIEN”
H. Puebla de Z., 4 de agosto de 2014

M.I. EDGAR IRAM VILLACCA BRUYO
DIRECTOR



C.c.p.- Mesa de Exámenes Profesionales
Asesor
Archivo
M'EIVA*M'AEPS*rba. *as*

ASUNTO: AUTORIZACIÓN DE IMPRESIÓN

M.I. EDGAR IRAM VILLAGRAN ARROYO
DIRECTOR DE LA FACULTAD DE
INGENIERÍA DE LA B.U.A.P.

Presente.

El suscrito: cDr. JOSÉ LUIS GONZÁLEZ GUEVARA, Asesor Interno del Tema de Tesis denominado:

“PROCESAMIENTO DE DATOS AEROMAGNÉTICOS PARA EXPLORACIÓN
DE AGUA SUBTERRÁNEA EN ZONAS MONTAÑOSAS, VALLE
DE SANTO DOMINGO, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO”

Presentado por el C. VALDEMAR BELMONTE GARCÍA, Pasante de la Carrera de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No. 2315/14, de fecha 4 de agosto del presente año, me permito informar a usted que **después de haber revisado cuidadosamente** el contenido temático, la metodología, la redacción y la ortografía de la tesis correspondiente, no tengo inconveniente **autorizar la impresión** de la misma.

Lo que hago de su conocimiento para los efectos legales a que haya lugar.

ATENTAMENTE
H. Puebla de Z., 15 de agosto de 2014

cDr. JOSÉ LUIS GONZÁLEZ GUEVARA
ASESOR



C.c.p.- Interesado
Expediente
rba

Dedicatoria

A Dios

A mis padres:

Salvador Isidro Belmonte Jiménez

Ma de Lourdes García Herrera

A mis hermanos:

Omar Delfino Belmonte García

Alejandra Belmonte García.

Agradecimientos

A mis padres, que gracias a ellos nada de esto podría ser posible.

A mis hermanos que estuvieron conmigo a lo largo de este proyecto tan importante para mí.

Al Dr. Rogelio Vázquez González por darme la oportunidad de trabajar con él como practicante y por asesorarme en el tiempo que estuve en el CICESE.

Al (c) Dr. José Luis González Guevara por ser mi asesor interno y por el apoyo que tuve a lo largo de la carrera.

A la BUAP por haberme permitido estudiar la carrera de Ingeniería Geofísica dentro de sus instalaciones.

A “chapitas”, Erik, Pacheco, a mis amigos de Oaxaca que siempre estuvieron allí, Aida, Julio, Monse y especialmente a Karen.

Índice

Agradecimientos	i
Índice de Figuras	iv
Índice de Tablas	vii
Resumen	1
Objetivo general.....	1
Objetivos específicos	1
Problemática.....	2
Introducción	4
CAPÍTULO 1:Métodos Geofísicos.....	5
1.1 Métodos de exploración Geofísica.....	5
1.2 Clasificación de los métodos Geofísicos.....	6
1.2.1. Métodos Magnéticos.....	6
1.2.2. Métodos Eléctricos	6
1.2.3. Métodos Electromagnéticos.....	7
1.2.4. Métodos Gravimétricos.....	7
1.2.5. Métodos Radiométricos	7
1.2.6. Métodos Sísmicos	8
1.3 Propiedades físicas de las rocas	8
1.4 Propiedades físicas de los minerales.....	9
1.5 Método magnético	10
1.6 Principios básicos.....	11
1.6.1 Campo magnético	13
1.6.2 Inducción magnética B	15
1.6.3 Los campos magnéticos en la materia.....	17
1.6.4 Intensidad de imantación.....	20
1.7 Campos magnéticos terrestres	22
1.7.1 El campo principal	23
1.7.2 El campo magnético externo	23
1.8 Magnetización remanente.....	23
1.9 Unidad de intensidad magnética.....	25

1.10	Reducción de los datos magnéticos	25
1.10.1	Corrección por variación diurna.....	25
1.10.2	Corrección geomagnética	27
1.10.3	Correcciones por elevación y topografía	29
1.11	Instrumentación.....	29
1.11.1	Aguja de inclinación	29
1.11.2	Magnetómetros fluxgate.....	30
1.11.3	Magnetómetro de precesión protónica	31
1.12	Adquisición de datos (Terrestre y Aeromagnética)	34
1.12.1	Adquisición Terrestre	34
1.12.2	Adquisición aeromagnética	35
1.13	Filtro de señales.....	36
1.13.1	Reducción al polo.....	36
1.13.2	Señal analítica	37
1.13.3	Gradiente Horizontal	38
CAPÍTULO 2:Marco Geológico.....		39
2.1	Geología.....	39
2.2	Geología general	39
2.3	Litología de la planicie costera.....	42
2.4	Estratigrafía	42
2.4.1	Mesozoico.	42
2.4.2	Cenozoico	44
2.5	Acuíferos fracturados.....	45
CAPÍTULO 3:Procesamiento de datos.....		46
3.1	Metodología.....	47
CAPÍTULO 4:Análisis de resultados		51
4.1	Procesamiento de datos	51
4.2	Discusión del procesamiento de datos magnéticos.....	68
4.3	Modelación Directa	75
CAPÍTULO 5:Conclusiones y recomendaciones		84
5.1	Conclusiones	84
5.2	Recomendaciones	85
CAPÍTULO 6:Referencias		86

Índice de Figuras

Figura 1. Modelo simple de la magnetización inducida (University of California Berkeley, 2014).	11
Figura 2. Fuerza entre 2 alambres conductores con corrientes a y b. (University of California Berkeley, 2014).....	14
Figura 3. Fuerza entre 2 circuitos portadores de corrientes b y a respectivamente. (University of California Berkeley, 2014).	14
Figura 4. Bucle de corriente y su momento dipolar (University of California Berkeley, 2014).	16
Figura 5. Bucle que representa un dipolo magnético (Won & Bevis, 1987).	16
Figura 6. Átomos alineados con un momento neto, M, debido al bucle finito de magnetización de corriente I_m (University of California Berkeley, 2014).	17
Figura 7. Dominios magnéticos de sustancias paramagnéticas (A), ferromagnéticas (B) y anti ferromagnéticas(C) (Dunlop, 1997).	18
Figura 8. La curva de Histéresis (Cheng, 1997).	20
Figura 9. Mapa de declinación magnética en el año 2010. (NOAA/NGDC & CIRES, 2010).	22
Figura 10. Intensidad magnética (University of California Berkeley, 2014).	25
Figura 11. Típico plan de vuelo para un estudio aeromagnético. (Kearey & Brooks, 2002).	27
Figura 12. Eliminación del gradiente regional de un campo magnético por el análisis de tendencias. El campo regional es aproximado por una tendencia lineal (Kearey & Brooks, 2002).	28
Figura 13. Torque que experimenta una aguja de inclinación (Won & Bevis, 1987).....	30
Figura 14. Medición de la componente Z con una inclinación de 45° (Won & Bevis, 1987).	31
Figura 15. Torque que experimenta un protón (Won & Bevis, 1987).	32
Figura 16. Botella de agua sometida a fuerzas polarizantes (Won & Bevis, 1987).	33
Figura 17. Componentes del vector de anomalía en dirección del campo terrestre. Si $\Delta B \ll T$ entonces $ \Delta T \sim \Delta B \cos \theta$ (Won & Bevis, 1987).....	34
Figura 18. Diagrama esquemático que compara los sistemas de aguas subterráneas en los acuíferos de rocas fracturadas (izquierda) y medios porosos (derecha). Este tipo de acuíferos comprende típicamente un sistema fracturado e interconectado (Departament of Land resources, 2010).	46
Figura 19. Parámetros de vuelo de la carta magnética de campo total, escala 1:250000, Lázaro Cárdenas h-11-5-6. Estado B.C. (SGM).....	49
Figura 20. Mapa de anomalía magnética residual del campo total de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km ²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.....	52

Figura 21. Mapa de anomalía magnética residual reducida al polo de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km ²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.....	53
Figura 22. Mapa de anomalía magnética residual reducida al polo con el filtro de señal analítica de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km ²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.	54
Figura 23. Mapa de anomalía magnética residual reducida al polo con el filtro de gradiente horizontal en la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km ²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.	55
Figura 24. Se encierran en círculos color amarillo algunas de las anomalías que ven en el filtro de gradiente horizontal y cómo esos rasgos se notan superficialmente en un sistema de elevación digital.	56
Figura 25. Caracterización Hidrográfica (Martínez, 2014) de la zona montañosa del Valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono rojo el área de estudio (25km ²)	56
Figura 26. Caracterización de mapas de pendiente (Martínez, 2014) de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km ²).....	57
Figura 27. Mapa de vías de comunicación, con línea de color negro se muestran las vías de acceso disponibles.....	59
Figura 28. Se señala con líneas de color blanco el mapa de fallas geológicas presentes en el área de estudio, información adquirida del SGM	59
Figura 29. Geología de Baja California, se muestra en un recuadro la zona de estudio. De color crema están representadas las rocas andesíticas y brechas andesíticas. De color rojo se encuentran representadas las rocas ígneas intrusivas como los granitoides (SGM, 2000) escala 1:250,000.	60
Figura 30. Mapa de geología escala 1:500000, adquirido del SGM.	61
Figura 31. Anomalía residual con reducción al polo superpuesta a un mapa de elevación digital en la colonia Vicente Guerrero, donde se señalan lineamientos estructurales interesantes.....	62
Figura 32. Anomalía residual reducida al polo con el filtro de gradiente horizontal superpuesta a un mapa de elevación digital en la colonia Vicente Guerrero, donde se señalan lineamientos estructurales interesantes.....	63
Figura 33. Anomalía residual reducida al polo con el filtro de señal analítica superpuesta a un mapa de elevación digital en la colonia Vicente Guerrero, donde se señalan lineamientos estructurales interesantes.	64
Figura 34. Mapa de anomalía residual con reducción al polo, señal analítica y gradiente horizontal superpuestos. Se muestran lineamientos que concuerdan con fracturamiento superficial. En polígonos de color negro se muestran las zonas que se proponen para la segunda etapa de exploración geofísica.....	65
Figura 35. Mapa que muestra todos los lineamientos y en las zonas que se proponen para la segunda etapa del estudio geofísico, se muestran lineamientos que coinciden con fracturamiento superficial.....	66

Figura 36. Se muestran los caminos de la zona montañosa del Valle de Santo Domingo (datos INEGI) y las zonas de mayor interés para realizar la segunda etapa de exploración geofísica a detalle.....	67
Figura 37. Canal del arroyo Hamilton. Brecha volcánica fracturada.....	68
Figura 38. Drenaje de tipo dendrítico y topografía del terreno.....	69
Figura 39. Perfil topográfico de la zona 1. Se nota lo abrupto en el cambio del nivel topográfico, con excepción de la parte central.	70
Figura 40. Arroyo intermontano en la zona montañosa del Valle de Santo Domingo, B.C..	71
Figura 41. Se señalan con líneas punteadas color azul el “cuello de botella” que provoca un cambio en la dirección del flujo principal.	72
Figura 42. Drenaje dendrítico de los últimos 2 km de la zona 3 con una orientación NE-SO. Se observa que el cauce principal fluye sobre una falla geológica.....	73
Figura 43. Perfil topográfico de la zona 3. Se nota el alto gradiente topográfico iniciando en el lado este y disminuyendo hacia el lado Oeste.....	73
Figura 44. Ubicación en la zona de estudio de los perfiles magnéticos realizados para el modelado directo. Se muestra el perfil A, B y C.	75
Figura 45. Se muestra en la parte superior el perfil magnético y en la parte inferior el modelo geológico generado. Con un polígono color rojo se señala el área de estudio. Con simbología de puntos verdes en la parte superior del modelo tenemos material aluvial con Susceptibilidad Magnética (SM) de 0.0012, con líneas perpendiculares de color azul cielo tenemos el material metasedimentario con SM de .025, de cruces rojas encontramos el intrusivo con un rango de SM desde .05 hasta 1.8. Por último con cuñas color morado tenemos nuestro basamento con una SM de 0.17	77
Figura 46. Se muestra en la parte superior el perfil magnético y en la parte inferior el modelo geológico generado. Con un polígono color rojo se señala el área de estudio. Con simbología de puntos verdes en la parte superior del modelo tenemos material aluvial con Susceptibilidad Magnética (SM) de 0.0012, con líneas perpendiculares de color azul cielo tenemos el material metasedimentario con SM de .025, de cruces rojas encontramos el intrusivo con un rango de SM desde 1.6 hasta 2. Por último, con cuñas color morado tenemos nuestro basamento con una SM de 0.17.	79
Figura 47. Se muestra en la parte superior el perfil magnético y en la parte inferior el modelo geológico generado. Con un polígono color rojo se señala el área de estudio. Con simbología de puntos verdes en la parte superior del modelo tenemos material aluvial con Susceptibilidad Magnética (SM) de 0.0012, con líneas perpendiculares de color azul cielo tenemos el material metasedimentario con SM de .025, de cruces rojas encontramos el intrusivo con un rango de SM desde 1.6 hasta 2. Por último, con cuñas color morado tenemos nuestro basamento con una SM de 0.17.	81
Figura 48. Se muestra la intrusión del magma a través de las fracturas, desplazándose después a través de las capas más débiles en forma de sill (Friedman, R., 1996).	82

Figura 49. Modelo Geológico que muestra como en la primer capa se encuentra material aluvial, posteriormente una capa de material metasedimentario que es intrusionado concordantemente por una estructura de tipo sill, subyace una capa de andesitas que se toma como basamento geológico. 83

Índice de Tablas

Tabla 1. Resultado del análisis cualitativo que se realizó a la información cartográfica. .. 74
Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas de distintas rocas compiladas por Clark y Emerson (1991) y Hunt *et al.* (1995). 76

Resumen

El proyecto de esta tesis de licenciatura consistió en procesar datos aeromagnéticos de la zona montañosa del valle de Santo Domingo, en la colonia Vicente Guerrero, ubicada en el municipio de Ensenada, Baja California, México. A partir de la información de magnetometría aérea se determinaron los mapas de anomalía residual, reducción al polo y de los filtros: Gradiente Horizontal y Señal Analítica, con el fin de proponer una zona donde se deberán realizar estudios geoeléctricos y magnetometría terrestre, para determinar la presencia de acuíferos fracturados.

Objetivo general

Procesar, modelar e interpretar datos aeromagnéticos del valle de Santo Domingo, Baja California (B.C.), México, para delimitar una zona con potencial geohidrológico.

Objetivos específicos

- Integrar y analizar la información geohidrológica disponible dentro del área de estudio.
- Asociar anomalías aeromagnéticas con zonas de fracturamiento superficial, utilizando como herramienta un sistema de elevación digital en el área de estudio (25 km²).
- Determinar mediante Sistemas de Información Geográficos zonas con acceso para trabajo de campo.
- Delimitar un sitio para exploración magnética terrestre y estudios geoeléctricos, a manera de propuesta.
- Modelar las anomalías magnéticas con el fin de inferir las estructuras geológicas del subsuelo.

Problemática

La Colonia Vicente Guerrero se encuentra en el valle perteneciente al Municipio de Ensenada, se localiza a 160 km al sur de la ciudad de Ensenada, B.C. Este valle se localiza en la porción occidental de Baja California; pertenece a la Región Hidrológica 1 (RH1), de la vertiente del Océano Pacífico, con una superficie de 1,227 Km². Limita al norte con las Cuencas BC-19 Camalú, BC-18 San Telmo y BC-17 San Rafael; al sur con las Cuencas BC-21 San Quintín y BC-46 San Simón; al este con la Cuenca BC-23 Valle Chico-San Pedro Mártir y al oeste con el Océano Pacífico.

Considerando que en el Estado de B.C. se realiza en forma excesiva extracción de agua subterránea, ocasionando serios perjuicios a los acuíferos en general, cuya protección y conservación es de interés público, a partir del 15 de mayo de 1965 se estableció en el Diario Oficial de la Federación, veda por tiempo indefinido para el libre alumbramiento de las aguas del subsuelo en la zona que comprende todo el Estado de B.C. (Comisión Nacional del Agua, 2002).

La extracción de agua de los acuíferos, en volúmenes mayores que los de su capacidad de recarga natural, provoca el desbalance entre el abatimiento del nivel del acuífero y la presión subterránea del agua de mar, produciéndose la intrusión del agua de mar hacia los acuíferos costeros, lo que se manifiesta por el incremento de la cantidad de sólidos totales disueltos (std) en el agua que se extrae por medio de pozos (Norzagaray, 1997).

En la zona costera de la colonia Vicente Guerrero, el incremento de las actividades agrícolas, urbanas e industriales, ha propiciado la sobreexplotación de los acuíferos, lo que trae como consecuencia la degradación de la calidad del agua. A partir de 1960 se incrementó notablemente la extracción de agua subterránea en los valles de Camalú y San Quintín, lo que provocó una sobreexplotación, inhabilitando completamente el acuífero de Camalú, considerándose en la actualidad como hipersalino, con mínimas posibilidades de recuperación.

En la zona de estudio se observan 3 tipos de climas, seco templado, muy seco semicálido y muy seco templado con una precipitación media anual de 150 a 200 mm y

una temperatura media anual que varía entre los 12 a 14°C en invierno y 20 a 25°C en el verano (Periódico Oficial del Estado de B.C., 2007).

El acuífero de Vicente Guerrero, que es la parte baja del Arroyo Santo Domingo, tiene una sobre extracción de 1.9 millones de m³ por año, lo que ha hecho que en el parámetro de solidos totales disueltos (SDT) el agua aumente de 531 ppm en 1978, a 700 ppm, 1,800 ppm y 6,000 ppm en 1994 (Periódico Oficial del Estado de B.C., 2003).

Aunado al mal manejo de fosas sépticas y la escasez de este recurso hídrico por la falta de lluvias en la región en los últimos años, repercute directamente la producción agrícola del valle, y por ende de la población, ya que es la principal actividad económica de la zona.

La producción agrícola se basa en cultivos que son de exportación principalmente; como el tomate, la fresa, la calabacita, el pepino, el apio, el cebollín, entre otros; dirigidos al mercado de los Estados Unidos. Por lo anterior, los propietarios de las áreas agrícolas, cuidan en todo momento la calidad, presentación y normas sanitarias que rigen en los Estados Unidos, para colocar los productos en dicho mercado (Periódico Oficial del Estado de B.C., 2003).

Introducción

La Geofísica es la ciencia que estudia los campos físicos que se encuentran involucrados en nuestro planeta. Es decir, que estudia la Tierra mediante métodos de la física, de carácter indirecto, a fin de conocer su evolución y características actuales, geofísica pura, y también como herramienta de prospección de recursos, geofísica aplicada (Aracil, 1995).

La geofísica pura, para algunos física del globo, se ocupa del estudio de la Tierra usando métodos físicos cuantitativos. La forma de la Tierra, sus campos gravitatorios y magnéticos; su estructura interna y composición; su dinámica y su expresión en la superficie de las placas tectónicas, pero también comprende los estudios de la vulcanología, climatología, oceanografía y otras ciencias relacionadas con la física de la tierra. La Geofísica aplicada o prospección Geofísica, es la ciencia que trata de la aplicación de la geofísica pura (Swets, 1991).

Podría decirse que la geofísica es una rama en común de la geología y la física. Comparte con la primera la búsqueda del conocimiento de las características de la Tierra y, con la segunda, la aplicación de métodos, técnicas y principios para la investigación de las características bajo superficie (López. *et al*, 2006)

Los métodos geofísicos ofrecen la posibilidad de obtener información del subsuelo a través de distintos tipos de prospecciones; su principal ventaja radica en el inherente bajo costo de aplicar cada uno de los procedimientos (Wenner, 1984). Estos métodos se basan en la cuantificación de diversas propiedades físicas del subsuelo y de la Tierra en general que sean susceptibles de medirse desde la superficie y así determinar sus distribuciones espaciales, ejemplos de ello son: la densidad, el campo magnético, la conductividad eléctrica, velocidad de transmisión de ondas elásticas, etc. La interpretación de dichas mediciones con base en los contrastes entre ellas y las anomalías observadas, permite preparar modelos de las características del subsuelo y de su distribución espacial (Mariita, 2007).

La Geofísica se utiliza como herramienta para resolver problemas sociales, ejemplo de ello es su aplicación en busca de reservorios potenciales de petróleo y yacimientos minerales, agua subterránea, restos arqueológicos, determinar el espesor de suelos, evaluar los sitios para la remediación ambiental, mitigación de los riesgos naturales y la protección del medio ambiente (Kelly, 1993).

La resistividad eléctrica de los materiales así como el magnetismo de las rocas son características que han sido utilizadas en las técnicas de exploración geofísica empleada frecuentemente en la prospección de aguas subterráneas. La interpretación de los datos geofísicos tiene dos niveles: primero, la modelación matemática en el que se definen las combinaciones de valores de la propiedad que se mide y de la geometría de las masas de suelo o de roca, coherentes con las mediciones hechas en el terreno, y segundo, la interpretación de los modelos en términos geológicos, hidrogeológicos y geotécnicos (Howell, 1962).

CAPÍTULO 1: Métodos Geofísicos

1.1 Métodos de exploración Geofísica

La Geofísica de Exploración es la ciencia encargada de aplicar los principios de la Física al entendimiento de los fenómenos naturales y la búsqueda de recursos del subsuelo para satisfacer las necesidades de la sociedad. Entre estas necesidades se encuentran la búsqueda de hidrocarburos como aceite y gas natural, la búsqueda de metales tales como el cobre, oro y zinc, y la búsqueda de mantos acuíferos para el consumo humano. Otras aplicaciones de la Geofísica de Exploración son las de brindar seguridad para las prácticas de la ingeniería civil tales como localidades estables y seguras como la construcción de presas y carreteras, así como sitios seguros para la ubicación de plataformas petroleras, y en brindar sitios seguros para materiales de desecho. La Geofísica nos permite también entender mejor los desastres naturales tales como los terremotos, erupciones volcánicas y tsunamis (Hernández, 2007).

La selección de un método geofísico apropiado para una campaña de exploración depende del objetivo de estudio, de las características de las estructuras geológicas, y de

las condiciones del terreno. La finalidad de la geofísica de exploración, es la de separar zonas que aparecen como estériles de las que presentan posibilidades de contener yacimientos económicamente explotables. Dicho de otra forma, la condición necesaria para la detección de un yacimiento por medio de un método geofísico, es que el mineral posea alguna propiedad física que resalte de la roca encajonante; estas propiedades físicas pueden ser, la susceptibilidad magnética, conductividad eléctrica y elasticidad entre otras (Lakubovskii & Liajov, 1980).

1.2 Clasificación de los métodos Geofísicos

Los métodos geofísicos se clasifican en:

1.2.1. Métodos Magnéticos

La tierra es un imán natural y da lugar al campo magnético terrestre. Las pequeñas variaciones de este campo, pueden indicar la presencia en profundidad de sustancias magnéticas que en algunos casos pueden ser minerales de interés, obtener información sobre el basamento y su profundidad. Asimismo nos ayudará a estudiar la geología estructural y regional (Telford et al. 1990).

1.2.2. Métodos Eléctricos

Estos métodos utilizan las variaciones de las propiedades eléctricas, de las rocas y minerales, y más especialmente su resistividad. Generalmente, emplean un campo artificial eléctrico creado en la superficie por el paso de una corriente eléctrica en el subsuelo. Se emplean como métodos de reconocimiento y de detalle, sobre todo en prospección de aguas subterráneas. Los mapas de isoresistividad permiten definir los límites del acuífero, el nivel del agua en los acuíferos, la presencia de agua salada y permite la cartografía de las unidades litológicas (Smith, 1975).

1.2.3. Métodos Electromagnéticos

Los métodos electromagnéticos se basan en el estudio del subsuelo a través de los cambios en las propiedades eléctricas y magnéticas de los materiales que lo componen. Esta técnica geofísica es comúnmente utilizada en investigaciones del subsuelo con objetivos ambientales, geotécnicos o hidrogeológicos (Kearev & Brooks, 2002).

Principalmente se reconocen dos tipos de investigaciones electromagnéticas (Mares, 1984): la primera, basada en el dominio de frecuencia, medida de la amplitud y la fase de un campo electromagnético inducido (FDEM); la segunda, basada en el dominio de tiempo, medida el tiempo de decaimiento del impulso electromagnético inducido por un transmisor (TDEM).

1.2.4. Métodos Gravimétricos

El método está basado en el estudio la variación del componente vertical del campo gravitatorio terrestre. Se realiza mediciones relativas o es decir se mide las variaciones laterales de la atracción gravitatoria de un lugar al otro puesto que en estas mediciones se pueden lograr una precisión satisfactoria más fácilmente en comparación con las mediciones del campo gravitatorio absoluto. El método gravimétrico se emplea como un método de reconocimiento general en hidrología subterránea para definir los límites de los acuíferos (profundidad de las formaciones impermeables, extensión de la formación acuífera, naturaleza y estructura de las formaciones del subsuelo) (Dobrin & Savit, 1988).

1.2.5. Métodos Radiométricos

Son empleados en la prospección de minerales que contienen a los elementos radiactivos, uranio, torio y potasio principalmente, además de otros con interés comercial que pueden ser descubiertos por su asociación con dichos elementos, a través de la presencia de sustancias radiactivas de las rocas (Kearev & Brooks, 2002).

1.2.6. Métodos Sísmicos

El método sísmico de prospección del subsuelo se basa en la medida de los tiempos de llegada de las ondas tipo P y S generadas en el terreno por una fuente de energía mecánica adecuada (martillo manual, generador de impactos, etc.), que se transmiten desde un punto determinado, hasta otro distante en el que se instalan los sensores correspondientes (geófonos) conectados al sismógrafo registrador. O midiendo el ruido ambiental (Smith, 1975).

Debido a que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el terreno es distinta para cada tipo de material, la técnica de Prospección sísmica permite determinar la profundidad e inclinación de las distintas capas estratigráficas (Mares, 1984).

1.3 Propiedades físicas de las rocas

“Las rocas son el cimiento de nuestro mundo físico, tanto en sentido figurado como en real”. la importancia de ellas, y de sus propiedades físicas está relacionada con sus aplicaciones. Son los materiales sobre los que se instalan edificios, presas, almacenamientos subterráneos de residuos y demás obras civiles. En las rocas se encuentran los recursos minerales que demanda la sociedad, petróleo, gas natural, aguas subterráneas, energía geotérmica, etc (Mingarro, 1996).

La variación de sus propiedades físicas, como densidad, magnetización, velocidad de ondas elásticas, y resistividad eléctrica, permite la identificación de la geología del subsuelo, mediante los métodos de exploración geofísica. La fricción de las rocas, a lo largo de las zonas de fractura, produce seísmos; y las propias rocas, en función de sus propiedades elásticas, transmiten las ondas sísmicas resultantes de esta fricción a largas distancias. Los estudios de laboratorio de las propiedades físicas de las rocas (magnetismo, radioactividad...), permiten definir la edad, origen e historia geológica de las rocas y los procesos petrogénicos que las han dado origen (Mingarro, 1996).

Por lo tanto, las propiedades físicas de las rocas son un factor importante en la tecnología de utilización de las rocas, y el estudio científico de las mismas.

Como las rocas son consideradas como asociaciones minerales, entonces las propiedades físicas de estas, se pueden derivar de las de los minerales que las forman, del volumen de poros, del tamaño de grano o cristal, su forma, disposición en el espacio, de las condiciones de presión y temperatura, de la presencia o ausencia de fluidos (agua, gases, petróleo, etc.) en la porosidad de las rocas, etc., Según la disposición de los cristales o granos en una roca, algunas propiedades físicas pueden variar con sus orientaciones, característica que se conoce con el nombre de anisotropía (Bustillos & López, 1996).

1.4 Propiedades físicas de los minerales

Las propiedades físicas de los minerales son una función de su composición química y estructura cristalina. De esta manera se podrán definir propiedades físicas escalares y vectoriales, si son dependientes o independientes respectivamente de la dirección cristalográfica de observación (Mingarro, 1996).

De esta manera podremos separar:

- 1) Propiedades escalares:
 - a) Densidad
- 2) Propiedades vectoriales:
 - a) Velocidad de crecimiento (forma)
 - b) Cohesión (tipo de fragmentación)
 - c) Tenacidad (fragilidad, ductilidad, flexibilidad, dureza)
 - d) Propiedades eléctricas
 - e) Propiedades magnéticas

(Bustillos & López, 1996).

Las propiedades físicas de una especie mineral varían entre ciertos parámetros como resultado de que distintos individuos de una misma especie no son necesariamente idénticos (Hach-Alí, 2003).

Como en esta tesis el método geofísico utilizado es el magnético, se dará una breve introducción de a que se refiere las propiedades magnéticas de las rocas, profundizando al respecto en los capítulos siguientes.

