

### CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE INVESTIGACIÓN PARA EL DESARROLLO INTEGRAL REGIONAL. (CIIDIR UNIDAD OAXACA)

### ENTREGA DEL PRODUCTO SABÁTICO.

### "ESTUDIO DE LA ISOTERMA DE CURIE EN UNA ZONA DE OAXACA. MODELADO NUMÈRICO DE DATOS MAGNETICOS"

DOCENTE: DR. SALVADOR ISIDRO BELMONTE JIMÉNEZ

PROGRAMA ACADÉMICO: F. CAPACITACIÓN PROFESIONAL Y ACTUALIZACIÓN ACADÉMICA (ESTANCIAS SABÁTICAS).

PERIODO SABÁTICO: 2009-2010

AGOSTO DE 2010



# ÍNDICE GENERAL

	Página
INTRODUCCIÓN	
PRESENTACIÓN	
ANTECEDENTES	
OBJETIVOS	
CAPITULO I. IMPORTANCIA DE LOS CONOCIMIENTOS GENERADOS A PARTIR DI ESTOS ESTUDIOS	S E
CAPITULO II. CONCEPTOS BÁSICOS DI	E
MÉTODOS POTENCIALES (MAGNETOMETRÍA)	
CAPITULO III. METODOLOGÍA PARA REALIZAR E PROCESADO DE DATOS AEROMAGNÉTICOS	L
CAPITULO IV. TRABAJO DE CAMPO; TOMA DI DATOS Y VERIFICACIÓN.	E
CAPITULO V. PROCESADO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS. ZONA AMPLIADA DE 60 X 6 KM.	S 0
CAPITULO VI. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT	)
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	
CONCLUSIONES	
ANEXOS	



### INTRODUCCIÓN

Durante el periodo del 3 de agosto de 2009 al 02 de agosto de 2010 se realizó una estancia sabática con El Dr. José Oscar Campos Enríquez, Profesor Investigador del Instituto de Geofísica de la UNAM quien propuso un proyecto de tres años al CONACyT, el cual fue aprobado en su primera etapa. El nombre del proyecto es "DETERMINACION DE LA ISOTERMA DE CURIE EN MEXICO" (Anexo 1).

Durante el periodo de mi año sabático realice actividades relacionadas con este proyecto y específicamente con una propuesta metodológica para el procesado de datos magnéticos y gravimétricos aplicados a la zona de valles centrales de Oaxaca. La razón de considerar esta área fue porque convergen dos fallas geológicas formando una zona de sutura de importancia en la geodinámica, y porque no se contó con datos aeromagnéticos, sino con datos magnéticos medidos en superficie terrestre.

Aunque cabe mencionar que también se consideró y trabajó con el procesado de datos magnetotelúricos que habían sido medidos en campo en los años 2008 y 2009. Como se mencionó al inicio del periodo sabático, la amplitud del área geográfica a trabajar fue la zona geográfica denominada valles centrales de Oaxaca en la que se aplicó la metodología contemplada al inicio del proyecto, y que finalmente fue el objetivo de esta actividad académica. Es importante mencionar que los recursos financieros para los trabajos de campo que fue necesario realizar fueron absorbidos por el que suscribe el presente reporte ya que aún no se habían liberado los recursos del Conacyt.

El reporte se presenta en dos grandes vertientes; la primera corresponde a los aspectos relacionados con la teoría de la isoterma de Curie, así como los fundamentos básicos del método magnético que corresponde a los llamados métodos potenciales y el tipo de procesado que se realizó a los datos magnéticos y magnéticos, haciendo hincapié en el análisis espectral para la determinación de la profundidad relacionada con la zona donde los minerales pierden sus propiedades ferromagnéticas, o bien puede corresponder a la isoterma de Curie, incluso podría tratarse de la profundidad al basamento geológico.



También se incorporó información obtenida a partir de sondeos magnetotelúricos, cuyo trabajo de campo se realizó en otro momento (2008-2009) con un grupo de geofísicos de la UNAM (campus CU y Juriquilla), obteniendo imágenes de resistividad vs profundidad de la tectónica que afecta a la corteza terrestre donde descansa la zona económica de los recursos naturales, y de manera específica los minerales como el fierro.

Cabe mencionar que en el periodo en cuestión se continuó con la asesoría de dos alumnas de maestría del posgrado que ofrece el CIIDIR-Oax, y se impartió una materia de julio-agosto/2009 a nivel posgrado en esta misma institución.

La segunda vertiente del reporte la constituye la parte teórica del método potencial de magnetometría donde se realizaron procesados usando la transformada de Fourier. Se efectuaron procesos como reducción al polo, separación de campos residual-regional, continuación analítica hacia arriba y hacia abajo, primera y segunda derivada, así como derivadas direccionales, y finalmente espectros de potencia y radiales con los que se determinó la profundidad a los cuerpos generadores o fuentes.

Finalmente se incluye la publicación de un artículo que incluye datos magnéticos y gravimétricos de la zona, incrementando en esta etapa la información para futuras interpretaciones que permitan complementar la comprensión de esta zona tectónica de gran interés académico. Se incluye también los avances que se tiene en la preparación de manuscritos para ser enviados a arbitraje, que también se realizó en el periodo reportado.



### PRESENTACIÓN

Se mencionan con el fin de contextualizar la dimensión del proyecto, las instituciones e investigadores participantes lo cual sin duda al final de éste, será una contribución académica importante a nivel Nacional.

**Investigador Responsable:** José Oscar Campos Enríquez, Instituto de Geofísica (IGEOF-UNAM)

### 1. Colaboradores:

- 1. Mark Pilkington, Geological Survey of Canada
- 2. Juan García Abdeslem, CICESE
- 3. Juan Manuel Espinosa Cardeña, CICESE
- 4. Fernando Ortega Gutiérrez. IGEOL-UNAM
- 5. Duncan Keppie, IGEOL-UNAM
- 6. Jorge Arzate Flores, CEGEO-UNAM
- 7. Román Álvarez, IIMAS-UNAM
- 8. Miguel Ángel Alatorre Zamora, UdeG
- Salvador Isidro Belmonte Jiménez, CIIDIR/Oaxaca-IPN
- 10. Héctor López Loera, IPICT.
- 11. Javier Lara Sánchez, Servicio Geológico Mexicano
- 12. César Navarro Tafolla, PEMEX-Exploración-Producción
- 13. Alejandro Cerón Sánchez, IMP
- 14. Manuel Lozada Zumaeta, IMP
- 15. Jorge Andaverde Arredondo, CIE-UNAM
- 16. Jesús Arredondo Fragoso, CFE.



#### ANTECEDENTES

La temperatura de Curie es aquella a la cual los minerales magnéticos pierden su ferromagnetismo (aproximadamente 580 °C para la magnetita a presión atmosférica) (Stacey y Banerjee, 1974). Los minerales magnéticos a temperaturas por arriba de su correspondiente punto de Curie se comportan paramagnéticamente, con una susceptibilidad muy pequeña que es inversamente proporcional a la temperatura, y por lo tanto su contribución al magnetismo ambiental, a estas temperaturas, se puede despreciar –es decir para cuestiones regionales se les considera esencialmente amagnéticos.

La isoterma de Curie es pues, la superficie en el subsuelo, que materializa la frontera entre unidades geológicas magnéticas y amagnéticas, y se dan dos posibles situaciones: en uno se puede tratar simplemente del caso en donde una unidad litológica termina (aunque se encuentre por encima de la isoterma de Curie), y en el otro corresponder a la isoterma de Curie. La ubicación de la isoterma de Curie depende del régimen térmico de la corteza y del manto superior.

La profundidad a la base de cuerpos magnéticos se puede estimar con base en datos aeromagnéticos. La idea de usar datos aeromagnéticos para estimar la profundidad a la cima y base de cuerpos magnéticos no es relativamente nueva (Vacquier y Affleck, 1941; Serson y Hannaford, 1957; Alldredge y Van Boris, 1961, y Bhattacharyya y Morley, 1965). Sin embargo fueron los estudios de Bhattacharyya y Morley (1965), Spector y Grant (1970), y Mishra y Naidu (1974) que establecieron las bases del análisis espectral de datos aeromagnéticos, y permitieron la estimación de profundidades a la cima y la base de conjuntos de cuerpos magnéticos.

Cabe señalar que el uso de datos magnéticos satelitales para la estimación de la profundidad a la isoterma de Curie no es idónea, debido a que la magnetometría satelital generalmente integra un conjunto de anomalías corticales en una anomalía regional suavizada, que no satisface los



fundamentos del análisis espectral (es decir la consideración de que estamos tratando un conjunto de anomalías magnéticas que obedecen a ciertas distribuciones de probabilidad). En general, todo el territorio nacional está caracterizado por aproximadamente 10 anomalías magnéticas como se vera más adelante. Estas anomalías tienen dimensiones regionales que cubre una o más provincias geológicas contiguas (ver Figura 1).





Figura 1.- Anomalías magnéticas satelitales y ubicación de perfiles magnéticos satelitales estudiados por Hernández-Quintero y Campos-Enríquez (2004).



El análisis espectral de datos aeromagnéticos, ha sido en una gran mayoría aplicado, en particular, a la estimación de la profundidad a la isoterma de Curie a nivel local en el parque nacional de Yellowstone, EE.UU. (Bhattacharyya y Leu, 1975a, b, 1977; Smith et al., 1974; Smith et al., 1977), en el área geotérmica de Vale-Owyhee de Oregon (Boler, 1978). A escalas intermedias, por ejemplo en porciones de Utah y Wyoming (Shuey et al., 1977), en las partes norte y central de Arizona (Byerly y Stolt, 1977).

