



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio Magnetométrico en Tláhuac de la Subcuenca de Chalco,
Zona Conurbada México D. F.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

HÉCTOR OCTAVIO AUGUSTO HERNÁNDEZ CONTRERAS

DIRECTOR DE TESIS:

M. en C. JUAN ESTEBAN HERNÁNDEZ QUINTERO

2014



A LIZ

Simple y sencillamente por llegar a mi vida. Gracias.

A MIS PADRES

Por el gran sacrificio que hicieron para que yo pudiera salir adelante.

A MIS HERMANAS

Porque son parte de la motivación que me impulsa cada día.

AGRADECIMIENTOS

Al M. en C. Esteban Hernández Quintero por su asesoría y paciencia al ser mi guía en la realización de este trabajo, pero sobre todo por todos esos consejos que nada tenían que ver con lo académico.

Al M. en C. Gerardo Cifuentes por su increíble vocación de profesor, por ser un gran ejemplo, por todas las valiosas experiencias en campo y por su amistad.

A mis sinodales Ing. Alejandro García, Dr. René Chávez y al M. en C. Mauricio Nava porque las correcciones que realizaron a este trabajo fueron invaluable para mi formación como ingeniero.

A Lizbeth, por todas las experiencias, la paciencia, por aceptarme como soy, por impulsarme, por darme fuerza, por tranquilizarme, por hacerme reír, por acompañarme y estar a mi lado siempre.

A mis padres y hermanas porque siempre me han apoyado de manera incondicional en cada proyecto que he emprendido en mi vida.

Al resto de familia, tíos, primos y abuelos, es imposible nombrarlos a todos en estas líneas pero han sido un apoyo tan grande que están reflejados en este trabajo.

A mis amigos de toda la carrera: Justo, Joel, Filiberto y Oscar porque siempre estuvieron en las buenas y en las malas, porque siempre celebraremos un año más.

A Daniel, Jesús, Elí, Juan, Ariana, Alma, Elizabeth, José, Ricardo y muchos más, por su gran amistad e inigualable alegría.

A todos los que forman o formaron parte del grupo de exploración del Instituto de Geofísica: Marie, Ana, Aideliz, Biviana, Diana, Eunice, Jeanne, Luz, Viri, Simon, Fernando y Diego, por todas las salidas a campo, por el cotorreo en el cubículo y una gran cantidad de experiencias.

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por darme el privilegio de educarme en una institución de gran prestigio y hacerme una mejor persona.

Al Instituto de Geofísica por darme la oportunidad de realizar una tesis y de formar parte de un grupo de personas increíbles.

Contenido

Resumen.	6
Abstract.	7
I. Introducción.	8
1.1 Localización del área de estudio.	10
1.2 Objetivo.	11
1.3 Justificación del Método.	12
II. Antecedentes.	14
2.1 Características Geológicas y Geográficas de la Subcuenca de Chalco.	14
2.2 Trabajos Previos Desarrollados en el Área.	17
III. Marco Teórico.	20
3.1 El Uso de Métodos Potenciales en Exploración.	20
3.2 Fundamentos de la magnetometría.	22
3.2.1 El campo Geomagnético.	23
3.2.2 El Magnetismo	26
3.2.3 Magnetización	27
3.2.4 Origen externo e interno del campo Geomagnético.	29
3.2.5 Componentes del Campo Geomagnético.	36
3.3 Variaciones Temporales del Campo Geomagnético	37
3.3.1 La Ionósfera.	40
3.3.2 Variación Solar Diurna para Días Quietos.	41
3.3.3 Índices Geomagnéticos	42
3.4 Instrumentación en Exploración Magnetométrica	45
3.4.1 Magnetómetros de Precesión Protónica.	47
3.4.2 Magnetómetro de Tipo Overhauser.	49
3.5 Correcciones y Construcción de Mapas.	51
3.5.1 Corrección por Variación Diurna y Campo Principal.	52
3.5.2 Reducción al Polo.	53
3.6 Métodos de Interpretación e Inversión.	55
3.6.1 Método de Talwani.	57

3.7	Gravimetría.	61
3.7.1	Bases Físicas del método.	62
3.7.2	Campo gravitacional de la Tierra.	64
3.7.3	Anomalía Gravimétrica y Correcciones	67
IV.	Metodología.	73
4.1	Logística Previa de Campo.	73
4.2	Adquisición de Datos.	74
4.3	Procesado de los Datos.	75
V.	Interpretación preliminar de los datos	81
5.1	Inversión 2D de los datos de magnetometría.	82
5.2	Inversión 2D con datos complementarios de gravimetría.	85
VI.	Resultados finales del estudio.	89
VII.	Conclusiones y recomendaciones.	91
	Referencias.	93

Resumen.

Como parte importante del entendimiento de la historia geológica de la cuenca del Valle de México, se han de estudiar las condiciones climáticas predominantes que afectaron el desarrollo de esta en el pasado. Para obtener información de los paleoclimas de la región, es necesaria una serie de muestras de sedimentos tan antiguos y representativos como sea posible.

Estas muestras pueden obtenerse a partir de la perforación de un pozo profundo y un estudio de caracterización del basamento local debería ser el primer paso en este proceso. Por esto, el Instituto de Geofísica de la UNAM desarrolla una serie de estudios geofísicos entre los cuales se encuentran los realizados con métodos potenciales, enfoque de esta tesis.

En este trabajo se muestra el desarrollo y los resultados de un levantamiento magnetométrico realizado en la Subcuenca de Chalco al sureste de la Ciudad de México durante los días 19 y 20 de mayo de 2012. Con ayuda de estudios preliminares de otras disciplinas realizados en la zona se pudieron obtener inversiones 2D para generar una serie de modelos que ayudan a comprender la disposición del basamento y las capas sedimentarias que sobreyacen a este.

Durante el mismo periodo en el que se recolectaron los datos de magnetometría, se levantaron dos líneas de gravimetría que fueron utilizadas para realizar otra serie de modelos empleando ambos métodos potenciales en conjunto y que, sumados a los modelos ya obtenidos, enriquecieron la interpretación general.

Según la información obtenida por los modelos, el basamento se ubica a unos 300 metros de profundidad en general pero tiende a profundizar de manera muy sutil en dirección noreste. También aparece la presencia de un flujo volcánico ubicado a unos 100 metros de profundidad. Se realizó una amplia investigación de estudios preliminares en la zona y se encontró una gran correlación con esta interpretación.

Abstract.

As an important part in the understanding of the geologic history of the basin of Mexico City, the predominant weather conditions that affected its development in the past must be studied. In order to acquire a good understanding of the paleoclimate in this region, a sample of sediments as old and representative as possible is necessary.

These samples can be acquired from the drilling of a deep well and a basement characterization study should be the first step of this process, this is why the Instituto de Geofísica is developing a series of geophysical studies, among which the potential methods, subject of this thesis, are found.

This work shows the development and results of a magnetometric survey performed in the Chalco sub-basin at the southeast of Mexico City during May 19th and 20th in 2012. With the help of previous studies from other disciplines carried out in the zone, 2D inversions were made in order to understand the layout of the basement and the sedimentary distribution.

Along with the magnetometric survey, two gravimetric lines were surveyed as well, this lines were used to create another series of models using both potential methods in the same inversion. The addition of this models improved the general interpretation of the basin.

According to the information obtained by the models, the basement lies at about 300 meters deep and deepens smoothly to the northeast of the area. More important for the drilling purpose is the presence of a volcanic flux at about 100 meters deep. Thanks to previous studies in this area, it was possible to find out a high correlation with our results.

I. Introducción.

El Instituto de Geofísica tiene a su cargo, entre otras funciones, el avance en el conocimiento y entendimiento de la historia geológica del país. Con la geofísica como herramienta principal, y en paralelo con otras disciplinas, contribuye de manera importante al desarrollo científico de México.

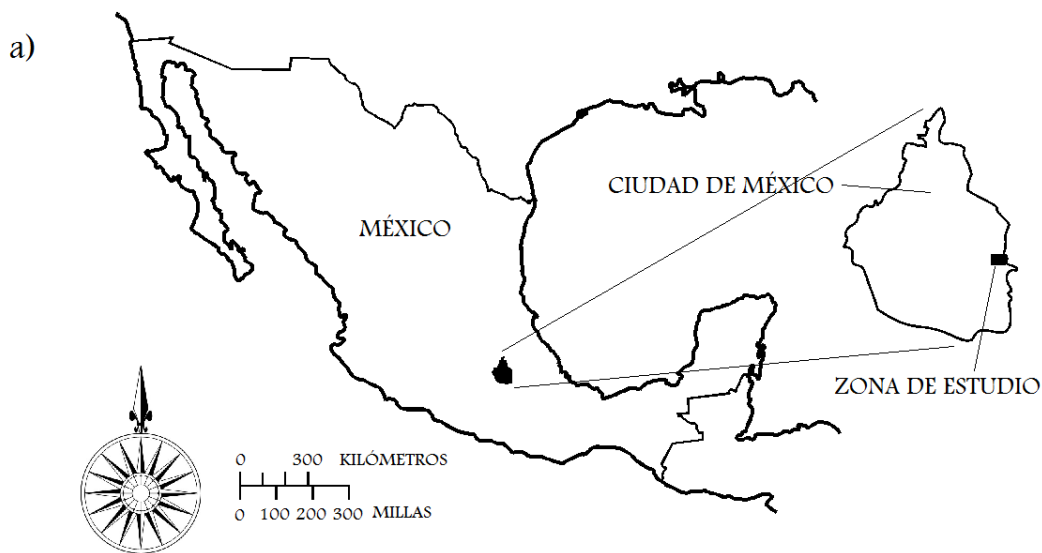
Una parte importante de esta historia geológica son las condiciones climáticas predominantes que condicionaron el desarrollo de la Cuenca del Valle de México. Para obtener un estudio adecuado de los paleoclimas en esta región, es necesario obtener muestras de sedimentos tan antiguos como sea posible. En términos geológicos, más antiguo casi siempre significa más profundo, pero esto implica realizar perforaciones que resultan ser un reto tanto de infraestructura como financiero.

Por esta razón el grupo de paleoambientes del Instituto de Geofísica de la UNAM busca el financiamiento del International Continental Scientific Drilling Program (ICDP), entre otras organizaciones internacionales, para perforar uno o más pozos que cumplan con las características necesarias y que brinden información relevante acerca de los paleoambientes y su evolución en el Valle de México a partir de los sedimentos lacustres de la Subcuenca de Chalco.

Para resolver este reto primero deben proponerse estas zonas de perforación y es por esto que el Instituto realiza una serie de estudios con métodos potenciales como punto de partida para que, en combinación con otros estudios como sismología pasiva y/o estudios electromagnéticos, sea posible determinar las características y profundidad del basamento cristalino en la Subcuenca de Chalco para ubicar una zona que brinde muestras del mayor paquete de sedimentos posible para su análisis.

La elección de esta cuenca en particular ha surgido como producto de varias investigaciones previas realizadas tanto en la Cuenca del Valle de México en general como en la Subcuenca de Chalco. En 1988 Pérez-Cruz realizó un estudio de sismología de reflexión en la Ciudad de México y definió las zonas con mayor riesgo sísmico con base en el potencial sedimentario y la Subcuenca de Chalco es una de éstas. Posteriormente se llevaron a cabo trabajos más enfocados en la zona del Lago de Chalco como los de Chouteau (1994) y Campos et al. (1997), que realizaron estudios de MT y de gravimetría respectivamente. En ambos trabajos se definió un espesor sedimentario de entre 200 y 300 metros al sur del lago, una zona poco urbanizada cuyo suelo se utiliza principalmente para cultivar. Es por esto que se ha decidido emplear otras técnicas geofísicas en esta parte de la cuenca para definir los puntos de perforación.

En este trabajo se presentan los resultados de los estudios correspondientes a la parte de los métodos potenciales (magnetometría y gravimetría de apoyo), desarrollados en la zona sureste de la Ciudad de México, así como una integración con otros trabajos en la zona para obtener una interpretación integral de las características del basamento.



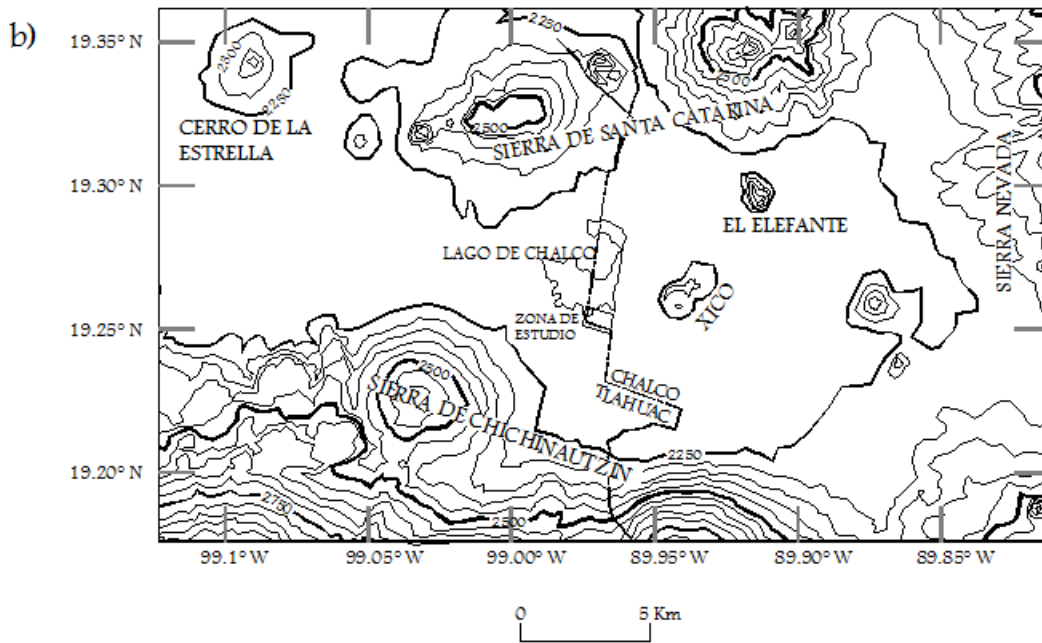


Figura 1.1. a) Zona de estudio ubicada el sureste de la Ciudad de México. b) Cuenca de chalco y principales rasgos característicos.

1.1 Localización del área de estudio.

La zona en donde se tomaron los datos está ubicada en la parte sureste de la Ciudad de México (**Figura 1.1 a**) entre la delegación Tláhuac (D. F.) y el Municipio de Chalco Estado de México. La **Figura 1.1 b** muestra la zona delimitada entre las coordenadas 98.9753° y 98.9664° de longitud W y 19.2575° y 19.2477° de latitud N con una altitud promedio de 2200 m.s.n.m.m. La selección del área de estudio, se basó en diferentes trabajos previos en la zona, como los de Pérez-Cruz (1988), Chouteau (1994) y el de Campos et al. (1997).

El acceso a la zona es bastante complicado dada la deficiente infraestructura de la Ciudad de México y en particular en las áreas que colindan con el Estado de México. La forma más sencilla de llegar es por la Avenida Acueducto (La Monera) a la cual se puede acceder por la carretera Xochimilco - Tulyehualco desde el sur o bien por la carretera Tlahuac - Chalco desde el norte, sobre la Avenida Acueducto se toma un camino de terracería llamado "De La Primera" (**Figura 1.2**).

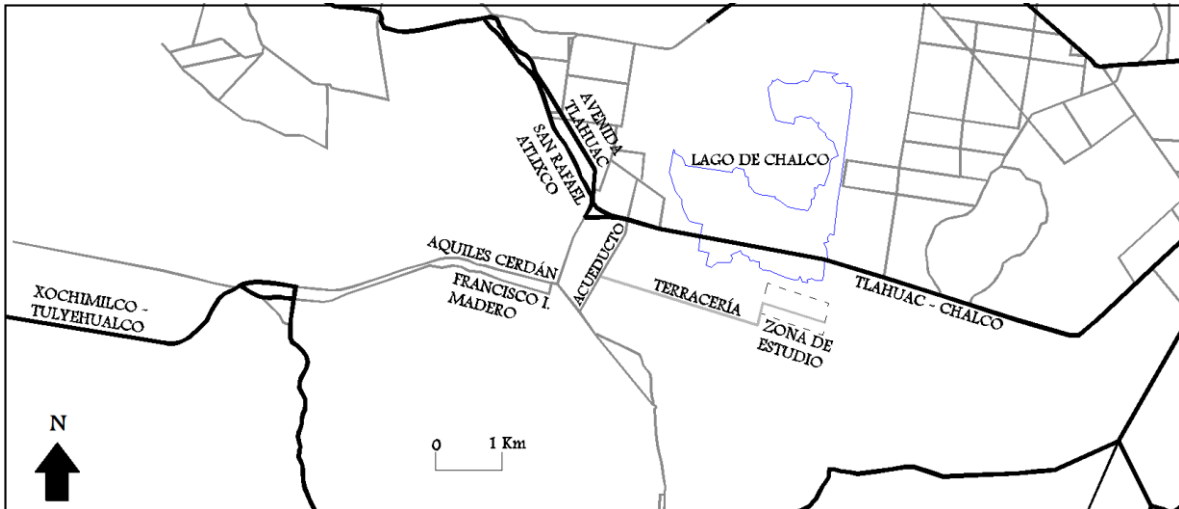


Figura 1.2. Mapa de la zona de estudio y principales vías de comunicación.

1.2 Objetivo.

El principal interés de este trabajo es el de identificar un sitio que tenga el mayor potencial de perforación; dicho de otra forma, un sitio con el mayor espesor de sedimentos posible dentro de las más de ochenta hectáreas que abarca el estudio.

Con el apoyo del método magnético se propone obtener la distribución de la susceptibilidad magnética del subsuelo y, con ayuda de los trabajos reportados en la literatura, obtener la profundidad y geometría de las estructuras geológicas mediante el modelado directo. Esta información ayudará a determinar la mejor ubicación del o los pozos. De manera que los objetivos son:

- Estudiar dentro del área propuesta, las características magnéticas del subsuelo, mediante el análisis del mapa de anomalías magnéticas y el modelado directo de esta información, obtener la profundidad y características del basamento y sus principales rasgos magnéticos, estimando así mismo el espesor del paquete sedimentario.

- Usar de manera secundaria la gravimetría para correlacionar los resultados con otros trabajos como los de Chouteau (1994) y Campos et al. (1997), entre otros.

1.3 Justificación del Método.

En la Cuenca del Valle de México existen una gran cantidad de problemas que afectan la calidad de vida de sus residentes, problemas propios de una región que ha sufrido una urbanización descontrolada con poca o ninguna planeación en la mayor parte de su territorio y el Lago de Chalco no es la excepción, pues en la zona alrededor de este se presentan situaciones como hundimientos, deficiente abastecimiento de agua, riesgos volcánicos, mala calidad del aire, riesgo sísmico, entre otros. Es por esto que se han realizado una gran variedad de estudios geológicos, geofísicos, hidrogeológicos y geoquímicos, para identificar los riesgos y proponer soluciones.

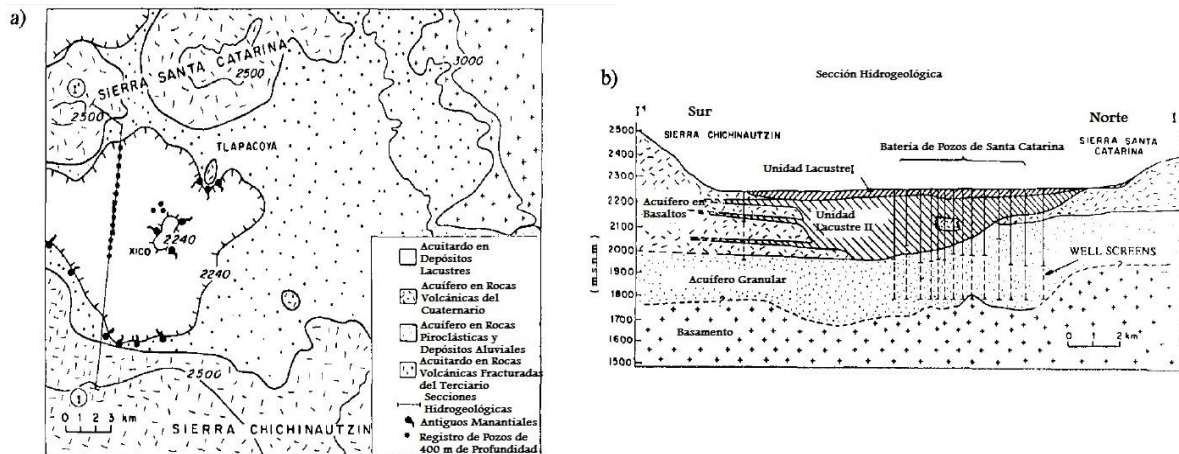


Figura 1.3. (a) Unidades hidrogeológicas en el área de Chalco. (b) Sección hidrogeológica que muestra la distribución y el grosor del acuífero lacustre que sobryace a los acuíferos granular y basálticos. Tomado de Ortega-Guerrero (1993).

Los resultados obtenidos por diferentes disciplinas han mostrado de manera recurrente evidencia de que el espesor de los sedimentos es importante al oeste del

volcán Xico, de hecho se han perforado una serie de pozos denominados “Batería de Pozos de Santa Catarina”, aprovechando este espesor del acuífero. En la **Figura 1.3** se muestra el estudio realizado por Ortega-Guerrero (1993), el acuitardo presenta un mayor espesor en el área mencionada, también la **Figura 1.4** muestra un mapa de anomalía de Bouguer realizado por Campos et al. (1997). Estos estudios muestran indicios de que el basamento es más profundo al sureste de la batería de pozos de Santa Catarina, es por esto que se propone realizar nuevos estudios más enfocados en esta zona.