Las propiedades magnéticas de las rocas, como lo es su susceptibilidad magnética, su capacidad para recordar la polaridad y dirección del campo magnético de la tierra, nos dan herramientas para identificar zonas de fracturamiento y detección de minerales entre múltiples utilidades (Klein & Hurlut, 2006).

1.5 Método magnético

El objetivo del método magnético es definir la geología del subsuelo mapeando los cambios en la magnetización de los materiales que producen anomalías en el campo magnético terrestre, que está en función de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes. En general, el contenido magnético (susceptibilidad magnética) de las rocas es extremadamente variable, ya que depende del tipo de roca y del medio ambiente en el cual se encuentra. Las causas más comunes de anomalías magnéticas incluyen diques, fallas y flujos de lava. No suele ser posible identificar con certeza la litología causante de cualquier anomalía con información magnética aislada, es de gran utilidad complementarlo con algún otro método de exploración geofísica (Cantos, 1987).

El método magnético se basa en la medición de la intensidad del campo magnético de la terrestre. Normalmente, el campo magnético total y / o gradiente magnético vertical es el que medimos. Las mediciones de la componente horizontal o vertical del campo magnético se pueden medir al igual que el gradiente horizontal del campo magnético puede ser medido (Logachev & Zajarov, 1978).

El magnetismo es, al igual que la gravedad, un campo potencial. Las Anomalías en el campo magnético de la tierra son causadas por la inducción o magnetismo remanente.

La forma, dimensiones, y la amplitud de una anomalía magnética inducida son función de la orientación, geometría, tamaño, profundidad, y la susceptibilidad magnética del cuerpo, así como la intensidad y la inclinación del campo magnético de la tierra en el área de estudio (Dobrin, 1988)

El método magnético se utiliza entre otras cosas para:

- Determinar zonas con contenido mineral ferroso o asociados a este, y/ o elementos magnéticos como la magnetita y sulfuros.
 - Localizar tanques enterrados, tuberías y escombros metálicos.
 - Mapear antiguos sitios de desechos de residuos y los límites de vertederos.
 - Mapeo estructural (fallas, fracturas, etc.) y cuerpos intrusivos ígneos básicos
- Investigar sitios arqueológicos.

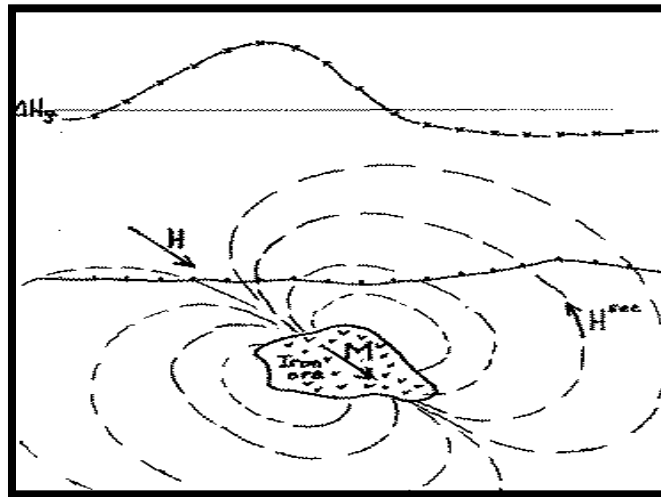


Figura 1. Modelo simple de la magnetización inducida (University of California Berkeley, 2014).

En la imagen anterior se muestra un depósito mineral que ha sido magnetizado con magnetización M , en dirección del campo terrestre H . Nótese que el cuerpo magnetizado produce su propio campo magnético secundario H_{sec} .

1.6 Principios básicos

Los geofísicos han sido capaces de desarrollar un modelo matemático para describir el campo magnético de la tierra, es decir, su forma y la intensidad a través de la superficie terrestre. Los estudios magnéticos indican que hay muchas variaciones inesperadas en este modelo, llamadas "anomalías magnéticas". Un alto magnético es una anomalía donde la intensidad del campo medida es mayor que el valor predicho por el modelo

global, y un bajo magnético es donde la intensidad de campo medida es menor que el valor predicho por el modelo global (Dobrin, 1988).

Las anomalías en el campo magnético de la tierra son causadas por el magnetismo inducido o remanente. Las anomalías magnéticas inducidas son el resultado de una magnetización secundaria en un cuerpo ferroso causada por el campo magnético terrestre y depende mucho de la susceptibilidad de los materiales. Las posibles causas de altos magnéticos incluyen la presencia rocas con carga magnética en el subsuelo (Reynolds, 1998).

La prospección magnética busca variaciones en el campo magnético de la tierra que son causadas por cambios en la estructura geológica subterránea o por diferencias en las propiedades magnéticas de las rocas cercanas a la superficie. El magnetismo inherente de las rocas se llama la susceptibilidad magnética (Estrada, 2009).

Las rocas sedimentarias suelen tener una muy pequeña susceptibilidad magnética en comparación con las rocas ígnea o metamórficas, que tienden a tener un contenido mucho más alto de magnetita (mineral magnético común).

La mayoría de los estudios magnéticos están diseñados para cartografiar la estructura geológica en o sobre el basamento rocoso (las rocas cristalinas que se encuentran debajo de las capas sedimentarias) o para detectar minerales magnéticos directamente. Cuando las rocas tienen alta susceptibilidad magnética, el campo magnético local será fuerte; donde tienen baja susceptibilidad magnética, será más débil. Unidades rocosas con una mayor susceptibilidad se mostrarán como áreas de alta intensidad de campo magnético (Gubbins & Herrero, 2007).

Mediciones magnéticas en planta proporcionan información más detallada sobre las estructuras del subsuelo en comparación con datos aeromagnéticos. Cuando hacemos mediciones por el método de gradiente magnético, las anomalías generalmente dan una mejor definición de características superficiales enterradas, tales como tanques y tuberías, pero son menos útiles para la investigación de las características de grandes zonas geológicas donde los estudios aéreos son una mejor opción (Estrada, 2009).

Es así que los estudios magnéticos se pueden realizar en la tierra, en el mar y en el aire, en consecuencia, la técnica es ampliamente empleada, y la velocidad de funcionamiento de mediciones aéreas hace que el método sea muy atractivo al buscar depósitos minerales con alto contenido de magnetita o rasgos geológicos de gran escala. A diferencia de los estudios electromagnéticos, la profundidad de penetración de los estudios magnéticos no está limitada por la alta conductividad eléctrica de la tierra asociada con aguas subterráneas salinas o altos niveles de contaminación (Ariffin, 2009).

1.6.1 Campo magnético

La idea de que la Tierra tiene alguna propiedad que hace que la aguja sobre una piedra imantada (magnetita) se alinee en una dirección NS, es la raíz del concepto de un campo de fuerza magnético. Oersted descubrió que un cable con corriente también afecta la aguja de una brújula y así estableció que cargas en movimiento crean un campo de fuerza magnético. En realidad, el hecho es que cargas en movimiento producen una fuerza en otras cargas en movimiento y se describe este fenómeno introduciendo el concepto de campo magnético (University of California Berkeley, 2014).

Ampere formuló la idea del campo de fuerza cuando encontró que había una fuerza creada entre dos alambres conductores de corriente:

$$\text{Fuerza / Unidad de longitud: } k \frac{I_a I_b}{r} \quad (1)$$

En unidades del SI, $k = \mu_0 / 2\pi$ donde $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$

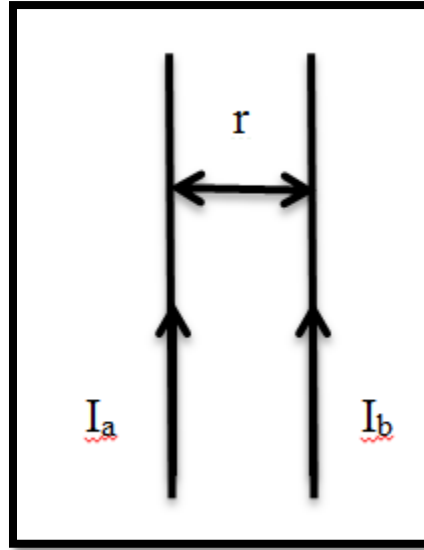


Figura 2. Fuerza entre 2 alambres conductores con corrientes a y b. (University of California Berkeley, 2014).

Después se generalizó para que la fuerza se pudiera calcular entre dos circuitos portadores de corriente a y b, como lo muestra la Figura 3.

$$F_{ab} = \frac{\mu_0}{4\pi} I_a I_b \oint \oint \frac{d\vec{l}_b \times (d\vec{l}_a \times \vec{r})}{r^2} \quad (2)$$

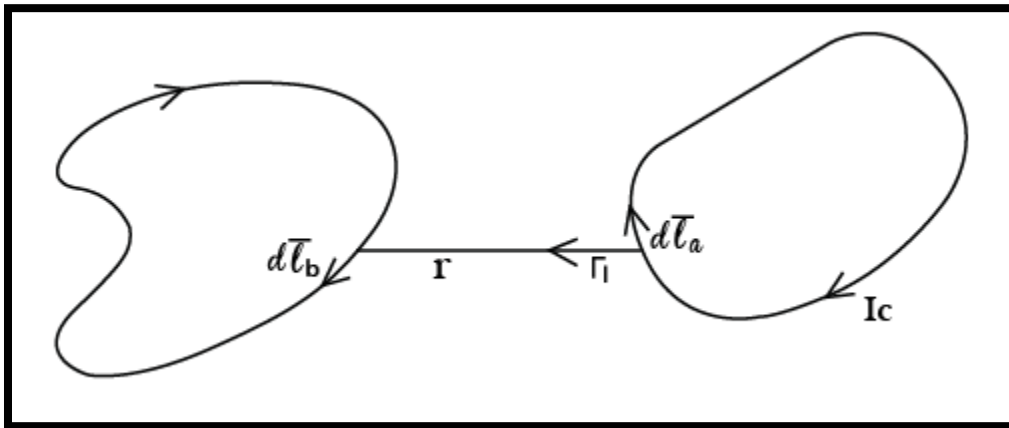


Figura 3. Fuerza entre 2 circuitos portadores de corrientes b y a respectivamente. (University of California Berkeley, 2014).

1.6.2 Inducción magnética B

Si pensamos en esta fuerza como algo que le pasa al circuito b causado por el efecto total del circuito a, se puede reescribir la expresión para F_{ab} como:

$$F_{ab} = I_b \oint_b \vec{dl}_b \times \left[\frac{\mu_0}{4\pi} I_a \oint_a \frac{(d\vec{l}_a \times \vec{r}_{l})}{r^2} \right] \quad (3)$$

El término entre corchetes es ahora una propiedad de a, esto es algo creado por el circuito a que interactúa con la corriente en el circuito b para producir la fuerza en b. Se define como campo y es conocida como inducción magnética B (Won & Bevis, 1987).

En unidades del S.I, B es Tesla (T). En unidades c.g.s, B está en Gauss ($1,0 \text{ T} = 10^4$). En muchos estudios magnéticos una unidad c.g.s se denomina gamma (γ) se utiliza:

$$1.0 \gamma = 10^{-5} \text{ gauss} = 10^{-9} \text{ nT.}$$

(Estrada, 2008).

La fuerza entonces en un elemento que contiene corriente queda de la siguiente forma:

$$d\vec{F}_b = I_b d\vec{l}_b \times \vec{B}$$

y si hay una densidad de corriente, J, es decir, una distribución del volumen de la corriente, la expresión para B se convierte en:

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{\vec{J} \times \vec{r}_m}{r^2} dV \quad (4)$$

Esta simple fórmula para B fue derivada por Biot-Savart. Donde la dirección del campo sigue la regla de la mano derecha, el pulgar de la mano derecha en sentido de la corriente y luego los dedos apuntan en la dirección del campo B. A partir de estas definiciones y desarrollando un poco de teoría del potencial, podemos encontrar el campo de un pequeño bucle de alambre con radio r de una corriente I de la siguiente manera:

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \nabla \left(\vec{m} \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \right) \quad (5)$$

O expandida queda de la siguiente forma:

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2(\pi a^2 I)}{r^3} \cos\theta \vec{r} + \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2(\pi a^2 I)}{r^3} \sin\theta \vec{\theta} \quad (6)$$

Donde:

$$\vec{m} = \pi a^2 I = IA$$

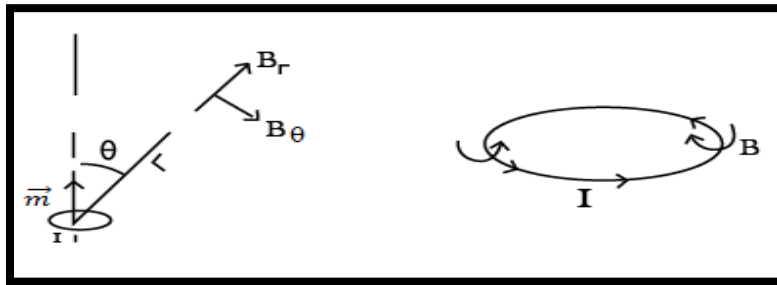


Figura 4. Bucle de corriente y su momento dipolar (University of California Berkeley, 2014).

Este pequeño bucle de corriente se llama dipolo magnético y m se llama momento dipolar del bucle. R y θ son vectores unitarios en dirección radial y θ respectivamente. Si se trazan las líneas de campo desde el origen del dipolo se obtiene:

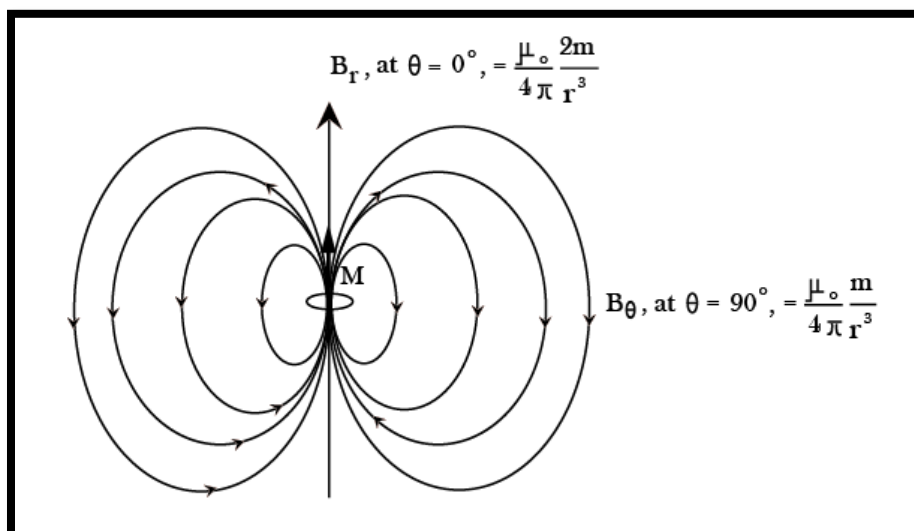


Figura 5. Bucle que representa un dipolo magnético (Won & Bevis, 1987).

1.6.3 Los campos magnéticos en la materia

En un punto de vista clásico simplista, cada átomo de materia, rodeado por su cáscara de electrones, se parece a un pequeño bucle corriente y por lo tanto tiene un momento magnético. Si los átomos están orientados aleatoriamente, el momento neto es cero (Dunlop & Özdemir, 1997).

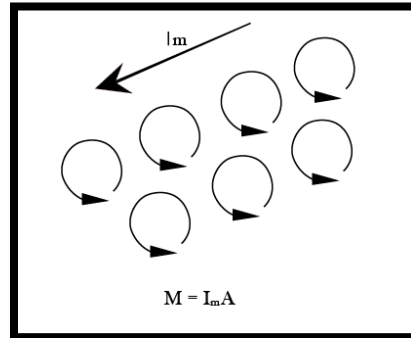


Figura 6. Átomos alineados con un momento neto, M , debido al bucle finito de magnetización de corriente I_m (University of California Berkeley, 2014).

Rigurosamente, el momento se calcula para las corrientes que fluyen en torno a un volumen V y la magnetización M es el momento por unidad de volumen. Se presentan 3 fenómenos magnéticos en la materia al someterla a un campo magnético exterior (Lowrie, 1997).

Los bucles individuales pueden ser alineados por un campo externo (como una brújula de aguja), este es el paramagnetismo. El paramagnetismo se presenta en las sustancias, en las que el momento magnético del átomo no es nulo, dada una simetría insuficiente en la disposición de los orbitales. Pero los momentos magnéticos de los átomos están en todas las direcciones, con lo que estas sustancias aparecen como no magnéticas. Pero en presencia de un campo exterior, se ordenan de forma que refuerzan la acción de éste y presenta una susceptibilidad magnética mayor que cero (Cantos, 1987).

Estos bucles pueden ser alineados en el lado opuesto al campo de la inducción, esto es el diamagnetismo. El diamagnetismo consiste en una variación en el radio y en la velocidad de giro de la carga de los átomos, con lo que varía el momento magnético de éstos, de forma que esta variación se opone al campo magnético exterior de acuerdo con

la ley de Lenz. Este fenómeno lo presentan todos los átomos, pero solo se aprecia en aquellos en los que el número de electrones es grande y están dispuestos con una simetría tal, que el momento magnético del átomo es nulo (Milsom & Eriksen, 2011).

Pueden alinearse espontáneamente en pequeños grupos llamados dominios, esto es el ferromagnetismo. El ferromagnetismo se presenta solo en el estado sólido en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, que forman los llamados recintos de Weiss. Son estos recintos los que se ordenan al someterlos a un campo exterior, en un fenómeno similar al del paramagnetismo (Thomas, 2002).

El valor de la susceptibilidad magnética de estos materiales es mucho mayor a los paramagnéticos, y además depende de la historia previa del material. Algún ejemplo de estas sustancias son el acero, hierro, ilmenita, magnetita, níquel, cobalto, etc (Cantos, 1987).

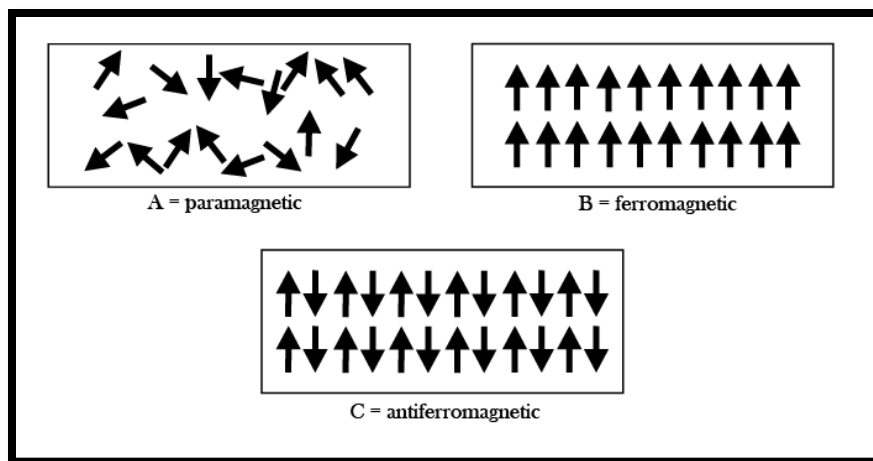


Figura 7. Dominios magnéticos de sustancias paramagnéticas (A), ferromagnéticas (B) y anti ferromagnéticas(C) (Dunlop, 1997).

Los dominios a su vez pueden ser alineados por un campo externo. En minerales típicos el efecto paramagnético es dominante, pero débil. Los minerales que contienen hierro, principalmente magnetita Fe_3O_4 , son fuertemente ferromagnéticos y eso se nota por la magnetización encontrada en las rocas (Evans & Heller, 2003).

Cuando hay magnetización, hay una corriente adicional I_m , o densidad de corriente J_m , que se añade a cualquier corriente convencional que podría ser presente. En los

materiales ferromagnéticos la magnetización M es creada por la aplicación de un campo magnético (un campo aplicado hace que el dominio de magnetización se alinee). Esto añade una corriente de magnetización J_m . A cualquier otra corriente J , que podría haber estado allí, así B es ahora una función de J y J_m

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{\vec{J} \times \vec{r}_l}{r^2} dV$$

(Won & Bevis, 1987).

Con un poco de cálculo vectorial se puede demostrar de (4) que:

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} \quad (7)$$

Y con la magnetización

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 (\vec{J} + \vec{J}_m)$$

Y con un enfoque similar al que usamos al definir J_m y M encontramos:

$$\nabla \times \vec{M} = \vec{J}_m \quad (8)$$

Y combinándola con (7) obtenemos

$$\nabla \times \left(\frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M} \right) = \vec{J}$$

(University of California Berkeley, 2014).

La cantidad $\frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M}$, cuya curvatura es la densidad de corriente "libre" se define como H - intensidad del campo magnético.

$$\vec{H} = \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M}$$

Y entonces $B = \mu_0(H+M)$ (H y M tienen las mismas unidades)

Por razones históricas, la afirmación de que la magnetización inducida depende del campo se ha escrito:

$$M = X_m H$$

(Won & Bevis, 1987).

Donde X_m es la susceptibilidad magnética, ya que M y H están en las mismas unidades (Amp / m) X_m es adimensional, pero hay que tener cuidado ya que las unidades en el SI de X_m son equivalente a $4\pi X_m$ en unidades cgs.

Para completar esta pequeña descripción acerca del campo magnético falta definir por último lo siguiente:

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M})$$

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + X_m \mathbf{H})$$

$$\mathbf{B} = \mu_0(1 + X_m)\mathbf{H}$$

Entonces $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$ y μ es la permeabilidad magnética (Won & Bevis, 1987).

La relación entre M y H es compleja y no lineal. Se describe por la curva de histéresis.

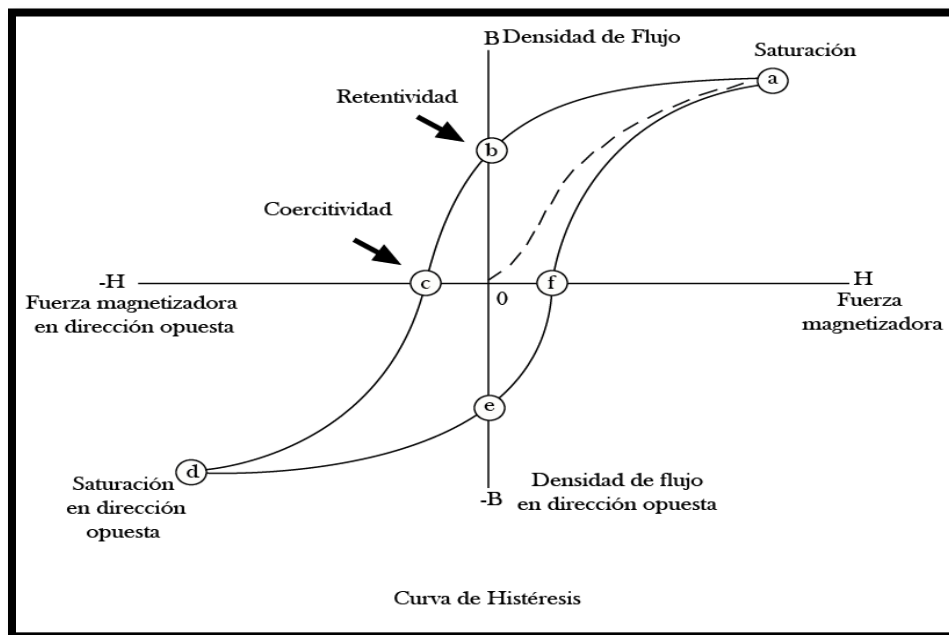


Figura 8. La curva de Histéresis (Cheng, 1997).

1.6.4 Intensidad de imantación

Los campos magnéticos generados por las corrientes y que se calculan por la ley de Ampere o la ley de Biot-Savart, se caracterizan por el campo magnético B medido en

Teslas. Pero cuando los campos generados pasan a través de materiales magnéticos que por sí mismo contribuyen con sus campos magnéticos internos, surgen ambigüedades sobre qué parte del campo proviene de las corrientes externas, y que parte la proporciona el material en sí. Se ha definido otra cantidad de campo magnético, llamada usualmente "intensidad de campo magnético", designada por la letra H. Se define por la relación:

$$H = \frac{B_0}{\mu_0} = \frac{B}{\mu_0} - M$$

y tiene un valor que designa de forma inequívoca, la influencia que ejerce la corriente externa en la creación del campo magnético del material, independientemente de la respuesta magnética del material (Georgia State University, 2008).

La relación de B se puede escribir de forma equivalente:

$$B = \mu_0 (H + M)$$

H y M tendrán las mismas unidades, amperios/metro. Para distinguir aún más B de H, a veces se le llama a B densidad de flujo magnético o inducción magnética. A la cantidad M en estas fórmulas, se le llama magnetización del material (Estrada, 2009).

Otro uso común para la relación entre B y H es

$$B = \mu_m H$$

donde

$$\mu = \mu_m = K_m \mu_0$$

siendo μ_0 la permeabilidad magnética del vacío y K_m la permeabilidad relativa del material. Si el material no responde al campo magnético externo, no produciendo ninguna magnetización, entonces $K_m = 1$. Otra cantidad magnética comúnmente usada es la susceptibilidad magnética, la cual especifica en cuanto difiere de 1, la permeabilidad relativa (Georgia State University, 2008).

1.7 Campos magnéticos terrestres

El noventa por ciento del campo magnético terrestre luce como un campo magnético que se genera a partir de una fuente dipolar magnética situada en el centro de la Tierra y alineada con el eje de rotación de la Tierra. La intensidad el campo magnético en los polos es de aproximadamente 60.000 nT. Si esta descripción dipolar del campo fuera completa, entonces el ecuador magnético correspondería al ecuador terrestre y los polos magnéticos corresponderían a los polos geográficos. Por lo cual es necesario un análisis más detallado del campo magnético terrestre para conocer los efectos que este provoca. El 10 % restante del campo magnético no puede ser explicado en términos simples de fuentes dipolares (Ariffin, 2009).

Existen diversos modelos complejos del campo magnético de la Tierra que se han desarrollado y están disponibles. En la figura 9 se muestra uno de los modelos generados por la NOAA.

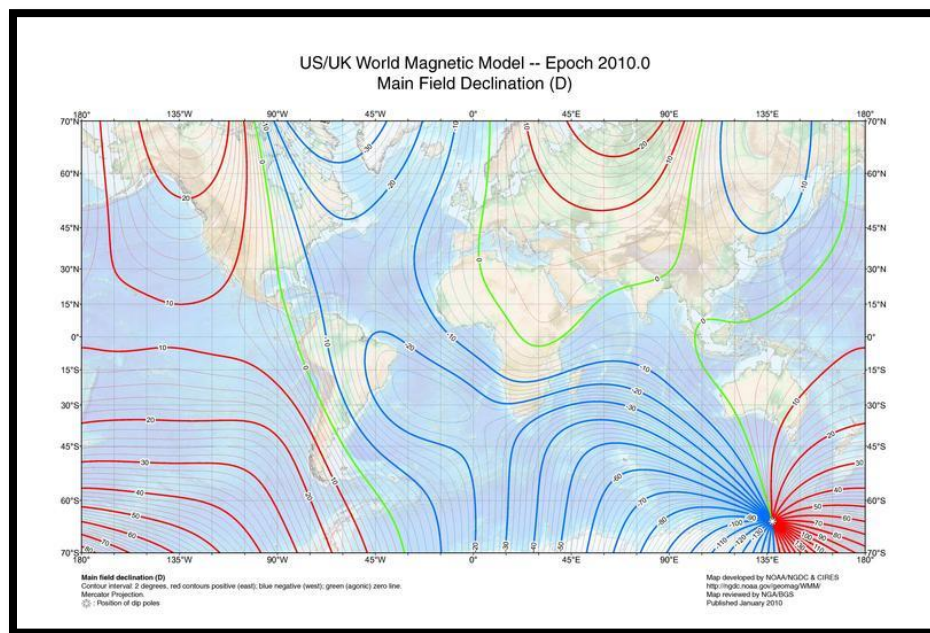


Figura 9. Mapa de declinación magnética en el año 2010. (NOAA/NGDC & CIRES, 2010).

Si el campo de la Tierra fuera un simple dipolo con los ejes del dipolo orientados a lo largo del eje de rotación de la tierra, todas las declinaciones tendrían 0 grados (el campo

siempre apuntaría hacia el norte). Como se puede ver en la figura 24, el observar declinaciones resulta bastante complejo. Como se observa en la superficie de la tierra, el campo magnético se puede dividir en tres componentes separadas (Ariffin, 2009).

1.7.1 El campo principal

Este es el mayor componente del campo magnético y se cree que es causado por corrientes eléctricas que se producen en la parte líquida del núcleo externo de la tierra. Para trabajos de exploración, este campo actúa como el campo magnético inducido (Gass, 2003).