Los estudios de carácter regional comprenden la provincia del Cascade, Range en Oregon (Couch, 1978; Couch et al., 1981; Connard et al., 1983). a la isla de Kyushu (Japón) y zonas aledañas (Okubo et al., 1985), áreas del este y sureste de Asia (Tanaka et al., 1999), y el estado de California (Ross et al., 2006).

Estudios magnéticos enfocados a evaluar el potencial geotérmico también han sido realizados en el graben del Rhín (Campos-Enríquez, 1980; Edel et al., 1980; 1982), y el área de Quseir, parte norte del Mar Rojo, Egipto (Salem et al., 2000).

En México también se ha aplicado el análisis espectral tanto a nivel local en el área geotérmica de Pathé, Hidalgo (Campos-Enríquez, 1983), en el campo geotérmico de Cerro Prieto Baja California (Espinosa-Cardeña y Campos-Enríquez, 2008), así como a nivel regional en la parte occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (Campos-Enríquez et al., 1989; 1990), y en la parte este del terreno Maya, la península de Yucatán (García-Abdeslem y Ness, 1994).

Una gran parte de los estudios antes mencionados se han enfocado a cartografiar la isoterma de Curie, con el objeto primario de establecer el estado térmico de la corteza en las zona de estudios, y apoyar la evaluación del potencial geotérmico a nivel local o regional. Un objetivo secundario ha sido ayudar a establecer la estructura cortical.



Sin embargo hay que recalcar que el conocimiento del estado térmico de la corteza es básico en una variedad muy amplia de estudios geodinámicos como: deformación de rocas, estudios de transición de fases mineralógicas, velocidades de reacciones químicas, conductividad eléctrica, susceptibilidad magnética, velocidad sísmica, y densidad de masa. Por ejemplo, una de la motivaciones del estudio de Ross et al. (2006) fue analizar el papel de las altas temperaturas en la sismicidad intraplaca (como mecanismo para localizar la deformación al debilitar la corteza inferior).

La profundidad a la isoterma de Curie permitirá establecer el flujo de calor de una provincia. Esta información se puede correlacionar con otros tipos de información para constreñir la naturaleza de la estructura cortical y del manto superior. Igualmente se pueden constreñir fenómenos que tiene lugar a estos niveles. Esta información será de utilidad para diferentes áreas de las geociencias, que debió haber sido realizado hace unos veinte años cuando menos. Con estos productos básicos se podrán realizar modelos de la estructura de la litosfera y tiene aplicaciones para elaborar modelos petrogéneticos y estudio de ruptura de sismos.

Así la correlación del flujo térmico (es decir del régimen térmico) con la distribución de la resistividad eléctrica (información proporcionada por la magnetoteluria), en particular, por ejemplo la información proporcionada por la geotraversa magnetotelúrica Acapulo-Alvarado de Jording et al. (2002) y Joedicke et al. (2006), junto con los resultados de estudio permitirá constreñir el origen de los magmas por debajo del Eje Neovolcánico Trans-Mexicano.

En el caso de México, en la época en que se realizaron los estudios antes mencionados no se contaba con una cartografía magnética integral, y además el acceso era restringido básicamente a estudios locales realizados por instituciones de investigación, lo cuál de alguna manera explica el número limitado de estudios de este tipo en el país.



Actualmente se cuenta con el mapa magnético del territorio nacional. Estos trabajos de cartografía magnética han sido, y están siendo llevados a cabo por el Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales) (i.e., Hernández-Pérez et al., 2001). La actual carta magnética (Figura 2) incluye información generada por Petróleos Mexicanos, tanto en la parte continental como en la parte marina (i.e., Golfo de México)

(Urrutia- Fucugauchi y Ornelas-Valdés, 2000; Finn et al., 2001). La información aeromagnética es de muy buena calidad, y cubre el territorio nacional en más del 90 %. Esta información se puede utilizar para realizar el estudio sistemático de la isoterma de Curie en México.



CARTA AEROMAGNETICA DE LA REPUBLICA MEXICANA (Servicio Geológico Mexicano)

Figura 2.- Carta aeromagnética de la República Mexicana elaborada por el Servicio Geológico Mexicano.



#### Hipótesis de trabajo

- 1.- La profundidad a la isoterma de Curie es un indicador del régimen térmico de un área, valido para las diferentes provincias geológicas de México.
- 2.- Con base en la profundidad a la isoterma de Curie se puede derivar el flujo de calor para las diferentes provincias geológicas de México.

Como ya se ha mencionado, el estudio reciente de Ross et al. (2006) ha demostrado la factibilidad en la región del estado de California de estas dos hipótesis de trabajo. Por lo que se hacen propias estas hipótesis para México, y en particular a los diferentes estados que lo conforman.

#### OBJETIVOS

#### **Objetivo General**

a) Determinar la profundidad a la isoterma de Curie en el estado de Oaxaca con base en datos magnéticos usando técnicas espectrales.

#### **Objetivos Particulares**

- a) Determinar en particular la isoterma de Curie, con base en datos aeromagnéticos o de Tierra usando técnicas espectrales, en una zona del estado de Oaxaca.
- b) Análisis de las implicaciones tectónicas y geodinámicas de la información obtenida.

#### METAS

- a) Elaboración de secciones del subsuelo del área de valles centrales de Oaxaca para conocer la profundidad al basamento.
- b) Determinar la profundidad a la isoterma de Curie de la zona estudiada.
- c) Análisis de implicaciones tectónicas de la zona estudiada.



### CAPITULO I. IMPORTANCIA DE LOS CONOCIMIENTOS GENERADOS A PARTIR DE ESTOS ESTUDIOS

La importancia en realizar este tipo de estudios son de beneficio no solo para la ciencia sino también para la sociedad, ya que proporciona información de interés que puede ser utilizada de manera inmediata y directa en la exploración de recursos naturales (energía geotérmica, exploración petrolera, y mineros). Se hace un esbozo del estado del arte de algunas de las áreas de las Ciencias de la Tierra que serán influenciadas y beneficiadas directamente.

#### Estudio del flujo de calor en México (ciencia básica)

En México existen escasas mediciones directas de flujo de calor. De estas aproximadamente se tienen 22 mediciones en el continente, y las demás en regiones marinas (Epp et al., 1975; Smith et al., 1979; Lawer y Williams, 1979; Ziagos et al., 1985; Prol-Ledezma y Juárez, 1986; Prol-Ledezma et al., 1989). Como complemento a estas mediciones se cuenta con estimaciones indirectas, basadas en el uso de geotermometros químicos, y cocientes de isótopos de Helio. Prol-Ledezma y Juárez (1986) sintetizan esta información en un mapa de flujo de calor en México (Figura 3).



Figura 3.- Mapa de flujo de calor en México de Prol-Ledezma y Juárez (1986).



Se cartografiaron tres provincias de flujo de calor asociadas respectivamente con el rift del Río Grande, el Cinturón Volcánico Mexicano, y el cinturón volcánico Centro Americano. Como se puede apreciar en la figura además de que las mencionadas anomalías sólo han sido delineadas en sus rasgos más generales, una gran parte del territorio nacional está desprovisto de mediciones. Aunque, entre tanto nuevas mediciones se han reportado por ejemplo en la península de Yucatán (Khutorskoy et al., 1990; Matsui et al., 1998; Flores Márquez et al., 1999; Wilhelm et al., 2004), hace falta realizar un estudio sistemático de flujo de calor en el país. En lugares donde no se cuenta con mediciones directas o indirectas de flujo de calor, la profundidad a la isoterma de Curie puede proporcionar un indicador de la temperatura a profundidad, y por lo tanto del flujo de calor. De esta manera se puede establecer un mapa de flujo de calor de México.

#### Ciencias de la Tierra (sismología y geodinámica)

De hecho la gran actividad tectónica se refleja en el flujo de calor superficial, de tal manera que el conocimiento del estado térmico de la corteza es básico en una variedad muy amplia de estudios geodinámicos como: deformación de rocas, estudios de transición de fases mineralógicas, velocidades de reacciones químicas, conductividad eléctrica, susceptibilidad magnética, velocidad sísmica, y densidad de masa.

#### Sismicidad intraplaca

De esta forma, el conocimiento de las profundidades a la isoterma de Curie puede ayudar a analizar el papel de las altas temperaturas en la sismicidad intraplaca como mecanismo para localizar la deformación al debilitar la corteza inferior (i.e., Ross et al., 2006).

#### Estudio de la zona de subducción

En la zona de subducción se ha documentado la existencia de anomalías magnéticas positivas (Frey, 1982), y modeladas por Clark et al. (1985) como fuentes magnéticas corticales, en tanto que Arkani-Hamed y Strangway (1986, 1987) sugieren que algunas de estas fuentes se localizan en la litosfera



superior. La resolución de algunos mapas magnéticos satelitales ha permitido establecer una alternancia de altos y bajos magnéticos alineados paralelamente la trinchera mesoamericana que correlaciona а se evidentemente con la actividad sísmica. Counil y Achache (1987) interpretaron los bajos magnéticos como una desmagnetización bien definida de la placa asociada con brechas sísmicas, que también se pueden asociar aunque de forma desfasada con vacíos volcánicos y crestas asísmicas (crestas de Tehuacan y de Cocos; i.e., Mac Geary et al., 1985; Manea y Manea, 2005). Recientemente, Hernández-Quintero y Campos-Enríquez (2004) analizan dos perfiles de magnetometría satelital, orientados SW-NE, y que cruzan perpendicularmente la zona de subducción frente a Acapulco y a Chiapas (Figuras 1, 4, 5, y 6).