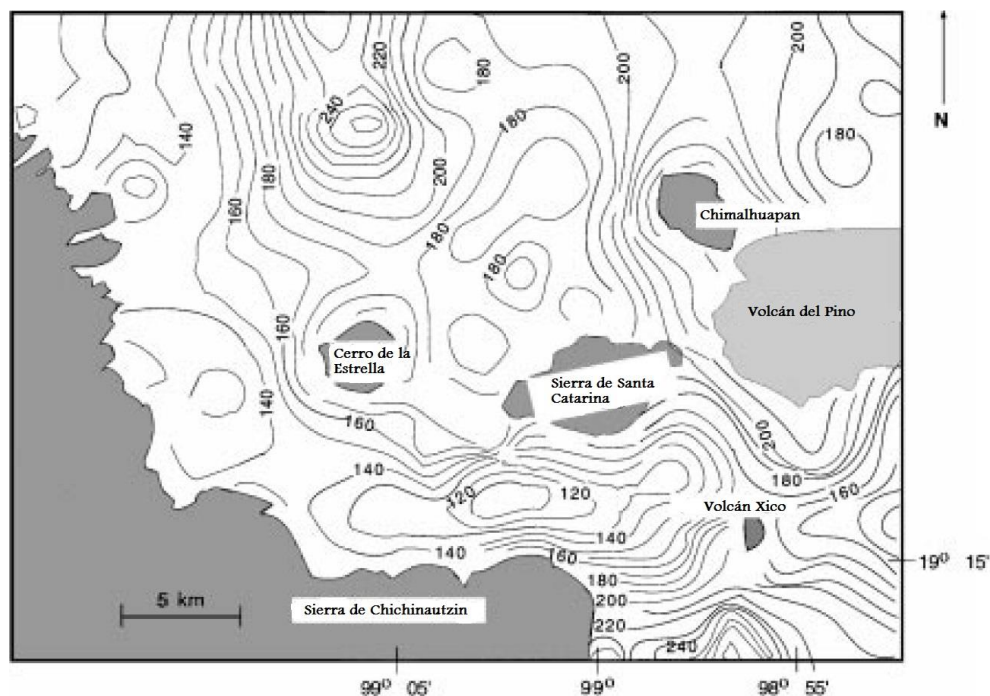


Figura 1.4 Anomalía de Bouguer de las Sub-cuencas de Chalco y Xochimilco. Las curvas de nivel muestran unidades gravimétricas (0.1 mGal o 10^{-6} m/s²).

En los estudios previos se han utilizado diferentes métodos geofísicos y dentro de los métodos potenciales solamente se ha empleado el método gravimétrico. El uso de los métodos potenciales podría ser de gran ayuda para este tipo de objetivos dada su relativa facilidad logística y bajo costo.

La información de un campo potencial generalmente refleja variaciones de susceptibilidad o densidad. Las variaciones pueden ser separadas, de manera muy

general, en dos componentes de longitud de onda. Aquellas que poseen fuentes cercanas a la superficie son fuentes de alta frecuencia. Las componentes de baja frecuencia tienen fuentes más profundas. En general, la información tanto gravimétrica como magnetométrica de baja frecuencia refleja variaciones en densidad y magnetización respectivamente que yacen en zonas profundas en la corteza o variaciones del basamento cercano a la superficie. La Información de un método potencial que ha sido bien compilada, procesada e interpretada sobre un área debería revelar provincias tectónicas y determinar la profundidad, el contorno y relieve del basamento (Okiwelu, 2011).

La no unicidad de información en los métodos potenciales significa que una cantidad infinita de fuentes pueden producir la anomalía observada. La base para una buena interpretación de la información es una buena base geológica, esto reduce el abanico de posibilidades.

El desarrollo de un estudio de magnetometría al sureste de los pozos de Santa Catarina complementa los estudios realizados con métodos potenciales pues arroja información de susceptibilidad magnética que ayuda a caracterizar las rocas de la cuenca, además se integra con otros estudios para desarrollar una interpretación más detallada del subsuelo a una escala local.

II. Antecedentes.

2.1 Características Geológicas y Geográficas de la Subcuenca de Chalco.

En la Región Central de la República Mexicana, dentro de la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico, se encuentra la Cuenca del Valle de México y la Sub Cuenca de Chalco forma parte esta última. Se ubica aproximadamente a los 99° de longitud

oeste y 19° de latitud norte, con unos 2200 metros de altura sobre el nivel del mar, al sur su límite es la Sierra del Chichinautzin; al este, la Sierra Nevada; al norte, la Sierra de Santa Catarina y al oeste, la Sierra de las Cruces. En la parte central se encuentra el antiguo Lago de Chalco que era alimentado por los ríos Ameca al suroeste y Tlalmanalco o de la Compañía al sureste. El área del lago era de aproximadamente 60 km² (Molina, 1956). En la actualidad este lago se encuentra prácticamente seco.

En general, la Cuenca del Valle de México se formó por eventos volcánicos que tuvieron lugar desde el Oligoceno Superior y hasta el Cuaternario. Según Morán (1984), se han reconocido siete fases de volcanismo durante este periodo; siendo la más importante de ellas, la quinta, ocurrida a finales del Mioceno, que dio origen a las sierras de Las Cruces, de Río Frio y Nevada. La séptima y última fase, ocurrida en el Cuaternario, interrumpió el drenaje de la Cuenca de México hacia la cuenca del Río Balsas, lo que provocó su carácter endorreico hace unos 600,000 años.

En la Subcuenca de Chalco se tiene la presencia de tres tipos de roca: pirogénicas, piroclásticas e hidroclásticas. El grupo de las pirogénicas está constituido por las andesitas, dacitas, riolitas y basaltos; las piroclásticas las integran las brechas, tobas, aglomerados, arenas y cenizas volcánicas de naturaleza andesítica, riolítica y basáltica, y finalmente las hidroclásticas se conforman por arcillas, limos, areniscas, conglomerados, brechas, tilitas, arenas, gravas, aluviones y suelos (Molina, 1956).

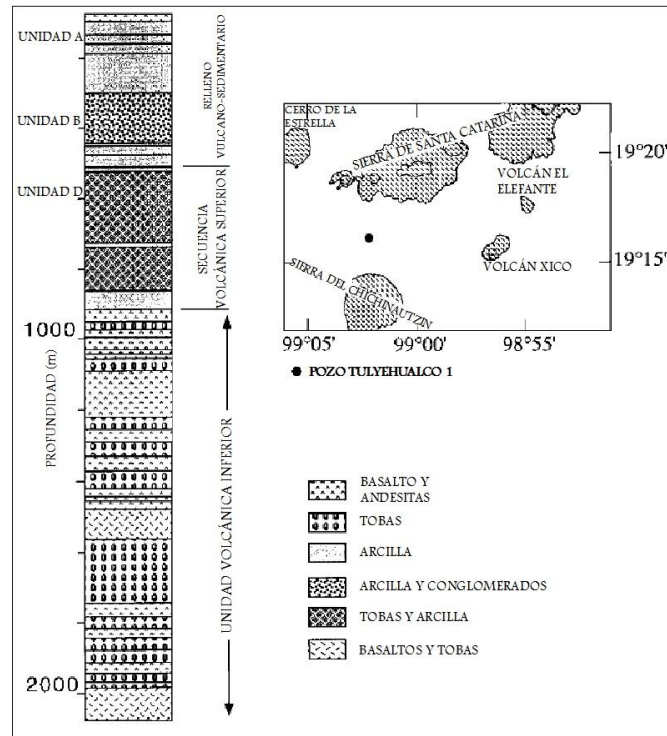


Figura 2.1 Columna estratigráfica a partir del pozo Tulyehualco 1 tomado de Pérez-Cruz (1988) y Campos et al. (1997)

La estratigrafía de la Subcuenca se clasifica en cuatro unidades principales y dos secuencias volcánicas. En la parte más superficial tenemos a la unidad A, que consiste de ceniza volcánica y arena intercalada con arcilla y posee un espesor de unos 100 metros. La unidad B que mide entre 100 y 200 metros es una secuencia de gravas y arenas arcillosas con intercalaciones de delgados horizontes arenosos. La unidad C con un espesor promedio de 3 metros que consiste de arenas volcánicas de grano fino a medio y que también se le conoce como “Capa Dura”. La unidad D se compone de capas de arena gruesa y gravas. En su base, se encuentran basaltos fracturados y material piroclástico, esta base forma parte de una secuencia volcánica superior que se encuentra a unos 445 metros de profundidad y que tiene un espesor de 500 metros. Finalmente se tiene una secuencia volcánica inferior con un espesor de 1700 metros a una profundidad de 945 metros. Esta secuencia constituye el basamento de la cuenca, según la secuencia estratigráfica obtenida del pozo Tulyehualco-1 **Figura 2.1**, (Pérez-Cruz 1988; Campos et al. 1997).

2.2 Trabajos Previos Desarrollados en el Área.

Como se mencionó en la sección 1.3, el área circundante al Lago de Chalco ya ha sido estudiada por otros métodos geofísicos y a continuación se resumen los trabajos que se consideran más relevantes para este estudio en particular.

En los años ochenta se perforaron en la Ciudad de México cuatro pozos profundos de sondeo estratigráfico, aparte de un estudio sísmológico de reflexión, con el fin de obtener un modelo geológico de la ciudad en términos de su constitución litológica estratigráfica y estructura. El modelo propone la división de las rocas del subsuelo, de acuerdo con sus características litológicas y geocronológicas, en cuatro unidades estratigráficas principales que son: Unidad de Arcillas Lacustres del Cuaternario, Unidad Volcánica superior del Plio-Cuaternario, Unidad Volcánica Inferior del Oligoceno Medio-Mioceno Superior y Unidad de Calizas del Cretácico (Pérez-Cruz, 1988).

En lo que respecta a la zona de interés, además del pozo Tulyehualco-1, el modelo realizado por Pérez-Cruz (1988) mostró que las zonas de mayor espesor de la secuencia lacustre, tradicionalmente consideradas como zonas de alto riesgo sísmico, fueron localizadas en el centro de la ciudad, al sur del aeropuerto, en la región del lago de Texcoco y en la región del antiguo Lago de Chalco-Xochimilco.

En los trabajos de Campos et al. (1997) se realizó un modelo del relieve del basamento de la Subcuenca de Chalco. Se realizó, también, una interpretación de estudios de geofísica previos en la zona.

Los estudios de resistividad no lograron definir el basamento de la sub-cuenca. Los modelos gravimétricos indican la existencia de tres unidades mayores que constituyen los depósitos volcánico-sedimentarios. La primera capa corresponde al

acuitardo y se constituye principalmente de ceniza volcánica y arena intercalada con arcilla.

La capa dos corresponde a arena fina, gruesa y gravas. La capa tres presenta gravas, basaltos fracturados, y material piroclástico. Estas dos últimas capas constituyen el acuífero.

Los resultados gravimétricos, **Figura 2.2**, indican que la profundidad del basamento es de aproximadamente 500 m. Esta profundidad concuerda con el pozo Tulyehualco-1 y con las estimaciones de Chouteau (1994). Sin embargo, modelos de MT indican una interfaz más profunda, probablemente porque incluye una secuencia de basaltos fracturados justo debajo de los depósitos vulcano-sedimentarios, concluye Campos et al. (1997).

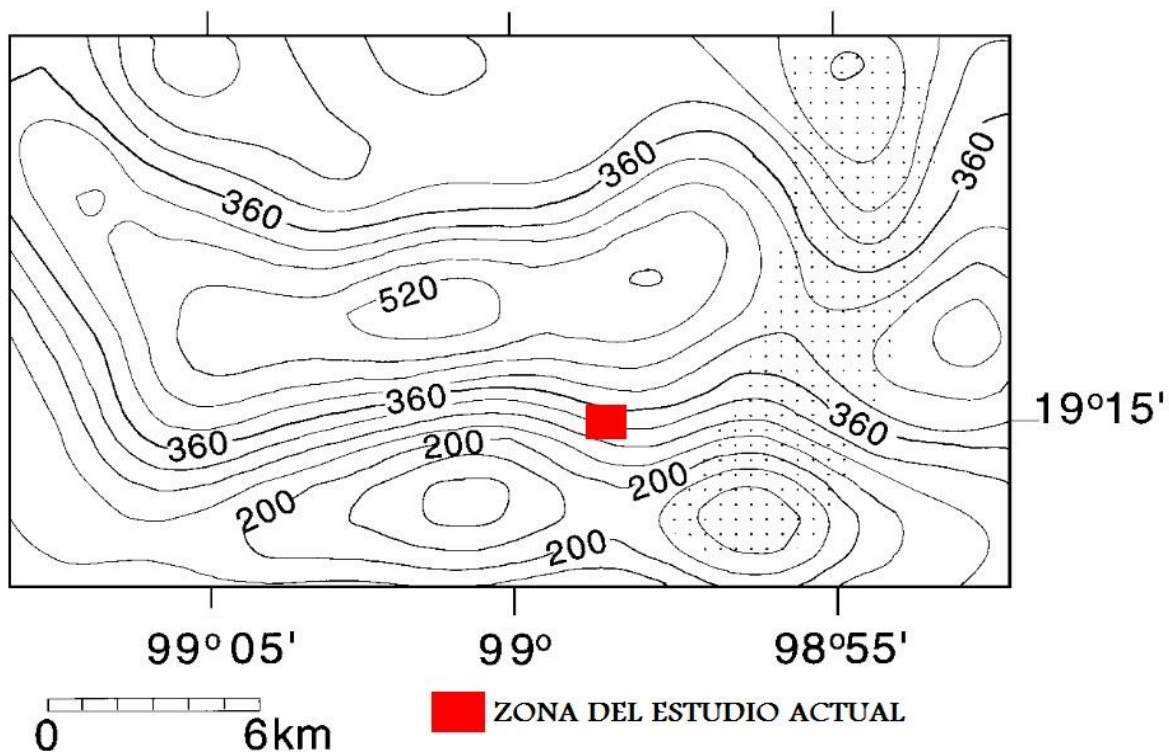


Figura 2.2. Mapa del relieve del basamento de la Subcuenca de Chalco realizado a partir de datos de gravimetría. Las curvas de nivel muestran la profundidad en metros, el recuadro indica la zona de estudio del trabajo actual para comparar las dimensiones y los resultados. Imagen Tomada de (Campos et al. 1997).

Michel Chouteau (1994), por su parte, desarrolló un perfil geológico con información obtenida por estudios de MT y el registro de una serie de pozos conocidos como "pozos de Santa Catarina" (**Figura 2.3**), en donde se busca establecer la estratificación del sistema hidrogeológico, estimar el espesor del acuífero profundo y obtener alguna información del basamento pues hasta ese entonces no se había podido establecer la profundidad del basamento no fracturado.

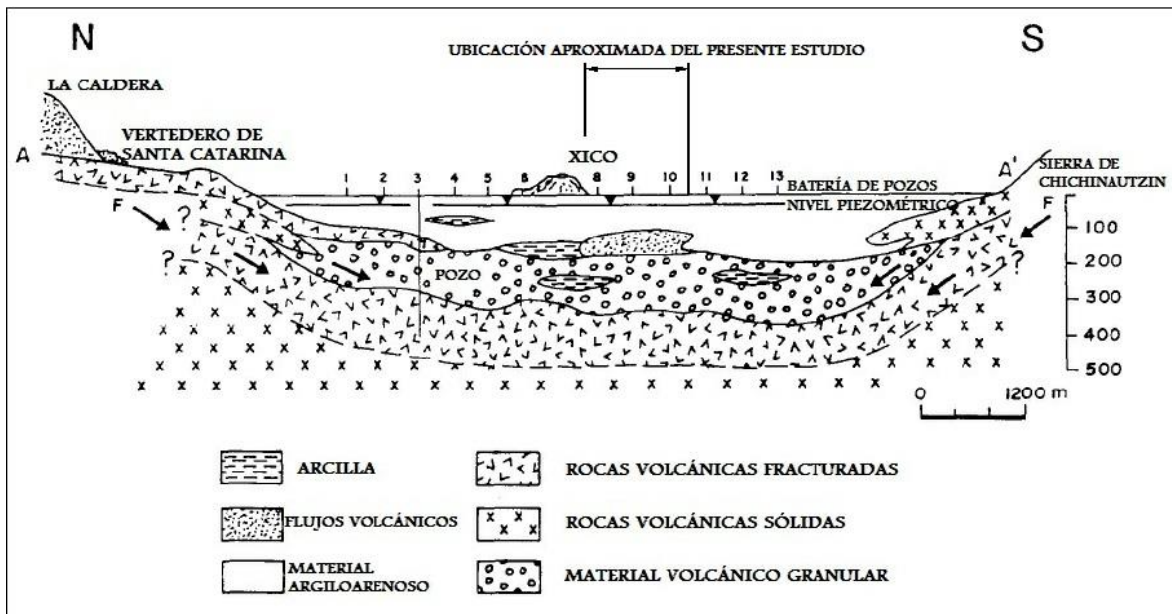


Figura 2.3. Sección geológica Integrada por información geofísica existente y registros de los pozos de Santa Catarina. La acotación muestra la zona de investigación del estudio que se expone en este trabajo. Tomado de: (Chouteau, 1994).

III. Marco Teórico.

3.1 El Uso de Métodos Potenciales en Exploración.

Hablar de métodos potenciales es hablar de la aplicación práctica de la teoría del potencial. En la historia de la ciencia existen dos grandes sucesos que se conjugan para dar lugar a esta rama de las matemáticas. En 1687, Isaac Newton saca a la luz la Ley de la Gravitación Universal en donde, establece que cada partícula de materia en el universo atrae a las otras con una fuerza directamente proporcional a su masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa. Casi un siglo después, Pierre Simon, Marqués de Laplace, mostró que la atracción gravitacional obedece a una ecuación diferencial, la ecuación que ahora lleva su nombre.

La teoría del potencial no sólo describe la atracción gravitacional sino también muchos otros fenómenos, como campos magnéticos y electrostáticos, transferencia estable de calor a través de medios homogéneos, el comportamiento de sólidos elásticos, etc. (Blakely, 1996).

El campo magnético inducido por corrientes eléctricas y el campo de atracción gravitacional son, campos vectoriales, lo que implica que pueden ser caracterizados por sus líneas de flujo o líneas de fuerza. Si bien algunos instrumentos utilizados en la geofísica, como los magnetómetros de tipo PPM, suelen medir una sola componente del vector y esa componente del vector implicaría un campo escalar, ambos son tratados por la teoría del potencial, de aquí que los métodos gravimétrico y magnetométrico de la exploración geofísica, son conocidos como métodos potenciales, las propiedades físicas que analizan la gravimetría y la magnetometría son la densidad y la susceptibilidad magnética respectivamente.

Tanto la gravimetría como la magnetometría representan los métodos más antiguos y en algunos casos los más apropiados para la exploración. Esto se debe probablemente a la alta relación costo-beneficio que caracteriza la aplicación de estos métodos y por la relativamente simple logística necesaria para los levantamientos de ambos tipos (Rapolla et al. 2002).

Existen diferencias básicas entre ambos métodos, mientras que la densidad es una propiedad intrínseca de la materia, el estado magnético de la materia depende de otros factores como los campos inducidos o la orientación del dominio magnético. También debe considerarse que mientras que el campo gravitacional es de tipo monopolar, es decir, que siempre apunta hacia el centro de la tierra, el campo geomagnético es de tipo dipolar, es decir, que se tienen diferentes magnitudes y direcciones de campo dependiendo de la posición en la que se mide.

Tradicionalmente los métodos potenciales son utilizados en cuencas para delimitar sus bordes y mapear el basamento. De acuerdo a Telford (1990), el método magnético es usado en exploración petrolera como una herramienta de reconocimiento para determinar la profundidad al basamento y, como consecuencia, determinar en dónde los sedimentos son lo suficientemente gruesos para garantizar la exploración.

Las aplicaciones de estos métodos no se limitan al mapeo de cuencas sedimentarias. Históricamente han sido empleados para ubicar desde depósitos minerales, hasta submarinos durante la Segunda Guerra Mundial, también el desarrollo de la tecnología y la mejora en las técnicas de procesamiento ha permitido su empleo en prospecciones cada vez más complejas.

Existe también una muy interesante y relativamente nueva aplicación para estos métodos en la arqueología y la antropología. Los métodos geofísicos en general miden diferentes propiedades físicas de los suelos y las rocas que se encuentran por debajo de la superficie, estas propiedades dependen no sólo de procesos

geológicos sino que también pueden reflejar alteraciones que han sido causadas por actividad humana. No cualquier técnica puede ser aplicada para este fin pues los métodos fueron originalmente diseñados para medir características geofísicas en escala de varios metros o kilómetros, mientras que los rasgos arqueológicos que resultan de interés están en la escala de centímetros a metros (Weymouth, 1986).

En cuanto a los métodos potenciales el único método de relevancia es la magnetometría pues la gravimetría, al depender de la diferencia de densidades entre los objetivos y la matriz que los rodea, no es lo suficientemente sensible para aplicaciones arqueológicas (Weymouth, 1986).

La efectividad de los estudios magnéticos en la arqueología depende de la alteración de las propiedades magnéticas en los suelos ocasionada, por ejemplo, por la presencia de hornos o materiales con metales férricos. Los restos arqueológicos usualmente presentan anomalías magnéticas que van de 1 a 20 nT.

Antiguas estructuras calcinadas presentan anomalías magnéticas que van de los 10 a los 1000 nT. Anomalías magnéticas de objetos ferrosos, incluyendo escoria por fundición de hierro pueden llegar a presentarse en el orden de los 20 a los 2000 nT. (Godio, 2005).

3.2 Fundamentos de la magnetometría.

La atracción de las agujas de las brújulas hacia depósitos naturales de hierro, las llevó eventualmente a ser utilizadas como herramientas de prospección alrededor del siglo XIX (Nabighian, 2005), aunque algunos autores mencionan que estas técnicas ya se utilizaban desde la edad media en Suecia con los mismos fines (Milsom, 2003). Como quiera que sea, el método magnético es el más antiguo de las técnicas aplicadas de la geofísica y es uno de los más ampliamente utilizados

aunque sólo una cantidad muy pequeña de minerales causan efectos magnéticos significantes.

El campo magnético de la Tierra consta de varias fuentes cuyo origen se encuentra tanto en su interior como en su exterior. Una de estas fuentes se ubica en la corteza de la Tierra en rocas que contienen hierro y que se encuentran a una temperatura menor a los 580°C (temperatura Curie para la magnetita), esta región se encuentra en los 20-30 km de la parte superior de la corteza.

El campo cortical, su relación con la distribución de los minerales magnéticos en la corteza, y la información que esta relación provee acerca de los objetivos de la exploración son los principales temas del método magnético en exploración (Nabighian, 2005).

3.2.1 El campo Geomagnético.

El campo Geomagnético se asemeja al campo de un gran magneto que yace en dirección norte-sur coincidente con el eje de rotación de la Tierra, tal y como se muestra en la **Figura 3.1**. Las líneas de campo que presenta este gran magneto salen por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético.