1.7.2 El campo magnético externo

Este es relativamente una pequeña porción del campo magnético observado que se genera a partir de fuentes magnéticas externas al globo terrestre. Este campo se cree que está producido por las interacciones de la ionosfera terrestre con el viento solar. Por lo tanto, algunas variaciones temporales asociadas con el campo magnético externo son correlacionadas con la actividad solar (Gass, 2003).

El campo en la corteza es la parte del campo magnético asociado con el magnetismo de rocas de la corteza. Esta parte del campo contiene tanto el magnetismo causado por inducción a partir del campo magnético terrestre principal y por la magnetización remanente (Gass, 2003).

1.8 Magnetización remanente

Sabemos que si tenemos un material magnético y lo colocamos en un campo magnético externo (campo de la inducción), el material magnético puede producir su propio campo magnético. Si tuviéramos que medir el campo magnético total cerca del material, este campo sería la suma del campo externo, o campo de inducción, y el campo inducido producido en el material. Mediante la medición de las variaciones espaciales en el campo magnético total y conociendo como es el campo inducido, se puede, en principio, mapear las variaciones espaciales en el campo inducido y de esta manera determinar las variaciones espaciales en la susceptibilidad magnética del subsuelo (Parasnis, 1973).

En el escenario que se ha planteado, el campo magnético inducido es una consecuencia directa de un material magnético que está rodeado por un campo magnético inducido. Si se apaga el campo magnético que induce, la magnetización inducida desaparece? Si el material magnético tiene relativamente grandes susceptibilidades, o si el campo de la inducción es fuerte, el material magnético retendrá una porción de la magnetización inducida incluso después de que el campo inducido desaparezca. Esta magnetización que queda en el cuerpo se conoce como magnetización remanente (Beck, 2000).

La magnetización remanente es la componente de magnetización de los materiales en los materiales sólidos que los geofísicos utilizan para mapear el movimiento de los continentes y las cuencas oceánicas que resultan de las placas tectónicas. Las rocas pueden adquirir una magnetización remanente a través de distintos procesos. Un ejemplo sencillo, pero ilustrativo es cuando una roca volcánica se enfría, su temperatura disminuye más allá de la temperatura de Curie. En la temperatura de Curie, la roca, siendo magnética, comienza a producir un campo magnético inducido. En este caso, el campo inducido es el campo magnético terrestre. Como el campo magnético de la Tierra cambia con el tiempo, una porción del campo inducido en la roca no cambia sino que permanece fijo en la dirección y fuerza reflexiva del campo magnético de la Tierra en el momento que la roca se enfrió a través de su temperatura de Curie . Esta es la magnetización remanente de las rocas. El campo magnético terrestre queda grabado en las rocas una vez que la roca se enfría más allá de su temperatura de Curie (Lowrie, 2007).

La única manera de medir el magnetismo remanente de una roca es tomando un muestra de la roca y llevándola al laboratorio para analizarla. Esto lleva mucho tiempo y es caro. Como resultado, en la exploración geofísica, por lo general se asume que no hay un magnetismo remanente en el campo magnético observado. Es evidente, sin embargo, esta suposición es mala y podría posiblemente sesgar nuestras interpretaciones (Ariffin, 2009).

1.9 Unidad de intensidad magnética

Dos sistemas básicos de unidades se utilizan comúnmente en aplicaciones geofísicas del magnetismo. El sistema de unidades CGS, también conocido como unidades electromagnéticas (UEM), esta unidad de intensidad magnética (unidad de polo) se define como la intensidad de dos polos magnéticos que a la distancia de 1 cm, se repelen con la fuerza de 1 dina (figura 25). El Sistema Internacional (Sistema Internacional, abreviado SI) se ha vuelto más común y está representado por el Tesla.

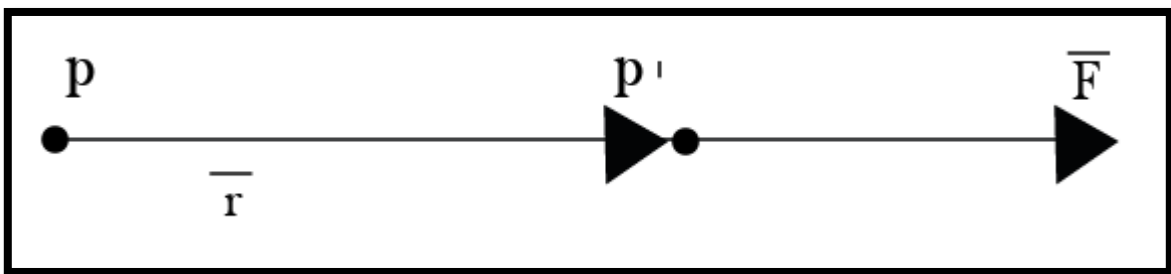


Figura 10. Intensidad magnética (University of California Berkeley, 2014).

1.10 Reducción de los datos magnéticos

La reducción de los datos magnéticos es necesaria para eliminar la variación magnética en los datos de observación, y así asegurarnos que los datos obtenidos son producidos por los efectos magnéticos de los cuerpos en el subsuelo y no producto de fuentes externas que alteren los datos de medición. Algunas de las correcciones que se realizan son: corrección por variación diurna, corrección geomagnética y por topografía (University of Wisconsin Madison, 2004).

1.10.1 Corrección por variación diurna

Los efectos provocados por tormentas solares, mareas atmosféricas, etc. Producen variaciones en las mediciones del campo magnético de la tierra. Estos efectos pueden ser removidos de distintas maneras. En las mediciones terrestres un método para corregir

este error es que con el magnetómetro se lee una estación base fija periódicamente a lo largo del día. Las diferencias observadas en las lecturas de la base son después distribuidas entre las lecturas de las estaciones donde se realizaron las mediciones a lo largo día de acuerdo al tiempo de observación. Las lecturas en la base se toman únicamente para corregir la variación temporal en el campo medido. Este tipo de método es algo ineficiente ya que el instrumento tiene que ser vuelto periódicamente a una ubicación de la base y no es práctico en estudios donde la topografía nos genera problemas, en estudios marinos o en el aire. Pero es útil si solo cuentas con un equipo de medición (Ariffin, 2009).

Estos problemas se pueden superar mediante el uso de un magnetómetro de base, es un instrumento que registra lecturas continuas de la variación magnética en una ubicación fija dentro o cerca del área de estudio. Este método es preferible usarlo en la tierra una vez que los estudios se vayan realizando cada vez más rápidos o que se quiera mapear con mayor detalle la variación diurna. Cuando el estudio es de alcance regional, los registros de un observatorio magnético pueden ser utilizados. Estos observatorios continuamente graban los cambios en los elementos geomagnéticos. Sin embargo, la variación diurna difiere notablemente de un lugar a otro por lo que el observatorio que se utiliza no debe estar a más de unos 100 km del área de estudio (Kearey & Brooks, 2002).

La variación diurna durante un estudio aeromagnético alternativamente puede ser evaluada mediante la disposición de numerosos puntos de cruce en el plan de estudio (Figura 26). El análisis de las diferencias en las lecturas de cada cruce, representa los cambios del campo a lo largo de diferentes periodos de tiempo, esta técnica permite corregir a todo el estudio del efecto de la variación diurna sin la necesidad de un instrumento de base. Sin embargo, las variaciones diurnas que se han registrado, deben examinarse cuidadosamente. Si grandes variaciones de frecuencias altas parecen, pueden ser el resultado de una tormenta magnética, por lo cual los datos del estudio deben ser descartados (Kearey & Brooks, 2002).

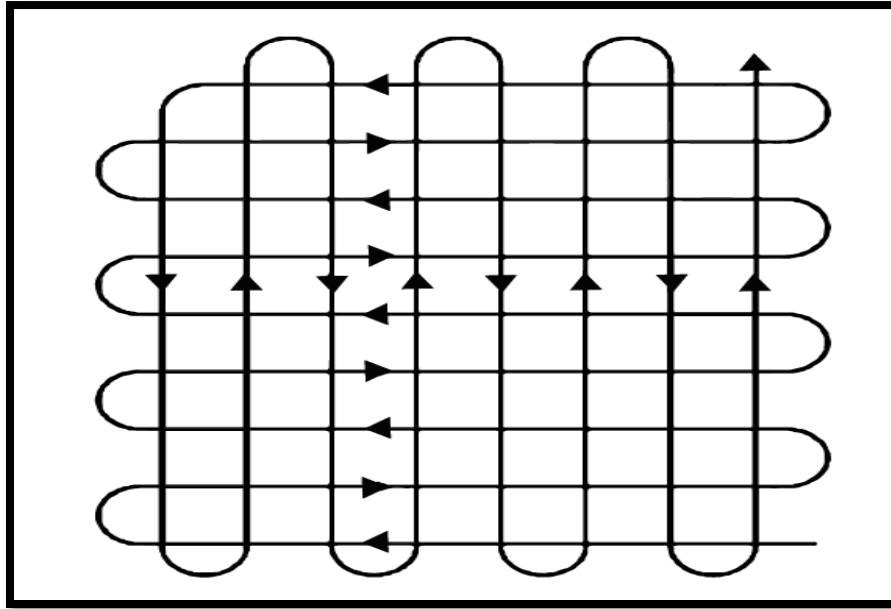


Figura 11. Típico plan de vuelo para un estudio aeromagnético. (Kearey & Brooks, 2002).

1.10.2 Corrección geomagnética

La corrección geomagnética elimina el efecto de un campo de referencia geomagnética a los datos de estudio. El método de corrección geomagnética más riguroso es el IGRF (International Geomagnetic Reference Field), expresa el campo geomagnético no perturbado en términos de un gran número de armónicos e incluye términos temporales para corregir la variación secular. La complejidad del IGRF requiere el cálculo de las correcciones con una computadora (Mares, 1984).

Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que el IGRF es imperfecto debido a que los armónicos empleados se basan en relativamente pocas observaciones, de dispersos observatorios magnéticos. El IGRF también es predictivo, ya que se pueden extrapolar hacia delante los armónicos esféricos derivados a partir de datos del observatorio. En consecuencia, el IGRF en áreas lejanas al observatorio puede ser sustancialmente un error (Gubbins, 2007).

Sobre el área del estudio magnético el campo de referencia geomagnético puede ser aproximado por un gradiente uniforme definido en términos de componentes latitudinales y longitudinales del gradiente. El adecuado gradiente regional también se puede obtener

mediante el empleo de una única aproximación dipolar del campo de la tierra y el uso de las ecuaciones conocidas para el campo magnético de un dipolo para derivar gradientes de campo locales:

$$Z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2M}{R^3} \cos \theta, \quad H = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{R^3} \sin \theta$$

$$\frac{\partial Z}{\partial \theta} = -2H, \quad \frac{\partial H}{\partial \theta} = \frac{Z}{2}$$

en donde Z y H son las componentes verticales y horizontales del campo, θ la colatitud en radianes, R el radio de la tierra, M el momento magnético de la tierra y $\partial Z / \partial \theta$ y $\partial H / \partial \theta$ la velocidad de cambio de Z y H con colatitud, respectivamente (Gubbins, 2007).

Un método alternativo de eliminar el gradiente regional en un área de estudio relativamente pequeña es mediante el uso del análisis de tendencia. Una línea de tendencia (para datos de perfil) o superficie de tendencia (para los datos de área) se ajusta en las observaciones utilizando el criterio de mínimos cuadrados, y posteriormente se le resta a los datos observados para dejar las anomalías residuales locales positivas o negativas (Gubbins, 2007).

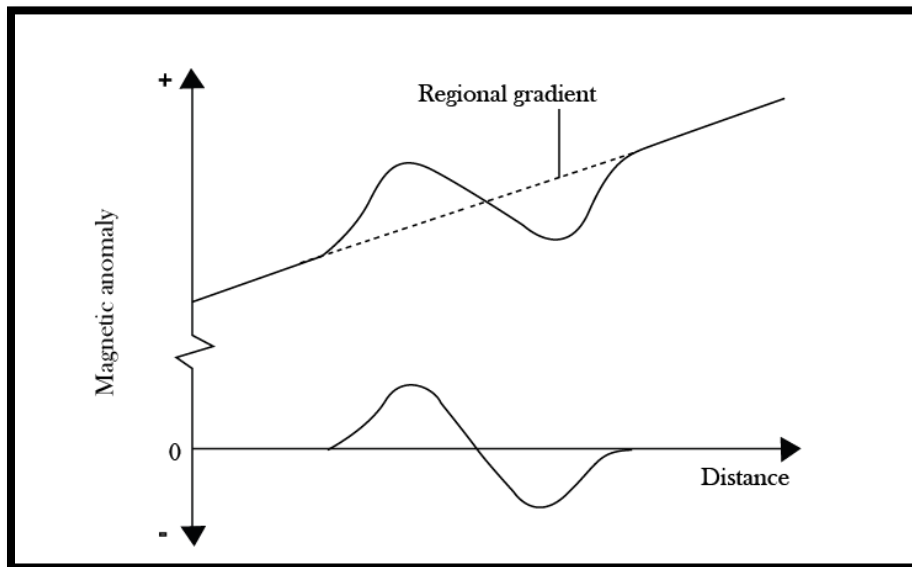


Figura 12. Eliminación del gradiente regional de un campo magnético por el análisis de tendencias. El campo regional es aproximado por una tendencia lineal (Kearey & Brooks, 2002).

1.10.3 Correcciones por elevación y topografía

El gradiente vertical del campo geomagnético es de sólo algunos 0.03nTm^{-1} en los polos y -0.015nTm^{-1} en el Ecuador, por lo que la corrección por elevación no se aplica generalmente. La influencia de la topografía puede ser significativa en estudios magnéticos terrestres, pero no es completamente predecible ya que depende de las propiedades magnéticas de los accidentes topográficos. Por lo tanto, correcciones por topografía rara vez se aplican. Después de haber aplicado las correcciones diurnas y geomagnéticas, todas las variaciones del campo magnético restantes deben ser causados únicamente por las variaciones espaciales en las propiedades magnéticas del subsuelo y se hace referencia como anomalías magnéticas (Kearey & Brooks, 2002).

1.11 Instrumentación

Existen varios instrumentos para medir aspectos del campo magnético terrestre, destacan los de aguja de inclinación, magnetómetros fluxgate y el magnetómetro de precisión protónica (Helle & Evans, 2003).

1.11.1 Aguja de inclinación

La aguja de inclinación, como su nombre indica, se utiliza para medir la inclinación del campo magnético. La aguja de inclinación pudo haber sido el primer dispositivo utilizado específicamente para exploración geofísica, para el mineral de magnetita.

Este dispositivo consistía en una aguja imantada reposando en posición horizontal sobre un pivote en su punto medio. Esta aguja experimentará un torque para alinear el eje del dipolo con el campo de la Tierra al igual que una aguja en una brújula con pivote en el eje vertical se alinearán con la componente horizontal del campo (Dobrin, 1988).

En un plano que contiene B vertical, el par de torsión en una aguja de momento magnético M está dada por:

$$\text{Torque} = M \times B$$

En la práctica la aguja está configurada con un contrapeso, W , para equilibrar el torque y luego pequeñas desviaciones en la pendiente, $\Delta\theta$, son medidas como resultado de los cambios en la componente vertical (Won & Bevis, 1987).

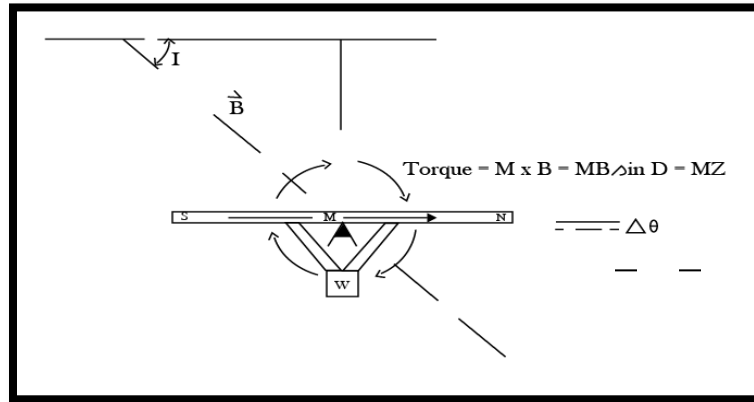


Figura 13. Torque que experimenta una aguja de inclinación (Won & Bevis, 1987).

La sensibilidad práctica de los magnetómetros de aguja de inclinación es de unos 10 nT. Versiones hechas cuidadosamente, que operan en entornos de temperatura controlada, proporcionan excelentes mediciones de campo con sensibilidades de 1,0 nT (Won & Bevis, 1987).

1.11.2 Magnetómetros fluxgate

El magnetómetro fluxgate se desarrolló en la 2da Guerra Mundial para detección de submarinos. Se trata de un dispositivo de componente que hace uso del hecho de que cambios en el campo magnético terrestre mueven el punto de funcionamiento arriba y abajo de la curva de histéresis de un núcleo o elemento ferromagnético. Este núcleo vincula dos bobinas solenoidales, una que lleva una corriente continua y una corriente alterna que produce un campo H a lo largo del eje, y otra que mide el voltaje inducido por el cambiante campo B ($=\mu H$). Si el equipo es operado de forma tal que el nivel de corriente continua de H repose justo en la curva de la curva B - H , el núcleo se saturará más en una polaridad que en la otra y el voltaje de salida, proporcional a dB/dt , tendrá una forma de onda asimétrica. Pequeños cambios en los niveles de corriente directa de H , provocan cambios en esa componente del campo de la Tierra, tiene relativamente

grandes cambios en la salida de la forma de la onda asimétrica y éstos se miden en el circuito detector (University of California Berkeley, 2014).

La sensibilidad del magnetómetro fluxgate es de aproximadamente 1,0 nT. Las unidades son pequeñas, alrededor de una pulgada de largo, y usualmente tres componentes suelen venir juntas (Gubbins, 2007).

Un problema fundamental con todas las componentes del magnetómetro es su sensibilidad al movimiento en el campo de la Tierra. Considerando un magnetómetro fluxgate en posición vertical en el campo T con una inclinación de 45° como en la figura 14.

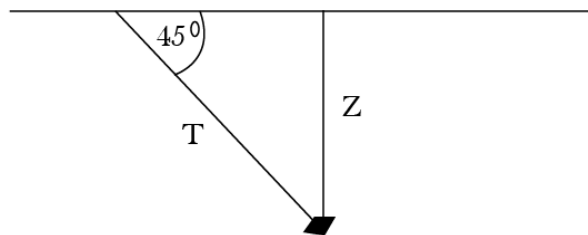


Figura 14. Medición de la componente Z con una inclinación de 45° (Won & Bevis, 1987).

El magnetómetro mide $Z = T \sin \theta$. Si se inclina un poco fuera de la vertical por $d\theta$ entonces $dZ = T \cos\theta d\theta$. Así que si $T = 50.000 \text{ nT}$ y $\theta = 45^\circ$ entonces, un $d\theta$ de 0.1° ($0,00174 \text{ rad}$) produce un cambio en la salida de 61,5 nT, cerca de 60 veces la sensibilidad. Por lo general, en una práctica de campo no es posible orientar el dispositivo suficientemente bien como para utilizar su sensibilidad (Won & Bevis, 1987).

1.11.3 Magnetómetro de precesión protónica

Un protón tiene un momento angular L y un momento magnético M . La tasa de tiempo de carga del momento angular es igual al torque impreso T . Si el cuerpo tiene un momento magnético el torque es:

$$T = M \times B$$

Entonces:

$$dL/dt = M \times B$$

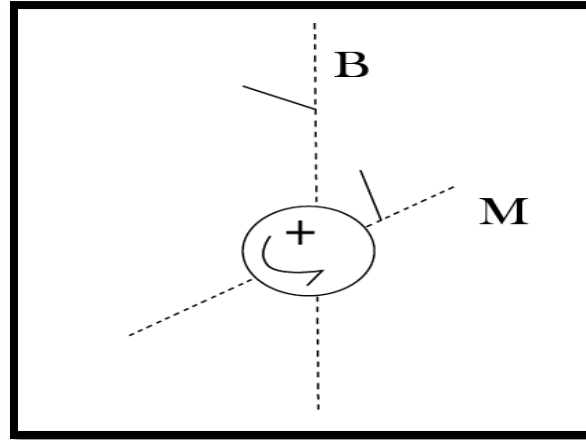


Figura 15. Torque que experimenta un protón (Won & Bevis, 1987).

Para el protón existe una relación fundamental entre el momento angular y momento magnético:

$$M = e L / 2mc$$

Entonces:

$$dL/dt = L \times e B / 2mc$$

Esta es la ecuación de movimiento para un vector L rotando en el espacio alrededor de la dirección B con una velocidad angular, ωL , dada por:

$$\omega L = - e B / 2mc$$

La frecuencia de precesión se denomina frecuencia Larmor. En un campo de 50,000 nT $\omega L \sim 2100$ Hz. La botella del agua (protones) es sometida a una breve alta fuerza que polariza el campo alineando todos los protones en la dirección de z figura 16 (University of California Berkeley, 2014).

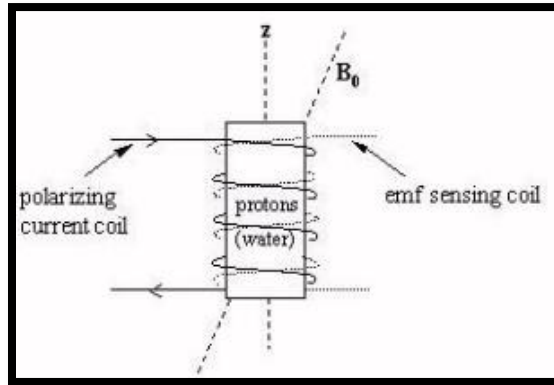


Figura 16. Botella de agua sometida a fuerzas polarizantes (Won & Bevis, 1987).

Cuando el campo que se polariza es terminado los protones de precesión alrededor de B_0 producen una dB/dt que es detectada por la segunda bobina de detección de fem. La frecuencia del voltaje detectado es proporcional a B . La precesión coherente dura sólo unos segundos antes de que el movimiento termal aleatorio se lleve a cabo. Este tipo de dispositivo mide la amplitud de B (independiente de orientación a no ser que la B coincida con la z). Es insensible a la temperatura y vibración. Cuenta con una sensibilidad de 1.0 nT (0.1 nT con promedios grandes). No funciona en altos gradientes espaciales (una B_0 diferente en diferentes partes del recipiente confunden la medición de frecuencia del circuito) (Lowrie, 1997).

El magnetómetro de protones mide sólo la magnitud del campo vectorial. Para anomalías, ΔB , pequeñas en comparación con el campo de la tierra el cambio en la magnitud de campo total, ΔT , es aproximadamente igual a la componente del vector de anomalía en la dirección del campo de la tierra, como se observa en la figura 17. Así para la mayoría de anomalías los cambios en T son en realidad los cambios en la componente de la anomalía en la dirección del campo inductor. Dado que casi todos los estudios se hacen ahora con magnetómetros (protón) de campo total las anomalías de los modelos de los objetivos específicos del subsuelo se presentan generalmente en la dirección total del campo (Logachev & Zajarov, 1978).

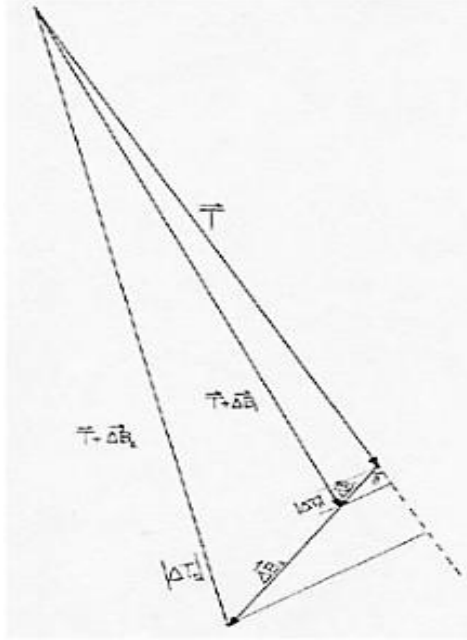


Figura 17. Componentes del vector de anomalía en dirección del campo terrestre. Si $\Delta B \ll T$ entonces $|\Delta T| \sim \Delta B \cos \theta$ (Won & Bevis, 1987).

1.12 Adquisición de datos (Terrestre y Aeromagnética)

1.12.1 Adquisición Terrestre

Mediciones magnéticas terrestres se hacen generalmente con instrumentos portátiles a intervalos regulares a lo largo de líneas más o menos rectas y paralelas que cubren el área de estudio. El magnetómetro es operado por una sola persona, sin embargo, en la toma de datos, es posible que el terreno presente complicaciones y sea necesaria la ayuda de otro técnico. Si se disponen de 2 magnetómetros, usualmente se duplica la producción por el fácil uso de operación del instrumento (Estrada, 2008).

Intensos campos electromagnéticos procedentes de fuentes artificiales pueden ser un problema en los estudios magnéticos. El acero, metales ferrosos, y líneas de corriente, en la proximidad de un magnetómetro pueden distorsionar los datos. Así como hebillas de cinturón, cadenas, monedas, etc, deben ser removidas cuando se opera la unidad. La brújula y/o gps debe estar alejada al menos a 3 m de distancia del magnetómetro al medir el campo. Una prueba final es inmovilizar el magnetómetro y tomar lecturas, mientras que

el operador se mueve alrededor del sensor, y observar que las lecturas no varíen en más de 1 o 2 nT, para estudios con mucha precisión el efecto del operador debe realizarse bajo 1 nT. La mayoría de los magnetómetros son diseñados para funcionar en campos bastante intensos de radiofrecuencias de 60 Hz, sin embargo frecuencias del campo extremadamente bajas causadas por los equipos que utilizan corriente continua o manejan corrientes alternas grandes puede ser un problema (Gubbins, 2007).

Para obtener lecturas representativas, el sensor debe ser bien operado por encima del suelo. Este procedimiento se realiza debido a que la presencia de magnetita en el suelo altera las lecturas de medición. El método de toma de datos varía dependiendo el propósito del estudio y la cantidad de ruido presente, pero uno de los más comunes es tomar 3 medidas y promediar el resultado. Los elementos que se deben registrar en la libreta de campo son el valor de la anomalía, las coordenadas de la estación, la hora, y posibles fuentes generadoras de ruido que se encuentren cerca al punto de medición. Aunque los equipos modernos graban todos estos datos disminuyendo el tiempo de trabajo de campo (Arechalde, 2006).

1.12.2 Adquisición aeromagnética

Una gran mayoría de estudios magnéticos se llevan a cabo en el aire, debido a que tanto magnetómetros fluxgate como de precisión protónica se pueden montar dentro de las aeronaves o incluso anclarlos en el extremo trasero de la aeronave, incluidos los helicópteros. Estos estudios aeromagnéticos son rápidos y rentables (Gubbins, 2007).

Cuando áreas relativamente grandes están involucradas en la zona de estudio, el costo de adquisición de 1 kilómetro de datos de un estudio aeromagnéticos es de aproximadamente 40% menor al costo de adquisición de los mismos datos en el suelo. Además se pueden obtener datos de áreas de difícil acceso en superficie (Kearey & Brooks, 2002).

Entre los problemas más difíciles asociados con los estudios aeromagnéticos es el de ajustar la posición de la aeronave en cualquier momento. Sin embargo, con el desarrollo

de tiempo real de diferentes sistemas de GPS, esta dificultad ha sido superada (Kearey & Brooks, 2002).

1.13 Filtro de señales

1.13.1 Reducción al polo

La reducción al polo (RTP) es una operación que calcula el campo magnético medido en su componente vertical, que se observaría en la magnetización también vertical. Esta operación se presentó por primera vez por Baranov (1957), en un esfuerzo para librar de las anomalías magnéticas los patrones de ángulos oblicuos de magnetización y proyección de anomalía.

Es una técnica de procesamiento que recalcula los datos de intensidad magnética total asumiendo que el campo magnético inducido tiene una inclinación de 90° y declinación de 0° (Blakely, 1996). Este proceso transforma las anomalías magnéticas bipolares a anomalías monopolares centradas sobre el cuerpo que causa, simplificando la interpretación de los datos, ya que, se asume que dicho cuerpo está magnetizado bajo inducción, por lo tanto posee la dirección de CMT.

El método consiste en modificar las amplitudes, corrigiéndolas en la dirección N-S magnético usando técnicas de frecuencias dominantes (Hansen y Pawlowski, 1989; Mendoza y Silva, 1993), o calculando un origen equivalente en el dominio del espacio (Silva, 1986), en todo caso, la magnetización inducida es asumida. Se busca simplificar mediante una técnica efectiva el problema de la amplitud, para ello desarrollaron Grant y Dodds (1972) un método en el que develaron el sistema de procesamiento. En donde el operador para la reducción al polo puede expresar mediante la fórmula siguiente:

$$L(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I) + i\text{cos}(I)\text{cos}(D - \theta)]^2} \quad (9)$$

Donde θ es la dirección del número de ondas, I es la inclinación magnética y D es la declinación magnética (Silva, Joao. 1986).