Figura 4.- Ubicación de perfiles magnéticos satelitales estudiados por Hernández-Quintero y Campos-Enríquez (2004).



Los modelos propuestos tienen implicaciones tectono-estratigráficas muy interesantes. En estos modelos, se ha hecho uso de datos de flujo de calor disponibles, pero sin duda una cartografía de la isoterma de Curie ayudará a constreñir mejor estos modelos, y su significación geodinámica.



Figura 5.- Modelo magnético de la zona de subducción del perfil magnético satelital "Acapulco" elaborado por Hernández-Quintero y Campos-Enríquez (2004).

#### Volcanología y geodinámica

El conocimiento de las temperaturas que prevalecen en la corteza inferior, y parte superior del manto pueden ayudar a explicar la génesis de volcanismo al inferir las condiciones P-T que reinan en las zonas en se supone se generan los magmas. Así por ejemplo, la génesis geoquímica del volcanismo de la Cinturón Volcánico Mexicano ha sido inferida por Joedicke et al. (2006) en base a la distribución de la resistividad eléctrica, obtenida mediante estudios magnetotelúricos. De manera más explicita la correlación entre el flujo de calor y la distribución de la resistividad eléctrica permitirá constreñir aún más el origen de los magmas en el Eje Neovolcánico Transmexicano.



Por otro lado la relación entre anomalías magnéticas de gran magnitud, bajas temperaturas en la corteza, y su relación con una cuña mántica altamente serpentinizada usada para explicar el origen del extinto arco volcánico Miocénico Chiapaneco representa otro estudio que pone en relieve la importancia del conocimiento del régimen térmico litosférico (Manea y Manea, 2005).



Figura 6.- Modelo magnético de la zona de subducción del perfil magnético satelital "Chiapas-Yucatán" elaborado por Hernández-Quintero y Campos-Enríquez (2004).

#### Estudios de la estructura de la corteza

El estudio de la corteza y litosfera se realiza mediante estudios sismológicos, magnetotelúricos, gravimétricos y magnetométricos. Estos estudios se verán fuertemente apoyados por el conocimiento de las temperaturas a profundidad. Por ejemplo, los terrenos que se han postulado que existen a un lado y otro de la megacizalla Mojave-Sonora tienen características geológicas contrastantes que implican diferencias en sus respectivas características térmicas. Los estudios geofísicos, geológicos, y geoquímicos (i.e., Campos-Enríquez et al., 2005) enfocados al estudio de esta estructura se verán fuertemente apoyados por este proyecto.



#### Exploración de recursos geotérmicos

La Comisión Federal de Electricidad, a través de su Gerencia de Estudios Geotermoeléctricos, en el marco de su programa de evaluación del potencial geotérmico, ha realizado un censo de focos termales. En este contexto, en algunas zonas de interés geotérmico, se ha estimado el flujo de calor en base principalmente a geotermómetros químicos. Cabe señalar que estas determinaciones no reflejan el estado térmico de la corteza, sino del yacimiento geotérmico.

El estudio detallado de áreas con potencial geotérmico incluye estudios geoquímicos, geológicos, y geofísicos enfocados a explotar el recurso geotérmico (i.e., vapor de agua, y agua a temperaturas elevadas) para la generación de energía eléctrica. Los métodos geofísicos han demostrado ser de una gran utilidad en el desarrollo de los campos geotérmicos de Cerro Prieto (Baja California), La Primavera (Jal.), Los Azufres (Mich.), Los Humeros (Pue.), Tres Vírgenes (Baja California) (i.e., Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; Verma et al., 1990; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991; Yokoyama y Mena, 1991; Castillo-Román et al., 1991; Campos-Enriquez y Arredondo-Fragoso, 1992; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997).

Sin embargo, la cuantificación de los recursos geotérmicos en México basados en estudios de modelación numérica (i.e., Verma et al., 1990; Castillo-Román et al., 1991; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997; Verma y Andaverde, 2007) requieren del conocimiento del flujo de calor terrestre de carácter estacionario (i.e., proveniente de la base de la corteza).

La determinación sistemática de la isoterma de Curie en México representará una información de mucho interés en la valoración de la factibilidad de otros campos actualmente en estudio (por ejemplo en el área geotérmica de Acoculco, estado de Puebla, y el programa de desarrollo en base a perforación de nuevos pozos en Cerro Prieto, B.C., Azufres, Mich., y Humeros, Pue., Jesús Arredondo-Fragoso, comunicación personal).



#### Exploración petrolera

Entre los estudios que se realizan para evaluar el potencial de una provincia o área petrolera se tienen los estudios de maduración de hidrocarburos (i.e., Campos-Enríquez, 1984). Estos estudios se basan en modelado térmico numérico. Actualmente, Petróleos Mexicanos, en su programa de exploración marina de aguas profundas en el Golfo de México ha establecido la cartografía magnética de alta resolución del Golfo de México. Con este banco de datos se puede establecer el mapa de la isoterma de Curie del Golfo de México, y contribuir a los estudios de madurez de hidrocarburos antes mencionados. Pero además, este proyecto contribuirá paralelamente al establecimiento de la estructura cortical somera (i.e., cima del basamento cristalino) un producto igualmente de interés en los estudios de exploración petrolera.

#### Exploración de recursos mineros

Finalmente, estudio de mineros se verán igualmente favorecidos por este trabajo, ya que el régimen térmico permitirá incluir la variable de temperatura en los estudios de génesis mineralógicas.

Para el estado de Oaxaca y aunque no hay actividad volcánica que pudiera desencadenar flujo térmico, es posible aplicar la metodología en la exploración de yacimientos ferríferos, los cuales abundan en la entidad pero aún falta hacer la cuantificación de reservas, siendo la profundidad a la que se encuentran las fuentes (yacimientos) de gran importancia.



### CAPITULO II. CONCEPTOS BÁSICOS DE MÉTODOS POTENCIALES (MAGNETOMETRÍA).

Se presentan los fundamentos básicos del método magnético que es el que se mencionó en el programa de trabajo inicial, aunque cabe mencionar que el procesado de los datos es similar al gravimétrico ya que ambos son métodos potenciales.

Primeramente, es conveniente repasar los conceptos en los que se fundamenta la teoría del potencial para poder comprender lo que es un campo magnético; para ello es necesario que responder a algunas preguntas básicas: ¿qué es un campo escalar y un campo vectorial?, ¿qué es una superficie equipotencial de nivel? y ¿qué es una línea de campo? Estas nociones son las que nos permiten una representación visual de lo que es un campo.

Un campo escalar (Blakely, 1995; Qui y Richmond, 1981), como la medición de la temperatura, es un número o magnitud que indica el valor de la cantidad física en un punto en el espacio; esta cantidad no tiene una dirección asociada a ella. Para poder visualizarlo, hacemos uso de gráficas. En el caso del campo escalar, la gráfica de una superficie equipotencial (de igual valor) nos permite representarlo (Figura 2.1).



Figura 2.1: Superficie equipotencial conformada por la distribución del valor de la temperatura en diferentes puntos en el espacio

Un campo vectorial (Blakely, 1995; Qui y Richmond, 1981), como por ejemplo el campo de velocidades, implica que las cantidades sí tienen una dirección asociada a ellas.

Se puede representar a través de líneas de flujo o líneas de fuerza que nos dicen como se va desplazando el campo en el espacio (Figura 2.2). Si lo



pudiéramos graficar, entonces se podría ver como se mueve o donde es más o menos intenso.



Figura 2.2: Las líneas de flujo del campo potencial se desplazan perpendicularmente a través de un espacio delimitado por la superficie S.

La integral de flujo nos indica cuantas líneas de corriente pasan perpendicularmente a través de una superficie. Entonces, la diferencial de flujo se define como  $\Delta \phi$  = No. De Superficie equipotencial

líneas de fuerza x área. La integral del flujo también nos sirve para medir la intensidad de los campos. Siendo el área de la superficie la misma, entre mayor sea la cantidad de líneas de flujo por unidad de área, mayor es la intensidad del campo (Figura 2.3).



Figura 2.3: La cantidad de líneas de flujo que cruzan una superficie indica la intensidad del campo

El gradiente (Mardsen y Tromba, 1998) es un operador vectorial. Es una derivada direccional que nos dice cuál es la dirección de mayor cambio en el espacio de una función escalar; el mayor cambio se obtiene cuando se mueve perpendicularmente al campo (Figura 2.4).



Figura 2.4: El gradiente ∇φ nos señala la dirección de mayor cambio, la cual es perpendicular al campo φ.



La divergencia de un campo (Mardsen y Tromba, 1998) nos dice el balance entre el flujo o líneas de fuerza (el campo) y la fuente (que origina en su interior al campo), y se define de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \mathbf{S}$$

$$\oint \mathbf{\bar{F}} \cdot \mathbf{d}\mathbf{\bar{S}} \longrightarrow \text{Integral de flujo}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{\bar{F}} = \lim_{\Delta V \to 0} \frac{\mathbf{s}}{\Delta V} \longrightarrow \text{Diferencial de volumen}$$

La divergencia de F ( $Fv\nabla \cdot$ ) está relacionada con un de los tipos de fuente o generador que producen el campo vectorial.