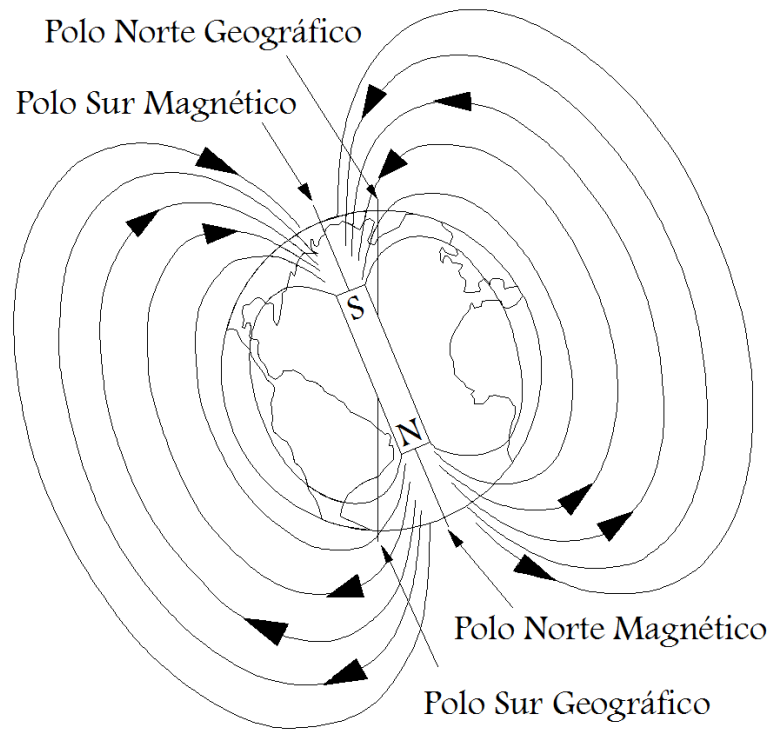


Figura 3.1. Modelo del campo Geomagnético.

De acuerdo a Muniz (1997), el Campo Magnético Terrestre se integra por cuatro fuentes principales, que son:

- a) El campo principal. Generado en o cerca de la superficie del núcleo externo líquido, a unos 2900 km de profundidad, que se compone de una mezcla de hierro y níquel. Se cree que las corrientes de convección de este material conductor en el núcleo actúan como una gran dínamo auto-excitada generando aproximadamente un 90% del campo total.
- b) El campo cortical. Generado por la magnetización de las rocas en la corteza en donde las temperaturas son menores a la temperatura Curie de minerales magnéticos importantes ricos en Fe, principalmente magnetita y titanomagnetita. Este campo es el más estable, presenta variaciones en periodos de cientos de miles de años.

- c) El campo externo. Su origen está en la interacción del viento solar con la capa magnética que envuelve la Tierra (Magnetósfera). A su vez, esta interacción se proyecta hasta la Ionosfera; generando por ejemplo, variaciones diurnas en días quietos (Campo Sq), o en periodos perturbados, tormentas, magnetopulsaciones, etc.
- d) El campo magnético resultante de un proceso de inducción electromagnética. Es generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y manto por variaciones externas de campo.

Puede decirse que el campo total es la suma de estos cuatro campos que se superponen, podemos expresarlo de la siguiente forma:

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t$$

En donde:

- B : Valor del campo Geomagnético medido en la superficie de la Tierra.
- B_0 : El campo principal generado por un dipolo magnético que tiene un eje de 11.4° de inclinación con respecto al eje de rotación de la Tierra.
- B_r : Campo residual asociado a varios dipolos más pequeños ubicados en diferentes regiones del planeta en zonas más superficiales.
- B_c : Campo cortical, ubicado en la corteza terrestre es conocido como el campo de las anomalías.
- B_t : El campo que se origina fuera de la Tierra y que varía más sensiblemente con respecto del tiempo.

La suma del campo dipolar con el campo residual es llamada Campo Principal, la suma del campo principal con el campo cortical se denomina Campo Interno, mientras que el término B_t es conocido como Campo Externo (Muniz, 1997).

3.2.2 El Magnetismo

La teoría magnética clásica se basa en el concepto de que polos magnéticos puntuales son análogos a cargas puntuales eléctricas o a masas puntuales, con una ley cuadrática inversa para las fuerzas entre los polos, cargas o masas, se asemeja a la teoría eléctrica y gravimétrica. Las unidades magnéticas en el sistema cgs (centímetros, gramos, segundos) y el sistema de unidades electromagnéticas (emu) se basan en este principio. El sistema internacional (SI), en cambio, se basa en el hecho de que un campo magnético es de origen eléctrico. Su unidad básica es el dipolo, que es generado por una corriente eléctrica circular.

Partiremos de la Ley de Coulomb para la expresión correspondiente a la fuerza magnética que es:

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2} r_1 \quad (3.1)$$

Donde F es la fuerza del polo magnético m_1 sobre el polo m_2 , r es la distancia que los separa, r_1 es el vector unitario de m_1 a m_2 y μ es la permeabilidad magnética.

Esta fuerza se mide en Newtons en el SI o en Dinass para una distancia r medida en centímetros en el sistema (cgs). También recordemos que la permeabilidad magnética es la capacidad de un material o medio de atraer y hacer pasar a través de si líneas de campo magnético.

La fuerza magnetostática es de atracción para polos de signo opuesto y repulsiva para signos iguales. La convención de signos indica que un polo positivo es atraído hacia el polo sur magnético de la Tierra o el norte geográfico.

La fuerza de campo magnético H se define como la fuerza sobre un polo unitario.

$$H = \frac{F}{m'} = \frac{m}{\mu r^2} r_1 \quad (3.2)$$

Donde m' es un polo ficticio en un punto del espacio que representa el sitio de medición o polo de prueba, H se mide en Amperio sobre metro en el sistema SI, anteriormente se medía en Oersteds para el sistema cgs, pero esta unidad ya no se utiliza.

3.2.3 Magnetización

Un cuerpo magnetizable ubicado en un campo magnético externo se magnetiza por inducción; la magnetización se debe a la reorientación de los átomos y moléculas de manera que sus espines se alinean. La magnetización es medida por la polarización magnética M (también llamada intensidad de magnetización o momento dipolar por unidad de volumen). La alineación de los dipolos internos produce un campo M , que, dentro del cuerpo, se une al campo de magnetización H (Telford, 1990). También se puede decir que la magnetización M de un volumen V es la suma vectorial de todos los momentos dipolares m , divididos por el volumen.

$$M = \frac{1}{V} \sum_i m_i \quad (3.3)$$

Para campos magnéticos de baja intensidad, como el caso del campo Geomagnético, M es proporcional en magnitud al campo externo H , es decir:

$$M = kH \quad (3.4)$$

La constante de proporcionalidad k se denomina susceptibilidad magnética, esta es adimensional y es una propiedad de la materia, en otras palabras, indica el grado de magnetización de un material al ser sometido a un campo externo, se considera que en el vacío este valor es cero, la ecuación 3.4 es la misma tanto para el sistema SI como para el sistema emu pero difiere en magnitud por 4π . La susceptibilidad en emu es 4π veces la susceptibilidad en unidades del SI.

Como se mencionó anteriormente, si un cuerpo magnético se sitúa en un campo externo H ocurrirá una magnetización, la cual producirá un campo H' que se suma al campo total en el interior de dicho cuerpo. Entonces, se define a la inducción magnética B como el campo total en el interior del cuerpo:

$$B = H + H' \quad (3.5)$$

Ya se mencionó a la permeabilidad magnética μ y que es la capacidad que tiene un material de hacer pasar a través de sí, líneas de campo magnético, sin embargo, difiere levemente entre los dos sistemas de unidades pues tenemos que, como se mencionó anteriormente, el análisis de H es diferente en ambos sistemas, de esta forma tenemos:

En el sistema emu,

$$B = H + 4\pi M$$

$$B = H + 4\pi kH$$

$$B = (1 + 4\pi k)H$$

$$B = \mu H$$

$$\mu = 1 + 4\pi k \quad (3.6)$$

Mientras que en el sistema SI,

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

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

$$B = \mu_0(1 + k)H$$

$$B = \mu H$$

$$\mu = \mu_0(1 + k) \quad (3.7)$$

Donde $\mu_0 = 4\pi * 10^{-7} \left[\frac{N}{A} \right]$.

3.2.4 Origen externo e interno del campo Geomagnético.

Carl Friedrich Gauss en 1838 fue el primero en describir el campo geomagnético mediante el análisis de armónicos esféricos, este análisis permite determinar si la fuente de un campo potencial proviene de fuentes externas o internas a la esfera, Gauss determinó que el campo que se observa en la superficie de la Tierra proviene exclusivamente de fuentes internas.

Ahora sabemos que esto no es completamente cierto, como se mencionó anteriormente, existen aportaciones al campo que se generan fuera de la Tierra. Por medio de este análisis de armónicos esféricos y con mediciones del campo potencial y sus gradientes en una esfera se puede determinar si las fuentes del campo provienen fuera de la esfera o dentro de esta (Blakely, 1996).

Según el teorema de Helmholtz; un campo vectorial \vec{F} que es continuo y cero en el infinito se puede expresar como el gradiente de un escalar y el rotacional de un vector.

$$\vec{F} = \nabla\phi + \nabla \times \vec{A} \quad (3.8)$$

ϕ es el potencial escalar de F y A el vectorial.

Una de las ecuaciones de Maxwell establece que la divergencia de la inducción magnética es cero.

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.9)$$

De acuerdo al teorema de Helmholtz; existe un potencial vectorial \vec{A} tal que

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} \quad (3.10)$$

El potencial vectorial para \vec{B} siempre existe pero el potencial escalar sólo existe bajo ciertas condiciones.

Si no existen corrientes en la región de investigación, entonces

$$\nabla \times B = 0 \quad (3.11)$$

y B es irrotacional. Aplicando una vez más el teorema de Helmholtz entonces B tiene un potencial escalar V tal que

$$\bar{B} = -\nabla V \quad (3.12)$$

A partir de las ecuaciones 3.9 y 3.12, se puede llegar a la siguiente expresión:

$$\nabla \cdot \nabla V = \nabla \cdot \bar{B}$$

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.13)$$

Que es la ecuación de Laplace, ahora suponemos que podemos medir el potencial V o cualquier componente de la inducción B en una superficie esférica de radio a .

El potencial V es armónico sobre la superficie de la esfera.

Si no hay fuentes fuera de la esfera V y $\frac{\delta V}{\delta r}$ deberán desvanecerse cuando $r \rightarrow \infty$ y

V puede ser representado por una expansión en armónicos esféricos como:

$$V^i = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (A_n^{mi} \cos m\varphi + B_n^{mi} \sin m\varphi) P_n^m(\theta),$$

$$r \geq a \quad (3.14)$$

Donde θ es la colatitud, φ es longitud, y $P_n^m(\theta)$ es un polinomio de Legendre de grado n y orden m , el superíndice i se refiere a fuentes internas (Blakely, 1996).

En el caso en el que todas las fuentes fueran externas entonces tanto V como $\frac{\delta V}{\delta r}$ serían finitos y la ecuación sería:

$$V^e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{a}\right)^n \sum_{m=0}^n (A_n^{me} \cos m\phi + B_n^{me} \sin m\phi) P_n^m(\theta),$$

$$r \leq a \quad (3.15)$$

Donde el superíndice e nos indica fuentes externas. Si existen fuentes dentro y fuera de la esfera, el potencial cerca de la superficie, pero fuera de las fuentes, es la suma:

$$V = V^i + V^e \quad (3.16)$$

Entonces:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left\{ \left[A_n^{mi} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} + A_n^{me} \left(\frac{r}{a}\right)^n \right] \cos m\phi + \left[B_n^{mi} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} + B_n^{me} \left(\frac{r}{a}\right)^n \right] \sin m\phi \right\} P_n^m(\theta) \quad (3.17)$$

Si consideramos:

$$A_n^m = A_n^{mi} + A_n^{me}; B_n^m = B_n^{mi} + B_n^{me}; C_n^m = \frac{A_n^{me}}{A_n^m}; S_n^m = \frac{B_n^{me}}{B_n^m} \quad (3.18)$$

Entonces.

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left\{ \left[C_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - C_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] A_n^m \cos m\phi + \left[S_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - S_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] B_n^m \sin m\phi \right\} P_n^m(\theta) \quad (3.19)$$

Los coeficientes C_n^m y S_n^m varían entre cero y uno e indican la importancia o el peso relativo de las fuentes externas en el potencial total observado en la superficie de la esfera (Blakely, 1996).

En la superficie $r=a$ entonces la expresión (3.19) se reduce a:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (A_n^m \cos m\phi + B_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (3.20)$$

A partir del comportamiento de V en la superficie de la esfera ($r = a$), se puede obtener C_n^m y S_n^m , para esto se necesita el gradiente en la dirección de r , normal a la superficie, esto es:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\alpha_n^m \cos m\phi + \beta_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (3.21)$$

Para determinar α_n^m y β_n^m podrían hacerse mediciones de $\frac{\partial V}{\partial r}$ pero también se puede derivar la ecuación (3.19) con $r = a$ y obtenemos:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\theta) \{ [nC_n^m - (n+1)(1 - C_n^m)] A_n^m \cos m\phi + [nS_n^m - (n+1)(1 - S_n^m)] B_n^m \sin m\phi \} \quad (3.22)$$

De donde obtenemos:

$$\alpha_n^m = [nC_n^m - (n + 1)(1 - C_n^m)]A_n^m \quad (3.23)$$

$$\beta_n^m = [nS_n^m - (n + 1)(1 - S_n^m)]B_n^m \quad (3.24)$$

El potencial no se puede medir directamente, entonces asumimos que la Tierra es esférica y que en la superficie orientamos el sistema cartesiano de forma que x quede orientada en dirección norte, y hacia el este y z hacia el centro de la Tierra, como se muestra en la **Figura 3.2**, gracias a la expresión $B = -\nabla V$ obtenemos:

$$B_x = -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad (3.25)$$

$$B_y = B_\phi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad (3.26)$$

$$B_z = -B_r = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.27)$$

(Blakely, 1996).

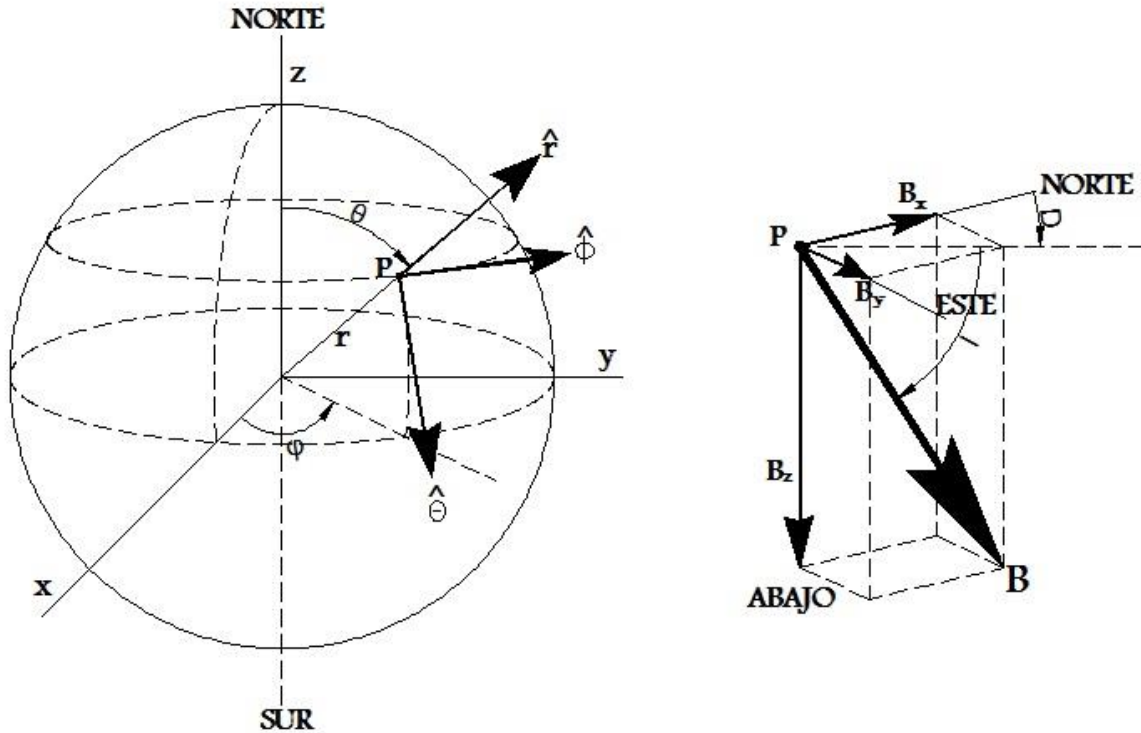


Figura 3.2. Sistema cartesiano con origen en P, El punto P está definido por las coordenadas (r, θ, ϕ) y el vector en el punto P es descrito en términos de sus tres vectores unitarios ortogonales $(\hat{r}, \hat{\theta}, \hat{\phi})$, se muestra la orientación de las componentes del vector B. Modificado de (Blakely, 1996).

Estas son las componentes del campo en dirección Norte, Este y Vertical respectivamente y se miden en nano Teslas (nT), obteniendo las componentes del campo en estas direcciones se puede determinar la aportación al campo por parte de las fuentes internas y externas, aunque en estudios geomagnéticos suele considerarse solamente a las fuentes internas del campo pues con este método se ha demostrado que son las que tienen la mayor contribución al campo y las fuentes externas pueden ser despreciadas (Blakely, 1996).

A lo largo de estos capítulos hemos visto que en geofísica, en el contexto del geomagnetismo, se han manejado unidades tanto en el sistema internacional SI así como en el sistema cgs-emu, sobretodo porque antiguamente solía utilizarse este último para definir a los fenómenos magnéticos, sin embargo, esto ha cambiado y ahora es mucho más común el empleo de unidades en el SI.

Dentro del sistema internacional (SI) se mide a la inducción magnética B en teslas (T) que es equivalente a un weber sobre metro cuadrado (Wb/m^2), para la corriente eléctrica I se utiliza el ampere (A), y la fuerza de campo magnético H se mide en ampere sobre metro (A/m). En el sistema (cgs-emu) B se mide en Gauss (G), la corriente eléctrica I en abampere (aA) y H en oersteds (Oe).

En el caso de la exploración geofísica se utiliza el gamma (γ) en cgs-emu y el nanotesla (nT) en el SI para definir a B . Las equivalencias entre estas unidades son las siguientes:

$$1T = \frac{\text{Wb}}{\text{m}^2} = 10^{-4}G$$

$$1nT = 10^{-9}T = 1\gamma$$

$$1A = 0.1aA$$

3.2.5 Componentes del Campo Geomagnético.

Con este mismo sistema cartesiano orientado como se muestra en la **Figura 3.2** se obtienen otras cuatro componentes que son:

Componente horizontal:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (3.28)$$

Intensidad total:

$$\hat{F} = B = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (3.29)$$

Inclinación y declinación respectivamente:

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.30)$$

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.31)$$

Se ha convenido que la inclinación será considerada positiva cuando el vector se encuentre por debajo del plano horizontal y negativa si se encuentra sobre este. De la misma forma la declinación es positiva hacia el este y negativa al oeste (Telford, 1990).

A pesar de que el campo geomagnético es de origen vectorial, en exploración geofísica suele utilizarse \hat{F} que es el módulo de B , ya que los equipos utilizados miden la intensidad total del campo, sin embargo, en otro tipo de trabajos como en la elaboración de cartas magnéticas o de variación secular, sí se suelen medir las componentes individuales del campo.

3.3 Variaciones Temporales del Campo Geomagnético

El registro periódico realizado en los observatorios magnéticos alrededor del mundo ha permitido registrar una gran cantidad de perturbaciones en el campo

geomagnético con respecto del tiempo, estas variaciones son el resultado de la superposición de un campo variable con el campo principal de la Tierra.

Las variaciones del campo geomagnético se clasifican en dos grandes grupos que son: variaciones periódicas y no periódicas, aunque existe una variación que no puede clasificarse dentro de ninguna de estas y se denomina variación secular, esto debido a una diferencia relativamente grande de periodos entre esta última y las variaciones periódicas y no periódicas (Nava, 2005).

Se cree que la variación secular tiene su origen en el interior de nuestro planeta y es responsable de la deriva de los polos geomagnéticos, así como de la disminución en la intensidad del campo, lo que eventualmente lleva a la inversión de polaridad del campo geomagnético.

Las variaciones no periódicas poseen una distribución espacial y temporal muy irregular, aunque si presentan un comportamiento característico para cada una, mientras que las variaciones periódicas se presentan en periodos definidos y de manera cíclica.

Las variaciones no periódicas están asociadas a la actividad solar y al estado físico de la ionosfera, se ha observado que la intensidad de este tipo de variaciones depende de la latitud, ya que se alcanzan valores máximos en latitudes cercanas a los 67° (zonas aurorales) y disminuye hacia los polos y el ecuador.

Entre las variaciones periódicas se encuentran: la variación solar diurna para días quietos (Sq), perturbación solar diurna (SD), variación lunar (L) y variación no cíclica (Nava, 2005).

La variación no cíclica consiste básicamente en la diferencia entre el valor de las componentes magnéticas al final de un día y su valor al principio de este.

La variación lunar posee una componente fundamental con un periodo de 24 horas 50 minutos y está asociada a la translación de la Luna alrededor de la Tierra. Cabe destacar que esta variación es muy pequeña en comparación con la variación solar diurna.

Las variaciones S_q y S_D se combinan formando la variación solar diurna (S), que presenta un periodo fundamental de 24 horas y su comportamiento está estrechamente relacionado a la posición del Sol con respecto a la Tierra.

Adicionalmente, existe un tipo de variaciones que dependen de la posición de la Tierra en su órbita alrededor del Sol, estas variaciones son conocidas como variaciones estacionales. A lo largo de un año la Tierra se acerca y aleja del Sol y debido a la inclinación de su eje de rotación con respecto a su eje de traslación presenta cuatro estaciones climáticas conocidas como primavera, verano, otoño e invierno.