Operaciones de filtrado

Es bien sabido que la diferenciación de una función arbitraria, $f(x)$, es una operación rigurosa. En otras palabras, la derivada, $f'(x)$, es menos suave que la función original. En este sentido, el examen de la gráfica de la derivada, $f'(x)$, puede ayudar a revelar a escala fina estructuras sutilmente incrustadas en la función, $f(x)$. Por esta razón, muchos de los filtros que mejoran las imágenes para los datos magnéticos contienen derivadas espaciales.

Mapas de THD (x, y) y AS (x, y) son útiles ya que mejoran los bordes de cuerpos magnetizados en el subsuelo en relación con un mapa de la anomalía original de $f(x, y)$ (Grauch & Bankey, 2003).

1.13.2 Señal analítica

Nabighian (1972) muestra que la forma de la señal analítica de contactos es independiente de la dirección de la magnetización y el campo geomagnético local. Además, Roest et al. (1992) muestra que esto es cierto para cualquier anomalía magnética 2D. La forma de la señal de análisis es aún casi independiente de las direcciones de magnetización y de campo de la tierra.

Agarwal y Shaw (1996) calculan la señal analítica de un solo polo magnético y concluyen que, en general, la señal analítica no es simétrica para valores arbitrarios de inclinaciones y declinaciones. Una simetría circular se observa para una inclinación de campo de 90° y con una declinación de 0° , la anomalía es simétrica a lo largo del eje de declinación.

En general, la anomalía es casi circular y ligeramente alargada a lo largo de la declinación del campo geomagnético. La Señal analítica tiene la Ventaja de ser independiente a la remanencia y la amplitud de la función es siempre positiva.

La señal analítica (AS) es formada por la combinación de derivadas espaciales horizontales y verticales de primer orden.

$$AS(x,y)=\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2}$$

Donde $f(x, y)$ representa el mapeo de los datos magnéticos, tales como la anomalía total de campo.

(Keating, Pierre & Sailhac. 2004).

Además, para AS (x, y) se puede demostrar (Roest y Pilkington, 1993) que las localizaciones en el mapa de los bordes de la señal analítica corresponden a las ubicaciones reales de los bordes del cuerpo causal, independientemente de la dirección en la que se magnetiza (Grauch & Bankey, 2003).

1.13.3 Gradiente Horizontal

Las partes más empinadas de las anomalías magnéticas son comúnmente asociadas con los bordes de las fuentes magnéticas, causadas por un abrupto contraste lateral en las propiedades de las rocas que se producen en las fallas o los contactos fuertemente inclinados. El método de gradiente horizontal se utiliza comúnmente para detectar estos bordes semi-automáticamente, ya sea en la gravedad o los datos magnéticos (Cordell, 1979).

Aunque el método de gradiente horizontal usando datos aeromagnéticos reducidos al polo es extremadamente útil para la detección de bordes magnéticos, la interpretación geológica de los bordes es más difícil. Las ubicaciones de los máximos del método de gradiente horizontal pueden representar las ubicaciones de (1) fallas, donde un contraste magnético se produce por yuxtaposición estructural de unidades; (2) los contactos, donde el contraste magnético se produce por el límite de la deposición de una unidad magnética contra otra menos magnética, (3) pendientes topográficas empinadas, donde el contraste

magnético se produce por la interfaz entre la roca y el aire; (4) cambios abruptos en la magnetización dentro de una unidad de roca, producidos principalmente por las diferencias en la magnetización o debido a la destrucción secundaria o el crecimiento de minerales magnéticos. Integración de la información geológica y topográfica es necesaria con el fin de desarrollar una interpretación geológica de bordes magnéticos.

La derivada total horizontal (THD) está formada por la combinación de 2 derivadas espaciales horizontales de primer orden y no necesita el cálculo de una derivada vertical.

$$THD(x,y)=\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}$$

Donde $f(x, y)$ representa el mapeo de los datos magnéticos, tales como la anomalía total de campo.

CAPÍTULO 2: Marco Geológico.

2.1 Geología

En este capítulo se expone el marco geológico de la zona de estudio. Se describen la geología y la estratigrafía en base a estudios previos de Soto (1972) y Norzagaray (1997).

2.2 Geología general

De acuerdo con la división fisiográfica de la Dirección General de Geografía (en S.P.P.- U.N.A.M., 1984) y la clasificación de E. Raisz (1964 en S.P.P., 1983), el valle de Vicente Guerrero queda comprendida dentro de la provincia fisiográfica de Baja California.

Las expresiones fisiográficas principales dentro del área están representadas de la siguiente manera:

-Planicie. Corresponde a la llanura costera, con pendientes suaves hacia el Océano Pacífico; es cortada por el arroyo Santo Domingo, el cual sigue una dirección este-oeste

aproximadamente. Está formada principalmente por materiales granulares de tamaño de arena, limo y arcilla.

-Mesetas y terrazas. Presentan forma plana y escalonada, se localizan en los extremos norte y sur del valle, se encuentran disectadas por el arroyo y están formadas en esencia por conglomerados heterogéneos y arenas.

-Macizo montañoso. Formado por las Sierras de San Miguel y San Pedro Mártir, localizadas en la porción oriental del valle. Están formadas primordialmente por rocas ígneas intrusivas ácidas, como granodiorita tonalitas del Cretácico Inferior, así como rocas metamórficas y gneises, alcanzan alturas superiores a los 1000 m.

En zonas de Baja California aflora una secuencia estratigráfica cuyo rango geocronológico varía desde el Paleozoico hasta el Reciente. La definición de las diferentes unidades es a través de tres cinturones preterciarios, los cuales están cubiertos de forma independiente por cuerpos volcánicos y depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario. En el extremo occidental de la península se tiene un cinturón representado por la secuencia de sedimentos marinos y continentales del cretácico Superior, que están poco consolidados y sin fuertes perturbaciones tectónicas.

La secuencia fue denominada Formación Rosario (Beal, 1948 en S.P.P.-U.N.A.M., 1984). Consiste de estratos sub horizontales de conglomerado, arenisca, limonita y lutita, desarrollados en ambientes mixtos, que variaron desde continentales, hasta de plataforma y talud con líneas de costa fluctuante. La secuencia de este cinturón cubre en discordancia angular a roca intrusivas, volcánicas y sedimentarias; subyace a rocas volcánicas del Cuaternario y a sedimentos continentales y marinos del Terciario y cuaternario.

Al este del anterior, se ubica un cinturón constituido por secuencias de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias cuya edad corresponde principalmente al Cretácico Inferior. La secuencia superior y más extendida se denominó Formación Alisitos (Santillán y Barrera, 1930 en S.P.P.-U.N.A.M., 1984). Se constituye primordialmente de rocas piroclásticas y lávicas de composición original de rocas por cuerpos de caliza arrecifal, así como por rocas clásticas originadas de rocas volcánicas.

Esta formación cubre en algunas localidades discordantemente a rocas volcánicas y sedimentarias de edades Triásicas y Jurásicas; se encuentra afallada, deformada, principalmente metaforizada y afectada por el emplazamiento de cuerpo intrusivas de naturaleza ácida del Cretácico. Subyace discordantemente a la Formación Rosario.

A estos cinturones se les ha relacionado con la subducción y fusión parcial asociadas a más límites convergentes desarrollados en el norte de México durante gran parte del Mesozoico. En el extremo oriente se encuentra un cinturón formado por rocas intrusivas que varían desde tonalitas, hasta granodioritas y granitos, representados por los batolitos mesozoicos y rocas metamórficas originadas principalmente por metamorfismo regional de rocas sedimentarias que presentan diversas facies y cuya edad no ha sido bien definida.

En la era Cenozoica se tienen acumulaciones de gruesos espesores de sedimentos continentales, depósitos marinos y una importante actividad volcánica que cubre en parte los cinturones mesozoicos anteriores. Durante el Paleoceno y Eoceno, se acumularon sedimentos de ambientes cercanos a la costa. Estos sedimentos provinieron de las porciones orientales emergidas.

Los potentes espesores de sedimentos fluviales y eólicos que afloran a la altura del paralelo 31°, se encuentran coronados por emisiones lávicas de edad Plioceno y Mioceno, lo cual parece indicar que estos depósitos son de la misma edad, asimismo el Mioceno es la época durante la cual se desarrolló la mayor actividad volcánica. En el interior de la península se han acumulado recientemente depósitos aluviales, eólicos y lacustres que aún siguen desarrollándose.

A partir de la disposición y de las características de las unidades en el área se pueden inferir dos etapas tectónicas principales de deformación. La primera, de carácter comprensivo, se refleja en la discordancia entre los sedimentos del plegamiento, del metamorfismo y de los principales emplazamientos batolíticos, así como de un gran levantamiento en la región.

La segunda fase está asociada a la apertura del Golfo de California y a la traslación de la península hacia el noroeste. Esta etapa está reflejada en la dislocación que presentan las unidades en los valles tectónicos que generó, y en el vulcanismo alcalino reciente.

2.3 Litología de la planicie costera

La planicie costera que se encuentra dentro de la zona de estudio está cortada por el arroyo Santo Domingo cuya dirección es este-oeste. La topografía de la planicie costera es suave con pendiente hacia la Bahía de San Ramón. Existen dos prominencias que rigen en gran medida la dinámica subterránea, estas son la Loma San Ramón y Punta Gorda, constituidas predominantemente por conglomerados y areniscas de la formación Rosario.

Los materiales del acuífero costero son del siguiente tipo: aluviales, lacustres y de litoral. Como aluviales se tienen arenas con granulometría que varía de gruesa a finas. Los sedimentos lacustres son de tamaño fino y se tienen los limos y las arcillas, éstos se localizan en las cercanías de la Bahía San Ramón. Como depósito de litoral se tienen arenas de tamaño fino a medio bien clasificadas.

2.4 Estratigrafía

2.4.1 Mesozoico.

Gneis M (gn).- La unidad consiste de roca metamórfica en forma de esquistos verdes, clase cuarzo feldespática, burdamente bandeados y en ocasiones en estructuras "Augen". Presentan vetillas de cuarzo criptocristalino y en ocasiones están afectados por diques de pegmatita.

La unidad está expuesta en el límite oriental de la subcuenca del Arroyo Santo Domingo, bordeando el núcleo batolítico de la Sierra de San Pedro Mártir. Está cubierta, discordantemente, en áreas muy restringidas por los depósitos conglomeráticos del Terciario Inferior. Su edad no se ha determinado con precisión, se le ha asignado una edad Cretácica, pero otros autores la consideran del Paleozoico.

Metasedimentaria, K (Ms).- secuencia sedimentaria metaforizada, en la que se identifican calizas, areniscas, conglomerados y algunas rocas volcánicas. Es de color verde con tonos de ocre y presenta por lo general, metamorfismo de facies de esquistos verdes, representado por pizarras, esquistos, cuarcitas y rocas meta volcánicas.

Se encuentra afectado por intrusivos de granodiorita y corresponde a las formaciones San Telmo y San Fernando, las que actualmente se consideran equivalentes a la Formación Alisitos. La unidad aflora al noreste del valle, según una franja de orientación sureste-noreste, al occidente de la Sierra San Pedro Mártir, con una expresión morfológica de sierras acordonadas.

Andesita-Toba Intermedia K (A-Ti).- Unidad representada por una secuencia volcánica, que varía en composición desde ácida hasta intermedia, predominando la última. Presenta, por lo general, metamorfismo de bajo grado, facies de esquistos verdes de clorita, clase básica. Así mismo incluye rocas lávicas, como la riodacita, andesita y traquiandesita; tobas líticas y algunas tobas híbridas; en algunos sitios presenta intercalaciones de literanitas volcánicas y otras de rocas volcano-sedimentarias. En ocasiones se ha perdido la textura original por el metamorfismo, lo que dificulta su clasificación.

Esta unidad se encuentra expuesta en la mayor parte de la zona, principalmente en la porción central de la subcuenca. Aparece intrusionada por los batolitos asignados al cretácico. Se encuentra cubierta discordantemente por las diferentes unidades clásticas del Terciario, con edad del cretácico medio.

Granodiorita K (Gd).- Unidad que consiste de rocas intrusivas ácidas de textura holocristalina, equigranular, generalmente de grano grueso y color gris claro, frecuentemente con intemperismo esferoidal.

Aparecen emplazadas en las unidades metamórficas de Mesozoico y en la unidad anteriormente descrita. Aflora en el borde oriental y la porción central de la subcuenca en donde aparece formando sierras con grandes peñascos redondeados.

Tonalitas K (Tn).- consiste de rocas intrusivas de textura holocristalina equigranular de color gris claro con tonos verdes, intemperismo esferoidal y frecuente aparición de xenolitos. La unidad se encuentra emplazada sobre las rocas volcánicas cretácicas y en las rocas metamórficas mesozoicas. Están cubiertas discordantemente por las unidades clásticas asignadas al Mioceno y las unidades piroclásticas del Terciario Superior.

Su distribución es escasa en el área: aparece en afloramientos aislados, principalmente al sureste y noreste de la subcuenca del Valle de Santo Domingo. Se manifiesta en sierras prominentes con grandes peñascos redondeados. A esta unidad y la anterior se les han asignado edades que varían a través del mesozoico.

Arenisca Ks (ar).- Unidad poco o parcialmente consolidada, formada por litarenitas intercalada con algunas limolitas, conglomerados y escasos horizontes de yeso, acumulados en un ambiente mixto. Estas areniscas están cubiertas discordantemente por rocas clásticas del Terciario y Cuaternario, y se consideran parte de la Formación Rosario.

Afloran en la porción norte y sur del valle de Vicente Guerrero, formando las terrazas marinas paralelas a la línea de costa. Aparece surcada por el Arroyo Santo Domingo, provocando que sus paredes sean casi verticales. Se le asigna una edad correspondiente al Cretácico Superior.

2.4.2 Cenozoico

Conglomerado Ti (cg).- Roca sedimentaria de origen continental que se presentan en estratos gruesos y masivos, constituidos por clastos, generalmente bien redondeados, de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, embebidos en una matriz areno-limosa y en ocasiones cementados por carbonatos y por óxidos.

La unidad está expuesta según masas de diferentes dimensiones, medianamente disectadas, en la vertiente del Océano Pacífico, donde rellenan antiguos valles fluviales. La unidad sobreyace a las rocas mesozoicas y está cubierta por los depósitos conglomeráticos del Plioceno y depósitos clásticos recientes.

Conglomerado, Tpl (cg).- Roca sedimentaria de origen marino, de estratificación gruesa y masiva, medianamente cementada por carbonatos, con algunas intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso. Los conglomerados están constituidos con tamaños menores a 15 centímetros y con fósiles de un ambiente de línea de costa. Cubre principalmente, forma discordante, a las rocas clásticas del cretácico superior, formando terrazas marinas en la costa del Océano Pacífico.

Lacustre, Q (la).- consiste de una alternancia de estratos delgados, sin compactación si cementación, de arenas finas, limos y arcillas. Esta unidad está expuesta en un área a lo largo de la costa en la porción sur, en el valle de San Quintín.

Litoral Q (li).- depósito formado por arenas de tamaño fino a medio, compuestas de cuarzo, feldespato, líticos y fragmentos de conchas sin consolidar. La unidad está expuesta según afloramientos angostos en el extremo occidental del valle, sobre la línea de costa.

Aluvial Q(al).- esta unidad incluye a los depósitos aluviales, proluviales y fluviales del valle. Está formada por material granular de tamaño variable desde arcilla hasta cantos, sin consolidar, constituidos por fragmentos líticos y minerales predominando el tamaño arena. Entre los fragmentos líticos destacan los de rocas intrusivas y volcánicas; entre los minerales, los fragmentos de plagioclasas, cuarzo y micas.

La unidad está ampliamente distribuida en el área, en este caso rellenando el valle de Vicente Guerrero, ocupando la mayor parte del mismo. Se le ha asignado una Edad Cuaternaria.

2.5 Acuíferos fracturados

Comprenden aquellas rocas ígneas y metamórficas que se encuentran fracturadas por fallas y diaclasas, que permiten una apreciable circulación de agua. La posibilidad de formar acuíferos en este tipo de rocas también se puede presentar en zonas alteradas superficialmente. Por lo general las captaciones de agua subterránea en acuíferos fracturados no suelen ser de gran profundidad y los caudales que suministran son más bien pequeños, por lo que si disminuyen las precipitaciones no es difícil que descienda el caudal o el pozo se seque. Son acuíferos con muy poca inercia y, por tanto, no ofrecen

mucha garantía como almacén de grandes volúmenes de agua subterránea (Perna, Maria & Fornés , María . 2008).

A diferencia de los acuíferos porosos que almacenan y transmiten agua a través de los espacios entre los gránulos individuales de sedimentos, los acuíferos de roca fracturada transmiten el agua a través de grietas, las articulaciones y las fracturas en las rocas de lo contrario serían impermeables (figura17). En tal sistema hidrogeológico la velocidad del flujo de agua subterránea es generalmente mucho mayor que en medios porosos, y su rendimiento en su mayoría es bajo debido a los volúmenes de agua subterránea limitados y eventos esporádicos de recarga.

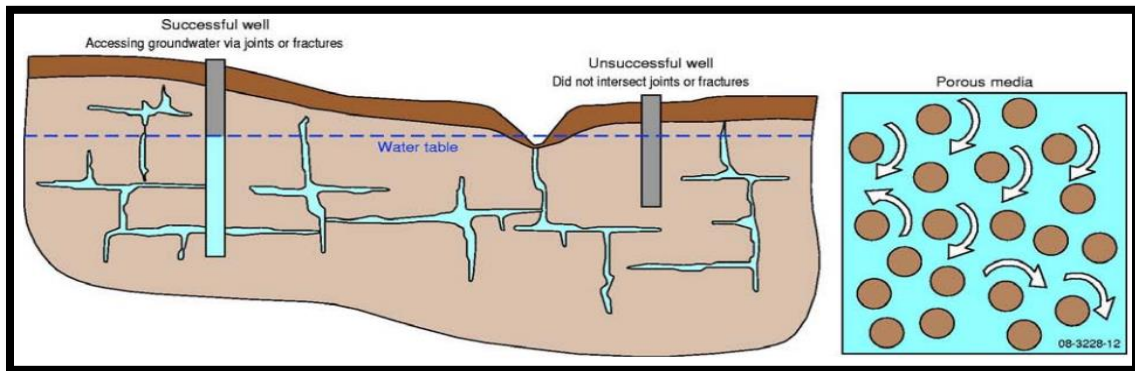


Figura 18. Diagrama esquemático que compara los sistemas de aguas subterráneas en los acuíferos de rocas fracturadas (izquierda) y medios porosos (derecha). Este tipo de acuíferos comprende típicamente un sistema fracturado e interconectado (Department of Land resources, 2010).

CAPÍTULO 3: Procesamiento de datos

Un mapa de anomalía magnética, en general, contiene las firmas espacialmente solapadas de un gran número de fuentes causantes, de diferentes tamaños, forma, profundidad de enterramiento, y la intensidad de magnetización y la dirección. El mapa podría ser la superposición, por ejemplo, de una tubería de acero enterrada en el subsuelo que, a su vez, se deriva de un material de matriz ígnea subyacente.

El mapa también contendrá ruido típicamente de varias fuentes, incluyendo heterogeneidades magnéticas de pequeña escala, desniveles en el terreno, campos magnéticos transitorios procedentes de fuentes naturales o artificiales en el ambiente

externo, la deriva en la señal del instrumento, y anomalías regionales a gran escala causada por cuerpos geológicos profundamente enterrados.

Para revelar mejor la geometría y propiedades magnéticas de las estructuras del subsuelo causales, y para reducir el ruido operaciones de filtrado se realizan por los geofísicos para mejorar la resolución de las imágenes del subsuelo. Un filtro actúa sobre los datos de anomalía magnética originales para producir un segundo mapa de anomalía. El conjunto de datos filtrados que esperamos proporciona al intérprete con una comprensión más intuitiva de los cuerpos bajo la superficie de interés primordial (Everett, 2013).

3.1 Metodología

1. Se adquirieron los datos de la anomalía residual magnética por parte del Instituto Potosino de Investigación Ciencia y Tecnología (IPICYT), estos datos contaban con las reducciones de variación diurna, IGRF, micro nivelación, nivelación usando líneas de control, corrección por movimiento del avión (Servicio Geológico Mexicano, 2000).
2. Los datos que indican el valor de la anomalía residual se les aplicó un procesamiento para poder localizar anomalías magnéticas las cuales estén asociadas a fallas geológicas. El procesamiento se realizó con el software de licencia libre Magpick V 2.88 (Geometrics, 2007).
3. Las operaciones que se realizaron con el software Magpick fueron las siguientes:
 - Reducción al Polo (Baranov & Naudy, 1964).
 - Señal analítica (Olowofela, Badmus, Ganiyu, Olurin & Babatunde, 2011).
 - Gradiente Horizontal (Badmus, Awoyemi, Akinyemi, Saheed & Olurin, 2013).

Estas técnicas de filtrado son herramientas que permiten inferir fallas geológicas (Mbarga, Feumoe, Dicoum, & Fairhead, 2012), debido a que es un paso común en el tratamiento de los datos geofísicos. El objetivo esencial del procesamiento de señales es para mejorar la relación señal-ruido.

4. En el software los parámetros requeridos para ejecutar los filtros como campo magnético total, inclinación y declinación magnética se obtuvieron de la Carta Magnética de Campo Total Lázaro Cárdenas H11-5-6, B.C., Esc. 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM) figura 18, donde se indican los parámetros de vuelo y de adquisición de los datos.

PARAMETROS DE VUELO AÑO 2000

DISTANCIA ENTRE LÍNEAS DE VUELO: 1000 m

DISTANCIA ENTRE LÍNEAS DE CONTROL : 10000 m

CARACTERÍSTICAS DE EQUIPO AÑO 2000

AVIÓN: ISLANDER BN2- A21

MAGNETÓMETRO: GEOMETRICS G-822, BOMBEO ÓPTICO DEL VAPOR DE CESIO

SENSIBILIDAD: .001 nT

SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS: PICODAS P-101

CÁMARA: VIDEO, URTEC-5000

MAGNETÓMETRO ESTACIÓN BASE: GEM SYSTEM GSM-19 OVERHOUSER

SENSIBILIDAD: .01 nT

RADAR ALTÍMETRO: SPERRY RT-220, RADIO-FRECUENCIA

SISTEMA DE NAVEGACIÓN: ASHTECH GG24 GPS+ GLONASS, 16m

ALTURA DE VUELO SOBRE EL NIVEL DEL TERRENO: 300m

NAVEGACIÓN: ELECTRÓNICA (GPS)

PROYECCIÓN: UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

CUADRÍCULA: UTM CADA 10000m

ESFEROIDE: CLARKE 1866

DATUM: NAD 27

INTERVALO ENTRE CURVAS : 25 nT

DATOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO AL CENTRO DE LA CARTA

FECHA PROMEDIO DEL VUELO (DD/MM/AA): 15/07/00

ALTURA: 1.44Km

INTENSIDAD: 46884 nT

INCLINACIÓN: 56° 13´

DECLINACIÓN: 12° 24´

BASE CARTOGRÁFICA DEL **INEGI**

Figura 19. Parámetros de vuelo de la carta magnética de campo total, escala 1:250000, Lázaro Cárdenas h-11-5-6. Estado B.C. (SGM).

5. Se generaron mapas de anomalía residual, anomalía residual reducida al polo, señal analítica y gradiente horizontal. Además que se integraron los mapas (formato shp) de caracterización hidrográfica, caracterización de pendientes, de vía de comunicación, fallas geológicas, y geología. El manejo cartográfico fue con imágenes de formato (shp) que se realizaron con el software ArcMap para poder superponerlas en el área de estudio. El análisis de estos mapas se explican en la sección siguiente que es la de resultados.

6. Una vez determinada la zona con mayor potencial hidrogeológico se realizó la modelización de 3 perfiles regionales en 2 D mediante el software GM-SYS (Extended 4.6.12) de la casa Geosoft para determinar la contribución de los diferentes materiales al campo magnético terrestre. El método utilizado para el cálculo de la respuesta magnética está basada en el método de Talwani et al., 1959, el cual calcula en 2D, la contribución punto a punto de cada uno de los lados de los polígonos que simulan las características a modelar, utilizando el algoritmo descrito en Won y Bevis, 1987. GM-SYS utiliza un modelo terrestre plano en donde cada unidad estructural o bloque se extiende una cantidad determinada de forma perpendicular al perfil, asumiendo que existe topografía pero no curvatura de la tierra (Geosoft, 1997).

CAPÍTULO 4: Análisis de resultados

4.1 Procesamiento de datos

La figura 20 muestra el mapa de la anomalía magnética residual de campo total, en él se observa un lineamiento preferencial de las estructuras a orientarse en dirección NO-SE. Los valores positivos que se encuentran en el lado Este del mapa representan rocas con una misma intensidad magnética, al contrario de los valores negativos que se observan en el lado Oeste. Según (Delgado, Luis. et, al. 2004) el lineamiento por el que pasa la flecha negra es una frontera magnetita-ilmenita. Los materiales que se encuentran en el lado oeste se están asociados a los de la Formación Alisitos.

Esta formación es una unidad volcanosedimentaria que aflora en una franja NW-SE discontinua desde Ensenada hasta el arco Calmalli, con una longitud de 500km por 50 de anchura en promedio. Esta formación está limitada en su parte oriental por la Sierra de San Pedro Mártir que es parte del batolito peninsular y que intrusión roca metamórfica del Paleozoico (Delgado, Luis. et, al. 2004). Los altos anómalos están asociados a los plutones que se distribuyen en la zona, aunque el que se encuentra dentro de la zona de estudio corresponde al Plutón Aguaje del Burro (Delgado, Luis. et, al. 2004).

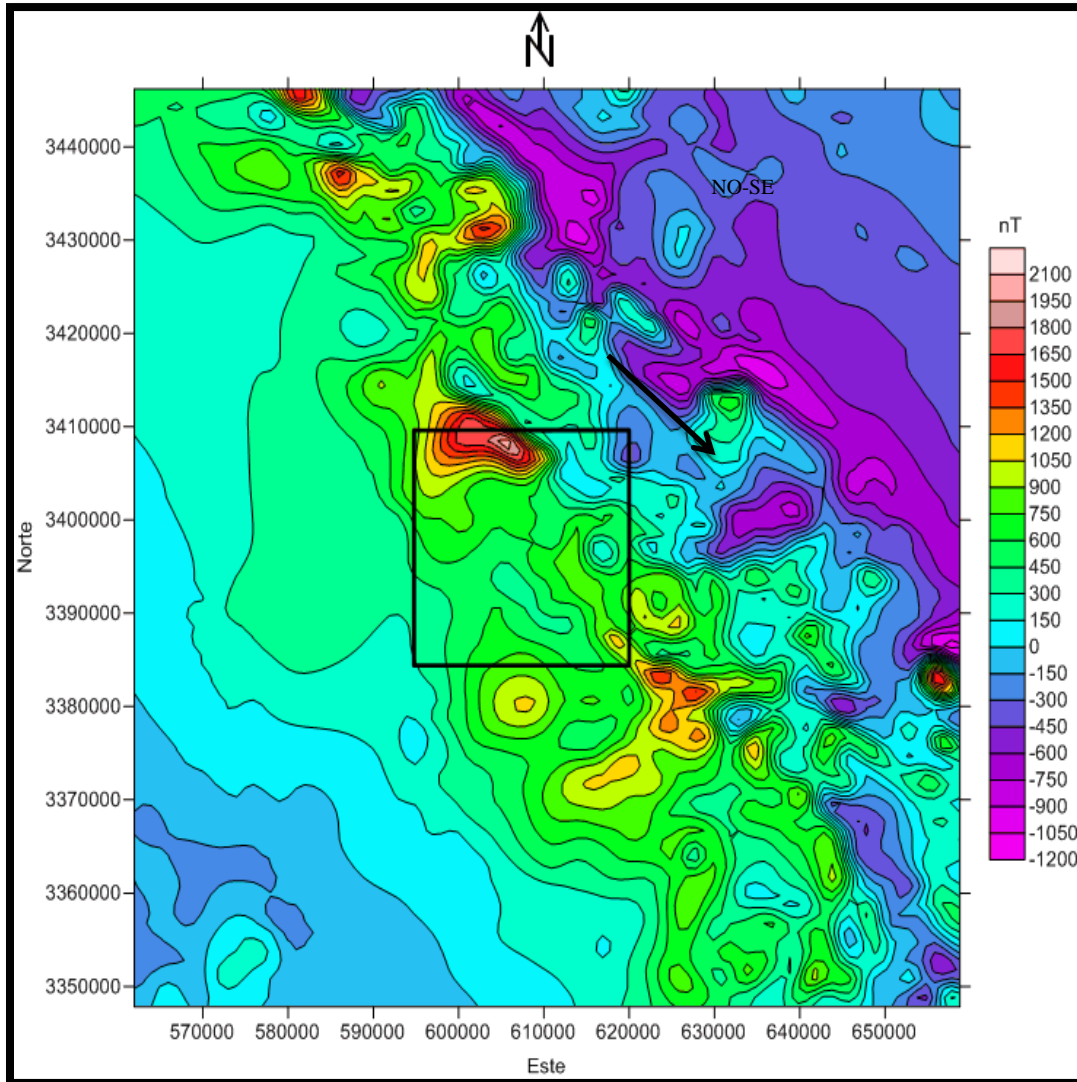


Figura 20. Mapa de anomalía magnética residual del campo total de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.