Rotacional viene del nombre rotor, es decir, algo que puede girar o algo que produce un giro en otro objeto. Una forma de definirlo es a través de la siguiente ecuación:

$$\nabla \times \vec{\mathbf{F}} = \vec{\mathbf{c}}$$
$$\nabla \times \vec{\mathbf{F}} = \lim_{\Delta \to 0} \frac{\oint \vec{\mathbf{F}} \cdot d\vec{\ell}}{\Delta s}$$

El rotacional del campo vectorial  $\vec{F} = P\vec{i} + Q\vec{j} + R\vec{k}$  es un vector:

$$\nabla \times \vec{\mathbf{F}} = \left(\frac{\partial R}{\partial y} - \frac{\partial Q}{\partial z}\right)\vec{i} + \left(\frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\partial R}{\partial x}\right)\vec{j} + \left(\frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{\partial P}{\partial y}\right)\vec{k}$$

La importancia del rotacional radica en qué proporciona información sobre el tipo de fuente que produce un campo. Por ejemplo, consideremos un elemento de cable con una corriente de l ampers. Si realizamos el procedimiento descrito en la ecuación 2.3 donde el límite de  $\Delta s \rightarrow 0$ , la superficie se reduce de tal manera que poco a poco vaya encerrando al elemento de corriente; en el punto donde esto fuera evaluado daría el valor de la fuente que origina al campo, en este caso el magnético (Figura 2.5). De esta forma, Fr $\nabla x$  se relacionaría a la fuente.

#### INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL





Figura 2.5: A un elemento de corriente se le hace pasar una corriente I que se topa con una superfície  $\Delta s$ .

Con base en todo lo anterior, se pueden tener dos tipos de fuentes relacionadas a dos valores vectoriales, la divergencia y el rotacional. Estas conforman lo que se conoce como ecuaciones de campo. Estas dos ecuaciones son las que originan un campo vectorial. A la divergencia se le conoce como fuente o generador escalar y al rotacional se le conoce como fuente de vórtices. Estos generadores pueden ser verdaderos o ficticios, es decir, pueden existir o no, desde un punto de vista teórico.

#### **TEOREMA DE HELMHOLTZ**

El teorema de Helmholtz (Wangsness, 1979; O'Neil, 1998) es muy importante para el estudio de los campos vectoriales. Este teorema enuncia que si se conocen la divergencia y el rotacional de una función vectorial en cualquier punto del espacio, entonces la función vectorial se puede estudiar como la contribución del menos gradiente de una función escalar más el rotacional de una función vectorial:

De este teorema se pueden clasificar cuatro tipos de campos, dependiendo del valor que tomen las ecuaciones de campo. Por ejemplo, podemos tener un campo que presente una divergencia distinta de cero y un rotacional igual a cero.

Cuando un campo vectorial satisface estas ecuaciones en todo punto del espacio recibe el nombre de un campo conservativo. Este campo sólo tiene fuentes de tipo escalar (Kaufman, 1992). La característica de un campo conservativo es que la integral de línea es cero; es decir, en cualquier



trayectoria cerrada contenida en esa región del espacio se debe satisfacer que su integral de línea sea cero.

Por lo tanto, un campo conservativo proviene exclusivamente del menos gradiente de una función escalar. Un ejemplo clásico del campo conservativo es el campo gravitacional. Si tenemos una masa, las líneas de fuerza en un campo gravitacional (producidas por una distribución de masa) tenderían en dirección del cuerpo.



En el campo gravitacional, la dirección de las líneas de fuerza tiende hacia el cuerpo

Cuando tenemos un campo vectorial que satisface estas ecuaciones (divergencia = 0, pero rotacional diferente de cero) recibe el nombre de campo solenoidal e implica que sólo existen fuentes de vórtices (Kaufman, 1992). Su característica es que la integral de flujo a través de cualquier superficie cerrada dentro del volumen es cero y, por lo tanto, un campo solenoidal proviene exclusivamente del rotacional de una función vectorial A:

Un ejemplo clásico es el de un campo magnético invariable en el tiempo, donde el balance de las líneas de fuerza que entran y salen siempre es cero debido a que éstas empiezan y terminan en la fuente. Cualquier superficie que encierre a la fuente va a dar un flujo cero. Otros ejemplos son el campo electromagnético debido sólo a corrientes de inducción y desplazamiento, y el campo de ondas de cizalla.



En el campo magnético las líneas de fuerza empiezan y terminan en la fuente.



Una tercera posibilidad se tiene cuando el gradiente y la divergencia son = 0. Esto implica que no hay fuentes físicas en la región del espacio considerada para el estudio del campo, pero si existe un campo. Cuando en esa región del espacio se cumplen estas funciones, se dice que es un campo armónico (Kaufman, 1992). A este campo se le puede tratar tanto como un campo conservativo o como un campo solenoidal, aunque usualmente se le trata matemáticamente como un campo conservativo ya que es más fácil de resolver que si tratamos de encontrar la solución de un potencial o función vectorial. Por lo tanto, un campo armónico también provendrá del gradiente de una función escalar.

Cualquier campo físico que no considere a la fuente (o que ésta se encuentre fuera de la superficie S que encierra el volumen) es un campo armónico.

El cuarto tipo de campo es el campo complejo, que es aquel cuyas ecuaciones de campo son distintas de cero. Éste se puede ver como la suma de dos campos más simples (c. conservativo + c. solenoidal) y, por tanto, se puede separar para su estudio.

El campo armónico es un campo que por su naturaleza permite ser tratado como campo conservativo. A su vez, un campo que físicamente es conservativo, puede llegar a ser un campo armónico. Un campo solenoidal también puede llegar a ser armónico. Por ende, un campo complejo puede llegar a ser un campo solenoidal o puede ser un campo conservativo. Hay que entender que es distinto hablar de la física del campo que de su tratamiento. Por ejemplo, un campo gravitacional terrestre (de acuerdo a las ecuaciones que lo rigen) es un campo físicamente conservativo y de tal manera se trata matemáticamente; pero este campo también puede llegar a ser un campo armónico si tratáramos de estudiarlo en la región del espacio que rodea a la Tierra sin tomarla en cuenta a ella, es decir, sin contar a la fuente por lo que su divergencia y su rotacional serían cero. Aún así, uno tiene la posibilidad de decidir como tratarlo, si como campo conservativo o campo solenoidal debido a la dualidad de un campo armónico, aunque es más sencillo su tratamiento como campo conservativo.



CAMPO puede ser ARMÓNICO puede ser  $\nabla \cdot \overline{\mathbf{F}} = \mathbf{0}$  $\nabla \times \mathbf{\bar{F}} = \mathbf{0}$ tratamiento tratamiento CAMPO CAMPO CONSERVATIVO SOLENOIDAL ⊕  $\nabla \cdot \mathbf{\bar{F}} \neq \mathbf{0}$  $\nabla \cdot \mathbf{\bar{F}} = \mathbf{0}$  $\nabla \times \mathbf{\bar{F}} = \mathbf{0}$ ∇×Ē≠0 CAMPO puede ser puede ser OMPLEJO  $\nabla \cdot \overline{F} \neq 0$ ∇×Ē≠0 Clasificación de los campos según sus ecuaciones de campo (Teorema de Helmoltz).

Todo lo anterior se puede resumir con el siguiente diagrama:

El corolario del Teorema de Helmholtz diría que aquellos campos físicos que satisfagan las mismas ecuaciones de campo o estructuras de las ecuaciones de campo pueden tener el mismo tratamiento matemático, independientemente del carácter físico del campo. Esto no significa que el campo pierda sus propiedades físicas, sino que sólo se simplifica su tratamiento matemático: un campo que físicamente sea solenoidal seguirá siendo solenoidal antes y después, aunque se le dé un tratamiento matemático de campo conservativo.

#### ECUACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO

Uno de los temas a explicar es la existencia de un campo magnético, como el producido por un mineral de magnetita o un imán, sin la existencia de corrientes verdaderas. Por lo pronto, se conoce que sus ecuaciones de campo son:

$$\nabla \times \vec{\mathbf{B}} = \mu_{o} \vec{\mathbf{J}}_{f}$$
$$\nabla \cdot \vec{\mathbf{B}} = 0$$



De acuerdo al teorema de Helmholtz,

$$\vec{\mathbf{B}} = \nabla \times \bar{\mathbf{A}}$$

Donde

$$\vec{A} = \frac{\mu o}{4\pi} \int_{V'} \frac{\vec{J}_{f} dv'}{R(\vec{r}, \vec{r}')}$$

También se sabe que un campo magnético es producido por corrientes de conducción verdadera o corrientes libres. Pero, primeramente, es fundamental que se entiendan algunos de los conceptos de la teoría magnética. La forma más sencilla de crear un campo de este tipo es por medio del dipolo magnético. El dipolo magnético más simple de construir es el de una espira donde se hace circular una corriente de l amperes (Figura siguiente).



Dipolo magnético producido por una espiral por la que circula una corriente eléctrica de I amperes.

La magnetización, pues, está en función de los dipolos magnéticos por unidad de volumen. La magnetización puede ser la misma en todo el cuerpo o variar de punto a punto. Es decir, el campo magnético es creado por la magnetización M que sufre el cuerpo, sea esta por inducción o permanente. Se propone ahora que el campo producido por la magnetización del cuerpo se debe a las denominadas corrientes magnéticas o de magnetización.