Durante el solsticio de invierno (1 al 3 de enero), a pesar de que el planeta se encuentra en su punto más cercano al Sol (perihelio), el hemisferio norte recibe los rayos solares de manera más oblicua y presenta un clima frío en general, todo lo contrario ocurre durante su punto más lejano con respecto al Sol (Afelio) que se da durante el solsticio de verano (1 al 4 de julio), época más cálida del hemisferio ya que recibe los rayos solares de manera más directa.

Estos cambios en la temperatura y en la cantidad de radiación que llega a la ionósfera influyen de manera directa en los fenómenos de fotoionización y de mareas térmicas que son determinantes en las variaciones del campo.

3.3.1 La Ionósfera.

Las variaciones solares del campo geomagnético dependen en gran medida de los fenómenos que se originan en la ionósfera. Existen corrientes ionosféricas debidas principalmente a la diferencia de temperatura entre el lado diurno y nocturno del planeta y de manera secundaria a las atracciones diferenciales del Sol y la Luna. Estas corrientes son más prominentes durante las horas de luz solar y más fuertes en el hemisferio de verano que en el de invierno (Langel-Hinze, 1998).

Estas corrientes inducen en la Tierra campos magnéticos secundarios y dan lugar a lo que se conoce como la variación solar diurna para días quietos.

Para entender el origen y el comportamiento de las corrientes que existen durante los días quietos, se tienen que describir las condiciones que se presentan en la zona donde se generan las variaciones Sq, la ionósfera. A toda característica geofísica que posee dimensiones globales y está relacionada con la forma esférica de la Tierra se le asigna el sufijo “sfera”, así mismo, un ion es un átomo que ha obtenido una carga debido a la pérdida o ganancia de uno o más electrones. El nombre de ionosfera es asignado a esta región de la atmósfera que se encuentra entre los 60 y los 1,000 km de altura en donde la densidad de electrones es suficientemente alta para afectar la transmisión de ondas electromagnéticas en el espectro de las radiofrecuencias (Campbell, 2005)

La dinámica envuelta en la formación de la ionosfera consiste en el balance entre la producción y la pérdida de iones en la atmósfera superior (a partir de los 80 Km de altura). La fuente principal para la producción de iones es el fenómeno conocido como fotoionización; la luz ultra violeta y los rayos X de baja energía inciden en la atmósfera y provocan la pérdida de electrones de los átomos; el proceso conocido como colisión es el principal factor de pérdida de iones y es la recombinación de iones positivos y negativos, es producto de los choques entre la radiación

corpúscular solar (protones y electrones) y las moléculas atmosféricas (Campbell, 2005)

Ambos procesos, tanto el de fotoionización como el de colisión, están en función de la altura, pues a medida que esta aumenta o disminuye las condiciones de concentración de moléculas, temperatura y energía de radiación ionizante también cambian pues la atmósfera de la Tierra se vuelve menos densa y cambia su composición con la altitud.

3.3.2 Variación Solar Diurna para Días Quietos.

En ocasiones puede observarse que los registros de los observatorios magnéticos muestran una leve variación en periodos de 24, 12, 8 y 6 horas. Durante estos días, las oscilaciones de las tres componentes ortogonales del campo producen registros que son muy similares a otros tomados varios días antes o después, y siguen un patrón de cambios graduales a través de las estaciones del año. Estos registros describen las variaciones geomagnéticas para días quietos (Campbell, 2005).

La variación solar diurna para días quietos S_q posee un periodo fundamental de 24 horas, es el efecto magnético inducido de corrientes eléctricas generadas por la acción de dínamo atmosférica en la ionosfera. Las corrientes de dínamo resultan del movimiento de la ionosfera a través de las líneas de fuerza del campo geomagnético principal. Si bien el campo principal es más o menos constante, la conductividad de la ionosfera y su movimiento varían con las diferentes épocas del año, así como con la latitud.

Las mareas térmicas son el resultado de la expansión diaria de la atmósfera que es calentada por el Sol, estas mareas térmicas y la dinámica que provocan en la ionosfera son las que más aportan a la variación S_q , aunque una aportación

secundaria para la variación S_q son las corrientes inducidas en el interior de la Tierra.

3.3.3 Índices Geomagnéticos

El término “actividad magnética” se refiere a la variación en la amplitud de las variaciones temporales magnéticas asociadas a campos de origen externo. Esta actividad, registrada en la superficie por observatorios magnéticos, es difícil de ser cuantificada de manera exacta. Los índices geomagnéticos han sido desarrollados para proveer una cuantificación del nivel de actividad del campo magnético de la Tierra (Lanza & Meloni, 2006).

Los índices K resumen la actividad geomagnética generada por la radiación de partículas solares en la magnetosfera registrada en los observatorios magnéticos. El índice se expresa al asignar un código, un número entero de 0 a 9, para cada intervalo de 3 horas en un día. Por lo tanto cada día se caracteriza por 8 índices K. El índice para cada intervalo de 3 horas se determina de los rangos en las componentes del campo geomagnético H y D (Escaladas en nT.), después de haber removido la esperada y regular variación diurna S_q . Para poder remover un patrón de variación S_q promedio, los cinco días más quietos del mes son utilizados para calcular una variación estándar de referencia.

Diferencia en nT.	Índice K
0 – 4	0
4 – 8	1
8 – 16	2
16 – 30	3
30 – 50	4
50 – 85	5
85 – 140	6
140 – 230	7
230 – 350	8
> 350	9

Tabla 3.1. Escala cuasi-logarítmica del índice K, se muestra la variación en nT y su respectivo índice.

La conversión de un rango a un índice de valor numérico, se realiza utilizando una escala cuasi-logarítmica, con los valores de escala dependiendo de la latitud geomagnética de los observatorios, ya que la misma perturbación planetaria puede aparecer con diferentes amplitudes en diferentes latitudes. Por ejemplo la tabla 3.1 muestra la conversión para el observatorio de L'Aquila en Italia (36.3° N de latitud geomagnética).

El índice planetario Kp con rango de 3 horas, es el promedio estandarizado del índice K de 13 observatorios geomagnéticos ubicados entre 44 y 60 grados norte y sur de latitud geomagnética. En este caso la escala de 0 a 9 es subdividida y expresada de manera que incluya tercios de unidad. Como ejemplo el símbolo 5- representa 4 y 2/3; 5o es 5; y 5+ es 5 y 1/3.

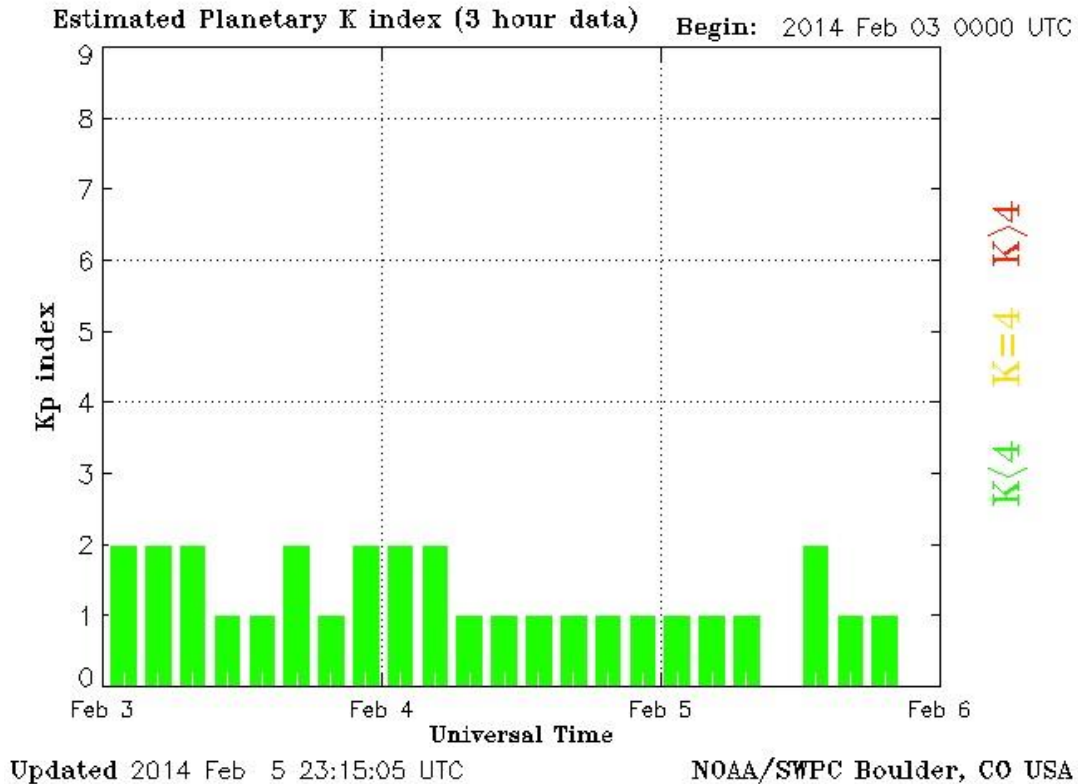


Figura 3.3. Ejemplo de un reporte de los índices Kp de acuerdo a NOAA (<http://www.swpc.noaa.gov/ftpmenu/plots/kp.html>)

La **Figura 3.3** nos muestra que se considera un nivel bajo de actividad para índices menores a 4 y de gran actividad para índices mayores a 4, así mismo, los índices iguales a 4 indican una actividad intermedia.

Las perturbaciones planetarias caracterizadas por un marcado descenso en la componente H (en sentido norte) detectadas por observatorios en latitudes medias, son llamadas tormentas magnéticas. Para poder cuantificar el efecto en la depresión de H, se obtiene un índice Dst (Disturbance storm time) a cada hora de estaciones magnéticas ubicadas cerca del ecuador. En estas latitudes las intensidades horizontal y vertical de la perturbación magnética son dominadas por los efectos de una zona de la magnetósfera conocida como magnetospheric ring current o corriente de anillo magnetosférica. El índice Dst es una medida directa del promedio de esta perturbación cada hora. Grandes perturbaciones negativas en H son indicadores del incremento en la intensidad de la corriente de anillo y típicamente

aparecen en escalas de tiempo de alrededor de una hora. El descenso en la intensidad puede tomar mucho más tiempo, desde varias horas a uno o dos días.

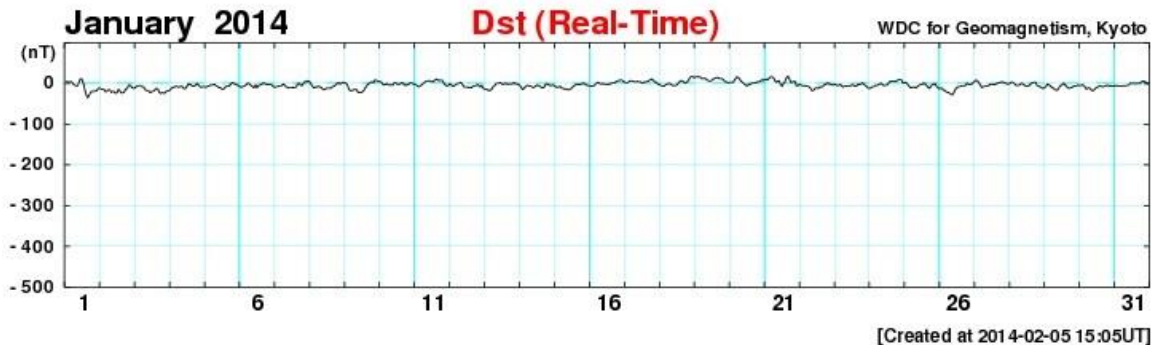


Figura 3.4. Ejemplo de un reporte de índices Dst de acuerdo al centro mundial de datos de Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>)

Los índices magnéticos son en resumen, la cuantificación de la actividad magnética, diferentes índices han sido introducidos para diferentes propósitos. El objetivo principal del uso de los índices Kp y Dst en exploración es el de obtener datos en campo que no estén afectados por una intensa actividad magnética y que, por lo tanto, sean difíciles de interpretar.

3.4 Instrumentación en Exploración Magnetométrica

La noción del fenómeno magnético ha estado presente en la humanidad desde tiempos muy remotos, desde las observaciones del griego Tales en el siglo sexto antes de nuestra era o la invención de la brújula por los chinos alrededor del año 1100 de nuestra era, pero las primeras observaciones del campo geomagnético con fines de exploración del subsuelo fueron realizadas hasta el siglo XIX en donde básicamente se colocaba una brújula en posición vertical para ubicar yacimientos minerales. A partir de la segunda guerra mundial la instrumentación en la exploración magnetométrica ha tenido una gran evolución, primero como resultado del esfuerzo bélico y posteriormente para la investigación y exploración de recursos naturales.

Alrededor de los años 1950, los magnetómetros de tipo fluxgate tuvieron una gran relevancia en la exploración ya que eran capaces de medir las componentes horizontal y vertical del campo magnético de la Tierra con una gran sensibilidad de aproximadamente 1 nT. Aunque estos magnetómetros actualmente son utilizados en observatorios magnéticos y en otro tipo de investigaciones, el hecho de que sean instrumentos altamente sensibles a la temperatura y a que deben ser calibrados, ha dado lugar a que sean reemplazados poco a poco por instrumentos más prácticos y precisos.

Entre los instrumentos modernos empleados para la medición del campo geomagnético en exploración geofísica, el más ampliamente utilizado por muchos años ha sido el magnetómetro de precesión protónica. Entre las ventajas que este dispositivo ofrece se encuentran; la salida digital de los datos, el hecho de que la orientación del sensor no es crítica, su estabilidad y la rapidez de su operación, además posee una sensibilidad de 0.1 nT. Sin embargo, los magnetómetros de precesión protónica (ppm) solo pueden dar una serie limitada de mediciones discretas ya que requieren tiempo para la polarización y la relajación de los protones. Este inconveniente es superado si se emplean magnetómetros de tipo Overhauser en su lugar. En los últimos años, los magnetómetros de bombeo óptico se han utilizado con mayor frecuencia ya que estos poseen, además, una sensibilidad que sobrepasa los requerimientos en campo (hasta 0.01 nT.) y una rapidez de medición que rebasa a los magnetómetros de precesión protónica convencionales.

El método sensiblemente más rápido empleado en levantamientos realizados mediante el uso de magnetómetros de precesión o de bombeo óptico, así como la naturaleza digital de sus datos, es, sin embargo, contrarrestada por el hecho de que estos instrumentos proveen únicamente la intensidad total del campo. Como ya se explicó, el campo magnético real es una cantidad vectorial y las mediciones en intensidad por lo tanto proveen sólo parte de la información (Lanza & Meloni, 2006).

3.4.1 Magnetómetros de Precesión Protónica.

Este instrumento surgió a alrededor de 1945 a raíz del descubrimiento de la resonancia magnética nuclear o NMR por sus siglas en inglés. Algunos isótopos poseen un momento magnético que, al alinearse con su spin, les provoca un movimiento de precesión alrededor de un campo magnético, movimiento similar al que observamos cuando hacemos girar un giroscopio en una superficie plana, este oscilara alrededor de un eje que coincide con la dirección del campo gravitacional, **Figura 3.5.**

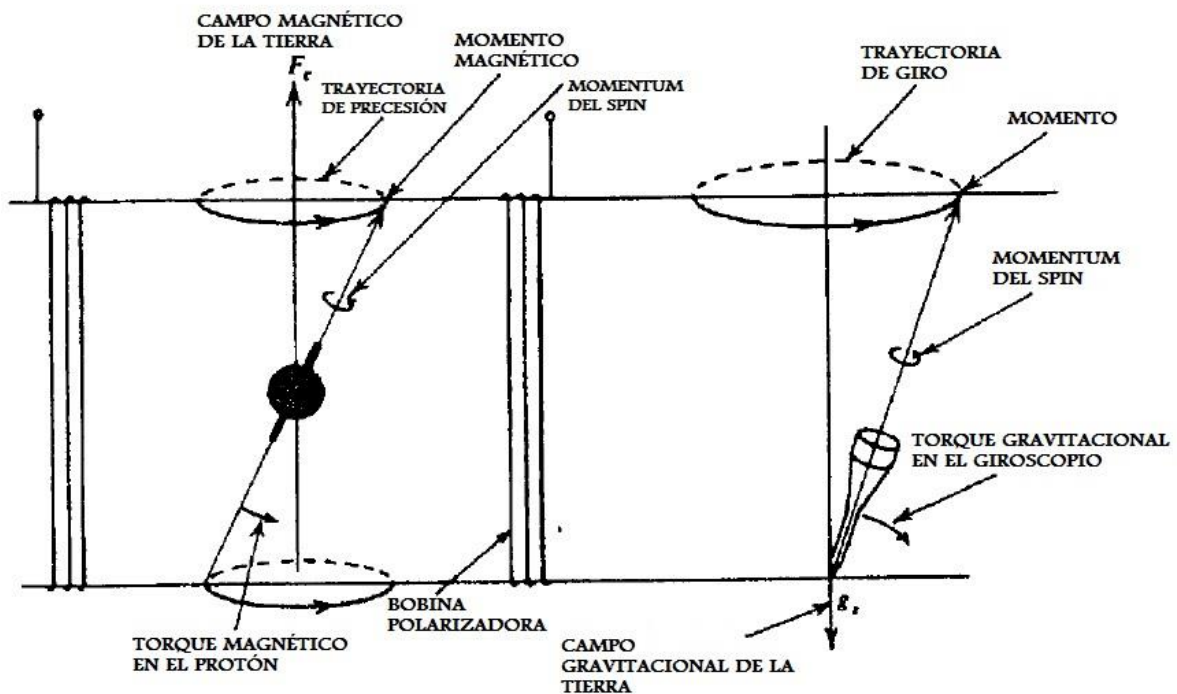


Figura 3.5. Analogía con la mecánica clásica de la precesión de un giroscopio con el efecto que sufre un protón dentro del sensor de un magnetómetro (Telford, 1990).

El magnetómetro de precesión protónica mide la frecuencia de la precesión de un ion+ de hidrógeno (Protón) que ha sido polarizado en una dirección aproximadamente normal a la dirección del campo geomagnético. Cuando el campo

artificial de polarización es removido, los protones precesan alrededor del campo geomagnético; el campo de la Tierra proporciona la fuerza de precesión de la misma forma que la gravedad lo hace en el ejemplo del giroscopio.

Los protones preceden a una velocidad angular ω , conocida como frecuencia de precesión de Larmor que es directamente proporcional al campo magnético F :

$$\omega = \gamma_P F \quad (3.32)$$

La constante γ_P es la tasa giromagnética del protón, la razón de su momento magnético con el momento angular de su spin, esta constante es conocida con una precisión de hasta el 0.001%. El protón, que es una carga en movimiento, induce, en la bobina que se encuentra rodeando la sustancia que contiene los protones (comúnmente un combustible como turbosina o gasolina pues son ricos en hidrógeno), un voltaje que varía a la misma frecuencia de precesión ν , por lo tanto podemos determinar el campo magnético a partir de:

$$F = \frac{2\pi\nu}{\gamma_P} \quad (3.33)$$

Cabe señalar que sólo el campo total puede ser medido. En teoría el magnetómetro de protones es capaz de alcanzar casi cualquier precisión que se desee, pero en la práctica la necesidad de tomar lecturas en intervalos cortos de tiempo y de corrientes razonables de polarización ubican el límite en aproximadamente 0.1 nT (Milsom, 2003).

3.4.2 Magnetómetro de Tipo Overhauser.

Una variante del magnetómetro de precesión protónica es aquel basado en el efecto Overhauser, que permite que la frecuencia precesional del protón sea continuamente medida (Hernández-Quintero, 2002).

Los magnetómetros de precesión protónica carecen de la capacidad de tomar muestras en intervalos cortos de tiempo. Al surgir la necesidad de muestrear más rápidamente, sin reducir la precisión, surgieron los instrumentos que hacen uso del efecto Overhauser.

Este método incrementa la magnetización de la muestra al agregar electrones libres al líquido y utilizar el acoplamiento de estos con los protones. La magnetización es incrementada al aplicar la radiofrecuencia adecuada, como ya se explicó, en los magnetómetros de precesión esto se hace aplicando un fuerte campo de polarización al líquido del sensor.

Para poder entender el efecto Overhauser a detalle han de tenerse conocimientos de la mecánica cuántica, en este capítulo se hablará de este efecto de una manera muy general y en ocasiones haciendo analogías con la mecánica clásica como se hizo en el caso del capítulo anterior.

Como se mencionó anteriormente, la razón giromagnética γ es una constante natural que relaciona el spin de una partícula subatómica con el momento mecánico p y el momento magnético m .

$$m = \gamma p \quad (3.34)$$

donde $p = j\hbar/2\pi$, siendo j el número cuántico de la partícula; que tanto para el protón como para el electrón es de $1/2$, y \hbar es la constante de Planck ($6.62 \cdot 10^{-34} \text{J}\cdot\text{s}$). La razón giromagnética de un electrón libre, γ_e , es de aproximadamente 658 veces más alta que la del protón, por lo tanto.

$$\omega_e = \gamma_e F \quad (3.35)$$

$$\omega_p = \gamma_p F \quad (3.36)$$

Al aplicar la radiofrecuencia apropiada a la muestra, las líneas espectrales del electrón serán saturadas. Habrá una diferencia en la población de los niveles de energía del spin del protón. Como se mencionó, la frecuencia de resonancia del electrón ω_e excede a la correspondiente del protón ω_p 658 veces. En otras palabras, al menos teóricamente, la polarización del protón será incrementada en esta proporción. Al utilizar esta radiofrecuencia también se consume mucho menos energía que en los equipos ppm clásicos.

Se ha alcanzado un gran avance en el método basado en el efecto Overhauser al usar radicales libres de nitróxido donde los electrones exhiben un fuerte acoplamiento con el núcleo. Experimentalmente, al utilizar radicales libres, se ha alcanzado un incremento en la polarización del protón de hasta 5000 veces. La gran ventaja de la alta frecuencia de resonancia es que la radiofrecuencia de saturación puede permanecer constante durante toda la medición en campo (Jerzy & Sucksdorff, 1996).

Para poder medir la frecuencia de giro de los protones, la dirección de la polarización ha de ser desviada de la dirección del campo principal a una dirección casi perpendicular a este.

A continuación se presenta una tabla en donde se muestran las ventajas y las desventajas que ofrece el uso de los magnetómetros de tipo Overhauser con respecto a los magnetómetros clásicos de ppm.