La figura 21 muestra el mapa de la anomalía magnética residual reducida al polo, se observa un lineamiento estructural preferencial con dirección NO-SE simplemente poco desplazados a la vertical con respecto al mapa anterior. Los valores positivos que se encuentran en el lado Este del mapa representan rocas con una misma intensidad magnética, al contrario de los valores negativos que se observan en el lado Oeste. Según (Delgado, Luis. et, al. 2004) el lineamiento por el que pasa la flecha negra es una frontera magnetita-ilmenita. Los materiales que se encuentran en el lado oeste se están asociados a los de la Formación Alisitos. Las estructuras del lado oriente están

representadas por la Sierra de San Pedro Mártir. Esta Sierra es parte de una cadena montañosa formada por el batolito peninsular.

Los altos anómalos están asociados a los plutones que se distribuyen en la zona, aunque el que se encuentra dentro de la zona de estudio corresponde al Plutón Aguaje del Burro (Delgado, Luis. et, al. 2004). Es preciso notar que estas anomalías se encuentran en zonas con cambios muy grandes de dirección en los cauces principales de arroyos, como es el de santo domingo. Esto se asocia a la presencia del complejo batolítico de la región.

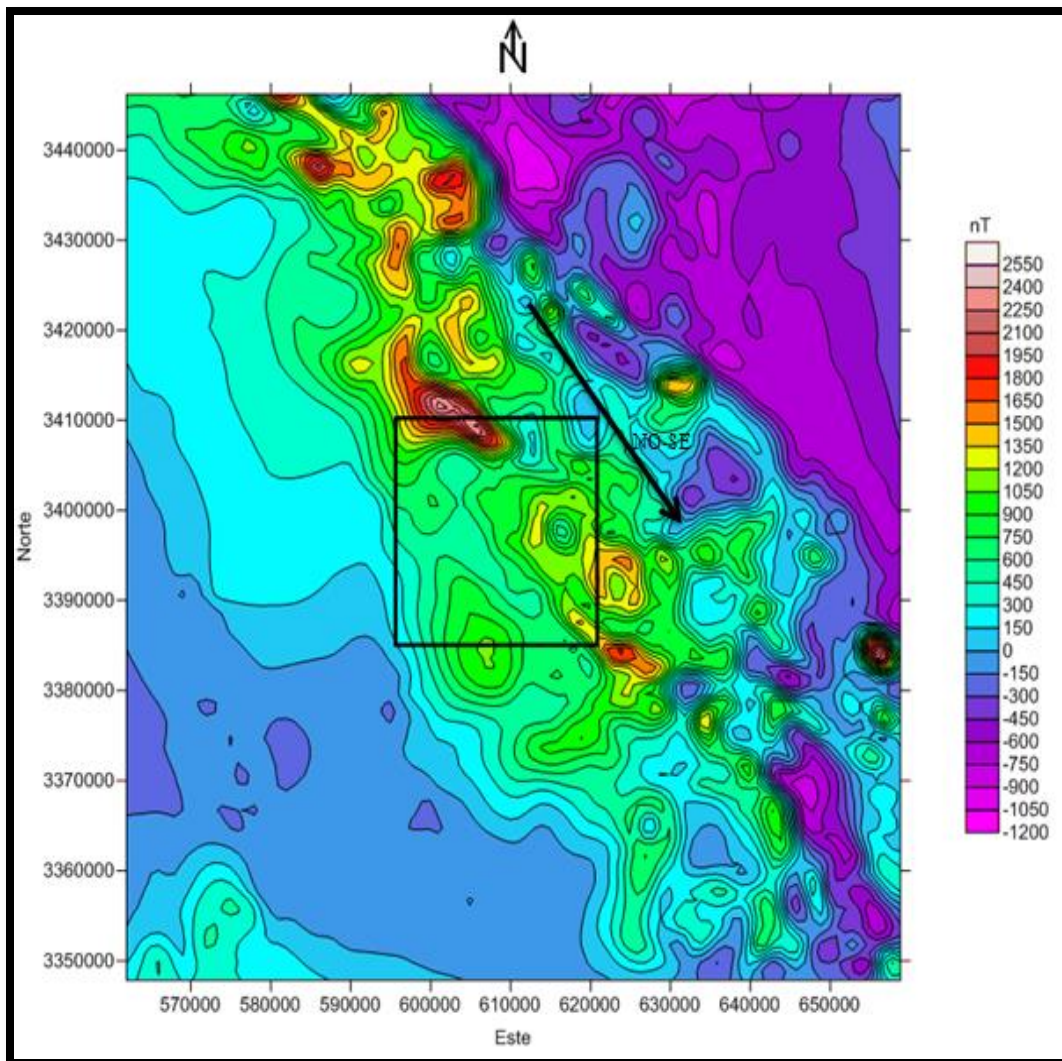


Figura 21. Mapa de anomalía magnética residual reducida al polo de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.

La figura 22 muestra el mapa de señal analítica, se observa un lineamiento estructural preferencial con dirección NO-SE. Al ser un filtro que señala las anomalías someras, se muestran en general una coloración azul debido al ambiente regional y se muestran pequeñas anomalías de color morado y verde asociados al oriente a la Sierra de San Pedro Mártir y al occidente por la formación Alisitos. La anomalía que se observa dentro del cuadrante de estudio es parte del complejo plutónico de la zona y marca un cambio de dirección en el arroyo de Santo Domingo, rasgo estructural que predomina en todos los mapas. Se asocia al Plutón Aguaje del Burro (Delgado, Luis. et, al. 2004).

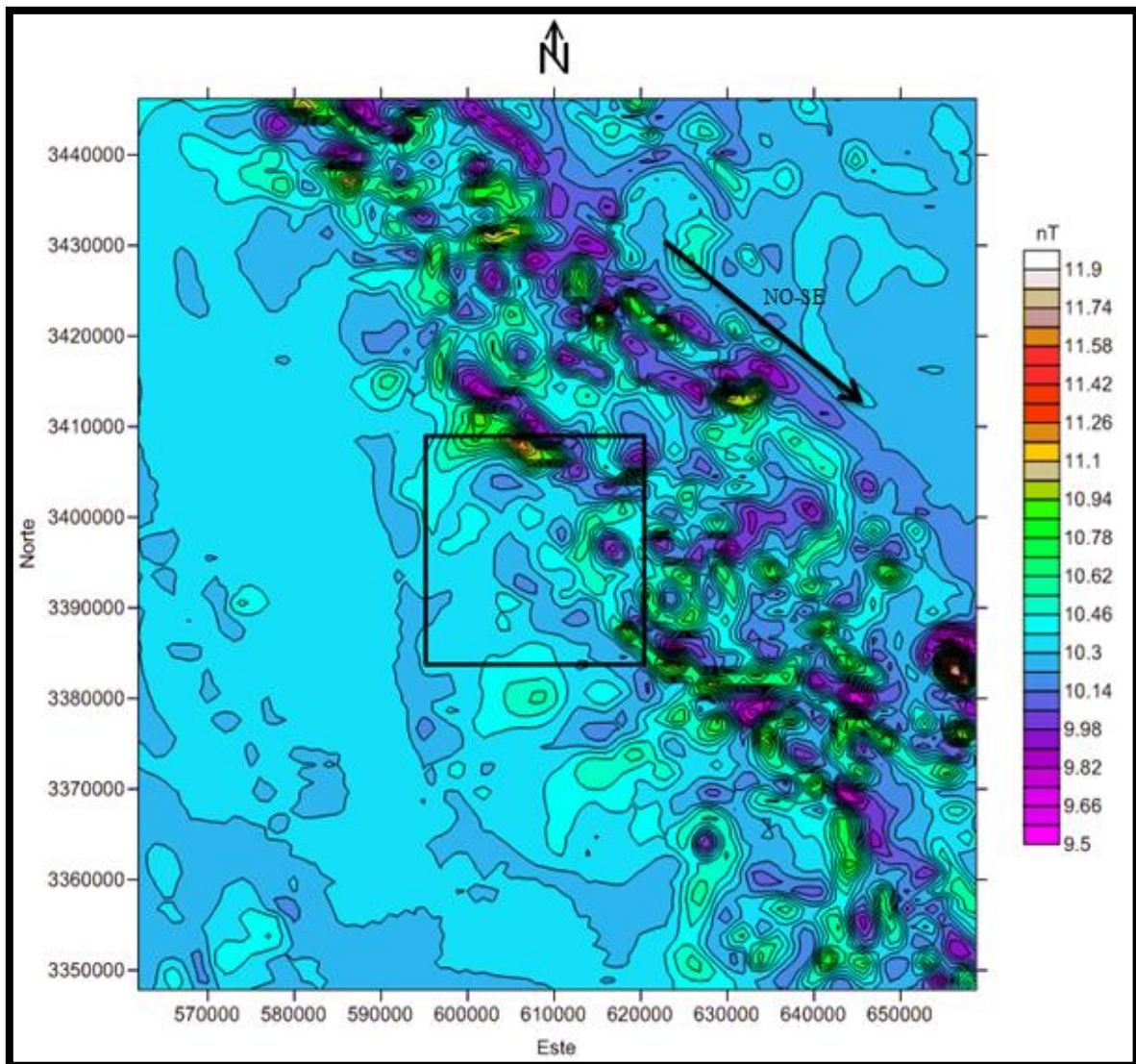


Figura 22. Mapa de anomalía magnética residual reducida al polo con el filtro de señal analítica de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.

La figura 23 muestra el mapa de gradiente horizontal, se observa un lineamiento estructural preferencial con dirección NO-SE. Al ser un filtro que señala contactos estructurales someros, se muestran en general una coloración verde debido al ambiente regional y se muestran pequeñas anomalías de color morado, amarillo y rojo a lo largo del lineamiento preferencial NO-SE que se asocia al complejo plutónico de la zona. La anomalía que se observa dentro del cuadrante de estudio es generada por el Plutón Aguaje del Burro que provoca un cambio de dirección en el arroyo de Santo Domingo. Es indudable la presencia de magnetita e ilmenita en la zona según estudios de (Delgado, Luis. et, al. 2004), que son minerales accesorios del granito, formador de batolitos. Se muestran principalmente en la parte NO y SE del cuadrante de estudio. Estas anomalías caen en zonas donde se ven superficialmente estructuras montañosas que sobresalen de las demás.

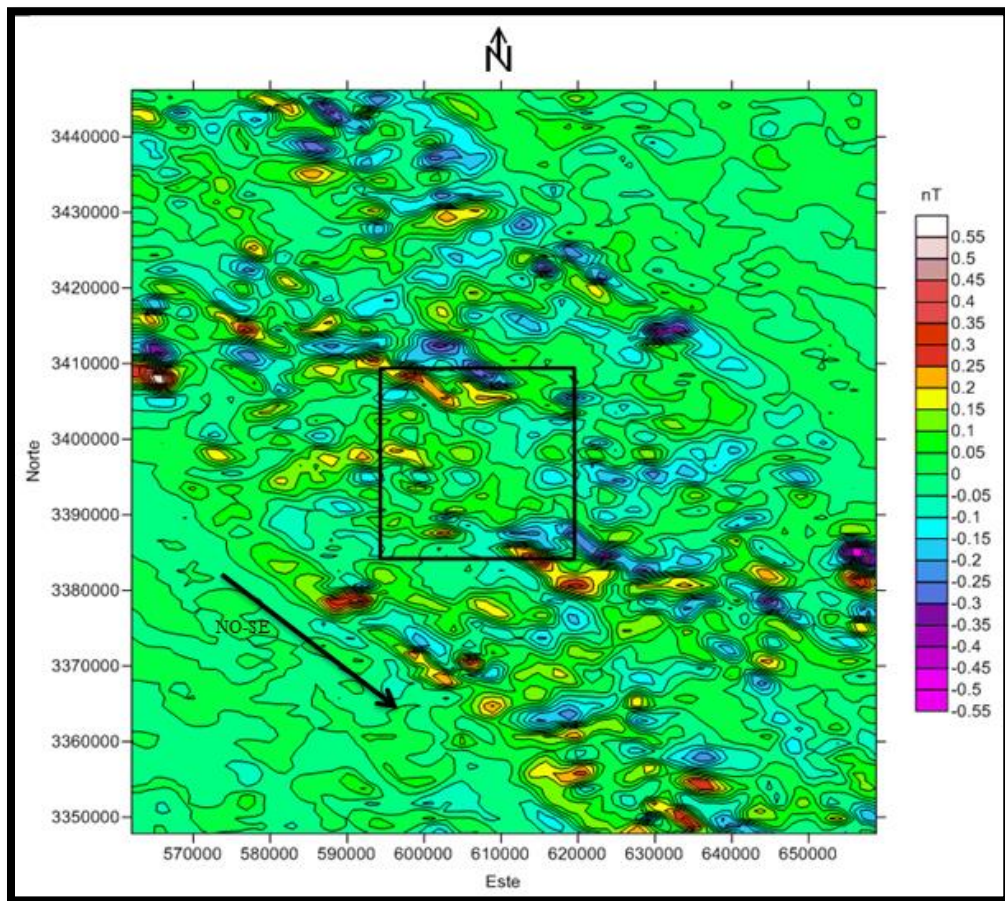


Figura 23. Mapa de anomalía magnética residual reducida al polo con el filtro de gradiente horizontal en la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km²) y con una flecha negra la dirección preferencial del batolito peninsular de la región.



Figura 24. Se encierran en círculos color amarillo algunas de las anomalías que ven en el filtro de gradiente horizontal y cómo esos rasgos se notan superficialmente en un sistema de elevación digital.

Una vez procesado los datos aeromagnéticos y generado sus respectivos mapas, se adquirieron mapas de caracterización hidrográfica figura 25 y de pendientes figura 26, de las cuencas costeras de la región de Santo Domingo. Esto con el objetivo determinar zonas con mayor potencial de recarga que favorezcan el abastecimiento del acuífero ya que los acuíferos de medio fracturado que buscamos están condicionados a la precipitación.

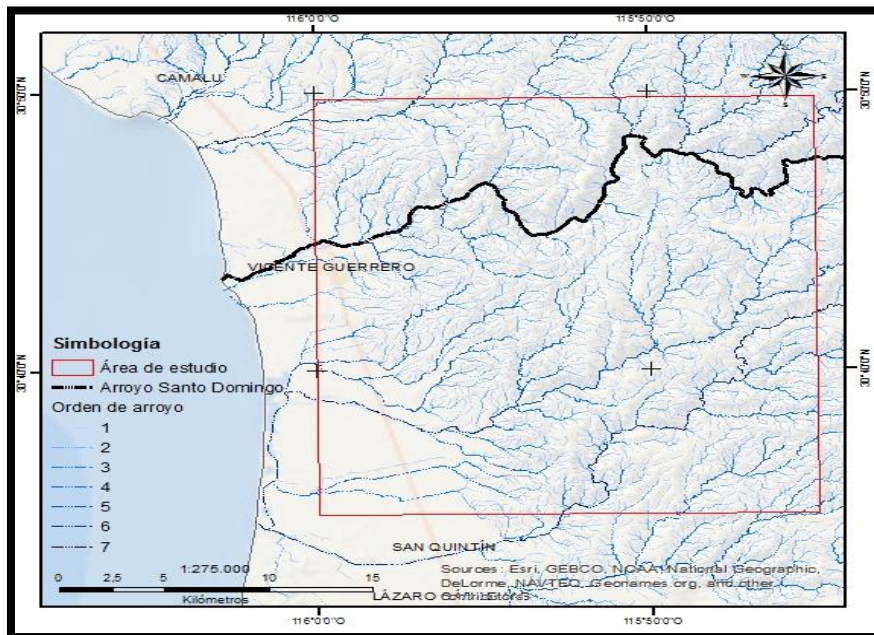


Figura 25. Caracterización Hidrográfica (Martínez, 2014) de la zona montañosa del Valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono rojo el área de estudio (25km²)

En el valle de Santo Domingo predomina la región hidrológica RH 01 y las subregiones RH01 A y RH01 B, localmente se le conoce como arroyo de Santo Domingo y arroyo San Quintín respectivamente. La caracterización de las micro cuencas y bloques estructurales de la figura 25 es una línea base que define el potencial de escurrimiento superficial.

Los arroyos del cuadrante de estudio están controlados por la estructura de bloques geológicos, ya que en unas zonas se presentan cambios bruscos de dirección y en otras se presentan rectas importantes, además tienen un alto potencial energético debido al gradiente topográfico de la zona. El drenaje en su mayoría es tipo dendrítico, pero, en algunas cuencas y debido a las fallas se comporta tipo bayoneta. Es importante distinguir las zonas donde fluyen los arroyos ya que son zonas donde ocurre mayor infiltración debido a que es la zona por donde circula el agua.

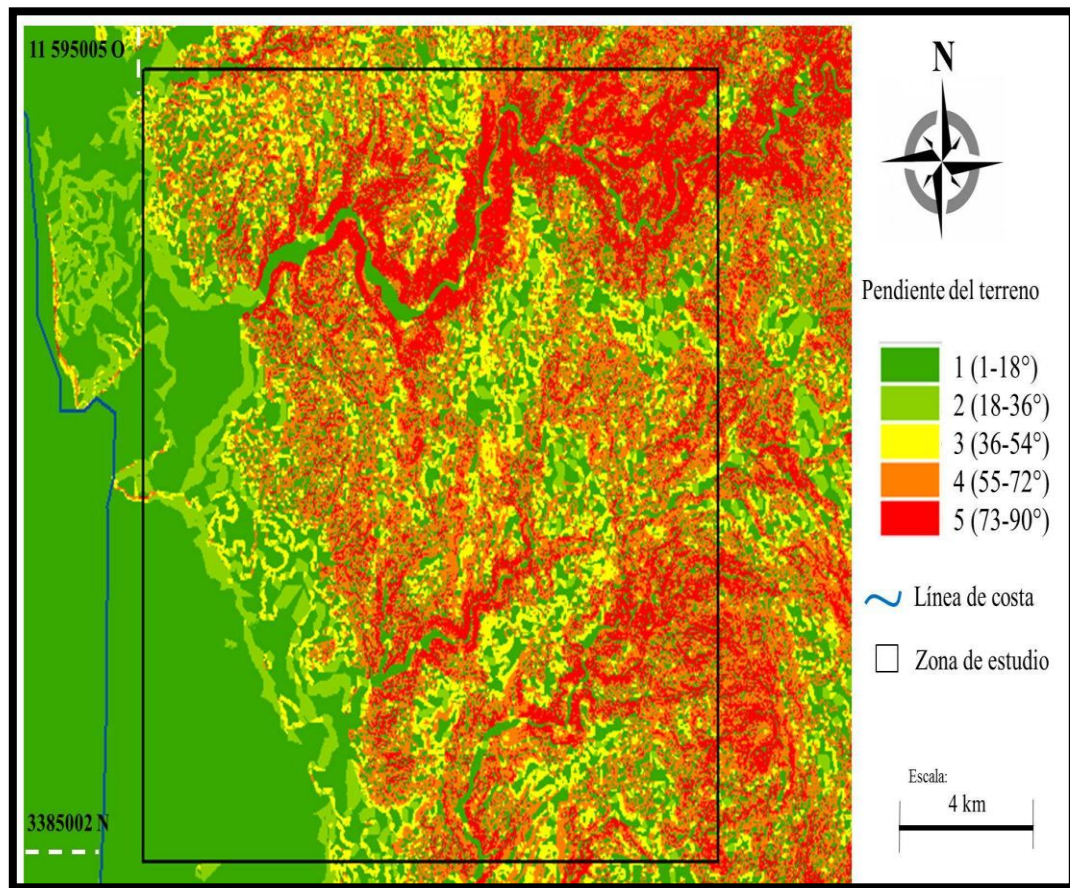


Figura 26. Caracterización de mapas de pendiente (Martínez, 2014) de la zona montañosa del valle de Santo Domingo. Se señala con un polígono negro el área de estudio (25km²)

Si bien es claro que la geomorfología de la cuenca influye en el caudal base, no hay consenso sobre qué parámetros geomorfológicos son los más estrechamente relacionados con el almacenamiento subterráneo y caudal base. Muchos estudios asocian la cubierta forestal de cuencas mayores con bajos flujos base, atribuidas a las altas tasas de evapotranspiración de los bosques, mientras que otros estudios indican aumento del flujo de base con mayor cobertura de bosque de la cuenca debido a una mayor infiltración y recarga de almacenamiento en el subsuelo. No existe un método estándar para la cuantificación del flujo de base, debido a la gran variedad de investigación y gestión de los objetivos y las longitudes de los registros de caudales-disponibles (Price Katie, 2011).

La pendiente del terreno es un factor determinante en el momento de infiltración debido que a mayor pendiente menor volumen de aguas infiltradas. Cuando el relieve es abrupto la pendiente aumenta la velocidad, y las aguas tienden a descender superficialmente hacia las zonas bajas. En los relieves suaves, las aguas de precipitación se remansan y permanecen más tiempo en contacto con los poros y fisuras de los materiales superficiales, lo que favorece la infiltración (Universidad Complutense de Madrid, 2006).

En la figura 26 se logra observar la pequeña elevación que se encuentra en la zona Oeste del mapa de pendientes, esto debido a que se encuentra en la zona costera y carece de accidentes topográficos, al contrario de la zona centro y Este que al ser la zona montañosa del valle de Santo Domingo tiene pronunciadas pendientes de distintos tamaños, siendo la variación desde 1 hasta 90°. De color rojo se muestran los accidentes topográficos con pendientes mayores y de color verde los que tienen menor pendiente.

Para tener más fundamentos en la selección de los puntos para la segunda campaña de exploración de campo, se descargaron mapas de carreteras (INEGI, 2010), fallas (Servicio Geológico Mexicano, 2010) y geología (Servicio Geológico Mexicano, 2010) que contribuyeran en la selección de las áreas con mayor potencial para el almacenamiento de agua subterránea.

En base a las vías de acceso es que se hace la planeación previa a la visita de campo, ya que de estas vías depende el alcance de las mediciones, debido a que el equipo geoelectrónico es pesado y es difícil moverlo sin ayuda de las camionetas de trabajo.



Figura 27. Mapa de vías de comunicación, con línea de color negro se muestran las vías de acceso disponibles.

Es importante tener presente la localización de las fallas geológicas en el área, debido a que es información valiosa, ya que son zonas fracturadas y estas facilitan el almacenamiento y movimiento de fluido a través de ellas.

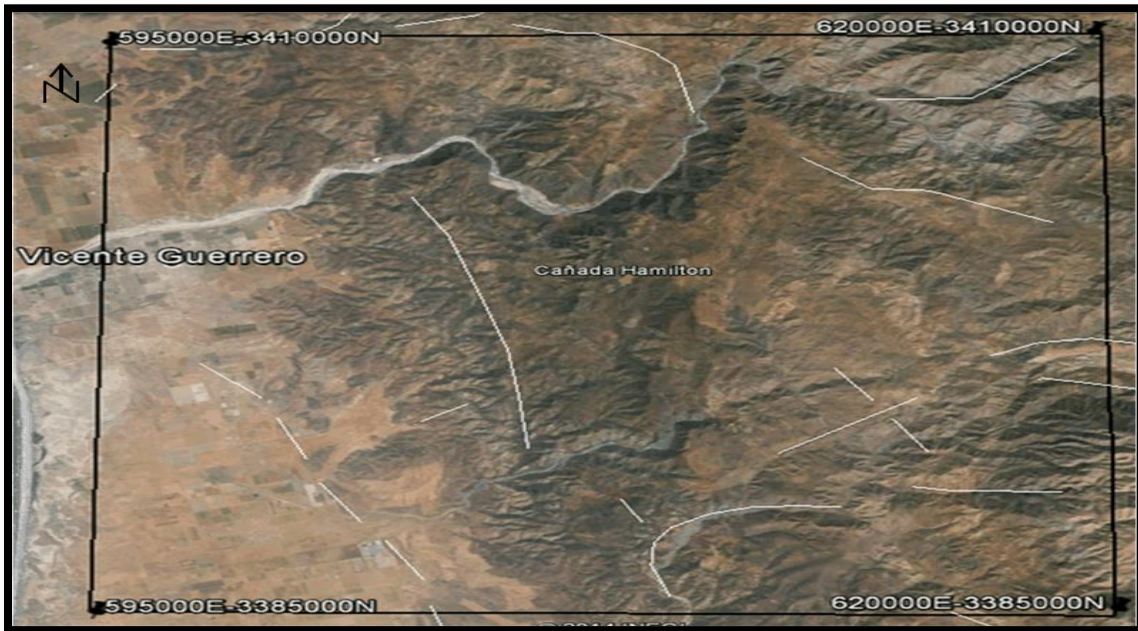


Figura 28. Se señala con líneas de color blanco el mapa de fallas geológicas presentes en el área de estudio, información adquirida del SGM.

Se usó el mapa de geología a escala 1:500,000 y 1:250,000 con el objetivo de saber qué tipo de materiales se encuentran en el subsuelo, al menos de manera general, debido a que la escala impide un reconocimiento más detallado.

Es importante saber cuál es el nivel de permeabilidad del suelo, ya que este es un factor determinante a la hora de la infiltración del agua superficial al subsuelo. Como se puede observar en el área de estudio la permeabilidad es muy variada, yendo desde permeabilidad media a alta a permeabilidad baja como se observa en la figura 30.

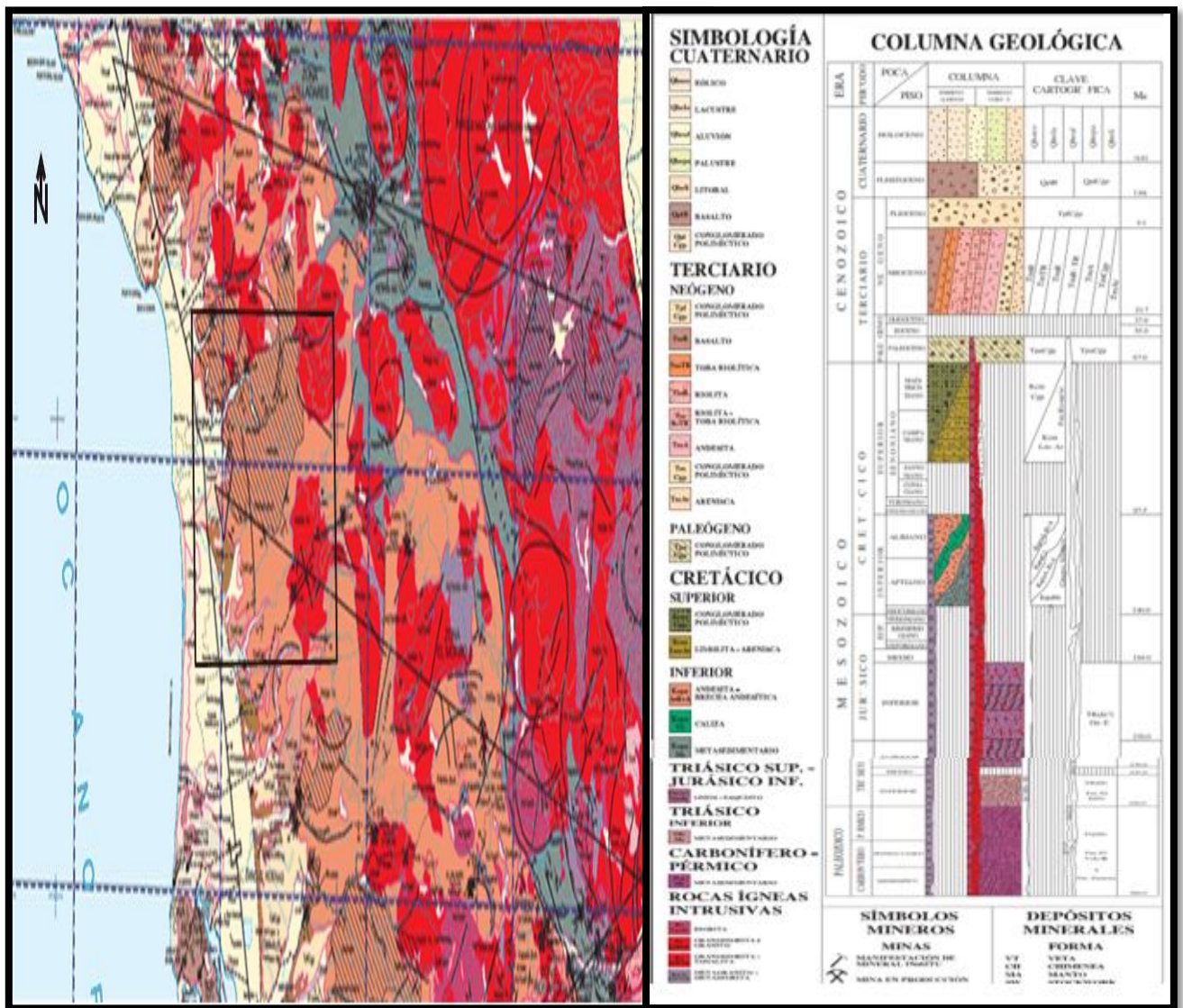


Figura 29. Geología de Baja California, se muestra en un recuadro la zona de estudio. De color crema están representadas las rocas andesíticas y brechas andesíticas. De color rojo se encuentran representadas las rocas igneas intrusivas como los granitoides (SGM, 2000) escala 1:250,000.