De acuerdo con el teorema de Helmholtz, faltaría conocer la divergencia de H, ya que la divergencia del campo de inducción magnética siempre es cero. El campo de intensidad magnética es un campo complejo debido a que tiene fuentes de vórtices y fuentes escalares y del teorema de Helmholtz:

También se puede expresar B en función de los potenciales definidos para H ; es decir, estas ecuaciones se pueden simplificar más si se considera una relación lineal, es decir, Medios Lineales Homogéneos e Isótropos (M.L.H.I.).



Para un medio lineal, se puede encontrar que la magnetización que sufre un cuerpo es directamente proporcional a la intensidad de H. Cuando se usa esta relación, se asume que la magnetización M es debida exclusivamente a procesos de inducción y no a una magnetización de tipo permanente.

Si se obtiene la divergencia de B , ésta siempre debe de ser cero. Si  $\mu$  es una constante, resulta que cero es igual a  $\mu$  por divergencia de H , lo que implica que la divergencia de H debe de ser igual con cero. Si ésta es igual a cero implica que la divergencia de M debe de ser igual a cero. En este punto uno podría confundirse y decir que el potencial escalar no existe. Esto no es cierto, el potencial escalar sigue existiendo porque la magnetización no es cero, sólo su divergencia.

Para el caso del Campo Magnético Terrestre no existen corrientes de conducción. Éste, en general, es un campo que varía con el tiempo y teóricamente se tendrían ecuaciones de este tipo:

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{E} &= -\mu_{\circ} \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \\ \nabla \times \vec{H} &= \vec{J}_{f} + \frac{\partial}{\partial t} \epsilon_{\circ} \vec{E} \end{aligned}$$

Las variaciones temporales son muy lentas (alrededor de millones de años), por lo que esta característica podría considerarse despreciable. Si existen corrientes verdaderas dentro de la Tierra, pero dentro de los cálculos se consideran como cero. Resulta, pues, que:

$$\nabla \times \vec{\mathbf{E}} = 0$$
$$\nabla \times \vec{\mathbf{H}} = 0$$

De esta forma, se puede estudiar al campo magnético terrestre como:

$$\nabla \times \overline{\mathbf{H}} = 0$$
  
 $\nabla \cdot \overline{\mathbf{H}} = -\nabla \cdot \overline{\mathbf{M}}$ 



Para nuestro caso de estudio, el de cuerpos permeables bajo la acción del campo magnético terrestre, se ve un campo magnetoestático. En otras palabras, el campo producido por inducción del campo magnético terrestre es un campo magnetoestacionario.

El tratamiento matemático que se da al campo magnetoestático terrestre es idéntico al que se le da al campo gravitacional terrestre, ya que ambas cumplen con el mismo tipo de ecuaciones de campo (de campo conservativo). Sin embargo, los campos son físicamente distintos; el campo magnético terrestre siempre será un campo dipolar (soleniodal) y el campo gravitacional siempre será un campo monopolar (conservativo).

Para explicar el campo magnético terrestre se han manejado tres teorías (Garland, 1979; Telford et al, 1990):

(1) La Tierra tiene una magnetización permanente. Esto nos llevaría a pensar en una magnetización en la superficie de la Tierra (en el núcleo no ya que, arriba de la temperatura de Curie, las propiedades magnéticas desaparecen); pero una magnetización tan superficial no explica un campo tan intenso (alrededor de 45 000 nT) como el de la Tierra.

(2) La Tierra es un conductor con cargas libres en su volumen; al estar la Tierra girando con una velocidad angular, se tienen cargas en movimiento. Una carga en movimiento es una corriente que, por lo tanto, produce un campo magnético. Esta teoría tampoco es sostenible, debido a que la carga libre que tenga no puede ser de mucha intensidad.

(3) La Tierra funciona como un dínamo autoinducido. En el núcleo metálico deben de existir corrientes de conducción verdaderas las cuales producen el campo magnético terrestre. Esta teoría es la más aceptada y es la que mejor explica la inversión del campo magnético terrestre. Aún así, esta teoría todavía no está totalmente comprobada.



#### UNIDADES DE MEDIDA

En Geofísica, tradicionalmente se ha considerado a H como el campo físico y no al campo B ; sin embargo, se comete el error de asignarle a H unidades de nanotesla o gamas, las cuales son realmente unidades de B . Este error proviene de una confusión conceptual. Ambos campos se relacionan, ya que en el sistema C.G.S. la permeabilidad magnética en el vacío (  $o \mu$  ) es igual a 1. Esto conduce a que los campos sean iguales (B , H), donde el primer campo está dado en gamas y el segundo en oersted. Es por esto que se pensaba que ambos campos eran equivalentes y era igual manejarlos en una u otra unidad de medida. Matemáticamente, ambos campos B y H no son iguales. Desafortunadamente, su uso es actualmente tan difundido que sería difícil regresar a las unidades correctas de medida (oesterd o amp/m).

#### MODELACIÓN DE DATOS MAGNÉTICOS

Las anomalías magnéticas observadas sobre la superficie terrestre tienen su origen en una región en donde la temperatura de las rocas es inferior a la temperatura de Curie de los minerales portadores de la magnetización (v.g. magnetita). Dada su alta temperatura, el manto suele ser considerado como un material no magnético, y por lo tanto, la profundidad basal de las rocas magnéticas se interpreta como la interfase corteza-manto en regiones de flujo de calor normal, o como la isoterma correspondiente a la temperatura de Curie en regiones de alto flujo de calor. Esta característica fundamental ha motivado la utilización de anomalías magnéticas con el propósito de estimar la extensión a profundidad de la corteza magnetizada, y para inferir entonces las características geotérmicas de una región.

Se han utilizado dos métodos, para determinar la profundidad a la base de la corteza magnetizada, en la región de Oaxaca, a partir de la inversión del espectro de potencia radial de anomalías magnéticas. Los resultados sugieren que la profundidad promedio a la base de la corteza magnética es del orden de



10 km, resultado que concuerda con la profundidad para la base sismogénica inferida a partir de estudios sísmicos en la región estudiada, sugiriendo un gradiente geotérmico del orden de 40° C/km si el portador de la magnetización fuera magnetita.

Esta inferencia es, sin embargo, dependiente de la profundidad estimada para la base de la corteza magnética, debido a lo cual se ha realizado un análisis de sensibilidad de la solución obtenida, y del impacto del ruido en los datos, debido a errores de medición, localización, digitalización y a problemas inherentes al cálculo del espectro. El análisis de sensibilidad muestra una pobre resolución y clara correlación de, y entre, algunos de los parámetros resueltos, además de una fuerte dependencia del modelo inicial utilizado. De los tres problemas, el segundo no hay forma de resolverlo, mientras que el último conlleva a la búsqueda de métodos de inversión indirectos que no tengan tal limitante. En cuanto al ruido, si éste es de alta frecuencia y no correlacionado, su afectación se traduce en un aplanamiento del espectro de potencia radial dificultado su interpretación. La remoción del ruido requiere de la aplicación de un tipo de filtrado a los datos, previo al cálculo e interpretación del espectro de potencia radial.

La modelación numérica es un proceso que permite determinar la respuesta física de las estructuras o los cuerpos encontrados en el subsuelo. Ésta es una técnica muy bien establecida en la geofísica ya que permite realizar diferentes estudios gracias a la respuesta teórica aportada por el problema directo.

El proceso de modelación geofísica requiere diferentes pasos (Johnson, 1970). Primero se realiza una conceptualización de un problema concreto. Esta requiere de una descripción del problema identificando los procesos físicos dominantes que lo envuelven, el desarrollo de hipótesis que reduzcan el problema simplificándolo, así como la determinación de las fronteras, los dominios y la geometría del problema.



Una vez realizado esto se procede al segundo paso, el cual implica la formulación del problema matemático, es decir, la traducción del problema en un modelo matemático. Esto implica a su vez la resolución de las ecuaciones matemáticas correspondientes (ecuaciones diferenciales o integrales), a las cuales se les puede encontrar solución a través de diferentes métodos matemáticos, ya sean analíticos o numéricos.

El tercer paso consiste en la validación del modelo por medio de nueva experimentación y/o calibración. De este modo se comprueba el funcionamiento del modelo. Si no validamos o calibramos el modelo corremos el riesgo de no darnos cuenta si los resultados que estamos obteniendo son acertados o significativos. Una vez que se ha comprobado que el modelo verdaderamente funciona, se procede al cuarto paso que es la aplicación del mismo con el fin de obtener predicciones e interpretaciones de los datos de nuestro interés, resultados que pueden a su vez incorporarse en el problema inverso.

En otras palabras, a través de la observación y experimentación podemos aproximar un modelo matemático que nos permita entender y explicar los datos. Por ejemplo, el modelo de la Tierra está caracterizado por ciertos parámetros que se desean calcular. Los métodos geofísicos miden estos parámetros de forma indirecta; es decir, mide magnitudes que se pueden relacionar a los parámetros buscados por medio de funciones matemáticas y a través de las observaciones hechas sobre el terreno.

Para el caso específico de datos magnéticos, dos de los acercamientos más comúnmente practicados en la inversión son los siguientes.

1) Se realiza una inversión paramétrica, donde los parámetros de algunos cuerpos geométricos simples se usan en una inversión no-lineal y los valores se encuentran al resolver el problema sobredeterminado.