VENTAJAS	DESVENTAJAS
Es posible crear una señal de precesión del protón estable, lo que hace posible una medición promedio del campo en lugar de un muestreo.	La radiofrecuencia utilizada puede alterar otros instrumentos cercanos.
Bajo consumo de energía al utilizar una radiofrecuencia en lugar de una bobina polarizadora.	La producción de la señal de polarización es más complicada que en el clásico ppm.
Mayor rapidez en la tasa de muestreo, ya que no se pierde tiempo en la polarización	Su fabricación es más complicada lo que puede llevar a una reducida confiabilidad.
El sensor puede ser más pequeño, algunos magnetómetros utilizan sensores menores a 0.2 litros.	El líquido utilizado no siempre es estable y por lo regular es secreto del fabricante.

Tabla 3.2. Comparación de las ventajas y desventajas que presenta el uso de magnetómetros tipo Overhauser con respecto a los ppm clásicos en la exploración.

3.5 Correcciones y Construcción de Mapas.

Anteriormente se han mencionado las diferentes aportaciones del campo geomagnético. Retomando:

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t$$

Los objetivos de este estudio en particular están centrados en las aportaciones de la corteza B_c , de manera que han de aislarse el resto de las fuentes, recordemos que la suma de B_0 y B_r es denominada campo principal, de manera que se pueden realizar sólo dos correcciones; por campo principal y por variaciones temporales o variación diurna.

3.5.1 Corrección por Variación Diurna y Campo Principal.

El método más simple de hacer correcciones por variaciones temporales es realizar varias mediciones en una misma estación durante el periodo del levantamiento. Si una curva suave es trazada a través de las lecturas graficadas en función del tiempo, estos valores pueden ser sustraídos de las lecturas de campo, suponiendo que se tiene la hora en la que fueron tomadas. Esta base no debería encontrarse a más de 200km del levantamiento (Breiner, 1999).

Realizando la gráfica de los datos obtenidos en la base en función del tiempo, se puede obtener un modelo matemático lineal de la forma:

$$y = mx + b \quad (3.37)$$

O un polinomio de orden mayor que refleje mejor el comportamiento de la base a lo largo del levantamiento en campo, este polinomio será diferente para cada estudio según las características muy particulares de este.

Con el objetivo de explicar la metodología se utilizará el modelo de la ecuación (3.37) que se puede obtener mediante el método de mínimos cuadrados, donde m es la pendiente de la recta, b la ordenada al origen, x el tiempo y y la magnitud del campo geomagnético. Este modelo permite obtener la magnitud del campo en cualquier instante del levantamiento pues solo hay que evaluar la ecuación en el tiempo (t) deseado.

Estos datos han de ser restados algebraicamente a los datos obtenidos en el levantamiento para el mismo instante, es decir, si en el levantamiento se tiene un dato que fue tomado en el instante t_i , entonces deberá obtenerse el valor de y evaluado para t_i , es decir, $y(t_i)$.

A estos datos faltaría quitarles el valor del campo principal que podría obtenerse mediante diferentes métodos como por ejemplo empleando el IGRF que es un modelo matemático del campo principal obtenido a partir del análisis armónico que se mencionó anteriormente, sin embargo, podemos asumir que la ordenada al origen b de la ecuación (3.37) representa este campo principal. Otra forma de realizar las correcciones es restando la diferencia entre la base y el modelo obtenido a los datos levantados y a este resultado, a su vez, se le resta el valor del campo local que puede ser el promedio de la base instalada como se muestra en la siguiente ecuación:

$$F_{\Delta} = F_r(t_0) - (F_b(t_0) - y) - \overline{F_b} \quad (3.38)$$

Donde:

F_{Δ} : Anomalía.

F_b : Datos obtenidos por la base instalada durante el levantamiento.

F_r : Datos obtenidos en el levantamiento.

y : Modelo obtenido para el comportamiento de la base

$\overline{F_b}$: Promedio de la base instalada.

3.5.2 Reducción al Polo.

Debido a la naturaleza dipolar del campo geomagnético, las anomalías magnéticas, observadas en cualquier lugar diferente a los polos magnéticos, son asimétricas incluso en casos en donde la distribución de la fuente es simétrica. Esta propiedad complica la interpretación de la información magnética. La reducción al polo (RTP) es una técnica que convierte una anomalía magnética en un patrón simétrico, resultado que se obtendría si la magnetización fuera vertical (Blakely, 1996). Dicho de otra forma, son las condiciones que se tendrían si la medición se realizara en el polo norte magnético.

Esta operación se realiza con la ayuda de la transformada de Hilbert, que tiene la propiedad de cambiar el ángulo de fase sin alterar la amplitud de una señal $f(x)$ en el dominio de Fourier.

La expresión para el operador RTP $G_{RTP}(k)$ en un punto $k = (kx, ky)$ en 2D en el dominio del número de onda está dado como:

$$G_{RTP}(K) = \frac{|K|^2}{(g \cdot f)(g \cdot m)}$$

donde

$g = (ik_x, ik_y, |k|)$ es el vector gradiente complejo en el dominio del número de onda en 2D.

$f = (f_x, f_y, f_z)$ es el vector unitario en términos de los cosenos directores para el campo geomagnético local.

$m = (m_x, m_y, m_z)$ es el vector unitario en términos de los cosenos directores para el vector de magnetización.

Al aplicar los operadores de la transformada de Hilbert $Hx(k), Hy(k)$ a $k = (kx, ky)$ tenemos:

$$H_x(k) = \frac{ik_x}{|k|}; \quad H_y(k) = \frac{ik_y}{|k|}$$

$$H = \frac{g}{|k|} = (H_x, H_y, 1)$$

Entonces:

$$G_{RTP}(k) = \frac{1}{(H \cdot f)(H \cdot m)}$$

O utilizando la notación de Blakely (1996), $\Theta f = H \cdot f$; $\Theta m = H \cdot m$, entonces:

$$G_{RTP}(k) = \frac{1}{\Theta_f \Theta_m}$$

3.6 Métodos de Interpretación e Inversión.

Uno de los principales objetivos de la geofísica es el de tener argumentos cuantitativos para determinar ciertas características del interior de la Tierra. Por esta razón, los problemas de inversión son una importante área de la investigación geofísica. La Tierra se puede considerar como un cuerpo cuyas propiedades pueden ser parametrizadas (Scales et al. 2000).

Las teorías físicas nos permiten realizar predicciones: dada una descripción completa de un sistema físico, podemos predecir el resultado de ciertas mediciones. Esta predicción de los resultados de una medición es llamada problema directo. El problema inverso consiste en utilizar el resultado de algunas mediciones para inferir los valores de los parámetros que caracterizan al sistema.

Mientras que el problema directo tiene una solución única, el problema inverso puede tener una infinidad de soluciones. Por ejemplo, consideremos las mediciones del campo gravitacional alrededor de un planeta: dada la distribución de masa dentro del planeta, podemos predecir valores únicos de gravedad alrededor del planeta (problema directo), pero existen diferentes distribuciones de masa que darían exactamente el mismo valor de campo gravitacional en el espacio alrededor del planeta. Por lo tanto el problema inverso de inferir la distribución de masa a partir de observaciones del campo gravitacional tiene muchas soluciones (si por solución nos referimos a un modelo). (Tarantola 2005).

Dado que no existe solución única para una serie de observaciones, el modelo estimado podría también depender de los detalles del algoritmo que se utilizó para la estimación del problema y de la parametrización del modelo. En general, el modelo estimado difiere del modelo verdadero (o solución verdadera). También la información siempre puede estar alterada con errores; estos errores representan una fuente adicional de discrepancia entre el modelo estimado y el verdadero (Scales et al. 2000).

Uno de los métodos básicos para realizar la interpretación de los datos geofísicos y, en particular, de las anomalías de la gravedad de la Tierra, es mediante el problema directo. Tenemos que, a partir de la información geológica y geofísica disponible para la zona de estudio, se construye un posible modelo de fuente anómala o distribución de masas considerada como responsable de la anomalía gravimétrica registrada. Posteriormente se calcula el efecto gravimétrico de dicho modelo y se compara con la gravedad observada. Si estos dos conjuntos de valores de la gravedad no se ajustan de manera satisfactoria, se modifica el modelo de fuente para conseguir un mejor ajuste entre ambos conjuntos (Atienza 2001).

Este método también es válido para anomalías del campo geomagnético y es la manera en la que se desarrollaron los modelos de este estudio.

3.6.1 Método de Talwani.

Una de las herramientas utilizadas para la realización de los modelos 2D fue GM-SYS desarrollada por Geosoft que se basa principalmente en la metodología desarrollada por Manik Talwani en 1965.

El método establece lo siguiente: considérese un sistema coordenado derecho como se muestra en la **Figura 3.6**. Para un elemento volumétrico $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ dentro de un cuerpo Q , el potencial magnético en el origen Ω , está dado por:

$$\Omega = \frac{\mu \cdot R}{R^3} \quad (3.39)$$

Donde μ es el momento magnético del elemento volumétrico y R el vector como se muestra en la imagen mencionada.

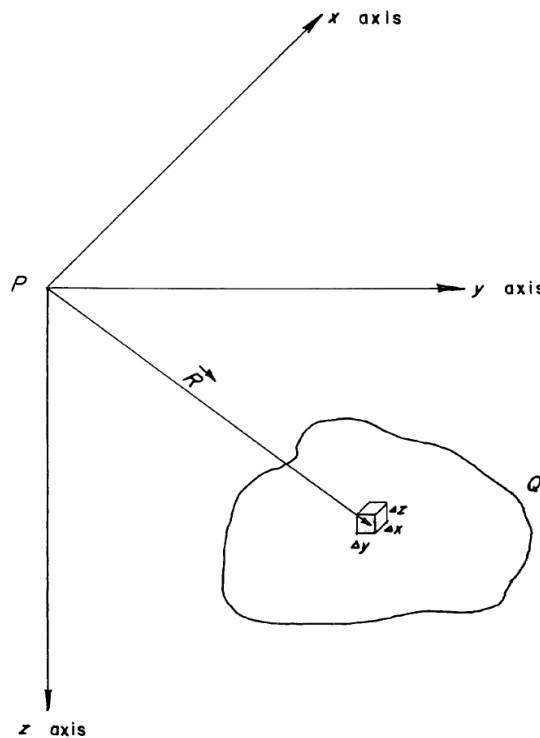


Figura 3.6. Sistema coordenado y elemento volumétrico.

Si J es la intensidad de magnetización de este cuerpo uniforme, entonces: $\mu = J\Delta x\Delta y\Delta z$, y si J_x, J_y y J_z son las componentes de J : Las tres componentes de la intensidad magnética (Anomalía Magnética) para el cuerpo Q son:

$$\Delta x = \iiint -\frac{\delta\Omega}{\delta x} dx dy dz \quad (3.40)$$

$$\Delta y = \iiint -\frac{\delta\Omega}{\delta y} dx dy dz \quad (3.41)$$

$$\Delta z = \iiint -\frac{\delta\Omega}{\delta z} dx dy dz \quad (3.42)$$

Sustituyendo Ω de (3.39) y derivando con respecto a x, y, z respectivamente se tiene:

$$\Delta x = J_x V_1 + J_y V_2 + J_z V_3 \quad (3.43)$$

$$\Delta y = J_x V_2 + J_y V_4 + J_z V_5 \quad (3.44)$$

$$\Delta z = J_x V_3 + J_y V_5 + J_z V_6 \quad (3.45)$$

Donde V_1, V_2, \dots, V_6 representan integrales sobre el volumen Q y son, por teorema de Green, transformadas a integrales de superficie.

El cuerpo a ser evaluado es primero representado por contornos. Cada contorno es entonces reemplazado por una lámina poligonal (**Figura 3.7**). Al aumentar el número de lados del polígono, el contorno se representa de manera más acertada.

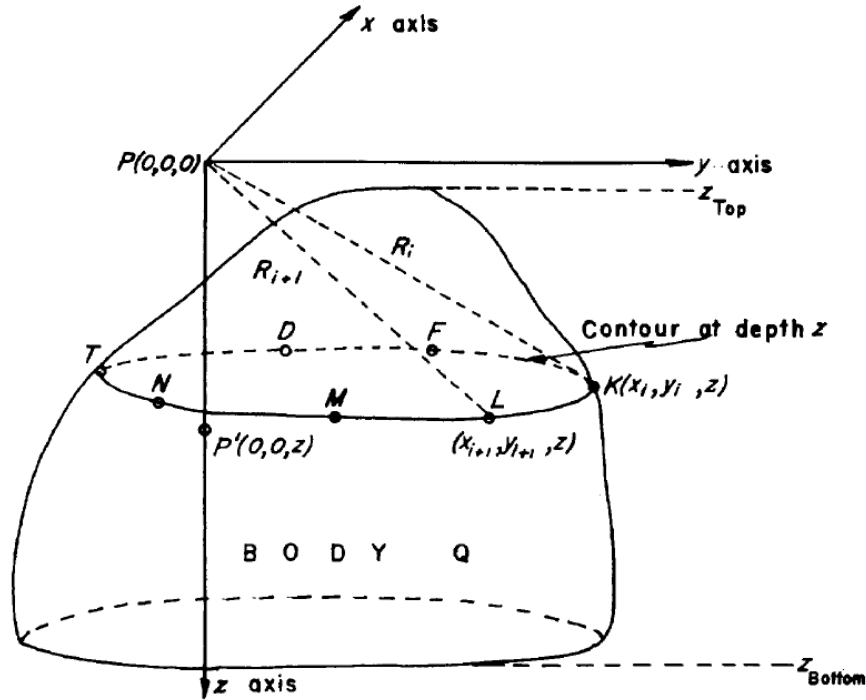


Figura 3.7. Cuerpo Q y sistema coordenado.

Talwani propone realizar una integral doble de cada una de estas láminas poligonales horizontales y posteriormente una integral numérica con respecto al eje Z evaluando desde Z_{top} a Z_{bottom} (**Figura 3.7**).

En el origen P es el punto en donde se determina la anomalía y se ubica a P' a una distancia Z directamente debajo de P en el plano de KLMNTDFK (según **Figura 3.7**).

La superficie que forma parte de las integrales de volumen V_1, V_2, \dots, V_6 se denota por S_1, S_2, \dots, S_6 . Deben resolverse las integrales de superficie para KLMNTDFKN.

Las integrales S_1, S_2, \dots, S_6 pueden ser expresadas en términos de las coordenadas cartesianas de los vértices del polígono.

De manera similar S_1, S_2, \dots, S_6 son evaluadas para todos los contornos. Finalmente V_1, V_2, \dots, V_6 son evaluadas realizando las integrales numéricas: $V_1 = \int S_1 dz$, $V_2 = \int S_2 dz$, etc., los límites para cada integral son, como ya se mencionó, Z_{Top} y Z_{Bottom} .

Cambiando el origen a otro punto y refiriendo las coordenadas de los vértices de los polígonos a este nuevo punto, los valores de V_1, V_2, \dots, V_6 pueden obtenerse para este punto también.

Conociendo los valores de las componentes de la magnetización J_x, J_y y J_z , los valores de V_1, V_2, \dots, V_6 para cualquier punto se pueden sustituir en (3.43), (3.44) y (3.45) para obtener las tres componentes de la anomalía magnética $\Delta x, \Delta y, \Delta z$.

Si la magnetización es por inducción en el campo de la Tierra, entonces $J = kF$ donde F es la intensidad total del campo terrestre y k la susceptibilidad efectiva y las componentes del vector J quedarían en función de la inclinación (I) y la declinación (D).

$$J_x = J \cos I \cos D \quad (3.46)$$

$$J_y = J \cos I \sin D \quad (3.47)$$

$$J_z = J \sin I \quad (3.48)$$

3.7 Gravimetría.

Diferencias en la densidad de las rocas en la corteza producen pequeños cambios en el campo gravitacional de la Tierra que pueden ser medidos usando equipos portátiles llamados gravímetros, sin embargo, el problema no es tan sencillo como simplemente medir e interpretar estos cambios.

El objetivo principal de este método es el de reducir la información de un levantamiento gravimétrico realizado sobre o cerca de la superficie de la Tierra a un valor de anomalía que refleje las variaciones en la densidad de la corteza o incluso del manto. Esto envuelve una larga serie de operaciones y consideraciones como: la masa, forma y rotación de una Tierra “normal”, elevación de la medición sobre el nivel del mar, efectos de marea producidos por el Sol y la Luna, movimiento del instrumento, efectos gravitacionales del terreno en el vecindario de la medición, y efectos de isostasia (Blakely, 1996).

Como ya se ha mencionado, la gravimetría y la magnetometría se clasifican dentro de los métodos potenciales, pero existen diferencias básicas entre ellas. La gravedad es una propiedad inherente de la masa, mientras que el estado magnético de la masa depende de otros factores, como los campos inducidos y/o la orientación de los dominios magnéticos.

Las variaciones de la densidad son relativamente pequeñas y los efectos gravitacionales de masas cercanas son muy pequeños comparados con el efecto del campo principal de la Tierra como un todo mientras que las anomalías magnéticas usualmente son grandes en relación con el campo principal. La variación temporal del campo magnético es complicada, mientras que el campo gravitacional es constante (ignorando las mareas). Las correcciones que se realizan a las lecturas de gravimetría son más complicadas que en magnetometría u otro método geofísico y el trabajo de campo es más lento y requiere personal más especializado (Telford, 1990).

3.7.1 Bases Físicas del método.

La fuerza de la gravedad g , en cada punto dado es la resultante de la fuerza de atracción de Newton, F , de toda la masa de la Tierra y de la fuerza centrífuga, C , motivada por la rotación de la Tierra alrededor de su eje:

$$g = F + C \quad (3.49)$$

En comparación con la fuerza de atracción, la fuerza centrífuga es pequeña, no está relacionada con la distribución de masas en el planeta y puede ser fácilmente registrada. La componente esencial de la fuerza de la gravedad es la fuerza de atracción.

Según la ley de la gravitación universal de Newton, dos puntos masa m_0 y m , situados a una distancia l uno de otro se atraen entre sí con una fuerza:

$$F = \gamma \frac{m_0 m}{l^2} \quad (3.50)$$

Donde la constante de proporcionalidad γ es llamada constante de gravitación.

El valor numérico de γ en el sistema cgs es de $(66.73 \pm 0.03) * 10^{-9}$ [cm³/gseg²], en el sistema SI, de $(66.73 \pm 0.03) * 10^{-12}$ [Nm²/kg²] = $(66.73 \pm 0.03) * 10^{-12}$ [m³/kgseg²].

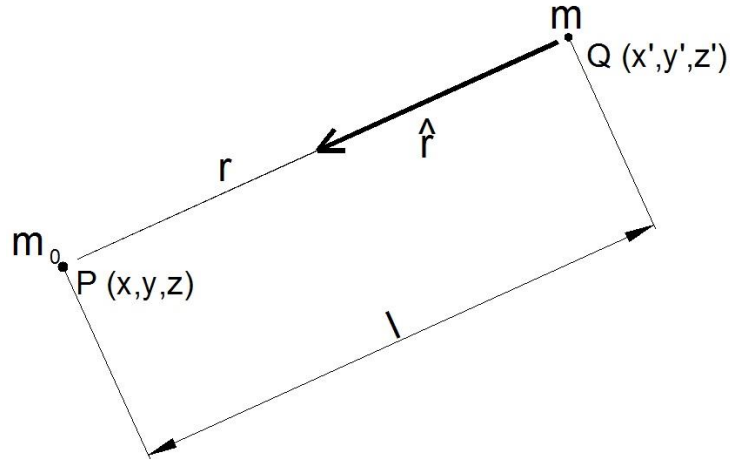


Figura 3.8. Fuerza que actúa en un punto P debido a una masa m en el punto Q.

La fuerza de atracción que actúa sobre una masa individual es la intensidad del campo de atracción y numéricamente es igual a la aceleración que comunica a dicha masa, entonces: La aceleración gravitacional es la fuerza actuando sobre una masa unitaria. Si m_0 es la masa unitaria en el punto P (**Figura 3.8**) y m es un punto masa en Q , entonces la aceleración gravitacional en el punto P debida a m en el punto Q es:

$$g = \frac{F}{m_0} = \gamma \frac{m}{l^2} \quad (3.51)$$

La unidad de la fuerza de atracción en el sistema cgs es la dina [gcm/seg²], en el sistema SI, el Newton [kgm/seg²]. La aceleración de 1[cm/seg²] = 10⁻² [m/seg²], en honor a Galileo Galilei, se ha denominado **Gal**. En la práctica se usa con mayor frecuencia el miligal (1mGal = 10⁻³Gal) y en algunas ocasiones el microgal (1mcGal = 10⁻⁶Gales), también existen las unidades gravimétricas o **GU**. por sus siglas en inglés y su equivalencia con la unidad Gal es: 1 GU=0.1 mGal. (Mirónov, 1977).

3.7.2 Campo gravitacional de la Tierra.

Dado que la forma de la Tierra no es el de una esfera perfecta y homogénea, entonces la aceleración gravitacional no será la misma en cualquier parte de la superficie del planeta.

Los cambios gravitacionales que se observan al pasar de zonas ecuatoriales a regiones polares son del orden de 5 Gal, o 0.5% del valor promedio de g (980 Gal), y el efecto de la elevación puede ser tan grande como 0.1 Gal, o 0.001% de g . La forma de la Tierra ha sido determinada por mediciones geodésicas y observaciones satelitales, esta forma es casi esferoidal ensanchándose en el ecuador y achatándose en los polos, este achatamiento (f por flattening en inglés) se determina como:

$$f = \frac{(a-c)}{a} = \frac{1}{298.25} \quad (3.52)$$

Donde a y c son los radios ecuatorial y polar respectivamente.

El esferoide de referencia es un elipsoide achatado que se aproxima al nivel medio del mar sin las masas de tierra que se encuentran sobre este, en otras palabras, es la superficie equipotencial de una Tierra uniforme.

Como ya se mencionó, la fuerza de gravedad en la Tierra se debe tanto a su masa como a la fuerza centrífuga debida a su rotación. El potencial total del esferoide, por lo tanto, es la suma de su propio potencial gravitacional U_g y su potencial rotacional U_r .

$$U = U_g + U_r \quad (3.53)$$

Donde

$$U_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \varphi \quad (3.54)$$

ω es la velocidad angular y φ la latitud.