Se puede observar en la figura 29 que en la parte central del mapa y en una gran porción de la zona de estudio predomina la presencia de andesitas y brechas andesíticas. En el lado oriental predomina la presencia de granitoides y material metasedimentario.

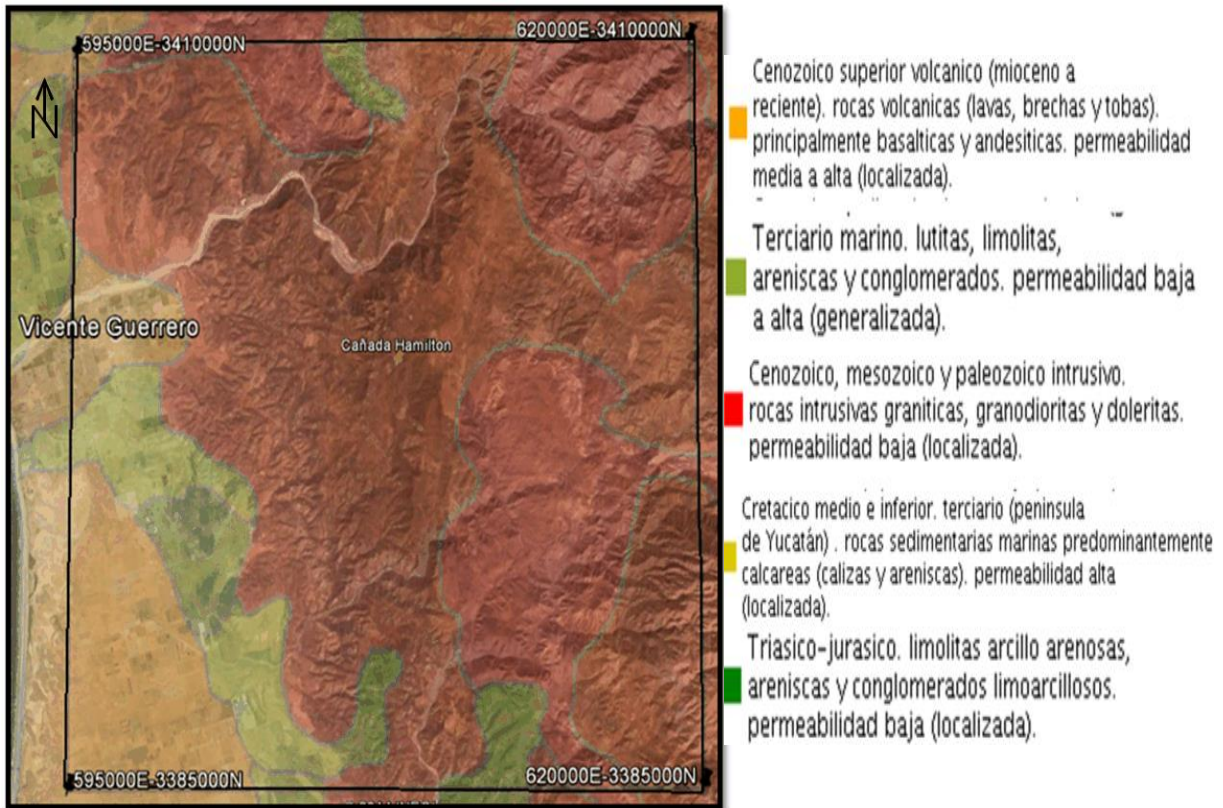


Figura 30. Mapa de geología escala 1:500000, adquirido del SGM.

La figura 30 muestra que en la zona de estudio predominan las rocas volcánicas, principalmente las basálticas y andesíticas, así como rocas intrusivas graníticas, granodioritas y doleritas.

Una vez recaudada toda la información posible, se continuó con la ayuda del software Google Earth, con el cual tenemos la posibilidad de integrar distintos mapas o imágenes con información diversa que correctamente georreferenciada, ayudan a la interpretación de los objetivos de exploración.

Se integraron los mapas de anomalía residual reducida al polo, gradiente horizontal y señal analítica a la capa de información geográfica en la zona de estudio para señalar lineamientos superficiales. Se hizo un mapa de polígonos con ARCMAP para aumentar la resolución de las anomalías, ya que como se puede observar en los mapas anteriores, las anomalías tienen un carácter muy regional y es difícil determinar lineamientos locales.

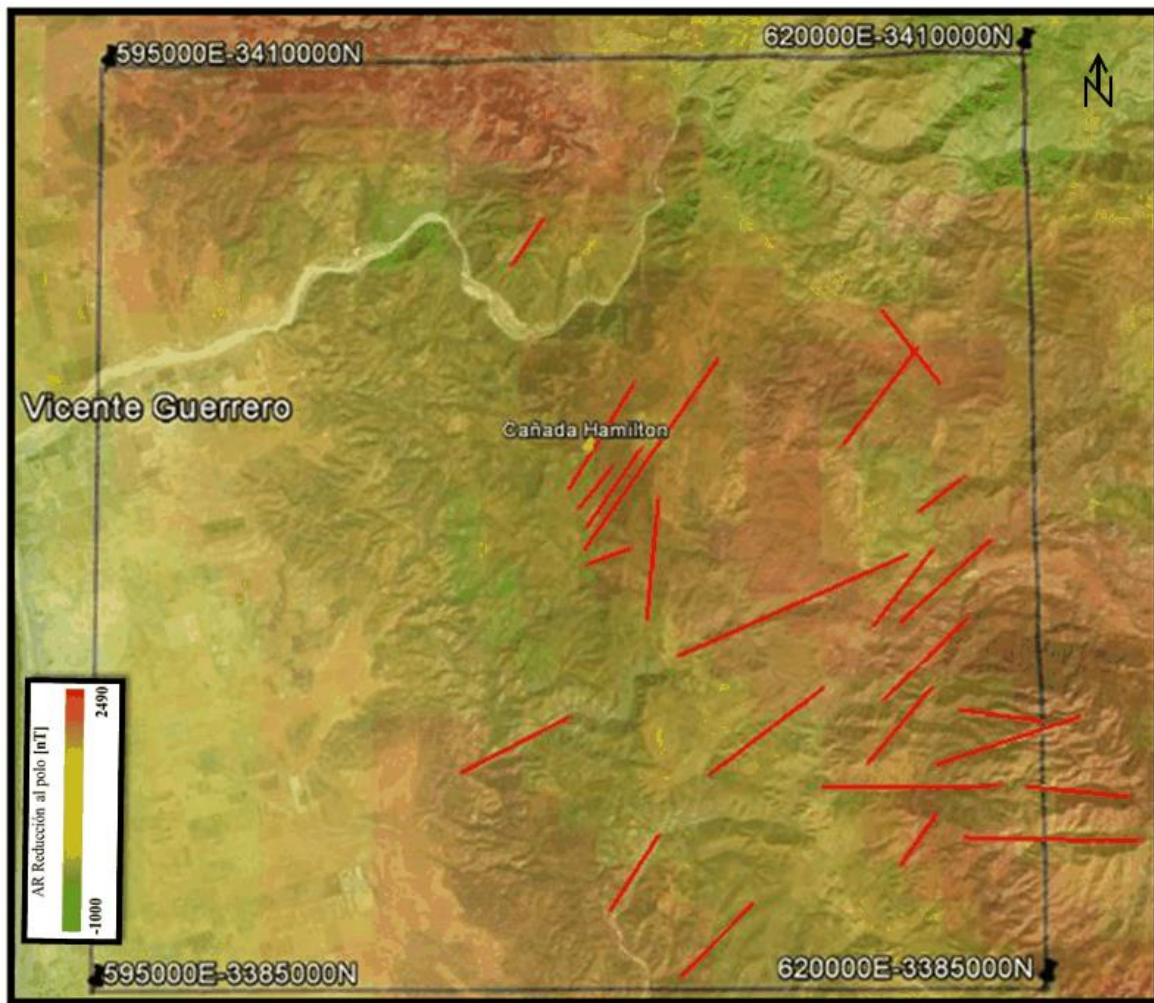


Figura 31. Anomalía residual con reducción al polo superpuesta a un mapa de elevación digital en la colonia Vicente Guerrero, donde se señalan lineamientos estructurales interesantes.

En la figura 31 se delimitan con líneas rojas los lineamientos que se detectaron superficialmente en base a las anomalías magnéticas detectadas en los cambios de gradiente magnético. No se propusieron lineamientos en la parte este del mapa debido a que es el valle con intrusión salina, y en la parte norte debido a que después del arroyo Santo Domingo los sitios no son de interés.

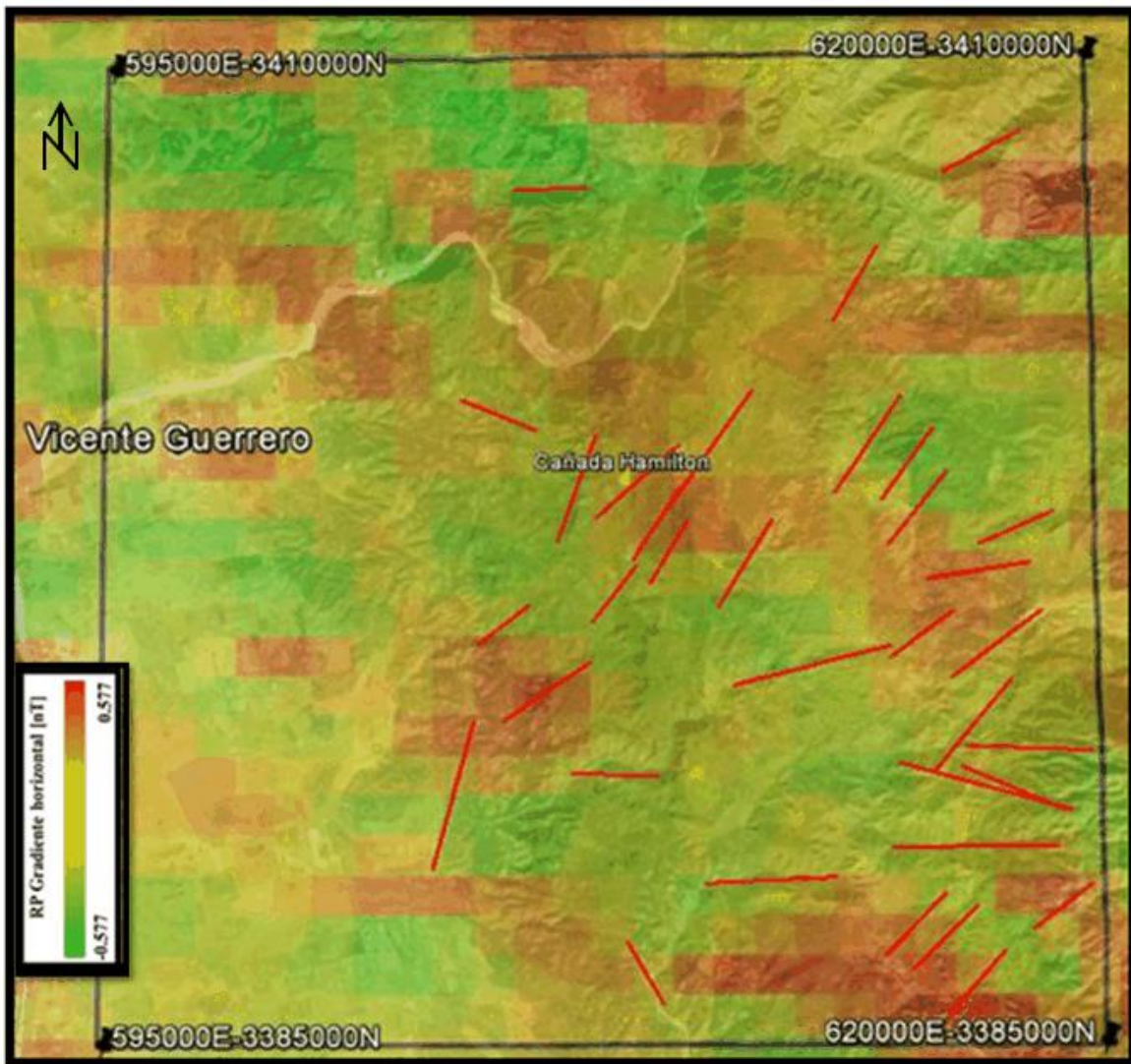


Figura 32. Anomalía residual reducida al polo con el filtro de gradiente horizontal superpuesta a un mapa de elevación digital en la colonia Vicente Guerrero, donde se señalan lineamientos estructurales interesantes.

En la figura 32 se delimitan con líneas rojas los lineamientos que se detectaron superficialmente en base a las anomalías magnéticas detectadas en los cambios de gradiente magnético. No se propusieron lineamientos en la parte este del mapa debido a que es el valle con intrusión salina, y en la parte norte debido a que después del arroyo Santo Domingo los sitios no son de interés.

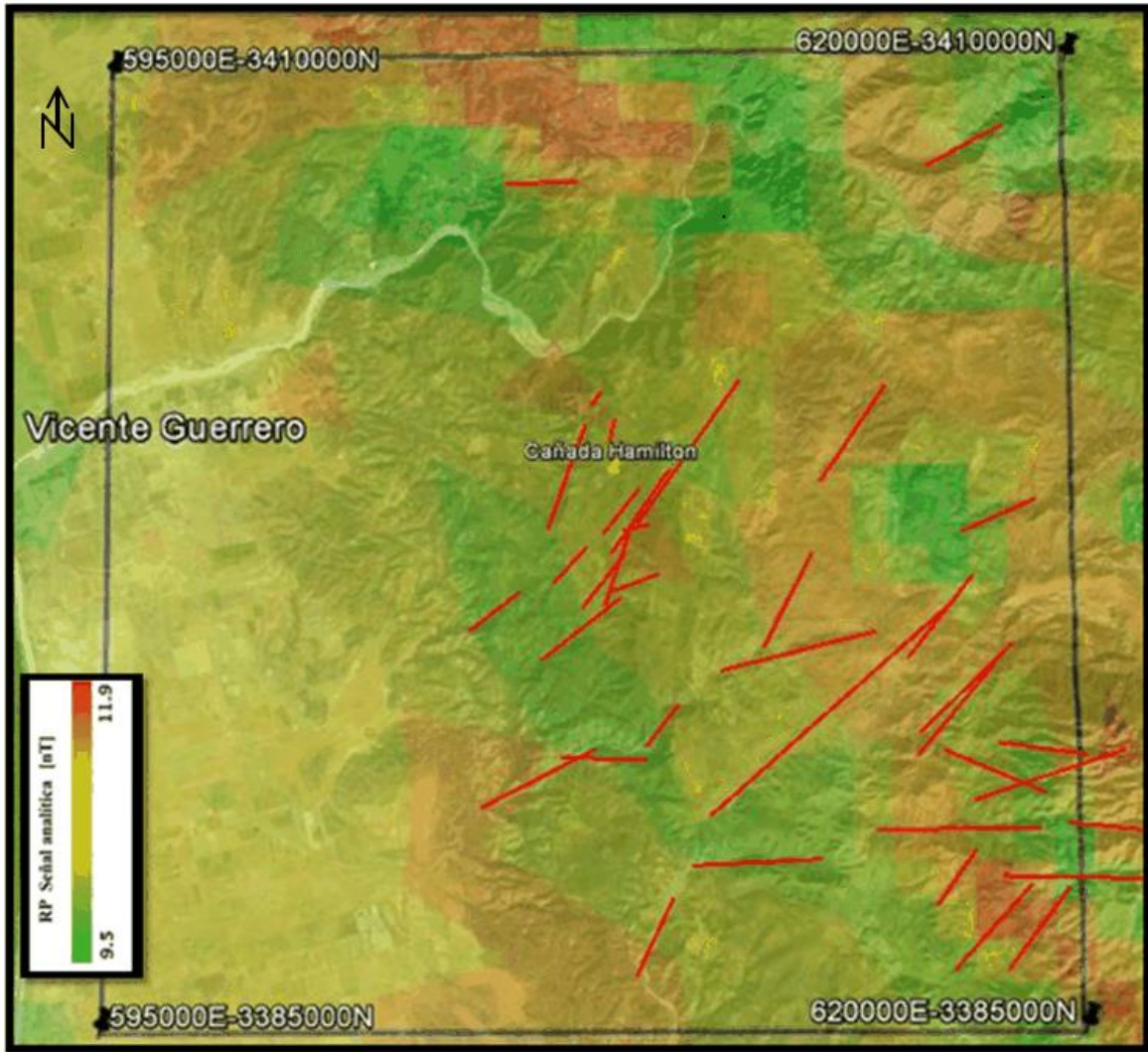


Figura 33. Anomalía residual reducida al polo con el filtro de señal analítica superpuesta a un mapa de elevación digital en la colonia Vicente Guerrero, donde se señalan lineamientos estructurales interesantes.

En la figura 31 se delimitan con líneas rojas los lineamientos que se detectaron superficialmente en base a las anomalías magnéticas detectadas en los cambios de gradiente magnético. No se propusieron lineamientos en la parte este del mapa debido a que es el valle con intrusión salina, y en la parte norte debido a que después del arroyo Santo Domingo los sitios no son de interés.

El procedimiento que se realizó para proponer zonas de fracturamiento en donde se realizarán las campañas siguientes de exploración geofísica fue el de superponer los mapas de reducción al polo, señal analítica y gradiente horizontal para observar en qué zonas los lineamientos coincidían en mayor medida, pudiendo identificar todos la estructura o cuerpo anómalo.

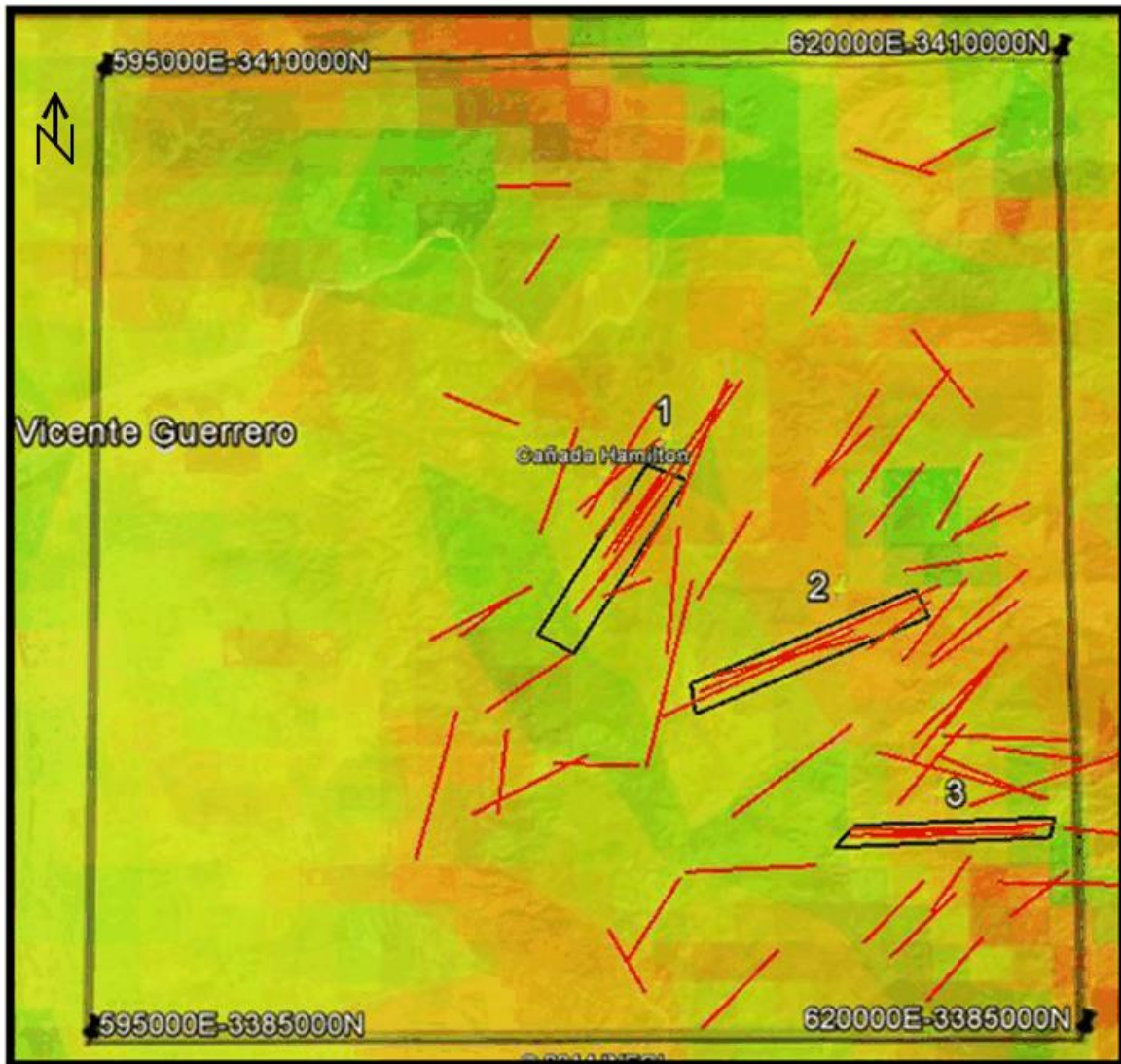


Figura 34. Mapa de anomalía residual con reducción al polo, señal analítica y gradiente horizontal superpuestos. Se muestran lineamientos que concuerdan con fracturamiento superficial. En polígonos de color negro se muestran las zonas que se proponen para la segunda etapa de exploración geofísica.

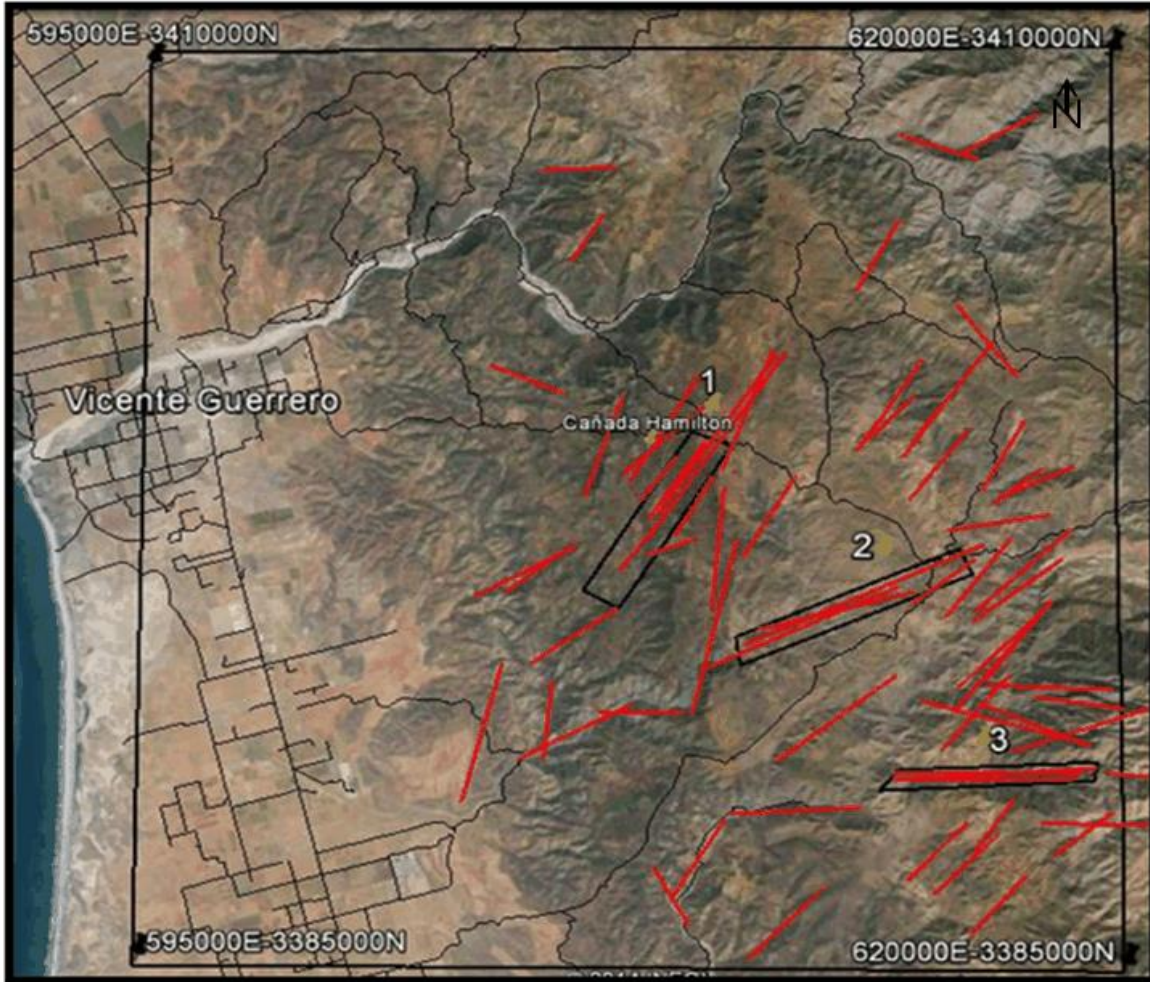


Figura 35. Mapa que muestra todos los lineamientos y en las zonas que se proponen para la segunda etapa del estudio geofísico, se muestran lineamientos que coinciden con fracturamiento superficial.

En el cuadrante de estudio se seleccionaron tres polígonos debido a que en esas zonas como se aprecia en la figura 34 y 35, son zonas de fracturamiento superficial y se nota un gradiente en los valores de la intensidad magnética de los materiales, lo que puede estar asociado a zonas fracturadas.

Teniendo identificado los contactos magnéticos y las fracturas superficiales se continuó a usar los sistemas de información geográfica para determinar las vías de acceso a la zona montañosa, esto es de gran ayuda previo al trabajo de campo, ya que una buena planeación de las actividades a realizar en el campo se verá reflejado en ahorro de tiempo y dinero.