2) La tierra es dividida en un gran número de celdas de tamaño fijo pero de susceptibilidad desconocida y se aplica un algoritmo que minimiza una función objetiva del modelo que mejor se ajusta a los datos.

Para cualquiera de estos casos, una de las formas geométricas más utilizadas son los prismas rectangulares. Estos sirven como interpretación de modelos en el análisis de anomalías magnéticas debidas a cuerpos tanto en dos como en tres dimensiones. Varios autores han descrito métodos que utilizan esta forma geométrica para calcular el campo magnético a partir de determinados puntos de observación, entre los cuales se encuentra Sharma (1986). Él describe un método para calcular las anomalías con una dirección de magnetización arbitraria y usando un sistema de coordenadas cartesianas en dirección del norte, del este y de la profundidad.

Sharma calcula el campo magnético en un punto P(x1,x2,x3) debido a un cuerpo de volumen V y asumiendo una magnetización T uniforme en todo el cuerpo, aplicando la siguiente ecuación escrita en términos de sus componentes:

A continuación se describe un método de modelación en el cual el campo magnético de un paralelepípedo es aproximado por el campo de un dipolo magnético. Este acercamiento hace posible la selección de una función de peso válida para todas las geometrías de fuentes magnéticas al mismo tiempo que mejora los cálculos en términos de tiempo computacional.

En este método se aborda tanto la resolución del problema directo como la del inverso. Vale la pena recordar que en el problema directo se determina a la función £ a partir de ciertos valores concretos dados a los parámetros. Cuando a partir de las observaciones se desea determinar los valores de los parámetros se denomina el problema inverso.



#### DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA DIRECTO Y DEL PROBLEMA INVERSO.

La meta de la exploración geofísica es entender la estructura de la Tierra a partir de datos registrados sobre la superficie terrestre; pero al ser métodos de medición indirecta introduce errores, ya sea porque los datos contengan ruido aditivo, estén incompletos o sean insuficientes (Meju, 1994). Entre los errores que se agregan a los datos podemos encontrar los siguientes: los errores debidos al cálculo de la respuesta de una figura geométrica regular (como la de un cubo o una esfera) que en el mundo real es difícil de encontrar, lo que produce un alejamiento del modelo con la realidad; los errores producidos por los instrumentos; cuando se tienen más ecuaciones que parámetros a encontrar implica la resolución de sistemas de ecuaciones no lineales complejos.

En resumen, tenemos tres tipos principales de problemas al querer obtener los parámetros del modelo a partir de los datos:

1) un mayor número de parámetros definiendo el modelo que observaciones (n > m)

2) problema no lineal respecto de los parámetros

3) incompatibilidad (Y  $\neq$  £ => Y = £ +  $\epsilon$ )

Las técnicas de modelación teórica son herramientas usadas para incrementar nuestra

comprensión de la relación entre los datos observados (por ejemplo, la respuesta de la

Tierra a ciertos estímulos naturales o artificiales) y los diversos cambios o discontinuidades de las propiedades físicas del subsuelo que hubieran podido generarlas. La óptima distribución de las propiedades físicas del subsuelo puede obtenerse a través de la Teoría Inversa (Meju, 1994). Uno de los métodos más difundidos y aplicados para este efecto es el Método de Mínimos Cuadrados.

Existen muchos métodos para invertir y multiplicar matrices; sin embargo, en ocasiones la condición de la matriz A se deteriora debido a problemas de mal



condicionamiento o de cálculo numérico. La manera de disminuir dichos problemas es

emplear lo que se conoce como Método de Descomposición Singular (o SVD por sus siglas en inglés), donde A se expresa como (Meju, 1994):

Cuando la matriz A es singular, el sistema es indeterminado y no existe una solución única. Si el sistema fuera compatible, se tendría la solución donde el mínimo sería cero. Si no fuese compatible, se tendría una solución según el criterio de mínimos

cuadrados. Si el sistema es indeterminado e incompatible, entonces no hay solución única y pueden existir varios vectores del tipo P<sup>^</sup>.

El procesado se hará en dos etapas: Primero el análisis cualitativo de rasgos estructurales, y luego un modelo conceptual apoyado en la modelación directa de los datos. Posteriormente y ya con parámetros magnéticos obtenidos en campo y laboratorio, se realizará la inversión de datos. Dentro del primer grupo se aplicará el análisis espectral. De manera general será la secuencia que se seguirá para obtener las estimaciones de profundidades a la isoterma de Curie, y la elaboración de planos de flujo de calor.



### CAPITULO III. METODOLOGIA PARA REALIZAR EL PROCESADO DE DATOS AEROMAGNETICOS

El procesado se hará en dos etapas: a) Primero se describen las bases del análisis espectral de datos aeromagnéticos, para que con estos fundamentos se puedan presentar de manera reducida las técnicas a emplear. b) se presentara de forma resumida la secuencia que se seguirá para obtener las estimaciones de profundidades a la isoterma de Curie, y la elaboración de planos de flujo de calor.

#### Análisis Estadístico-Espectral

El espectro de potencia de la anomalía magnética reducida al polo,  $E_{RP}(k)$ , debida a un ensamble de prismas puede ser expresada como un espectro radial, cuyas pendientes son funciones de la profundidad de a los prismas (Spector y Grant, 1970; Blakely, 1995):

$$< E_{RP}(k) >= \left| F(\Delta T(k)_{RP} \right|^2 = Cm^2 4\pi^2 M^2 < e^{-2hk} >< (1 - e^{-tk})^2 >< S^2(k, a, b) > (1)$$

donde  $F(\Delta T)$  es el espectro de Fourier de la anomalía de campo total reducida al polo. Cada uno de los parámetros que describen los elementos del ensamble son variables aleatorias, que obedecen a distribuciones de probabilidad comunes al conjunto entero. h y t representan la profundidad y espesor de los cuerpos del ensamble, M el momento magnético y  $S^2(k,a,b)$  es una función de las dimensiones horizontales (a,b) de los cuerpos. k es el número radial de onda (ciclos/km), y  $Cm=10^{-7}$  es una constante de proporcionalidad que transforma la ecuación 1) al sistema SI (Blakely, 1995). El símbolo  $\langle \rangle$  indica la esperanza matemática. La ecuación (1) es válida para magnetización inducida. García-Abdeslem y Ness (1994a, b) y Zhou y Thybo (1998) encontraron que espectro radiales de potencia con y sin reducción al polo son virtualmente idénticos.

#### **Técnicas Directas**

A continuación se describe de manera reducida una técnica que será empleada en la consecución de los objetivos, y que acaba de ser aplicada exitosamente en la determinación de la profundidad a la isoterma de Curie en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California (Espinosa-Cardeña y Campos-Enríquez, 2008) (se anexa a l final de este protocolo).



Suponiendo que los parámetros del ensamble son independientes uno de otros y uniformemente distribuidos, Spector y Grant (1970) encontraron

para valores de k menores a  $\frac{1}{\overline{t}}$ , que  $\langle e^{-2hk} \rangle \approx e^{-2\overline{h}k}$ . El logaritmo natural de este factor aproxima una línea recta cuya pendiente, m, es  $-2\overline{h}$ . Sin embargo, ya que estamos tratando con un espectro deformado, el cual está afectado por el factor de forma o ancho,  $S^{2}(k,a,b)$  (Spector y Grant, 1970; Pedersen, 1978; Ruotoistenmaki, 1983), un espectro logarítmico modificado es usado para estimar profundidades (Fedi et al., 1997):

$$E_{c}(k) = \frac{Ln E_{RP}(k)}{k^{-\alpha}}$$
(2)

donde  $\alpha = 2.9$  es el exponente espectral o factor de escalamiento para una ley de razón de decaimiento de la potencia del espectro de potencia magnético. Esta aproximación supone una distribución de magnetización fractal (Pilkington et al., 1994; Fedi et al., 1997).

La profundidad promedio a la cima de las fuentes  $(\bar{h}_i)$  puede ser calculada a partir de la pendiente, m, del espectro logarítmico corregido,  $E_c$ , de la siguiente manera:

$$\bar{h}_{t} = -\frac{m}{2\pi} \tag{3}$$

Donde m es estimado a partir del espectro usando un modelo de regresión lineal mediante mínimos cuadrados.

El centroide promedio puede ser obtenido a partir de una relación similar,  $\bar{h} = -\frac{m_c}{m_c}$ 

 $\bar{h}_c = -\frac{m_c}{2\pi}$ , donde  $m_c$  ahora representa la pendiente de la línea recta cuya expresión es  $LnH(k) = A - 2\pi k \bar{h}_c$ , esta ecuación es una aproximación válida para la porción de longitudes de onda largas del espectro de potencia radial modificado de acuerdo a Okubo et al. (1985):

$$\left[H^{2}(k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \left|\frac{1}{k}F(k,\theta)\right|^{2} d\theta \right]$$
(4)

El espectro es diferente de aquel usado para estimar  $\overline{h_i}$ .