Si la expresión de la gravedad normal al esferoide es:

$$g_0 = - \frac{\partial U}{\partial r} \quad (3.55)$$

De esta ecuación, se llega a una expresión general de la gravedad teórica para cualquier punto (r, φ) .

$$g_0 = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2 \lambda + \beta \text{sen}^2 2\lambda) \quad (3.56)$$

Donde g_e es la atracción ecuatorial del esferoide, y α y β dependen únicamente de cuatro factores que pueden ser medidos mediante observaciones y que son: γ , M (masa de la Tierra), ω y f . Esta ecuación es una serie infinita truncada pero una expresión más simplificada puede obtenerse:

$$g_0 = g_e \left(\frac{1 + k \text{sen}^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \text{sen}^2 \varphi}} \right) \quad (3.57)$$

Donde k y e también dependen únicamente de los parámetros γ , M , ω y f . Esta expresión es también conocida como la fórmula de Somigliana.

El primer elipsoide de referencia internacionalmente aceptado fue establecido en 1930, y sus parámetros asociados dieron lugar a la fórmula internacional de la gravedad de 1930:

$$g_0 = 9.78049(1 + 0.0052884\text{sen}^2\varphi - 0.0000059\text{sen}^22\varphi) \quad (3.58)$$

Donde g_0 está en [m/seg²]. A lo largo de los años ha ido mejorando la forma en la que se miden tanto los parámetros de la Tierra como el propio elipsoide de referencia. El elipsoide se define mediante un acuerdo internacional a través de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG). Recientemente la IAG ha adoptado el sistema geodésico de referencia de 1980, que eventualmente ha llevado al actual campo de referencia, World Geodetic System 1984 (WGS84):

$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1+0.00193185138639\text{sen}^2\varphi}{\sqrt{1-0.00669437999013\text{sen}^2\varphi}} \quad (3.59)$$

El conjunto de estas expresiones son conocidas como la gravedad teórica o la gravedad normal.

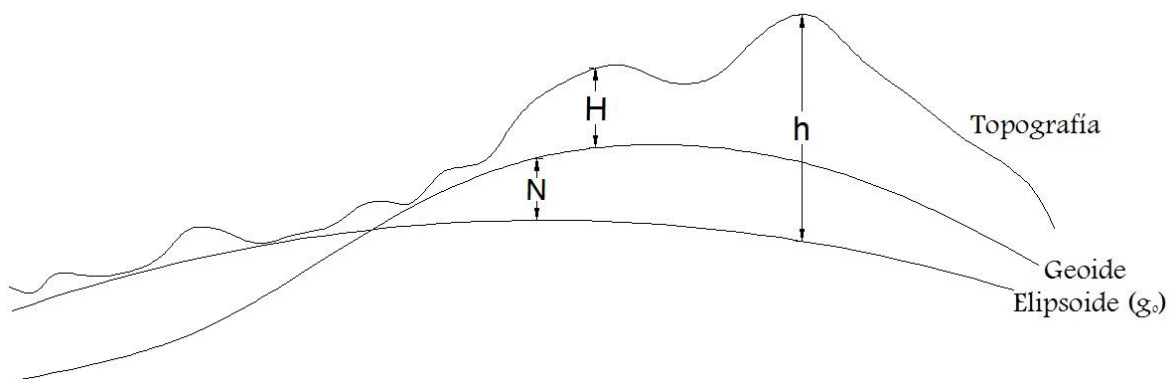


Figura 3.9. Imagen del geoide que es una superficie equipotencial que coincide con el nivel del mar, la diferencia de alturas con respecto a las otras superficies de referencia son: N = Altura geoidal, h = Altura elipsoidal, H = Altura ortométrica (Referida al N. M. M.). Modificado de (Blakely, 1996).

El geoide es la superficie equipotencial real al nivel medio del mar que es afectado por las masas continentales, los cambios laterales en la densidad y el efecto de rotación de la Tierra (**Figura 3.9**). Las diferencias de altura entre el geoide y el elipsoide rara vez exceden los 100 m y generalmente se encuentran por debajo de los 50 m. Las anomalías gravimétricas están referidas al elipsoide de referencia, sin embargo, las correcciones están referidas al geoide. Esta inconsistencia es ignorada en muchos estudios de exploración y se asume que g_0 representa la gravedad teórica en el geoide aunque debe ser considerada para estudios de escala continental.

3.7.3 Anomalía Gravimétrica y Correcciones

Para poder aislar las anomalías causadas por las variaciones locales de densidad de los otros campos han de realizarse una serie de correcciones a la gravedad observada. Puede describirse a la anomalía gravimétrica de la siguiente forma.

$$\Delta g = g_{obs} - g_0 \quad (3.60)$$

Donde Δg es la anomalía gravimétrica y g_{obs} la gravedad observada. La serie de correcciones que han de realizarse para obtener la anomalía pueden ser descritas como contribuciones a la gravedad observada, la siguiente suma muestra estas contribuciones con el nombre de la corrección en paréntesis.

gravedad observada = atracción del elipsoide de referencia

+ efecto de la elevación sobre el nivel del mar (Aire libre)

+ efecto de la masa "normal" sobre el nivel del mar (Bouguer y Topográfica)

+ variaciones temporales (Marea)

+ efecto de las variaciones en la densidad de la corteza y el manto superior (“geología”).

El objetivo en exploración es el de aislar este último sumando, los efectos de la variación de la densidad en la corteza y el manto superior, del resto de los términos, aunque esta cantidad es una parte relativamente menor de la gravedad observada (Blakely, 1996).

Corrección por Latitud.

La primera de las correcciones es conocida como corrección por latitud y se realiza al sustraer la gravedad normal o teórica de una Tierra hipotética que no contiene variaciones laterales de densidad, el resultado refleja los cambios laterales en la corteza y el manto.

Si bien el valor normal de la gravedad en el elipsoide se obtiene de la expresión de Somigliana, para propósitos de exploración se emplea la fórmula lineal de 1967 con una precisión de 0.1 [mGal.] (Blakely, 1996).

$$g_0 = 978031.85(1 + 0.0053024\text{sen}^2\varphi - 0.0000059\text{sen}^2 2\varphi) \text{ [mGal]} \quad (3.61)$$

Debe tomarse en cuenta que esta corrección se realiza cuando se han tomado medidas absolutas de aceleración, sin embargo, en la práctica suelen utilizarse gravímetros que realizan mediciones relativas de gravedad pues son más prácticos y portables que los gravímetros absolutos. Para mediciones relativas se utiliza la siguiente expresión:

$$\frac{\Delta_{gL}}{\Delta_S} = 0.811 \operatorname{sen}(2\varphi) \left[\frac{mGal}{Km} \right]$$

Donde:

φ = Latitud de la estación medida

Δ_S = Distancia horizontal N-S = $Re\Delta\varphi$

Re = Radio de la Tierra ≈ 6368 [Km]

Este valor de corrección se suma a las lecturas observadas en campo.

$$\Delta_g = g_{obs} + g_L$$

Corrección de Aire Libre.

Las mediciones marinas de gravedad pueden ser comparadas directamente con el campo de referencia g_0 porque el geoide corresponde al nivel del mar. Sin embargo, las mediciones gravimétricas que se realizan por debajo del nivel del mar o sobre tierra deben ser ajustadas por elevación. De esta forma tenemos la corrección de aire libre cuya expresión es:

$$g_{al} = 0.3086 h \text{ [mGal]} \quad (3.62)$$

Donde h es la altura sobre el nivel del mar en metros. Aplicando la corrección de aire libre obtenemos la anomalía de aire libre dada por:

$$\Delta g_{al} = g_{obs} + g_{al} - g_0 \quad (3.63)$$

(Blakely, 1996).

Para mediciones relativas la altura h se toma con respecto al punto datum, el valor se suma si la estación se encuentra por arriba de este y se resta si está por debajo.

$$\Delta g_{al} = g_{obs} + g_{al} + g_L$$

Corrección Simple de Bouguer.

La corrección de aire libre y la gravedad teórica ignoran la masa que quizá exista entre el nivel de observación y el nivel del mar. Para esta masa adicional existe la corrección de Bouguer.

La corrección simple de Bouguer aproxima toda la masa sobre el nivel del mar con una placa homogénea e infinita de igual espesor a la altura del punto de observación sobre el nivel del mar (Blakely, 1996).

La atracción de la placa infinita está dada por:

$$g_{sB} = 2\pi\gamma\rho h \quad (3.64)$$

ó

$$g_{sB} = 0.04191\rho h [mGal] \quad (3.65)$$

Donde h es el espesor de la placa en metros. La densidad promedio de la corteza es $\rho = 2670 \text{ Kg/m}^3$

Por lo tanto la anomalía simple de Bouguer está dada por:

$$\Delta g_{sB} = g_{obs} + g_{al} - g_{sb} - g_0 \quad (3.66)$$

De igual forma que en la corrección por aire libre, en el caso de medidas relativas h se toma con respecto al punto datum y tenemos:

$$\Delta g_{sB} = g_{obs} + g_{al} - g_{sB} + g_L$$

Corrección Topográfica.

La corrección por topografía siempre ha de sumarse ya que la masa que está por arriba de la estación ejerce una atracción hacia arriba en el gravímetro, disminuyendo la gravedad observada (Blakely, 1996).

El efecto de la “masa inexistente” por debajo del nivel de la estación fue restado al momento de aplicar la reducción de Bouguer simple, por lo que ha de sumarse de regreso.

Existen diversos métodos para compensar este efecto en la aceleración registrada, uno de ellos es el método de Hammer que utiliza una plantilla sobre un mapa de topográfico y una tabla, pero también existe software especializado que sólo requiere las coordenadas de las estaciones y un modelo digital de elevaciones. A esta anomalía se le conoce como anomalía de Bouguer completa o simplemente de Bouguer.

$$\Delta g_B = g_{obs} + g_{al} - g_{sb} - g_0 + CT \text{ Caso absoluto}$$

$$\Delta g_B = g_{obs} + g_{al} - g_{sb} + g_L + CT \text{ Caso relativo}$$

Corrección por Marea.

Además de las correcciones ya mencionadas deben tomarse en cuenta las variaciones temporales que afectan la lectura del equipo y producen pequeñas variaciones a lo largo de un levantamiento.

El efecto de la posición relativa del Sol y la Luna que produce cambios en la gravedad observada es conocido como efecto por marea y es una de las variaciones temporales. Además del tiempo, este efecto depende de la latitud pues es mayor en latitudes bajas. Tiene un comportamiento periódico de 12 horas y puede producir variaciones de hasta 0.3 mGal.

Para el cálculo de esta corrección existen métodos que toman en cuenta la latitud, altura y hora de las mediciones, pero también existe software especializado, tal es el caso de TSoft. Desarrollado por el Real Observatorio de Bélgica, este es un software gratuito que puede encontrarse fácilmente en línea.

Corrección por Deriva.

Otra de las variaciones temporales es resultado del instrumento mismo de medición, se debe tener en cuenta que el equipo que se utiliza para la medición también produce un efecto conocido como deriva del instrumento, esto es, que el instrumento registra cambios en la respuesta de este ante la aceleración gravitacional local a lo largo del tiempo, incluso aunque permanezca inmóvil.

La corrección por deriva se realiza empleando la siguiente ecuación.

$$C_D = \frac{(R_f - R_i) * (T_n - T_i)}{(T_f - T_i)} \quad (3.67)$$

Donde:

C_D = Factor de corrección por deriva.

R_i = Lectura en la base al inicio del levantamiento.

R_f = Lectura en la base al final del levantamiento.

R_n = Lectura n del levantamiento.

T_i = Tiempo en la base al inicio del levantamiento.

T_f = Tiempo en la base al final del levantamiento.

T_n = Tiempo n del levantamiento.

Debe tenerse en cuenta que cada gravímetro posee una constante para su resorte y este parámetro también debe ajustarse para cada lectura, el factor de corrección es proporcionado por el fabricante.

Tanto la corrección por marea como la corrección por deriva han de restarse a los datos tomados en campo y constituyen el valor de gravedad observada g_{obs} .

IV. Metodología.

4.1 Logística Previa de Campo.

Antes de planear un levantamiento en la zona propuesta, se informó y se pidió permiso a las autoridades ejidales para explicar el tipo de estudio y tener acceso a las parcelas que son actualmente cultivadas por la gente local. Tanto el grupo de Paleoambientes como el de Geomagnetismo del Instituto de Geofísica realizaron visitas previas para reconocer la zona, proponer el mejor lugar para realizar los

estudios, identificar la mejor vía de acceso y otras actividades previas correspondientes a otros estudios que se realizaron a la par.

Una vez identificada el área, se propuso un levantamiento de más de 80 hectáreas a realizarse durante dos o tres días, según fuese necesario, en la parte noroeste de la zona.

4.2 Adquisición de Datos.

La primera fase del levantamiento tanto gravimétrico como magnetométrico se llevó a cabo los días 19 y 20 de mayo del 2012. La magnetometría en esta fase, abarcó las más de 80 hectáreas del terreno propuesto de la parte noroeste de la zona. Los datos se tomaron con un magnetómetro de precesión protónica GSM-19 equipado con una antena de GPS para geo-referenciar cada punto del muestreo y facilitar el trabajo de campo al poder tomar datos a un intervalo regular sin necesidad de realizar otras mediciones en el sitio. La ubicación de los puntos de este levantamiento se muestra en la **Figura 4.1** para ilustrar el área que se abarcó en esta fase del proyecto.

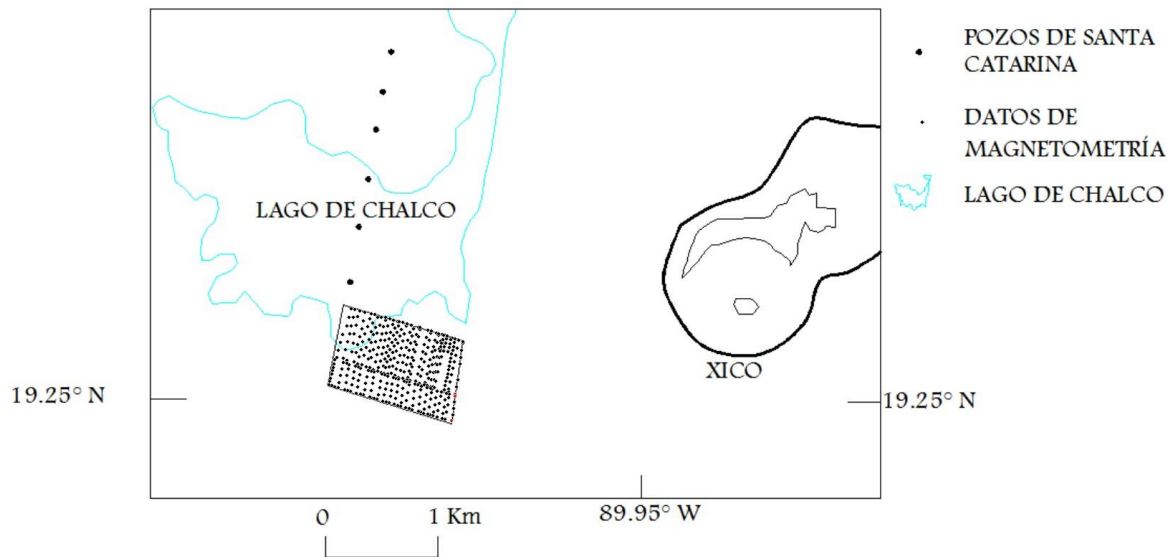


Figura 4.1. Serie de datos tomados durante los días 19 y 20 de mayo de 2012.

Tres operadores tomaron lecturas a cada cincuenta pasos, con el apoyo de las parcelas, era posible seguir la orientación de los surcos que presentan una dirección preferencial norte-sur. La estación base se instaló en las coordenadas 98.97551° W, 19.253395° N con una elevación de 2232 m.s.n.m.m. La tasa de muestreo de la estación base fue de 1 minuto. Ambos instrumentos se sincronizaron en UTC para las correcciones correspondientes.

4.3 Procesado de los Datos.

Para poder tener certeza de que la actividad del campo geomagnético no afectara la información recolectada, se consultaron los índices geomagnéticos kp y Dst para los días 19 y 20 de mayo de 2012. Los valores de Kp fueron consultados en la página de internet del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), Se encontraron en un rango de 1 a 2 para el día 19 (Kp = 1 1 1 1 1 1 2 2) y entre 1 y 3 para el día 20 (Kp: 1 3 3 2 2 2 1 1), lo que indica un estado “tranquilo” de actividad magnética.

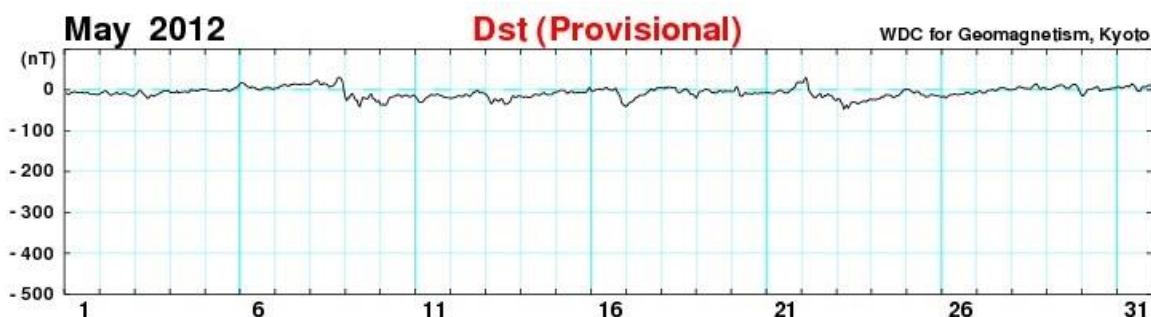


Figura 4.3. Gráfica del índice Dst para el mes de mayo de 2012, tomada de la página de internet del observatorio geomagnético de Kyoto: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>

La **Figura 4.3** muestra una variación de Dst que va de -10 a 5nT. Concordando con los índices Kp. Todo esto implica una actividad geomagnética propicia para realizar una interpretación confiable.

En las **Figuras 4.4** y **4.5** pueden apreciarse las gráficas de la variación diurna del campo geomagnético que se registró durante el levantamiento de los días 19 y 20 de mayo, estos resultados se obtuvieron con los datos obtenidos de un magnetómetro GSM-19 Overhauser que sirvió como base instalada en la zona para seguir la metodología ya comentada en el capítulo 3.4. Se decidió obtener una ecuación polinomial de 4º grado para tener un modelo bastante cercano a la tendencia de la base y al evaluar la ecuación, se obtiene un valor de campo de la base evaluado para cualquier hora, esto nos permite calcular las variaciones entre el modelo matemático y los datos registrados en la base para cualquier instante que se desee, se sustrae esta variación a los datos obtenidos en el levantamiento y finalmente se sustrae ya sea el promedio del campo local o el modelo del IGRF, en esta ocasión se decidió sustraer el promedio del campo local:

$$F_{\Delta} = F_r - (F_b - F_b(t)) - \overline{F_b} \quad (4.1)$$

Donde F_{Δ} es la anomalía, F_r los datos levantados en el estudio, F_b los datos registrados por la base instalada en la zona, $F_b(t)$ datos del modelo obtenido, $\overline{F_b}$ el promedio de la base.

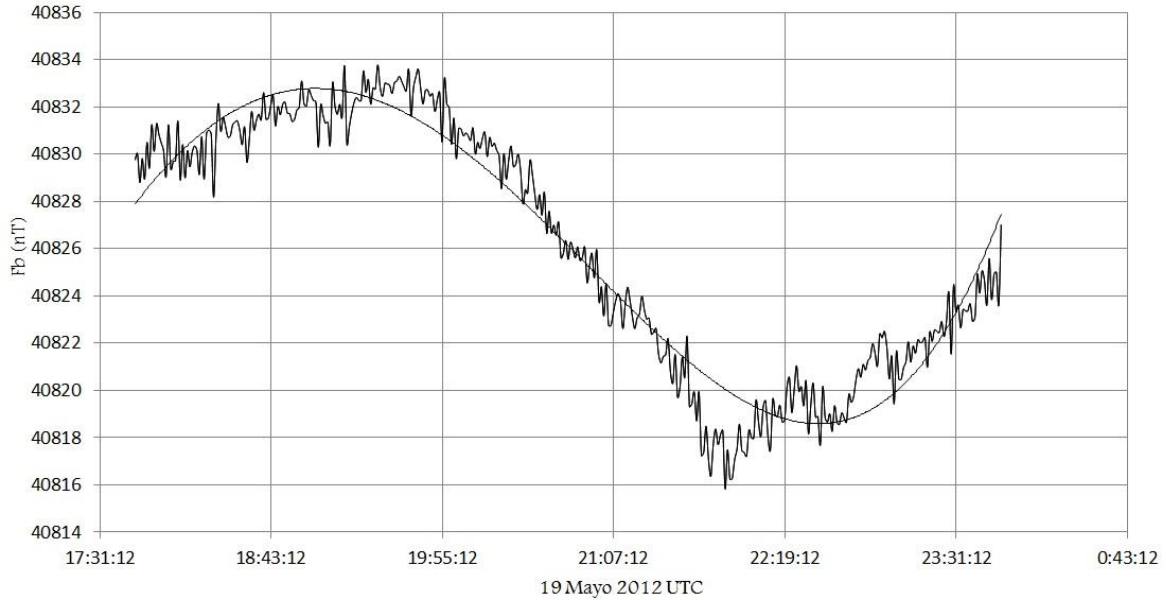


Figura 4.4. Base magnetométrica. La línea roja muestra la tendencia cuya función es: $y = 16906t^4 - 49635t^3 + 52689t^2 - 23648t + 44519$, tiempo en UTC.