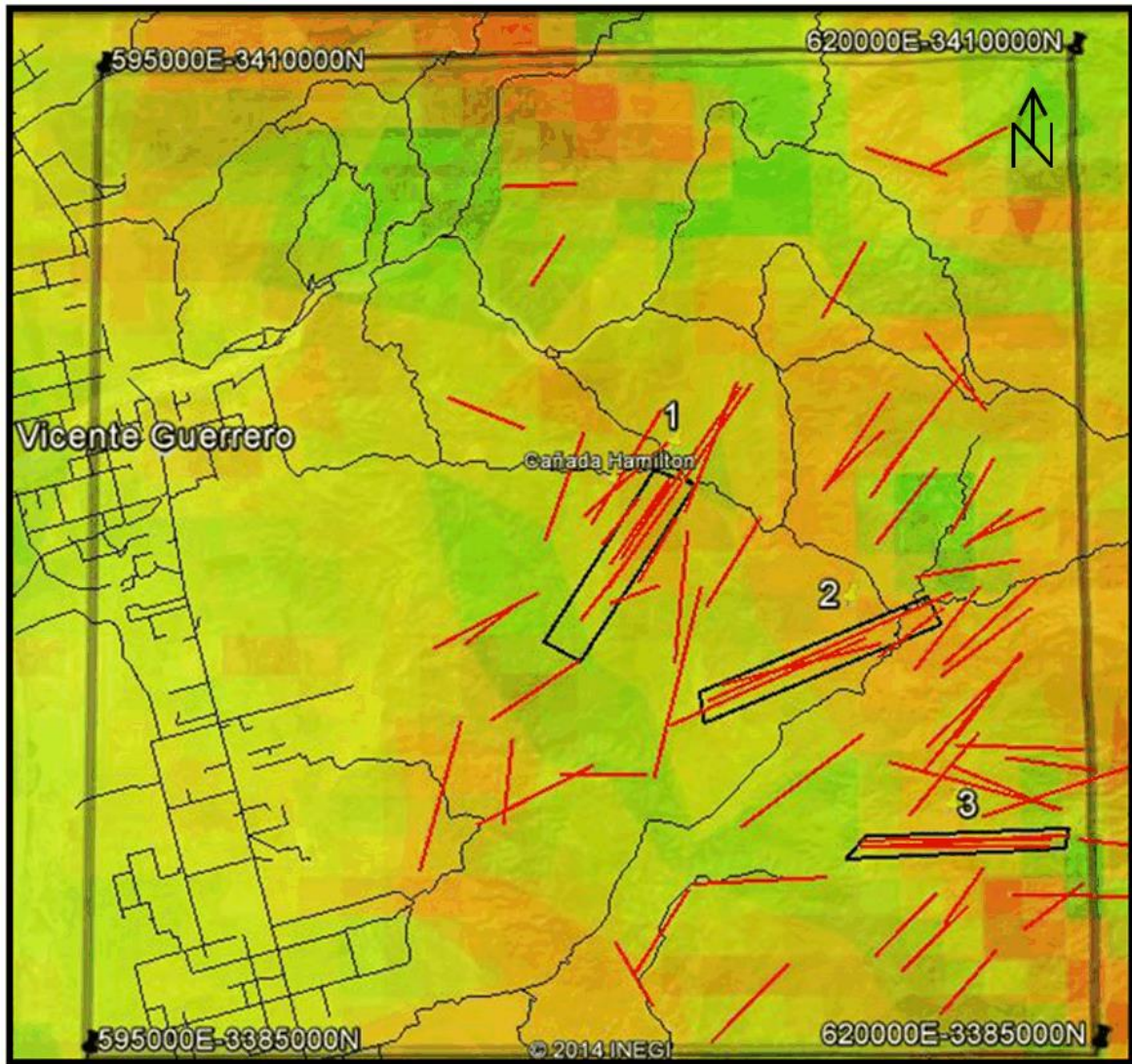


Figura 36. Se muestran los caminos de la zona montañosa del Valle de Santo Domingo (datos INEGI) y las zonas de mayor interés para realizar la segunda etapa de exploración geofísica a detalle.

En la figura 35 se observa como hay caminos a la zona 1 y a la zona 2, mientras que en la zona 3 se observa que no hay acceso. Esto sirve para centrarse en las primeras 2 zonas al hacer la visita de campo.

4.2 Discusión del procesamiento de datos magnéticos

Mbarga, *et al.* 2012, realizó un estudio aeromagnético en Camerún combinando mapas de gradiente horizontal con señal analítica para auxiliarse a determinar la posible localización de contactos estructurales. Esto nos da información acerca del fracturamiento de la zona de estudio ya que estos se asocian a zonas de contacto. Al combinar los mapas de señal analítica y gradiente horizontal Mbarga observó que donde el contacto del gradiente horizontal es paralelo y ligeramente desfasado de la señal analítica, representa la localización de los cuerpos.

Esa fue la metodología que se siguió y análogamente al estudio de Mbarga se detectaron lineamientos en las zonas 1, 2 y 3.



Figura 37. Canal del arroyo Hamilton. Brecha volcánica fracturada

La figura 37 se encuentra dentro de la zona número 1. Esto muestra que sí se pudieron detectar lineamientos estructurales someros con la superposición de mapas de anomalías magnéticas. Estas fracturas están asociadas al emplazamiento mismo de los plutones del área (Delgado Argote *et al.*, 2004). Uno de los factores de fuerza por los que se seleccionó la zona número 1 es la cercanía a la Cañada Hamilton que es zona de interés de los contratistas y que los arroyos presentes son de tipo dendrítico y siguen los caminos fracturados como en la figura 38.

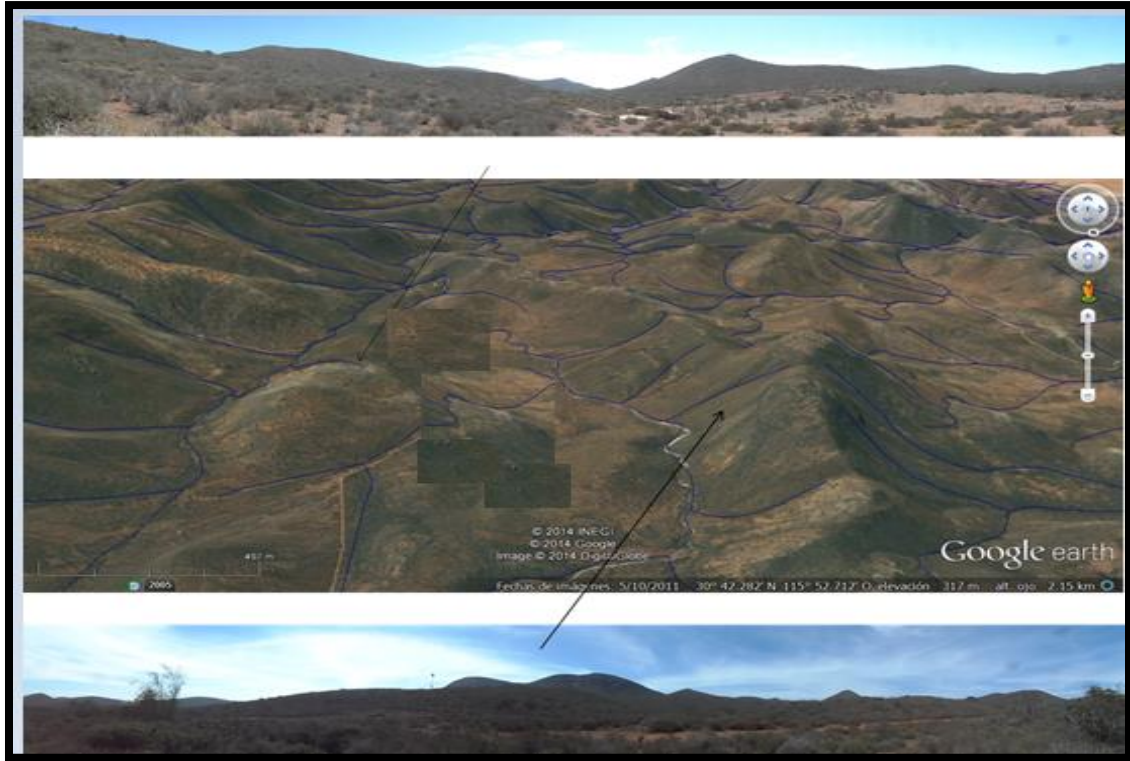


Figura 38. Drenaje de tipo dendrítico y topografía del terreno.

La zona 1 presenta arroyos de segundo orden y pendientes no tan pronunciadas respecto a la zona 2 y 3. Esto es de interés debido a que el relieve y la topografía se consideran como factores que afectan la hidrología ya que la inclinación de los perfiles favorece el incremento de la escorrentía, al no darle tiempo suficiente al agua para que infiltre en el suelo.

Los primeros 3 km iniciando del extremo con coordenadas 3399000N-610198E presentan mayor potencial debido que las pendientes son poco pronunciadas favoreciendo la infiltración de agua, además de que se encuentra en una unidad hidrogeológica considerada de permeabilidad de media a alta, según el SGM.

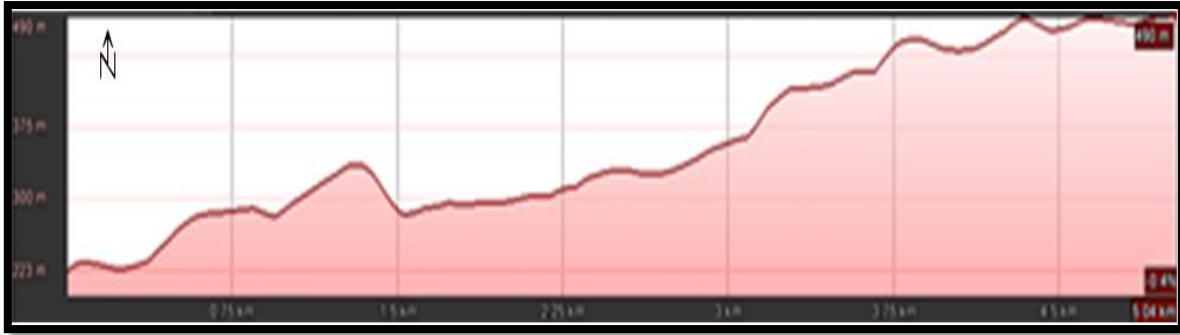


Figura 39. Perfil topográfico de la zona 1. Se nota lo abrupto en el cambio del nivel topográfico, con excepción de la parte central.

En la parte central del perfil topográfico de la figura 39 se nota poca variación en el nivel topográfico contrastando con los extremos del perfil. En la zona central la topografía es como la de la figura 38. Este tipo de topografías con poca pendiente ayudan a la infiltración del agua superficial. Esta zona cumple con características estructurales e hidrogeológicas para la posible presencia de agua subterránea.

La zona 2 presenta lineamientos paralelos además de condiciones favorables para la infiltración de agua, ya que se encuentra en el cauce de un arroyo intermontano mayor al tercer orden como se muestra en la figura 40.

Se observa que la estructura del cauce del río pudiera estar relacionada con lineamientos curvilíneos abundantes en la región de estudio y a San Jerónimo (Torres, 2011), zona vecina del área de estudio que se encuentra al sur. La zona regionalmente presenta una permeabilidad baja, pero en este caso al encontrarse sobre el cauce del río, el agua puede infiltrarse a través de los sedimentos que rellenan el cauce principal, aunque no es recomendable hacer perforaciones sobre el cauce por cuestiones técnicas.



Figura 40. Arroyo intermontano en la zona montañosa del Valle de Santo Domingo, B.C..

Este tipo de arroyos son de temporal, ya que dependen totalmente de las lluvias de la región, y en contraste con el arroyo principal que se encuentra en el valle de Santo Domingo, aquí la calidad del agua sería indudablemente mejor al evitar la intrusión salina del mar.

En esta zona se encuentran estructuras geológicas de tipo “cuello de botella” que favorecen la infiltración del agua debido al cambio en la dirección de flujo principal, esto debido a que el cauce y el bloque montañoso crean gran fricción e inhibición del movimiento enviando el agua en todas direcciones.

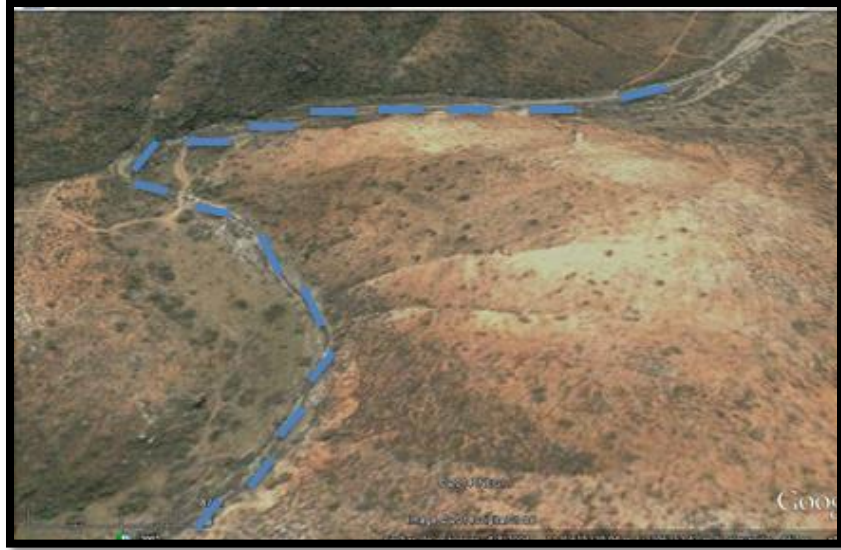


Figura 41. Se señalan con líneas punteadas color azul el “cuello de botella” que provoca un cambio en la dirección del flujo principal.

La topografía es abrupta después de los 2 km orientación NE-SO empezando del extremo con coordenadas 3395908N-6160200E, por lo que se propone poner mayor énfasis en las mediciones de esta zona, ya que pasando los 2 km la topografía comienza a ser muy accidentada con pendientes grades, provocando una mayor velocidad en el flujo de agua y disminuyendo la infiltración.

Debido al difícil acceso y a la distancia retirada de la comunidad además de la inexistente actividad humana, como caminos e instalaciones eléctricas, se propone este sitio como segunda opción.

Se observa en la zona 3 lineamientos paralelos, lo que hace pensar que allí puede estar localizada una falla, que se comprueba viendo los rasgos estructurales desde Google Earth, ya que cae una falla bastante grande que ha sido previamente detectada por el SGM.

Se muestra en la figura 42 el drenaje dendrítico que se encuentra en los últimos 2 km orientación NE-SO de esta zona, en donde el gradiente topográfico es menos pronunciado con respecto al lado NE, ayudando a la infiltración de agua. El perfil tiene como coordenadas de origen 3390000N-614342E, y finales 3390290N-619358E. Está compuesto por rocas de permeabilidad de media a alta, factor que favorece la infiltración.



Figura 42. Drenaje dendrítico de los últimos 2 km de la zona 3 con una orientación NE-SO. Se observa que el cauce principal fluye sobre una falla geológica.

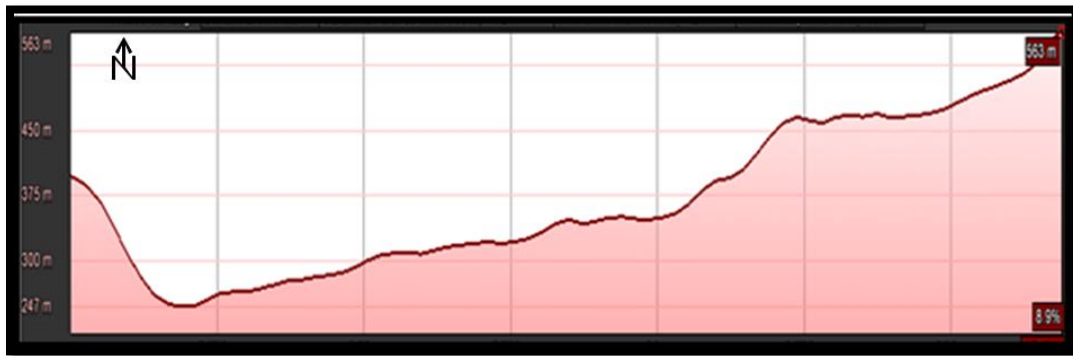


Figura 43. Perfil topográfico de la zona 3. Se nota el alto gradiente topográfico iniciando en el lado este y disminuyendo hacia el lado Oeste.

El gran problema que se observa en esta zona y que es vital son las vías de acceso, ya que por el momento son inexistentes. Lo que limita un estudio posterior en estos momentos.

En la tabla 1 se muestra el resultado del análisis cualitativo de cada mapa, en base a este se determinó la selección del sitio a explorar que se explica en las recomendaciones. Se encuentran en negritas las zonas que cuentan con mayor posibilidad de contar con características hidrogeológicas y estructurales para la captación de agua subterránea. Bajo este análisis los sitios que mejores condiciones técnicas presentan para la segunda campaña de exploración es el 1 en primera instancia y posteriormente el 3.

La zona 1 presenta factibilidad técnica y económica, la zona 3 presenta el gran problema de no contar con vías de acceso por lo económicamente puede ser el menos factibles. El sitio que se situó en tercer puesto de importancia es el que se encuentra en la zona 2, pero hay que tomar especial atención en esos cambios de dirección que favorecen la recarga de los acuíferos, y este tipo de estructuras se encontraban en esta zona.

Tabla 1. Resultado del análisis cualitativo que se realizó a la información cartográfica.

Característica	Zona 1 (3295064N-606410E , 3399000N-610198E)	Zona 2 (3393615N-610330E , 3395908N- 6160200E)	Zona 3 (3390000N-614342E , 3390290N-619358E)
	Ventaja	Ventaja	Ventaja
Hidrografía	Arroyo de segundo orden	Arroyo de tercer orden	Arroyo mayor a tercer orden
Vías de comunicación (INEGI)	Fácil acceso	Acceso moderado	Sin acceso
Pendientes	1 a 54°	36 a 90°	36 a 90°
Fallas (SGM)	No se observa alguna cercana	Lineamientos curvilíneos	Sobre falla
Geología (SGM)	Rocas volcánicas, (lavas, brechas y tobas), Principalmente basálticas y andesíticas. Permeabilidad de media a alta.	Rocas intrusivas graníticas, granodioritas y doleritas. Permeabilidad baja	Rocas volcánicas, (lavas, brechas y tobas), Principalmente basálticas y andesíticas. Permeabilidad de media a alta.

4.3 Modelación Directa

Los 3 perfiles magnéticos que se modelaron se encuentran ubicados en la zona 1 debido a que esta fue la zona de interés. Estos perfiles tienen un separación de 1 km entre ellos y dirección Sur - Norte, el perfil A inicia en las coordenadas (607168.62 E ,3385260.88 N) y termina en (607168.07 E, 3409744.82 N), el perfil B inicia en (608179.07 E, 3385260.74 N) y termina en (608179.07 E, 3409744.82 N) y por último el perfil C inicia en (609127.49 E, 3385232.53 N) y termina en (609152.81 E, 3409762.02N). La figura 44 muestra la ubicación de los 3 perfiles ubicados en la zona de estudio.

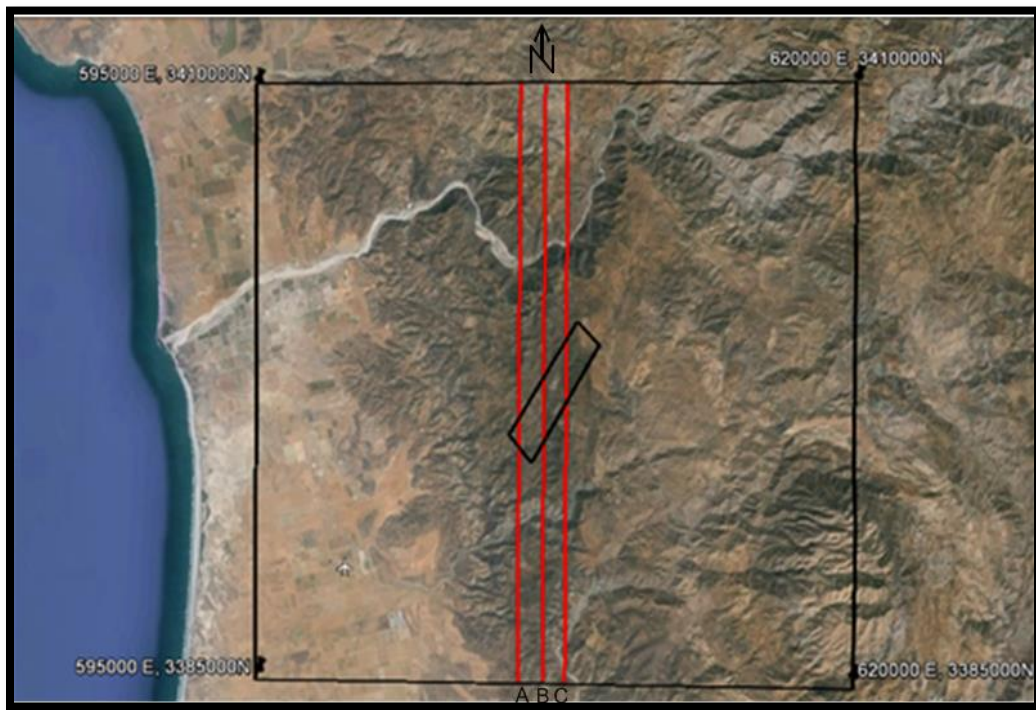


Figura 44. Ubicación en la zona de estudio de los perfiles magnéticos realizados para el modelado directo. Se muestra el perfil A, B y C.

El software requiere parámetros como la inclinación, declinación e intensidad del campo magnético que se proporcionaron con los datos anteriormente mostrados en la carta magnética Lázaro Cárdenas. Este software para realizar el modelado geológico necesita la susceptibilidad magnética de las rocas en el subsuelo. Se muestra la tabla 2 con las susceptibilidades de algunos materiales.

Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas de distintas rocas compiladas por Clark y Emerson (1991) y Hunt *et al.* (1995).

Tipo de Roca y su susceptibilidad magnética en unidades SI (nT).		
Rocas ígneas	Rocas sedimentarias	Rocas metamórficas
Andesita 0.17	Arcilla 0.00025	Anfibolita 0.00075
Basalto 0.18	Carbón 0.000025	Gneis 0.025
Dolerita 0.062	Limo / Carbonatos 0.0012	Granulita 0.03
Diabasa 0.16	Dolomita 0.00094	Granulita Ácido 0,03
Diorita 0.13	Caliza 0.025	Granulita básico 0,1
Gabro 0.09	Sedimentos rojos 0.0001	Filita 0.0016
Norita 0.09	Arenisca 0.0209	Cuarcita 0.0044
Dacita 0.05	Esquisto 0.0186	Esquisto 0.003
Granito 0.05	Tobas 0.0012	Serpentina 0.018
Granodiorita 0.062	Conglomerado 0.0012	Pizarra 0.038
Peridotita 0.2	Areniscas / Brecha 0.0012	Mármol 0.025
Piroxenita 0.25		Metasedimentos 0.025
Riolita 0.038	Minerales	Migmatitas 0.025
Dunita 0.125	Biotita 0.0029	Ricos en magnetita (> 20% de magnetita) 1,8
Traquita 0.051	Granate 0.0027	Magnetita Skarn 1.2
Monzonita 0.1	Magnetita 5.7 ~ 0,1% 0,0034, ~ 0,5% 0,018, ~ 1% 0,034, ~ 20%: 0,72.	

Se muestra a continuación el modelo geológico obtenido del perfil A.

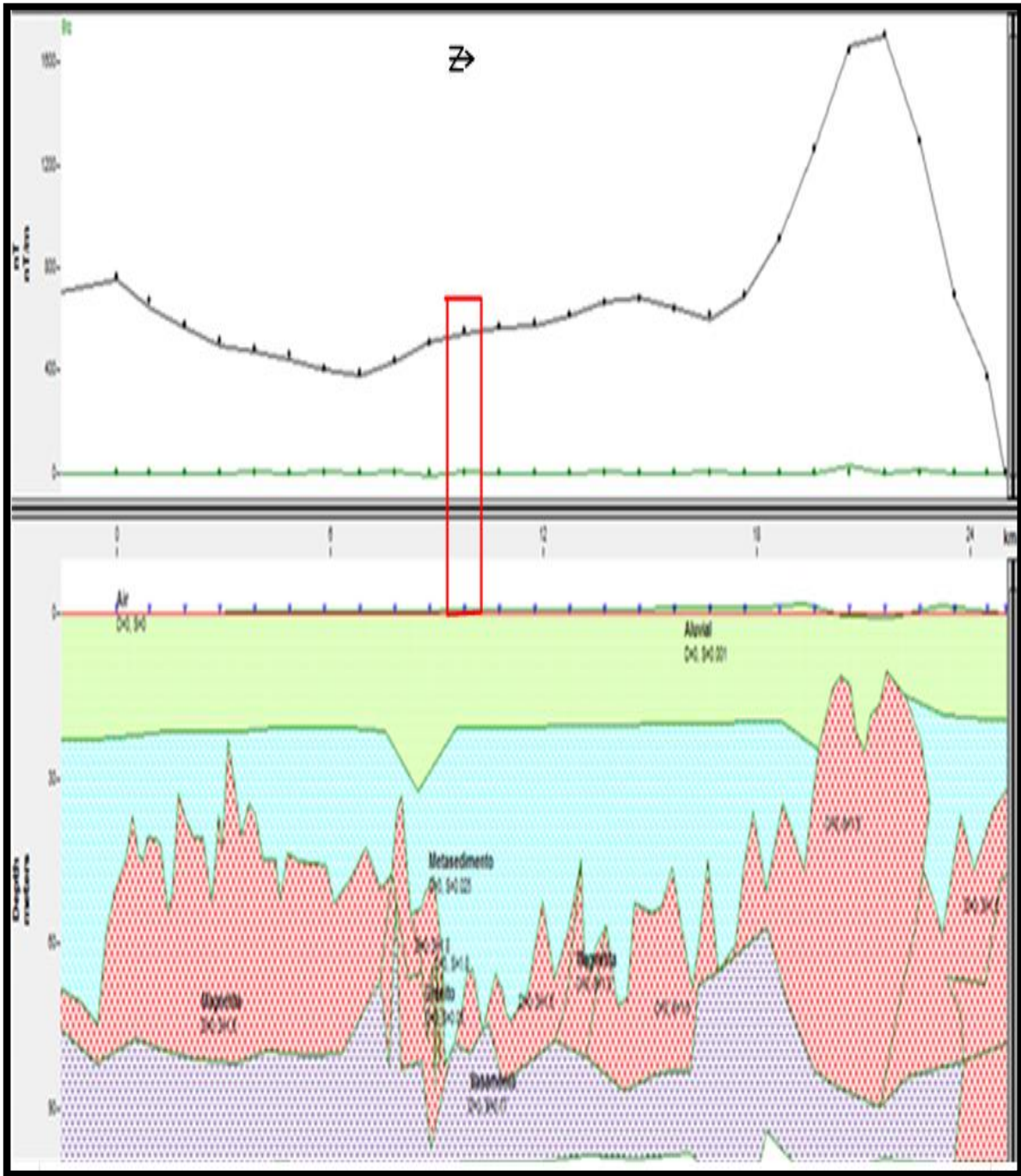


Figura 45. Se muestra en la parte superior el perfil magnético y en la parte inferior el modelo geológico generado. Con un polígono color rojo se señala el área de estudio. Con simbología de puntos verdes en la parte superior del modelo tenemos material aluvial con Susceptibilidad Magnética (SM) de 0.0012, con líneas perpendiculares de color azul cielo tenemos el material metasedimentario con SM de .025, de cruces rojas encontramos el intrusivo con un rango de SM desde .05 hasta 1.8. Por último con cuñas color morado tenemos nuestro basamento con una SM de 0.17

La figura 45 muestra un modelo geológico con una profundidad de 100 m, la cual se seleccionó debido a que se espera encontrar un acuífero en ese intervalo. Se observa en la parte superior del modelo el perfil A con un error cuadrático medio (rms) de ajuste de 10%, los puntos negros representan los datos de campo. Este perfil tiene una orientación S-N notándose claramente a los 17km una anomalía con amplitud de 1200 nT y extensión de aproximadamente 8 km que se asocia al Plutón Aguaje del Burro. Se observan 3 capas litológicas, la primera con un espesor de aproximadamente 25-30 m que se asocia a materiales aluviales con una SM de .0012, constituido por una mezcla heterogénea de arenas, limos, arcillas y conglomerados del Cenozoico, en este estrato se muestra una estructura con alto contenido de magnetita intrusionando .

Subyaciendo esta capa de material aluvial se infiere la presencia de materiales metasedimentarios con una SM de .025 y un espesor de aproximadamente 40 m, representados por conglomerados, areniscas y calizas del Mesozoico, en esta capa se muestra una intrusión batolítica de tipo sill que abarca en su totalidad el perfil, la composición de las estructuras tiene un alto contenido de magnetita en distintas concentraciones, además de granitoides, la SM varía de un rango de .05 de granitos hasta 1.8 en las estructuras con alto contenido de magnetita, se utiliza la magnetita como material accesorio debido a que estudios muestran a la magnetita como uno de los minerales accesorios que más se encuentran en las estructuras máficas de la zona (Delgado *et al.*, 2004). Finalmente se infiere la presencia del basamento geológico de profundidad indefinida.