A partir de la localización del centroide,  $\overline{h_c}$ , y de la profundidad promedio a la cima,  $\overline{h_t}$ , del conjunto, es una operación simple y directa operación la determinación de la profundidad promedio a la base,  $\overline{h_b}$ , del ensamble basado en la siguiente relación (Battacharryya y Leu, 1978; Okubo et al., 1985):

$$\overline{h}_{b} = 2\overline{h}_{c} - \overline{h}_{t} \tag{5}$$

Adicionalmente, otra técnica directa que será usada consiste en determinar directamente la profundidad a la base de los cuerpos magnéticos haciendo uso de una relación establecida por Boler et al. (1978) entre la frecuencia del máximo que se ubica en la zona de bajas frecuencias y la profundidad a la base de los cuerpos. Esta técnica fue usada con éxito por Campos-Enríquez et al. (1989), y Campos-Enríquez et al. (1990) en el sector occidental del Eje Neovolcánico Transmexicano.

### Técnicas de inversión.

Existen técnica de inversión del espectro de potencia desarrollada por García-Abdeslem y Ness (1994a, b), o bien un algoritmo de inversión desarrollado por el responsable de este megaproyecto, que en su momento se podrán aplicar.



# CAPITULO IV. TRABAJO DE CAMPO; TOMA DE DATOS Y VERIFICACIÓN

A la fecha del presente estudio, aún no se contaba con toda la información de los datos aeromagnéticos de todo el territorio nacional y naturalmente del estado de Oaxaca; sin embargo se aprovecharon datos magnéticos y gravimétricos existentes y también los que se midieron en este periodo.

Se continuo con la preparación de los softwares que se usarían y con la metodología usada en el procesado de los datos potenciales (magnérticos y gravimétricos). Para la toma de datos magnéticos se usó un magnetómetro marca Geometric, modelo 8086 (propiedad del CIIDIR\_Oax-IPN), Figura 1; mientras que para la toma de gatos gravimétricos un equipo marca Lacoste&Romberg propiedad de la UNAM, Figura 2.



Figura 1. Tomando lecturas gravimétricas.



Figura 2. Tomando lecturas magnéticas en campo.



Se tienen datos para esta etapa de un área aproximada de 4225  $\text{km}^2$ , en una malla de 65 x 65 km de lado. En la Figura 3.1 se muestra la zona que se esta procesado ubicada dentro del marco del estado de Oaxaca.



En la Figura 3.2 se observa un mapa aeromagnetico del estado de Oaxaca y una malla que representa la zona que se procesó y donde se han medido datos gravimétricos y magnéticos.



Se muestra la distribución de estaciones de mediciones de campo potencial que comprende 4225 km2, en donde se observan zonas con pocos datos, pero que son de difícil e incluso inaccesibles, Figura 3.3.





A partir de esta información base, se ha iniciado el procesado de datos que se hizo con el software FOURPOT realizado en código FORTRAN-77 para Windows que está diseñado para realizar el análisis y procesamiento de datos potenciales en el dominio de la frecuencia en 2 Dimensiones (2D).

Como ya se ha mencionado, se considera una función continua f(x) con primeras derivadas de la transformada de Fourier F8Kx) y su transformada inversa, escribiéndose como (e.g., Blakely, 1995):

$$F(k_x) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ik_x x} f(x) dx \qquad \text{and} \qquad f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{ik_x x} F(k_x) dk_x$$

Considerando la transformada discreta en 2 dimensiones, se tiene que:

$$F_{nm} = \sum_{k=1}^{N} \sum_{l=1}^{M} e^{-2\pi i (\frac{nk}{N} + \frac{ml}{M})} f_{kl} \quad \text{and} \quad f_{kl} = \frac{1}{NM} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} e^{+2\pi i (\frac{nk}{N} + \frac{ml}{M})} F_{nm} ,$$



Donde; N y M son el número de datos en las direcciones x e y. La transformada es una función compleja lo cual significa que tiene los espectros de amplitud y fase. El programa calcula la Transformada discreta de Fourier en 2D, usando el algoritmo de la transformada rápida de Fourier (FFT).

Se presentan a manera de secuencia los resultados preliminares obtenidos de los avances del proyecto, mostrando primeramente el procesado de los datos magnéticos y luego los gravimétricos.

En la Figura 3.4 se muestran un mapa de los datos magnéticos tomados en campo, es decir sin ningún tipo de procesado.



La figura 3.5 muestra los datos magnéticos con padding, es decir se completaron las series de datos para que puedan ser procesadas con las técnicas de Fourier que requiere potencias de 2. La Figura 3.6 muestra los datos magnéticos aplicando la reducción al polo. Para este proceso se usó una inclinación magnética de 45.5° y declinación de 5.86°.

#### INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL







En las Figura 3.7, y 3.8 se observan la continuación hacia arriba para 2 y 1 km; mientras que en la Figura 3.9 la continuación de campo hacia abajo a 1 km. Usando 2 km para este proceso, la respuesta no es clara, sino más bien empieza a desaparecer

#### INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL









Se realizó también procesado de los datos magnéticos para obtener un mapa de gradientes totales, Figura 3.10 (Señal analítica), el espectro de (frecuencias) amplitud (Figura 3.11), para finalmente con el método de Espectros (Spector y Grant, 1970) obtener el espectro radial de amplitud a partir del cual se estima la profundidad a la cima del cuerpo magnético (Figura 3.12) y el cual se asocia con la profundidad de Curie.









Procesado similar se aplicó a los datos gravimétricos ya que tanto éste como el magnético son métodos potenciales y es válido aplicarles el mismo procesado.

En las Figura 3.13 se muestra la anomalía de Bouguer con datos originales, y en la Figura 3.14 la continuación analítica hacia arriba (2 km), y en la Fig. 3.15 la continuación hacia arriba usando 0.5 km.









Se muestra la continuación analítica hacia abajo (usando 0.5 km) en la Figura 3.16, mientras que en la Fig. 3.17 el espectro de amplitud (frecuencias), y en la Figura 3.18 el espectro radial de amplitud, de cómo ya se mencionó, se obtiene la profundidad al cuerpo anómalo.









### CAPITULO V. PROCESADO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS. ZONA AMPLIADA DE 60 X 60 KM.

El procesado de los datos gravimétricos de los tres valles (Tlacolula, Etla y Zaachila-Zimatlán) se realizó de acuerdo con lo indicado en la metodología del método para obtener la anomalía de Bouguer compuesta. En esta sección se incluye la anomalía de Bouguer completa, es decir, considerando la corrección topografía realizada a partir de modelos digitales de elevación. Además se consideró una nueva malla de 60 x 60 km, pero de un área ampliada de los tres valles de Oaxaca.

A partir del mapa de Bouguer, se identificaron lineamientos estructurales que en una primera aproximación, se relaciona con la Falla Donají, y otras fallas más pequeñas.

Una vez terminada la revisión y actualización de la anomalía de Bouguer, se delimitó una malla de 60 x 60 km para realizar el procesado de datos. En la Figura 1 se muestra el mapa de anomalía de Bouguer de los tres valles que conforman la región denominada valles centrales de Oaxaca.



Figura 1. Mapa de anomalía de Bouguer de valles Centrales de Oaxaca, considerando un área de 3600 km<sup>2</sup>. Los lineamientos generales son NW-SE asociado a las fallas de Oaxaca y Donají.



En la Figura 2 se muestra la transformada de Fourier de los datos gravimétricos, observándose que es una función simétrica. Esta operación se hizo una vez habiendo usado el padding para tener una matriz de base 2.



Se presenta en la Figura 3 el mapa de continuación hacia arriba de datos gravimétricos, para un valor de continuaciín de 0.5 km.





Se muestra en la Figura 4 la continuación analítica hacia abajo (usando 0.5 km).



En la Figura 5 se presenta el espectro radial de amplitud, a partir del cual se obtiene la profundidad al cuerpo anómalo, que en este caso es la cima de las zonas donde puede haber minerales.





### CAPITULO VI. METODO MAGNETOTELÚRICO (MT)

Como se ha mencionado en otros apartados se incluyó el trabajo del método magnetotelúrico (MT) que no estaba contemplada en las actividades del año sabático, y se consideró porque están en la misma área de estudio y porque nos permitió comprender la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo, la cual puede estar asociada con características tectónicas e isoterma de Curie.

En la Figura 5 se muestra la ubicación de los perfiles realizados en la zona de valles centrales de Oaxaca y parte de la región de la Sierra Norte.



#### UBICACIÓN DE PERFILES MAGNETOTELURICOS

Figura 5.- Localización de dos perfiles magnetotelúricos. Las estaciones fueron de separación variable.

En la figura 6 se presentan las dos líneas medidas observándose las diferentes altitudes por las que se tomaron los datos. Cabe señalar que en promedio se grabó en cada estación durante 20 hrs continuas para poder abarcar un rango de periodo de 10<sup>-4</sup> a 10<sup>3</sup> seg. A partir de las grabaciones de ondas electromagnéticas, se obtuvieron respuestas de resistividad aparente (ohm-m) vs periodo; y de fase vs periodo. En la Figura 7 se muestra un ejemplo de los datos medidos en el valle de Oaxaca, así como su interpretación en 1D.





Figura 6. Localización de los perfiles MT y valores de altitud. Se observa que hacia la Sierra Norte los gradientes altitudinales son mayores.



Figura 7.- Datos obtenidos en una estación medida con MT en el valle de Oaxaca. Gráficas de Resistividad Aparente y Fase vs periodo. A la derecha un modelo en 1D inferido a partir de la interpretación de los datos.



En la figura 8 se presenta un modelo del subsuelo y corteza terrestre obtenido a partir del modelado bidimensional (2D) de datos magnetotelúricos (MT) de la zona de los valles centrales de Oaxaca.