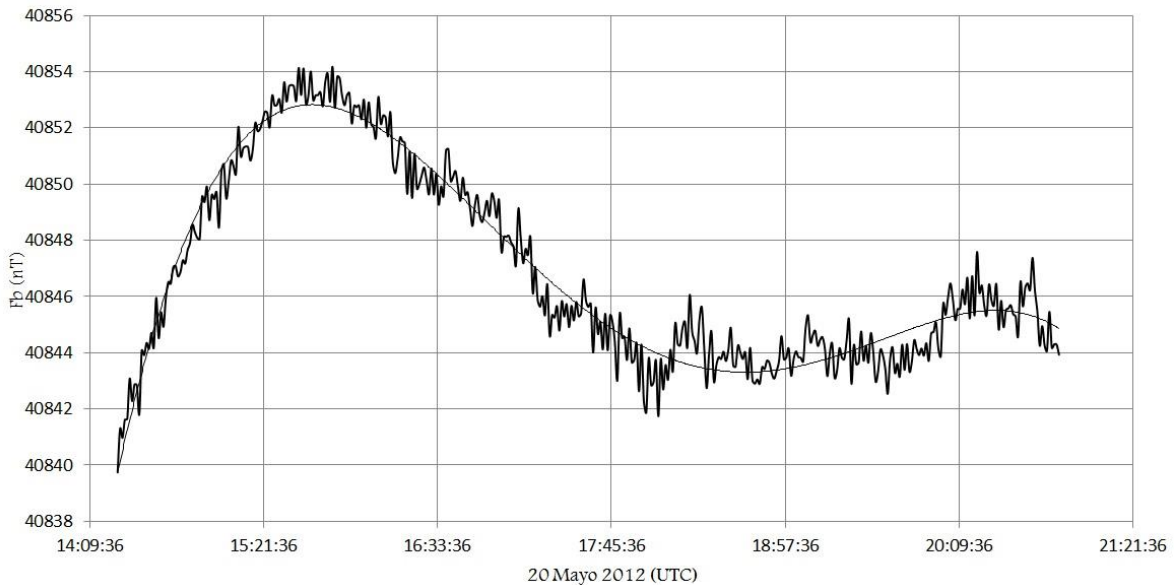


Figura 4.5. Base magnetométrica. La línea roja muestra la tendencia cuya función es: $y = -54880t^4 + 167063t^3 - 189623t^2 + 95066t + 23092$, tiempo en UTC.

Esta información se interpoló para obtener un mapa de anomalía (**Figura 4.5**), que corresponde a la zona de estudio. Este mapa nos muestra los rasgos magnéticos de acuerdo a su grado de intensidad en nT; los menores en azul, y los mayores en

rojo. A primera vista se pueden observar una serie de anomalías que resaltan por tener una forma similar a una “zanja” recta, la mayor de ellas cruza el mapa de noroeste a sureste y el resto de estas características anomalías se unen a la primera de manera perpendicular. Otra morfología importante a observar es la tendencia que tiene la anomalía a decrecer en intensidad en dirección noreste.

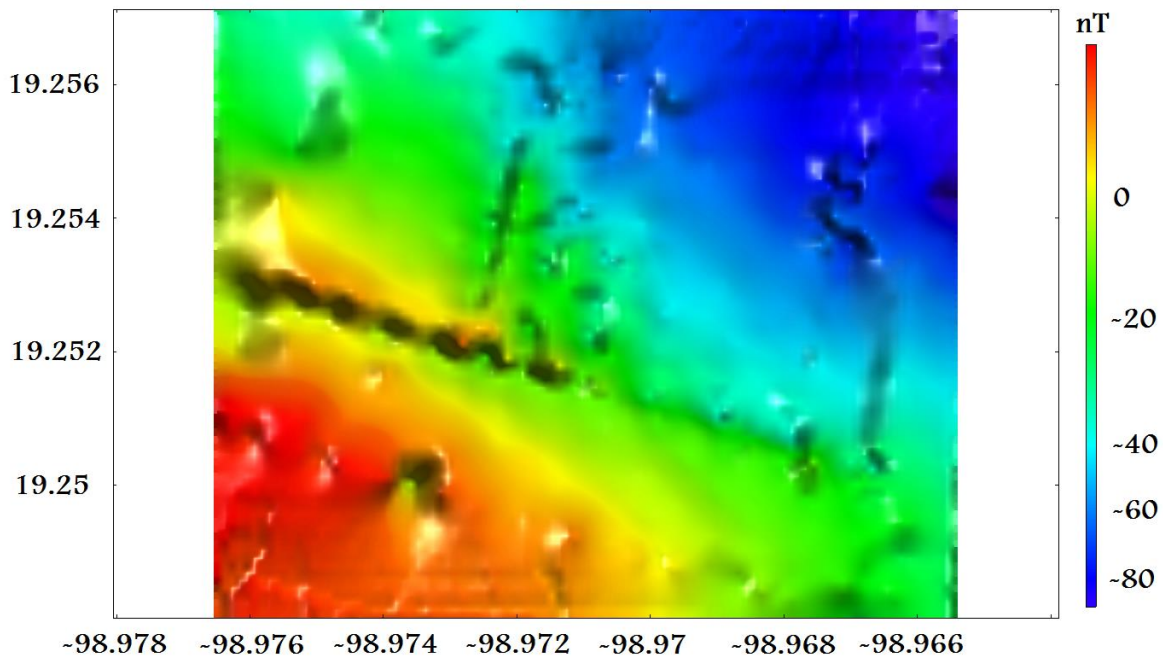


Figura 4.5. Mapa de Anomalía magnética.

En la **Figura 4.6** se muestra el resultado de aplicar un filtro de Reducción al Polo. Este filtro tiene la propiedad de posicionar las anomalías magnéticas sobre la fuente que las genera.

Gracias a esto es posible observar un cambio significativo en la tendencia general de la anomalía, aparece un cuerpo de gran contraste (mayor a los 30 nT) en la parte oeste del mapa y la anomalía ahora decrece alrededor de este cuerpo. También se ha aplicado un filtro pasabajas para reducir el derrame espectral del filtro RTP y eliminar las anomalías que asemejan la forma de una zanja.

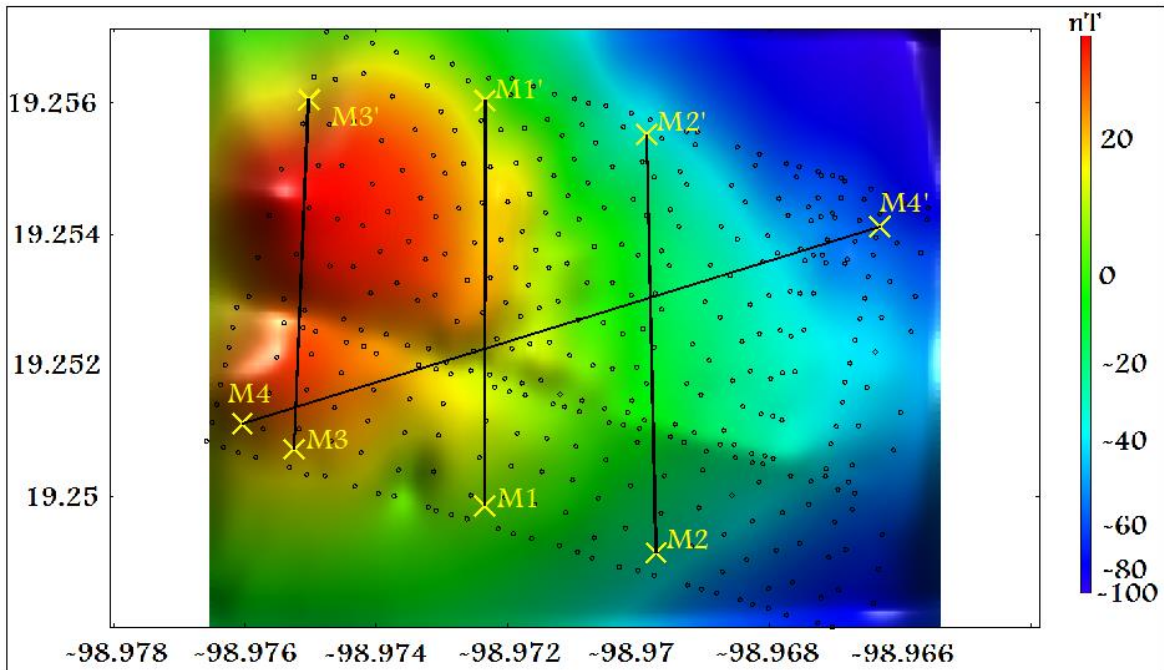


Figura 4.6. Mapa de anomalía magnética con filtro de reducción al polo y filtro pasabajos con longitud de onda de corte de 200m. Los puntos negros indican la lectura tomada en campo y las líneas negras los perfiles propuestos para la inversión 2D.

En la **Figura 4.6** también se han propuesto cuatro perfiles para realizar inversiones 2D y determinar la profundidad del basamento, esto con ayuda del programa GM-SYS de (Geosoft) que utiliza el método de Talwani (1965). Se propusieron estos perfiles para tratar de describir la morfología y profundidad tanto del cuerpo principal ubicado al oeste del mapa, así como de la cuenca en general. Es por esto que los perfiles M1, M2 y M3 tienen una orientación sur-norte en la parte oeste y central del mapa y el perfil M4 cruza el mapa en dirección suroeste-noreste.

Se ignoraron el resto de las anomalías con forma de zanja pues su disposición en el mapa y su alta frecuencia indican que son causadas por elementos someros producto de la actividad humana y no forman parte del objetivo de este estudio.

Las susceptibilidades utilizadas para la inversión fueron tomadas del trabajo de Herrera (2011), donde se reporta la perforación de un pozo poco profundo (CHA08) para obtener muestras del terreno, entre muchos otros análisis que se realizaron a

estos núcleos, se obtuvo un registro de susceptibilidad magnética de los primeros 125 metros aproximadamente. Este pozo fue perforado al sur del lago de Chalco, muy cercano a la actual zona de estudio (**Figura 4.7**), el registro ayudó a determinar las susceptibilidades que se utilizaron para el modelado 2D y se muestran en la (tabla 4.2.).

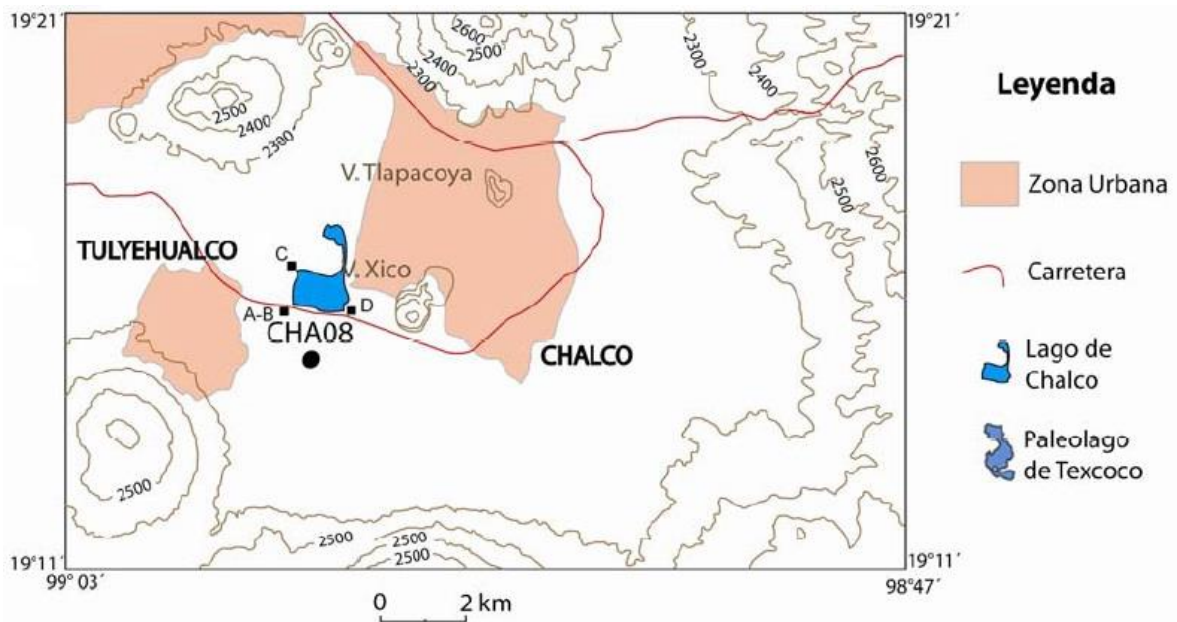


Figura 4.7. Ubicación del pozo CHA08 de donde se obtuvieron registros de susceptibilidad magnética en 2011. Tomado de (Herrera, 2011).

La realización de los modelos 2D se apoyó tanto en los trabajos previos de Herrera (2011) y Campos (1997), así como en la geología local reportada para esta área. Tomando muy en cuenta los perfiles de las **Figuras 1.2** y **2.2** de los trabajos previos de Ortega-Guerrero (1993) y Chouteau (1994), se han propuesto 4 unidades para estos modelos, la unidad A que es la más somera está compuesta principalmente de arena y arcilla y cenizas volcánicas las cuales confinan el acuífero debajo de estas, la unidad B constituye el acuífero confinado y está conformado por arena y grava, la unidad C corresponde al basamento y está constituida principalmente por basaltos, existe una cuarta capa de alta susceptibilidad magnética, la unidad D, que ha sido asociada con un flujo volcánico que yace entre las unidades A y B.

Unidad	Susceptibilidad (SI) x10⁶
A	125
B	25
C	75.4
D	100.5

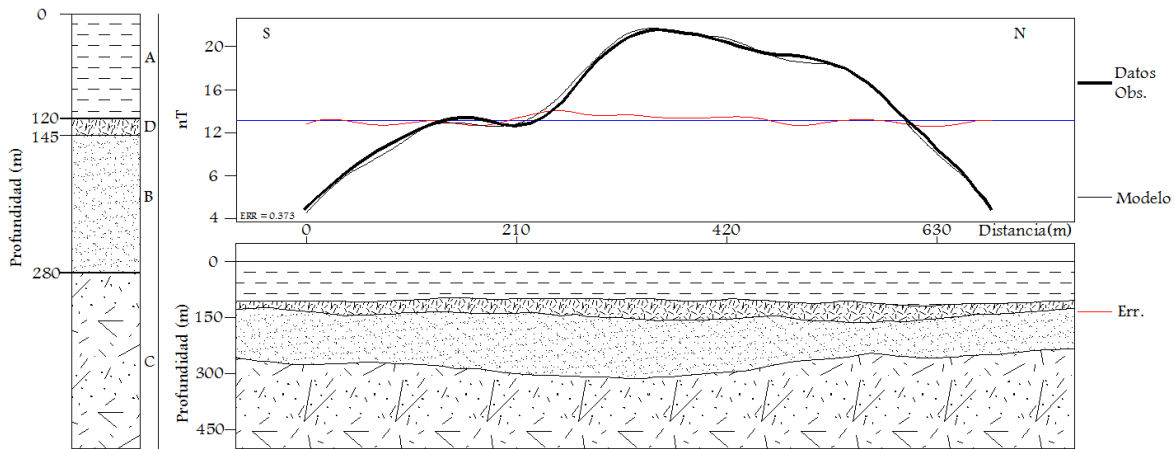
Tabla 4.2. Susceptibilidades magnéticas asignadas a los modelos según los estudios de Herrera (2011).

V. Interpretación preliminar de los datos

Los resultados obtenidos en esta etapa del análisis, permiten proceder a una interpretación preliminar de los datos. Para tal efecto, se realizaron las inversiones a los datos para los perfiles M1; M2; M3; y M4. Mediante el programa GM-SYS, se lograron obtener los resultados que se describen a continuación.

Cabe señalar que las variables y parámetros utilizados consideraron siempre los trabajos previos, tanto de geología, como de geofísica. La acertada combinación de la información, hizo posible obtener perfiles con errores muy pequeños y viables desde el punto de vista geofísico.

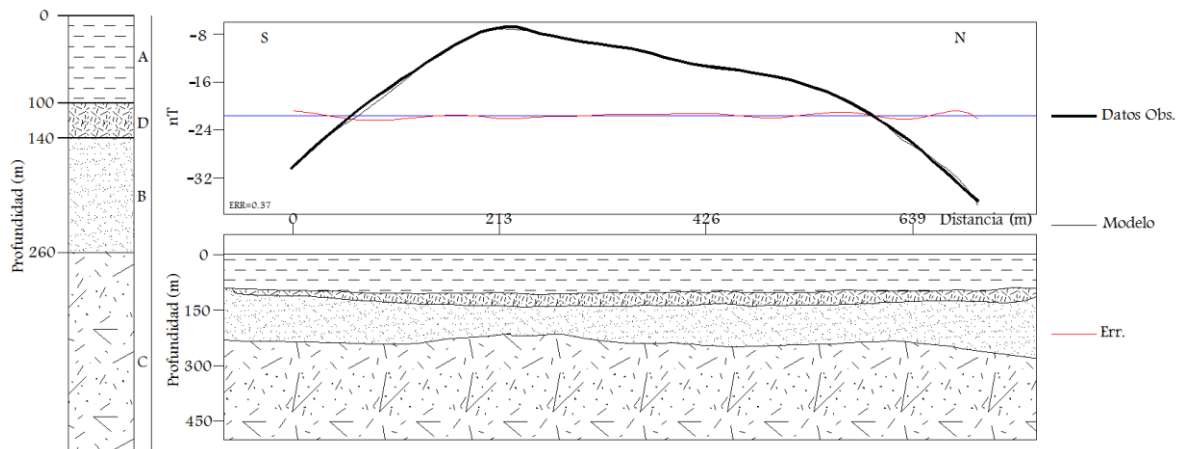
5.1 Inversión 2D de los datos de magnetometría.



Unidad	Litología	Susceptibilidad (SI) $\times 10^6$	Espesor Promedio (m)
A	Arena Fina, Arcilla y Cenizas Volcánicas	125	120
B	Arena y Grava	25	155
C	Basaltos Consolidados y Fracturados	75.4	-
D	Flujo Volcánico	100.5	25

Figura 5.1. Perfil M1 y nomenclatura de las unidades asignadas a los modelos.

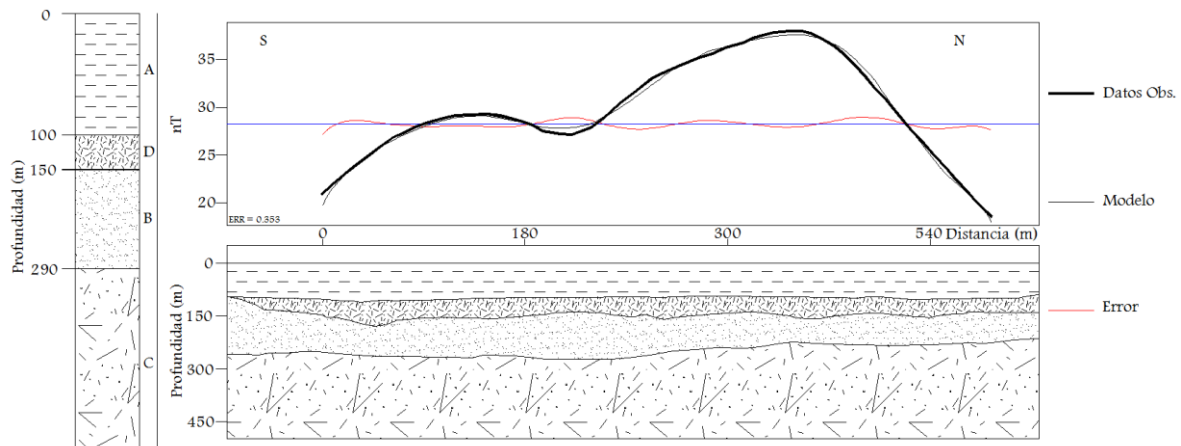
Perfil M1. En este modelo se puede observar que la unidad A termina a una profundidad de aproximadamente 120 metros, la unidad B inicia aproximadamente a los 120 metros de profundidad, la base de esta capa corresponde a la sima del basamento C a unos 280 metros y en algunas zonas esta profundidad alcanza incluso los 300 metros. La unidad D se localiza a unos 100 metros de profundidad, lo que concuerda con los trabajos reportados por Chouteau (1994).



Unidad	Litología	Susceptibilidad (SI) $\times 10^6$	Espesor Promedio (m)
A	Arena Fina, Arcilla y Cenizas Volcánicas	125 $\times 10^6$	100
B	Arena y Grava	25	150
C	Basaltos Consolidados y Fracturados	75.4	-
D	Flujo Volcánico	100.5	40

Figura 5.2. Perfil M2 y nomenclatura de las unidades asignadas a los modelos.

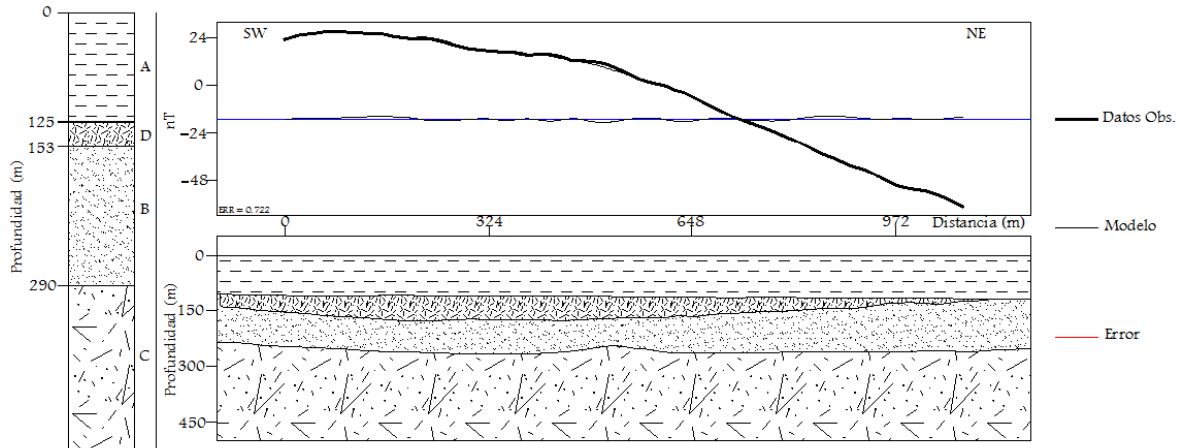
Perfil M2. El perfil anterior (M1) fue trazado a través de una serie de anomalías de alta frecuencia que parecen ser causadas por la actividad humana y podrían ocultar los efectos de las capas ubicadas por debajo. Es por esto que el perfil M2 fue propuesto, alejado de estas influencias nos permite ver un comportamiento similar al modelo previo con el basamento localizado a unos 260 metros, en lo que respecta a la unidad D, esta parece reducir su espesor en la parte sur del perfil.



Unidad	Litología	Susceptibilidad (SI) $\times 10^6$	Espesor Promedio (m)
A	Arena Fina, Arcilla y Cenizas Volcánicas	125	140
B	Arena y Grava	25	114
C	Basaltos Consolidados y Fracturados	75.4	-
D	Flujo Volcánico	100.5	40

Figura 5.3. Perfil M3 y nomenclatura de las unidades asignadas a los modelos.