Se muestra a continuación el modelo obtenido del perfil B

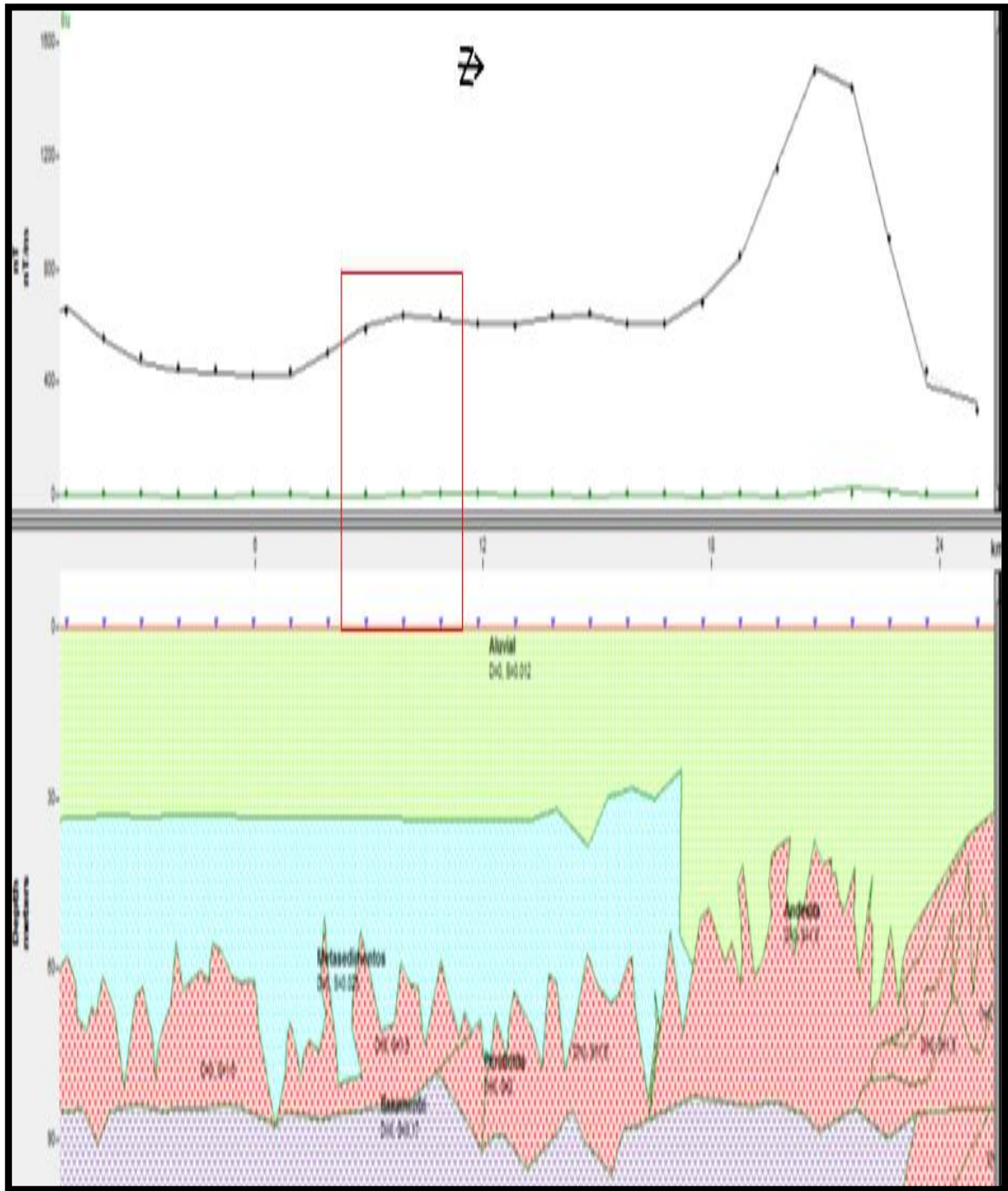


Figura 46. Se muestra en la parte superior el perfil magnético y en la parte inferior el modelo geológico generado. Con un polígono color rojo se señala el área de estudio. Con simbología de puntos verdes en la parte superior del modelo tenemos material aluvial con Susceptibilidad Magnética (SM) de 0.0012, con líneas perpendiculares de color azul cielo tenemos el material metasedimentario con SM de .025, de cruces rojas encontramos el intrusivo con un rango de SM desde 1.6 hasta 2. Por último, con cuñas color morado tenemos nuestro basamento con una SM de 0.17.

La figura 46 muestra un modelo geológico con una profundidad de 100 m, la cual se seleccionó debido a que se espera encontrar un acuífero en ese intervalo. Se observa en la parte superior del modelo el perfil B con un error cuadrático medio (rms) de ajuste de 10.5%, los puntos negros representan los datos de campo. Este perfil tiene una orientación S-N notándose claramente a los 17km una anomalía con amplitud de 1200 nT y extensión de aproximadamente 7 km que se asocia al Plutón Aguaje del Burro. Se observan 3 capas litológicas, la primera con un espesor de aproximadamente 35 m los primeros 17km, y de 45 a 60m los últimos 8 km que se asocia a materiales aluviales con una SM de .0012, constituido por una mezcla heterogénea de arenas, limos, arcillas y conglomerados del Cenozoico, en este estrato se muestra una estructura con alto contenido de magnetita intrusionando.

Subyaciendo se infiere la presencia de materiales metasedimentarios con una SM de .025 con un espesor de aproximadamente 40 m, representados por conglomerados, areniscas y calizas del Mesozoico, , en esta capa se muestra una intrusión batolítica de tipo sill que abarca en su totalidad el perfil, la composición de las estructuras tienen un alto contenido de magnetita en distintas concentraciones, la SM varía de un rango de 1.6 en las estructuras máficas con alto contenido de magnetita y 2 las peridotitas. Finalmente se infiere la presencia del basamento geológico de profundidad indefinida.

Se muestra a continuación el modelo obtenido del perfil C

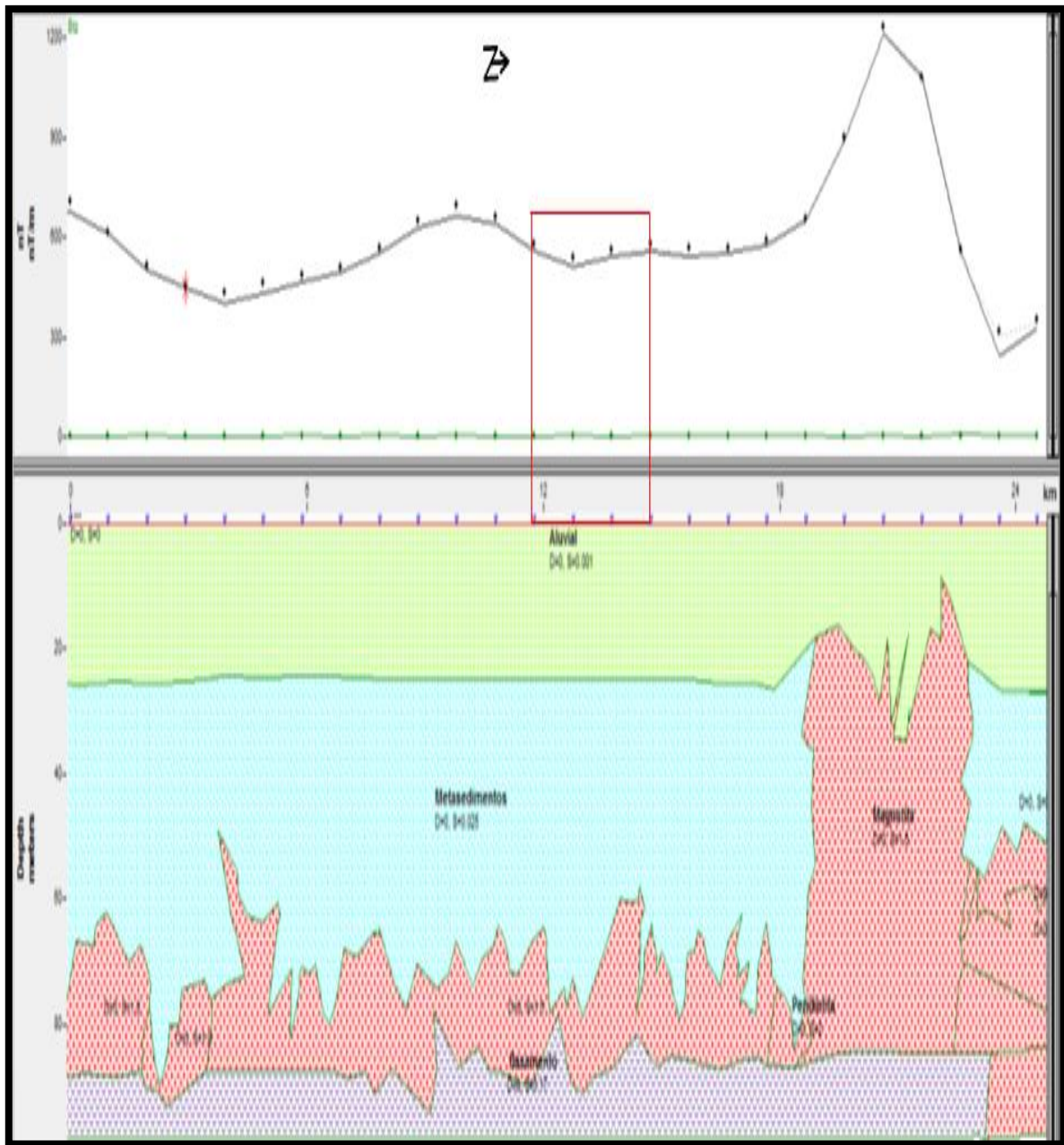


Figura 47. Se muestra en la parte superior el perfil magnético y en la parte inferior el modelo geológico generado. Con un polígono color rojo se señala el área de estudio. Con simbología de puntos verdes en la parte superior del modelo tenemos material aluvial con Susceptibilidad Magnética (SM) de 0.0012, con líneas perpendiculares de color azul cielo tenemos el material metasedimentario con SM de .025, de cruces rojas encontramos el intrusivo con un rango de SM desde 1.6 hasta 2. Por último, con cuñas color morado tenemos nuestro basamento con una SM de 0.17.

La figura 47 muestra un modelo geológico con una profundidad de 100 m, la cual se seleccionó debido a que se espera encontrar un acuífero en ese intervalo. Se observa en la parte superior del modelo el perfil C con un error cuadrático medio (rms) de ajuste de 9.5%, los puntos negros representan los datos de campo. Este perfil tiene una orientación S-N notándose claramente a los 19km una anomalía con amplitud de 900 nT y extensión de aproximadamente 4 km que se asocia al Plutón Aguaje del Burro. Se observan 3 capas litológicas, la primera con un espesor de aproximadamente 30 m que se asocia a materiales aluviales con una SM de .0012, constituida por una mezcla heterogénea de arenas, limos, arcillas y conglomerados del Cenozoico, en este estrato se muestra una estructura de aproximadamente 6km de longitud con alto contenido de magnetita intrusionando .

Subyaciendo se infiere la presencia de materiales metasedimentarios con una SM de .025 con un espesor de aproximadamente 40 m, representados por conglomerados, areniscas y calizas del Mesozoico, en esta capa se muestra una intrusión batolítica de tipo sill que abarca en su totalidad el perfil, la composición de las estructuras tiene un alto contenido de magnetita en distintas concentraciones, la SM varía de un rango de 1.6 en las estructuras máficas con contenido de magnetita y 2 las peridotitas. Finalmente se infiere la presencia del basamento geológico de profundidad indefinida.

Los 3 modelos se pueden explicar mejor con las siguientes figuras.

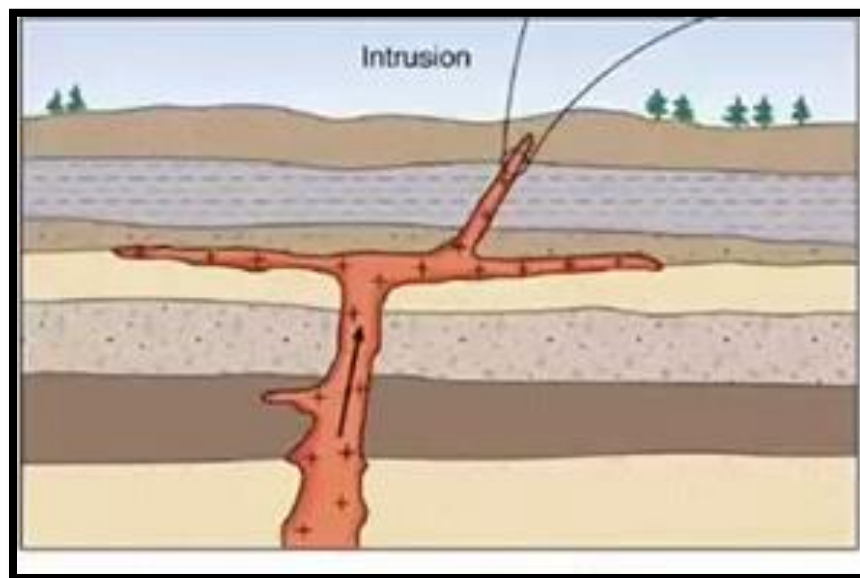


Figura 48. Se muestra la intrusión del magma a través de las fracturas, desplazándose después a través de las capas más débiles en forma de sill (Friedman, R., 1996).

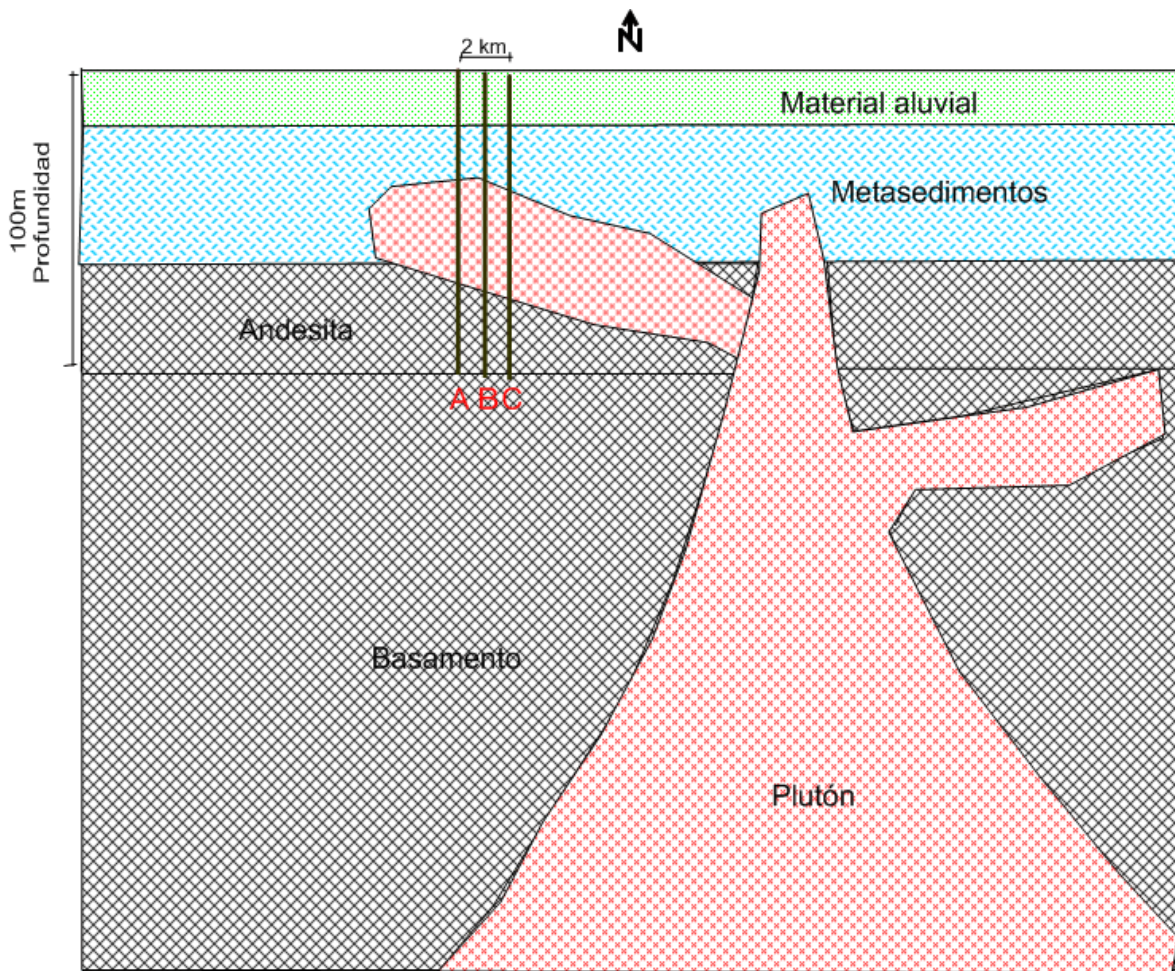


Figura 49. Modelo Geológico que muestra como en la primer capa se encuentra material aluvial, posteriormente una capa de material metasedimentario que es intrusionado concordantemente por una estructura de tipo sill, subyace una capa de andesitas que se toma como basamento geológico.

Los batolitos al ser estructuras de cientos de km tienen ramificaciones bastante grandes, y es posible que una ramificación del Plutón Aguaje del Burro haya logrado intrusionarse en los estratos supra yacientes como se observa en la figura 49. Esta es una posible explicación por la cual en el modelo geológico se observa un cuerpo de tipo sill intrusionando una capa de material metasedimentario concordantemente, además que es común encontrar cuerpos curvilíneos que posiblemente están asociados a estructuras

regionales a lo largo de las cuales se emplazaron cuerpos discretos de magma o bien, al movimiento horizontal del magma durante la evolución de complejos volcánico-plutónico (Delgado et al., 2004).

En la imagen se puede observar como primer capa material aluvial, posteriormente la secuencia de materiales metasedimentarios y andesitas intrusionados por una estructura granítica con diverso contenido de magnetita.

Los 3 modelos no permitieron determinar fracturamiento superficial, que se atribuye a que la distancia entre las líneas de vuelo es de 1 km, esto disminuye la resolución y dificulta la identificación de estas estructuras someras (Ardizzone, 1996).

CAPÍTULO 5: Conclusiones y recomendaciones

5.1 Conclusiones

El procesamiento de datos aeromagnéticos que se realizó en la zona montañosa del valle de Santo Domingo, Baja California, ayudó a determinar contrastes en la susceptibilidad magnética de los materiales que se encuentran en el subsuelo, esto fue respaldado con los mapas de caracterización hidrográfica, pendientes, vías de comunicación y geología que permitieron seleccionar el área para las campañas de magnetometría terrestre y estudios geoelectricos.

Aunque los datos aeromagnéticos son insensibles a la presencia de agua, la susceptibilidad magnética de ciertos tipos de roca pudo ser detectada y utilizada para modelar e inferir aspectos de la geología fracturada del subsuelo que controlan la presencia, la calidad y el flujo de agua subterránea. El filtrado de datos aeromagnéticos ayudó a determinar lineamientos superficiales de fracturamiento, esto junto con un estudio hidrogeológico y geológico, determinó que la zona 1 es la que cuenta con mayor potencial para encontrar agua subterránea en acuíferos fracturados.

La zona número 1 se ubica longitudinalmente entre las coordenadas 3295064 N, 606410 E y 3399000 N, 610198E, abarcando un área aproximada de 1 x 5 km² además presenta fácil acceso vehicular y es la zona más cercana a la comunidad y a un punto de interés comunal, esto disminuirá los costos en luz, caminos, etc. La zona 2 es la segunda opción a explorar ya que hay vías de acceso y presenta estructuras interesantes con posibilidad de potencial hidrogeológico.

Los datos aeromagnéticos no permitieron identificar fracturamiento en los primeros 100 metros de profundidad con el modelado directo, debido a la baja resolución de los datos para estructuras someras, sin embargo mostraron la intrusión plutónica que provocó las anomalías de los datos y que seguramente provoca un sistema de fracturas con mayor intensidad de norte a sur en la zona.

5.2 Recomendaciones

De las 3 zonas seleccionadas con posible potencial geohidrológico, se recomienda realizar en la zona número 1 la segunda campaña de exploración geofísica, que consta de estudios de magnetometría terrestre y geoeléctricos a detalle ya que presenta las mejores características estructurales e hidrogeológicas para la posible existencia de agua subterránea.

CAPÍTULO 6: Referencias

- [1] Aracil, E. (1995). "La testificación geofísica: Una herramienta para la inspección de sondeos hidrogeológicos". VI Simposio de Hidrogeología. Sevilla, España; pp. 101-115.

- [2] Ardizzone, García. J.A. (1996). "Análisis de datos aeromagnéticos. Metodologías y aplicación al levantamiento aeromagnético de España Peninsular", Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, España.

- [3] Arechalde Soler A.M. (2006). "Investigaciones arqueomagnéticas en México - Fundamentos, Historia y Futuro", UNAM, México.

- [4] Ariffin, S. (2009). "Geophysical Surveying Using Magnetism Methods", Geofizik Carigali. Recuperado de <http://www.ukm.my/rahim/G-Magnetism%20Methods.pdf>.

- [5] Badmus, S. B., Awoyemi, O. M., Akinyemi, D. O., Saheed, A. G. & Olurin, T. O. (2013). Magnetic gradient technique on digitized aeromagnetic data of Ibadan Area, South-Western Nigeria. Central European Journal of Geosciences, Vol. 5, pp. 387-393

- [6] Baranov, V. & Naudy, H. (1964). "Numerical Calculation of the formula of reduction to the magnetic pole", Geophysics, Vol. 29 pp. 67-79

- [7] Bevan, W., 1996. "Geophysical Exploration for Archaeology", Geosight Technical Report Number 4, Geosight (Weems, Virginia)

- [8] Beck, A.E. (2000). "Physical Principles of Exploration Methods", Wuerz Publishing Ltd, Canada.

- [9] Bustillos, M. & López, C. (1996). "Recursos Minerales", Entorno Gráfico, Madrid, pp 372.

- [10] Cheng, D. (1993). "Fundamentals of Engineering Electromagnetics", Addison-Wesley Publishing Company, inc, England
- [11] Cantos Figuerola, J. (1987). "Tratado de geofísica aplicada", Sección de Publicaciones de la E.T.S. de Ingenieros de Minas, España
- [12] Clark, D.A & Emerson, D.W. (1991). "Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies", Exploration Geophysics, Australia
- [13] Comisión Nacional del Agua (2002). "Determinación de la disponibilidad del agua del acuífero colonia Vicente Guerrero, estado de Baja California. México", CONAGUA, DF, México
- [14] Delgado, L. A., Peña, T.A., Ramírez E., Böhnel H., Molina & Ortega , (2004). "Rasgos estructurales y petrográficos de plutones localizados entre san quintín y la sierra San Pedro Mártir, Baja California, México". División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero y Centro de Geociencias, UNAM, GEOS 2004, Vol. 24, No. 1, pp. 14-29
- [15] Department of Land Resource Management (2011). An introduction to groundwater. Centre for Groundwater Studies, Australia.
- [16] Dobrin, M. B. & Savit, C. H. (1988). "Introduction to geophysical prospecting", McGraw-Hill Book Co, Estados Unidos de América
- [17] Dunlop, D. J. & Özdemir, O. (1997). "Rock Magnetism Fundamentals and Frontiers". Cambridge University Press, England
- [18] Estrada, A. L. (2008). "Geomagnetismo y Prospección Magnética". Universidad Nacional de Tucuman, Geofísica FACET, Argentina

- [19] Estrada, A. L. (2009). "Medición con Magnetómetro Protónico e Interpretación de los Datos", Universidad Nacional de Tucuman, Geofísica FACET, Argentina
- [20] Everett, Mark. E. (2013). "Near –Surface Applied Geophysics". Cambridge University, England
- [21] Evans, M. & Heller F. (2003). "Environmental Magnetism". Elsevier Science Press, USA
- [22] Friedman, R. (1996), "Meteorites from Mars, Rocks from Canada". Department of Geology and Geophysics, University of Hawai'i, USA
- [23] Gass, I. G., Smith, P. J. & Wilson, C. L. (2002). "Introducción a las ciencias de la tierra". Reverté S.A, España
- [24] Geometrics (2007). "MagPick V 2.88", Hamburg University, Germany
- [25] Geosoft (1997). "GM-SYS (Extended) 4.6.12 a", Northwest Geophysical Assoc, Canada
- [26] Grauch and Viki, B. (2003). "Aeromagnetic Interpretations for understanding the hydrogeologic framework of the Southern Española Basin, New Mexico), USA
- [27] Gubbins, D & Herrero, B. E. (2007). "Enciclopedia de magnetismo y paleomagnetismo". Springer, España
- [28] Hach-Alí, F. P. (2003). "Una revista europea de Mineralogía, Petrología, Geoquímica y Yacimientos Minerales", Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía vol, 26: pp. 1-26, España
- [29] Helle, F. & Evans, M. (2003). "Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics". Elsevier Science, USA
- [30] Howell, B. F. (1962). "Introduccion a la Geofisica". Omega, Barcelona, España

- [31] Hyperphysics (2003). "Intensidad de Campo Magnético H". Recuperado de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/magnetic/magfield.html>.
- [32] Hunt, C.P. Moskowitz, B.M. & Banerjee, S.K., (1995). "Magnetic properties of rock and minerals, In: Rock Physics and Phase Relations", A handbook of physical constant, AGU Reference shelf 3, etd. Ahrens, T.J, USA
- [33] Kearey, P., Brooks, M. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science Company, Great Britain
- [34] Keating, P & Sailhac. (2004). "Pascal Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes". Geophysics, vol. 69, no. 1 (january-february 2004); pp. 180–190, 10 figs., 4 tables. 10.1190/1.1649386
- [35] Kelly, W.E. & Mares, S. (1993). "Applied geophysics in hydrogeological and engineering practice", Developments in Water Science, Vol 44, Elsevier. Amsterdam, Netherland
- [36] Klein, C. & Hurlut, C. S. (2006). "Manual de mineralogía". Editorial Reverté, S.A. pp. 18-78. España
- [37] Lakubovskii, I.U.V. & Liajov, L.L. (1980). "Exploración eléctrica". Editorial Reverté, S. A, Moscú, Rusia
- [38] Logachev, A.A. & Zajarov, V.P. (1978). "Exploración Magnética".Editorial S.A, Moscú, Rusia:
- [39] Lowrie, Williams (2007). "Fundamental of Geophysicst". University Press Cambridge, United Kingdom
- [40] Mares, S. (1984). "Introduction to applied geophysics", Kluwer Academic Publishers, Canada

- [41] Mbarga, N. T., Feumoe, S. N. A., Dicoum, M. E. & Fairhead, D. J. (2012). "Aeromagnetic data interpretation to locate buried faults in South-East Cameroon".
- [42] Milsom, J. & Eriksen, A. (2011). "Field Geophysics". John Wiley & Sons Ltd. University College London, England
- [43] Mingarro, M. F. (1996). Degradación y conservación del patrimonio arquitectónico. Editorial Complutense, España
- [44] 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*, 1972, 37(3), pp 507~517
- [45] Norzagaray, M. (1997). "Modelado bidimensional del transporte de solutos del acuífero costero Santo Domingo, Mpio. de Ensenada, B.C. México". Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada.
- [46] Olowofela, J.A., Badmus, B.S., Ganiyu, O.T., Olurin, O.T. & Babatunde, P (2011). "Source location and depth estimation from digitized aeromagnetic data acquired from a basement complex formation". *Earth Science India*. Vol. 4, pp. 13-142.
- [47] Parasnis, D. S. (1973). "Mining Geophysics". Elsevier Scientific Publishing Company. Netherlands
- [48] Parasnis, D.S. (1997). Principles of applied geophysics. Springer, Netherlands
- [49] Pernia, J.M., & Fornés, J.M. (2008). "Cambio climático y agua subterránea". Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- [50] Programa de desarrollo urbano de los centros de población San Quintín- Vicente Guerrero (2003). Periódico Oficial del Estado de Baja California, México.
- [51] Programa de ordenamiento ecológico del territorio del valle de San Quintín (2007). POESQ Versión Final para Periódico Oficial del Estado (2007).

- [52] Reeves, C. (2005). "Aeromagnetic Surveys. Principles, Practice and Interpretation". Geosoft, Netherlands
- [53] Reynolds, J. M. (1998). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley. United Kingdom
- [54] Roest W. R., Verhoef J., Pilkington M.(1992). "Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal". Geophysics, Vol 57, pp 116-125
- [55] Servicio Geológico Mexicano (2000). Lázaro Cárdenas H11-5-6 Baja California. Secretaría de economía, México
- [56] Servicio Geológico Mexicano (2000). Lázaro Cárdenas H11-5-6, Carta Geológico Minera, Baja California, INEGI, México
- [57] Silva, J. (1986). "Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies". Geophysics, vol. 51, no. 2; pp. 369-382
- [58] Smith, P.J. (1975). "Temas de geofísica". Editorial Reverte, España
- [59] Soto, R. (1992). "Estudio Geohidrológico del Valle Vicente Guerrero, B.C.". Universidad Nacional Autónoma de México. México
- [60] Swets, C. (1991). "Applications de la Géophysique aux recherches d'eau". Lavosier. Pp, 183, Francia
- [61] Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. (1990). "Applied Geophysics". Cambridge University Press, England

- [62] Torres Carrillo, X. G. Delgado, L.A., Espinoza C., Romo, J. "Análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de Fe en el plutón San Jerónimo en el Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Vol 63, Núm. 3, 2011, pp. 487-501
- [63] Thomas, L. (2002). "Coal Geology". Wiley Editorial Offices, USA
- [64] University of California Berkeley (2014). "Course in Applied Geophysics". USA
- [65] University of Wisconsin (2004). "An introduction to applied geophysics". USA
- [66] Univesidad Complutense de Madrid, (2006). "El ciclo del agua". Departamento Didáctica de las Ciencias Experimentales Gráfico, Facultad de Educación, España
- [67] Won, I.J. & Bevis, M. (1987). "Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines", Geophysics, Vol. 52, pp. 232-238.