Perfil M3. Este perfil se encuentra sobre la parte más intensa de la anomalía. Es posible ver que la forma de la anomalía es altamente influenciada por la unidad D, la unidad C va de los 276 metros, en la parte más somera, a los 290 metros en las partes más profundas localizadas al sur de la sección.



Unidad	Litología	Susceptibilidad (SI) $\times 10^6$	Espesor Promedio
A	Arena Fina, Arcilla y Cenizas Volcánicas	125	125
B	Arena y Grava	25	150
C	Basaltos Consolidados y Fracturados	75.4	-
D	Flujo Volcánico	100.5	40

Figura 5.4. Perfil M4 y nomenclatura de las unidades asignadas a los modelos.

Perfil M4. Siguiendo la suposición inicial de que el basamento profundiza en dirección noreste, se propuso que este perfil cruzara el mapa con esta misma orientación. En la **Figura 5.4** podemos observar que, en efecto, la unidad C alcanza su mayor profundidad que es alrededor de unos 290 metros en la parte noreste del área de estudio, sin embargo, este efecto no parece ser tan determinante en la forma de la anomalía como si lo es el acuñaamiento de la unidad D.

5.2 Inversión 2D con datos complementarios de gravimetría.

Adicionalmente a los datos de magnetometría, se realizaron dos perfiles gravimétricos que corren de sur a norte y de este a oeste como se muestra en la **Figura 5.5**. Estos datos fueron invertidos junto con los datos de magnetometría para reforzar el estudio con otro método geofísico muy útil en la caracterización de

cuencas. El objetivo no es el de realizar dos estudios; uno gravimétrico y otro magnetométrico sino el de complementar la información que se posee y realizar una inversión utilizando ambos métodos al mismo tiempo para mitigar el problema de la no unicidad y restringir la cantidad de resultados posibles.

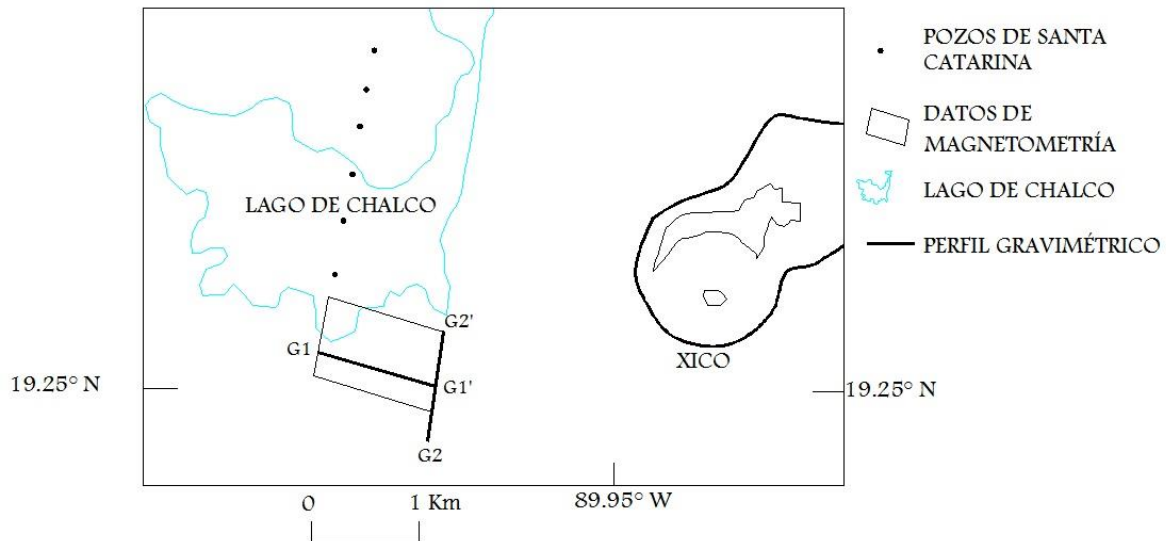


Figura 5.5. Ubicación de las líneas de gravimetría (en rojo), junto con la malla de magnetometría (en amarillo) para ilustrar la forma en la que ambos estudios se complementaron.

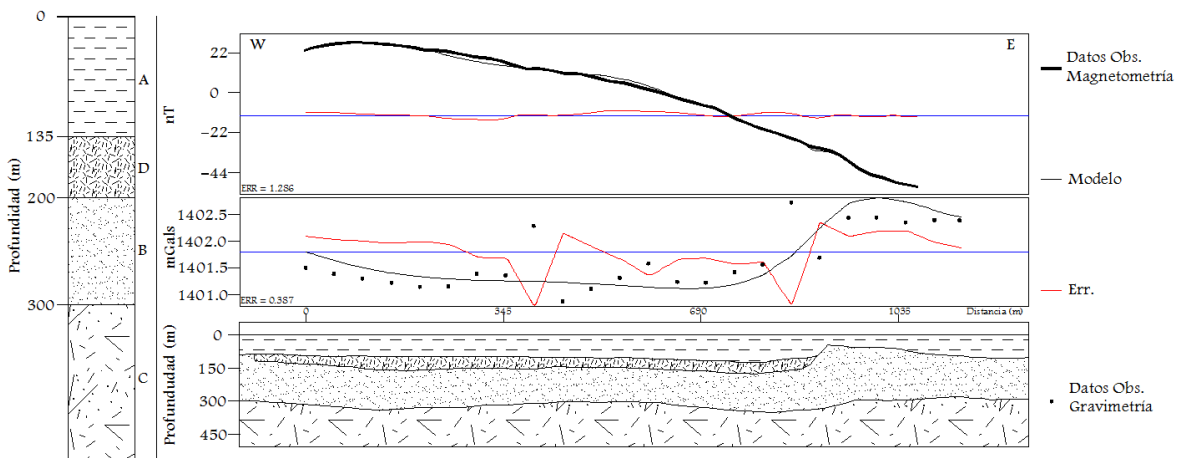
La información gravimétrica fue recolectada durante el mismo periodo que el levantamiento magnetométrico, se realizaron dos perfiles como se muestran en la **Figura 5.5** con observaciones cada 50 metros hasta obtener una distancia total de 1150 metros aproximadamente para la línea G1 y de 1 kilómetro para la línea G2. Siguiendo el protocolo recomendado, se tomaron 5 mediciones por estación para eliminar el dato más alto y el más bajo y realizar un promedio con los tres datos restantes.

Para la parte gravimétrica se utilizó un gravímetro Lacoste & Romberg G-247 que, según el fabricante, posee un rango de 7,000 mGal y una resolución de 0.005 mGal.

Tomando en cuenta que se realizaron mediciones relativas de gravedad y debido a las dimensiones del levantamiento y el hecho de que el terreno no presenta desniveles de consideración, se realizaron únicamente las siguientes correcciones:

- Corrección por Marea.
- Corrección por Deriva.
- Corrección por Latitud.
- Corrección de Aire Libre
- Corrección Simple de Bouguer.

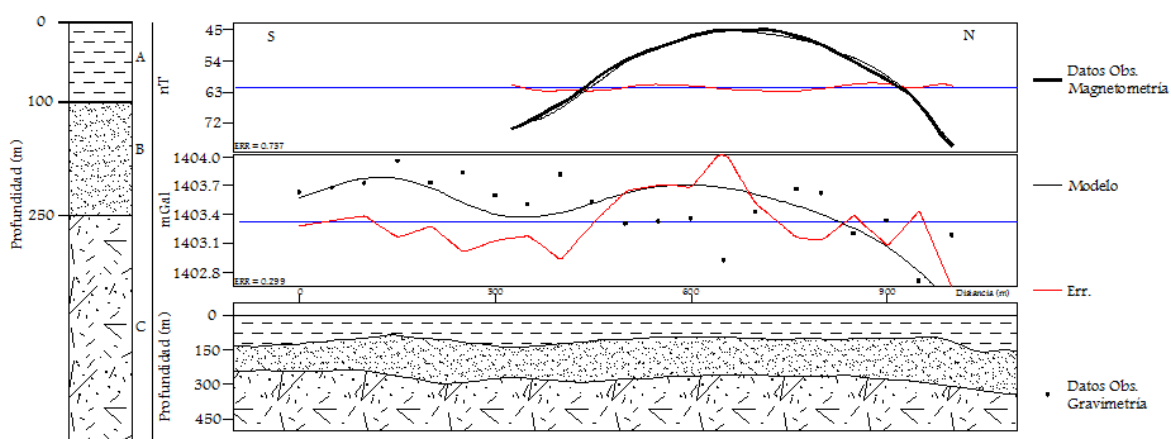
Los datos se invirtieron con la misma herramienta utilizada en los otros modelos (GM-SYS), para conjuntar ambos métodos en la inversión, se obtuvieron dos perfiles magnetométricos a partir de la información interpolada del mapa de reducción al polo que coinciden en ubicación con los perfiles de gravimetría. Los resultados se muestran a continuación.



Unidad	Litología	Susceptibilidad (SI) $\times 10^6$	ρ (kg/m ³)	Espesor Promedio (m)
A	Arena Fina, Arcilla y Cenizas Volcánicas	125	1500	135
B	Arena y Grava	25	2500	120
C	Basaltos Consolidados y Fracturados	75.4	3000	-
D	Flujo Volcánico	100.5	2000	69

Figura 5.6. Perfil G1, modelo generado a partir de información gravimétrica y magnetométrica

En la **Figura 5.6** se observa una tendencia muy parecida a los modelos previos, la frontera entre la unidad A y la unidad D yace a una profundidad aproximada de 100 metros, se observa una falla en la parte este del perfil lo que hace que la unidad C alcance profundidades de hasta 300 metros en esta zona pero en general no rebasa los 320 metros, se observa que la unidad D se “acuña” antes de esta falla y esto provoca que la unidad B se ubique más cerca de la superficie, a menos de 100 metros de profundidad.



Unidad	Litología	Susceptibilidad (SI) $\times 10^6$	ρ (kg/m ³)	Espesor Promedio (m)
A	Arena Fina, Arcilla y Cenizas Volcánicas	125	1500	96
B	Arena y Grava	25	2500	134
C	Basaltos Consolidados y Fracturados	75.4	3000	-

Figura 5.7. Perfil G2, modelo generado a partir de información gravimétrica y magnetométrica.

El principal rasgo que caracteriza al modelo de la **Figura 5.7** y lo diferencia considerablemente de los anteriores, es la ausencia de la unidad D. En la parte sur puede apreciarse que el espesor de la capa B es muy alto lo que ubica al basamento a una profundidad de hasta 300 metros pero en general la unidad C yace a unos 250 metros de profundidad, lo que es un cambio también importante con respecto a los otros modelos.

VI. Resultados finales del estudio.

Al integrar tanto la información obtenida mediante la investigación de estudios previos como la obtenida en campo y las inversiones 2D se obtienen resultados muy interesantes. El mapa de anomalía presentado en a **Figura 4.5** muestra una clara tendencia a decrecer en dirección noreste como ya se comentó, físicamente esto significa que la fuente de la anomalía se aleja de la superficie en esta dirección, si bien el material del basamento de la cuenca tiene una mayor susceptibilidad que los sedimentos lacustres, hay que considerar que el flujo volcánico reportado por Chouteau (1994) también sería una fuente de anomalía muy importante.

En la **Figura 4.6** de reducción al polo es posible observar los rasgos mejor definidos de una anomalía relacionada con un cuerpo de intensidad magnética intermedia (mayor a los 30 nT) en color rojo. Dado que se trata de una cuenca lacustre, es complicado pensar que la forma del basamento pudiera generar esta característica anomalía, es por esto que este cuerpo ha sido relacionado con un flujo volcánico localizado a unos 100 metros de profundidad lo que concuerda con los trabajos de Chouteau (1994).

En cuanto a las anomalías con forma de zanja se puede decir que son claramente producto de la actividad humana pues la más grande coincide con el camino de terracería por el cual se accedió a la zona y las más pequeñas con la orientación de las parcelas, como ya se mencionó. Aplicando un filtro pasabajas se observó que la tendencia principal de la anomalía no es afectada al remover estas anomalías de alta frecuencia.

Los modelos obtenidos mediante la inversión 2D, a partir de información únicamente magnetométrica, muestran una profundidad del basamento en general de aproximadamente 290 metros con una tendencia a aumentar hasta los 300 metros hacia el noreste. Esta profundidad concuerda muy bien con el mapa de profundidades presentado por Campos et al. (1997) (**Figura 2.1**), en donde se

marca la zona de este estudio. También puede apreciarse que este efecto no es tan influyente en la forma de la anomalía. La característica más notable en el mapa de RTP, a partir del cual se generaron los modelos, parece ser generada en gran parte por la forma de la unidad D, que parece estar correlacionada con el flujo volcánico reportado por Chouteau (1994), más que por influencia del basamento.

Los modelos que se obtuvieron previamente y que tomaban en cuenta únicamente la magnetometría para la inversión ya nos muestran una idea general de la morfología de la cuenca, al menos una tendencia clara. Para el modelo de la **Figura 5.6** se integra nueva información que mide un parámetro totalmente diferente y pudiera pensarse que el resultado tendría una variación significativa con respecto a lo que se obtuvo previamente, sin embargo, se puede observar que las profundidades de las unidades son muy parecidas a los modelos previos.

En particular el modelo G2 ubica la unidad C a unos 250 metros de profundidad y carece de la presencia de la unidad D aunque se tiene que tomar en cuenta que esta zona tiene menos densidad de datos pues se ubica al borde del mapa.

En general se puede decir que la cuenca presenta cuatro unidades principales; La unidad A compuesta por arcillas, arena y cenizas volcánicas, que se encuentra confinando el acuífero inferior y tiene un espesor de aproximadamente 100 metros; la unidad B que representa el acuífero, presenta espesores de hasta 200 metros, está constituida por arena y grava; la unidad C es el basamento de la cuenca compuesto principalmente por basaltos, en su parte más profunda al noreste de la zona llega a los 300 metros, aunque en la parte este del mapa tiene la menor profundidad, alcanzando los 250 metros, en promedio se encuentra a 300 metros; la unidad D que provoca una marcada anomalía en la parte oeste del mapa se ubica a los 100 metros de profundidad pero se acuña hacia el este en donde sólo se tiene la presencia de las unidades A, B y C.

Para fines de perforación debería considerarse evitar el flujo volcánico aunque se encuentre en la zona más somera del basamento, la parte noreste también presenta una buena opción aunque debería extenderse la exploración hacia esta zona para tener mayor certeza.

VII. Conclusiones y recomendaciones.

- Las inversiones nos muestran que aunque el basamento profundice hacia el noreste del área, esto provoca un efecto menor en la forma de la anomalía, la característica principal de la anomalía es provocada por la forma del flujo volcánico. El acuñaamiento de la unidad D tiene una mucha mayor influencia en los datos observados que la forma del basamento mismo.
- Los modelos indican que además de la región noreste, la secuencia sedimentaria es también grande en la parte suroeste, ambas regiones podrían ser consideradas para la perforación, pero la presencia del flujo volcánico debería ser considerada para este propósito.
- Se recomienda un segundo levantamiento al noreste de esta área para evitar la influencia de la unidad D y para brindar mayor certeza acerca del comportamiento del basamento, aunque esto podría ser complicado por la actividad suburbana en la región.
- En comparación con el método gravimétrico, la magnetometría presentó una mayor sensibilidad en el mapa de anomalía obtenido, se pueden observar claros contrastes de susceptibilidad y facilita la interpretación incluso a simple vista, aunque deben realizarse los filtros adecuados para la visualización y la correcta inversión de la información.
- La profundidad de las unidades obtenida mediante la inversión 2D concuerda con los trabajos previos de Campos et al. (1997). Si bien se coincide con Chouteau (1994) en la ubicación de un flujo volcánico, las profundidades detectadas por este estudio parecen ser un poco más someras en comparación, claro que debe tomarse en cuenta que Chouteau (1994) realizó

un trabajo sobre un área mucho más amplia y este estudio tiene una mayor densidad de datos, lo que nos permite tener una mejor resolución, pero en general se tiene una muy buena correlación con los estudios anteriores.

- Este método es particularmente exitoso en este tipo de cuencas pues se tiene un buen contraste de susceptibilidades al tratarse de un basamento rico en minerales ferrosos, si por el contrario se tratase de un basamento de calizas, por ejemplo, resultaría mucho más complicado detectarlo mediante la magnetometría.
- Si bien la gravimetría no presentó grandes contrastes en los perfiles, complementó muy bien a los datos de magnetometría ayudando a definir las profundidades de las capas y la morfología de la cuenca, además, al medir un parámetro totalmente diferente se comprobó que las anomalías de alta frecuencia generadas por actividad humana no afectaban la interpretación final, de esta forma la gravimetría dio certeza a la interpretación que se realizó.
- Debe tomarse en cuenta que el filtro pasabajos pudo haber removido el efecto de fallas geológicas que pudieran estar presentes en la zona afectando considerablemente la forma tanto del basamento como del flujo volcánico.
- Se recomienda otro levantamiento hacia el suroeste para cubrir la anomalía con forma de isla pues parte de su morfología podría deberse al efecto que produce el filtro de reducción al polo.

Referencias.

- Ansari A. H., Alamdar K., **Reduction to the Pole of Magnetic Anomalies Using Analytic Signal**, World Applied Sciences Journal 7 (4), pp 405-409, IDOSI Publications, 2009.
- Atienza Beatriz M., **Modelado e Inversión en 2d y 3d de Anomalías Gravimétricas Producidas por Cuerpos Cuya Geometría y Densidad de Masa se Describen Utilizando Funciones Polinómicas: Aplicaciones a Datos Gravimétricos de Canadá y México**, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 2001.
- Blakely R., **Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications**, Cambridge University Press, UK, 1996.
- Breiner, S., **Applications Manual for Portable Magnetometers**, Geometrics, San Jose, California, 1999.
- Campbell Wallace H., **Introduction to Geomagnetic Fields**, Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge UK, 2005.
- Campos Enríquez J. O., Delgado Rodríguez O., Chávez Segura R., Gómez Contreras P., Flores Márquez E. L., F. S. Birch. **The Subsurface Structure of the Chalco Sub-basin (Mexico City) Inferred From Geophysical Data**, Geophysics, VOL. 62, Pag. 23–35, 1997.
- Chouteau M., Krivochieva S., Rodríguez Castillo R., González Moran T., Jouanne V., **Study of the Santa Catarina Aquifer System (Mexico Basin) Using Magnetotelluric Soundings**, Journal of Applied Geophysics, 31, Pag. 85-106, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 1994.
- Godío A. Piro S. **Integrated Data Processing for Archeological Magnetic Surveys**, The Meter Reader, The Leading Edge (TLE), pp 1138-1144, Italy, 2005.
- Hernández-Quintero J. E., **Interpretación Global de Anomalías Magnéticas Corticales Satelitales Sobre la República Mexicana**, Tesis M. en C. Instituto de Geofísica UNAM, México, 2002.
- Herrera Hernández Dimitris, **Estratigrafía y Análisis de Facies de los Sedimentos Lacustres del Cuaternario Tardío de la Cuenca de Chalco, México**, Tesis M. en C. Instituto de Geofísica UNAM, México, 2011.
- Jerzy J., Sucksdorff C., **Guide For Magnetic Measurements and Observatory Practice**, IAGA, Varsovia, 1996.
- Langel R. A., Hinze W. J., **The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere**, The Satellite Perspective, Cambridge University Press, USA, 1998.
- Lanza R., Meloni A., **The Earth's Magnetism**, An Introduction for Geologists, Springer, Roma, 2006.
- Milsom J., **Field Geophysics**, The Geological Guide Series, Third Edition, Wiley, England, 2003.
- Mirónov V. S., **Curso de Prospección Gravimétrica**, Reverté, S. A. Barcelona, 1977.

- Molina B. Rafael. **Estudios Geoquímicos, Geofísicos y Geológicos de la Subcuenca de Chalco, Mex.**, Departamento del Distrito Federal, México, 1956.
- Morán Zenteno Dante J. **Geología de la República Mexicana**, Cap. 3, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Pag. 55–71 México, 1984.
- Muniz Barreto Luis, **El Geomagnetismo**, Instituto de Geofísica UNAM, Plaza y Valdez, Serie Cuadernos, 50 pp, México, 1997.
- Nabighian M. N., Grauch V. J. S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Peirce J. W., Phillips J. D., Ruder M. E., **The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration**, Geophysics, Vol. 70, NO. 6, 2005.
- Nava M., **Análisis Armónico en la Detección de Fenómenos Geomagnéticos**, Tesis Lic. en Ing. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, 2005.
- Okiwelu A. A., Okwueze E. E., OBI D. A., **Specific Issues on Gravimetric and Magnetic Methods of Geophysical Exploration**, European Journal of Scientific Research ISSN 1450-216X, Vol.48, No.3, pp.399-423, 2011.
- Ortega-Guerrero, A., Cherry, J. A., Rudolph D. L., **Large-Scale Aquitard Consolidation Near Mexico City**, Ground Water, 31, Pag. 708–718, 1993.
- Rapolla A., Cella F., Fedi M., Florio G., **Improved Techniques in Data Analysis and Interpretation of Potential Fields: Examples of Application in Volcanic and Seismically Active Areas**, Annals of Geophysics, Vol. 45, No. 6, 2002.
- Pérez-Cruz, A.G., **Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México**, Tesis M. en C. Universidad Nacional Autónoma de México, México, 1988.
- Scales John A., Snieder Roel, **The Anatomy of Inverse Problems**, Geophysics, Vol. 65, No 6, Pag. 1708-1710, 2000.
- Talwani M., **Computation With The Help of a Digital Computer of Magnetic Anomalies Caused by Bodies of Arbitrary Shape**, Geophysics, Vol. XXX, No 5, Pag. 797-817, 1965.
- Tarantola Albert, **Inverse Problem Theory**, SiAM, Philadelphia US, 2005
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., **Applied Geophysics**, Cambridge University Press, UK, 1990.
- Weymouth John W., **Geophysical Methods of Archeological Site Surveying**, Advances in Archeological Method and Theory, Vol. 9, pp. 311-395, Springer, 1986.
- NOAA / Space Weather Prediction Center, <http://www.swpc.noaa.gov/alerts/k-index.html>,
<http://www.swpc.noaa.gov/index.html>,
http://www.swpc.noaa.gov/ftplib/indices/old_indices/2012_DGD.txt
- WDC for Geomagnetism, Kyoto Dst index service, <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstidir/>