Figura 9.- Modelo tectónico de la zona de sutura donde convergen los terrenos tectonoestratigráficos Oaxaca (al poniente) y Juárez (al oriente). La profundidad de la zona conductora es de hasta 35 km en el primer terreno, y podría asociarse con la zona de interés económico e isoterma de Curie.



### CONCLUSIONES

Se participó en un megaproyecto donde participan más de diez instituciones nacionales y extranjeras que consiste en aplicar la metodología de espectros para determinar la profundidad de Curie, es decir la profundidad a la que los minerales pierden sus propiedades ferromagnéticos.

En este caso se desarrolló y aplicó esta metodología a la zona de los valles centrales de Oaxaca, y no a todo el estado como se había considerado en un momento, debido a la falta de recursos para la adquisición de los datos. Sin embargo se cumplió con el propósito académico que era poner a punto el software y aplicarlo a un área de interés como lo es los valles centrales de Oaxaca.

Se utilizaron datos magnéticos, gravimétricos y magnetotelúricos. Los dos últimos no se habían considerado al principio, pero considerando la importancia de los mismos se tomó la decisión de integrarlos al proyecto.

La profundidad del basamento geológico y que de alguna manera corresponde a la zona donde existen minerales de importancia económica para esta zona, fue determinada con el método de espectros y con la modelación conjunta de datos magnéticos y gravimétricos, siendo de 20 a 25 km.

Esta profundidad es similar para zonas donde existen evidencias térmicas o de flujo de calor en otras partes de la República Mexicana y corresponden a zonas con evidencias de vulcanismo. Cabe señalar que en estado de Oaxaca no se han encontrado evidencias de termalismo.

También durante el periodo sabático se coordinó un curso de modelado matemático de acuíferos en coordinación entre CIIDIR Oax. y el Instituto politécnico José Antonio Echeverría de Cuba.

Se asesoró a dos alumnas tesistas del posgrado a nivel maestría que están en la parte final de sus tesis.

Salió publicado u artículo científico contemplado en el índice ISI (se anexa documento), uno más está en correcciones menores en la Revista Near Surface Gephysics (se anexa documento).

Se escribieron dos artículos más, derivados de proyectos de investigación y tesis de dos alumnos ya egresado que se han enviado a arbitraje (se anexan caratulas de resumen).

Se está participando en coautoría en tres artículos con colegas de otras instituciones, de los cuales dos están en arbitraje (se anexan caratulas de resumen del artículo).



### **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Alatorre-Zamora, M. A. and J. O. Campos-Enriquez, 1991, La Primavera caldera (Mexico): structure inferred from gravity and hydrological considerations, Geophysics, 56, 992-1,002.

Alldredge, L.R., y Van Boris, G.D., 1961, Depth to sources of magnetic anomalies, J. Geophys. Res., 66, 3793-3800.

Arkani-Hamed, J., y D.W. Strangway, 1986, Effective magnetic susceptibility of the oceanic upper-mantle derived from magnetic data, Geophys. Res. Lett, 13, 999-1002,

Arkani-Hamed, J., y D.W. Strangway, 1987, An interpretation of magnetic signatures of subduction zones detected by Magsat, Tectonophysics, 133, 45-55.

Bhattacharyya, B. K. and L. W. Morley, 1965, The delination of deep crustal magnetic bodies from total field aeromagnetic anomalies, Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 17, 237-252.

Bhattacharyya, B. K. and Lei-Kuang Leu, 1975a, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies, Geophysics, 42, 41-50.

Bhattacharyya, B.K. and L.K. Leu, 1975b, Analysis of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance, J. Geophys. Res., 80, 4461-4465.

Blakely, R.J., 1988, Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada, J. Geophys. Res., 93, 817–832.

Blakely, R.J., 1995, Potential theory in gravity and magnetic applications: New York, Cambridge University Press, 441 p.

Boler, F.M., 1978, Aeromagnetic measurements, magnetic source depths, and the Curie point isotherm in the Vale-Owyhee, Oregon, M.S. thesis, Oregon State Univ., Corvallis.

Briggs, I. C., 1974, Machine contouring using minimum curvature, Geophysics, 39, 39-48.

Bunthebarth, G., 1980, Geothermie. Eine Einfuerung in die allgemeine und angewandte Waermelehehre des Erdkoerpers, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, p. 156.

Byerly, P.E. y Stolt, R.H., 1977, An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona, Geophysics, 42, 1394-1400.



Campos-Enríquez, J.O., 1980, Élaboration, traitement et interprétation de la carte magnétique du Fossé Rhénan (Wissembourg, Karlsruhe, Offenburg, Saverne), Thèse de docteur, Institut de Physique du Globe, Strasbourg, France, 180 p.

Campos-Enríquez, J.O. (1983): Estimación preliminar de la profundidad a la isoterma de Curie en el área del P.G. Taxido, edos. de Hidalgo y Querétaro, Reporte interno, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos-CFE.

Campos-Enriquez, J.O. (1984): Un aporte de la Geotermia a la prospección petrolera, Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Vol. XXIV, No. 1, p. 23-34.

Campos-Enriquez, J. O., 1986, Interpretación cuantitativa del vuelo aeromagnético regional del área de La Primavera-Planillas, Jalisco: Intern. Rep. 25/86, Comisión Federal de Electricidad (Mexico).

Campos-Enriquez, J. O. and Garduño-Monroy, V. H., 1987, The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico, Geothermics, 16, 539-554.

Campos-Enriquez, J.O., Urrutia-Fucugauchi, J., and M.A. Arroyo-Esquivel, 1989, Depth estimations to the Curie isotherm from aeromagnetic data and geothermal considerations for the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Geofís. Int., Vol. 28, No. 5, p. 993-1005.

Campos-Enriquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M.A., and J. Urrutia-Fucugauchi, 1990, Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data, Tectonophysics, Vol. 172, p. 77-90.

Campos-Enriquez, J. O. and J. J. Arredondo-Fragoso, 1992, Los Humeros caldera complex Mexico). Its structure inferred from gravity. Geothermal considerations, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 49, 69-90.

Campos-Enriquez, J. O. and V. H. Garduño-Monroy, 1995, Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 67, 123-152.

Campos-Enriquez, J.O., Hernández-Quintero, E. and M. Lozada-Zumaeta, 2005, The Crust structure at northwestern Mexico interpreted from MAGSAT anomalies, in: T.H. Anderson, J.A. Nourse, J. W. McKee and M. B. Steiner (eds.), Implications for the existence of the Mojave-Sonora megashear, Geological Society of America Special Paper 393-The Mojave-Sonora megashear: Concept, Development and Assessment, 199-208.

Castillo-Román, J., Verma, S.P., y J. Andaverde, 1991, Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática, Geofís. Int., 30, 149-172.



Clark, S.C., H.Frey, y H.H. Thomas, 1985, Satellite magnetic anomalies over subduction zones, Geophys. Res. Lett., 12, 42-44.

Connard, G., Couch, R., Gemperle, and M. de la Fuente, 1983, Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central, Geophysics, 48, 376-390.

Couch, R.W., 1978, Geophysical investigations of the Cascade Range in central Oregon, U.S.G.S. Tech. Rep. 1-5, published by Geophysics Group, Oregon State Univ.

Couch, R., Gemperle, M., Connard, G., Pitts, G.S., 1981, Structural and thermal implications of gravity and aeromagnetic measurements made in the Cascade volcanic arc, Presented at the 51st Annual International SEG Meeting, October 12 in Los Angeles, abstract, Geophysics, 47-124.

Counil, J.L, y J. Achache, 1987, Magnetization gaps associated with tearing in the central America subduction zone, Geophys. Res. Lett., 14, 115-1118.

Edel, J.B., Roche, A., Campos, O., Garcanski, S., Goupillot, M., Kiro, K.N., Menard, Y. and Merheb, F. (1980): Contribution of magnetism and gravimetry to the knowledge of the antepermian basement in the Rhinegraben. Applications to Geothermy, In: Proceedings of the Second International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research, Strasbourg, 4-6 March 1980, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht: Holland, p. 87-98.

Edel, J.B., Campos-Enriquez, J.O., Goupillot, M., Kiro, K.N. (1982): Levé magnétique au sol du Fossé Rhénan Superior. Interprétation géologique, Bulletin du B.R.G.M., (2) I, No. 3, p. 179-192.

Epp, D., P.J. Grim y M.G. Lanseth Jr., 1970, Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico, Journal of Geophysical Research, 75, 5655-5669.

Espinosa-Cardeña, J.M., y J.O. Campos-Enríquez, 2008, Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area. Baja California, Mexico, J. of Volcanology and Geothermal Research, 176, 201-209.

Fedi, M., Quarta, T., and A. De Santis, 1997, Inherent power-law behavior of magnetic field power spectra from a Spector and Grant ensemble, Geophysics, 62, p. 1143-1150.

Finn, C., Pilkington, M., Cuevas, A., and J. Urrutia, 2001, New digital data base helps to map North America, EOS Trans. AGU, 82(30), p. 325-330.

Flores-Marquez, E.L., Chávez-Segura, R., Campos-Enríquez, J.O. y Pilkington, M., 1999, Preliminary 3-D structural model from the Chicxulub impact crater and its implications in the actual regime, Trends in Heat, mass and Momentum Transfer, 5, 19-40.



Frey. H., 1982, Magsat scalar anomaly distribution: the global perspective, Geophys. Res. Lett., 9, 277-280.

García-Abdeslem J., and G.E. Ness, 1994a, Crustal of the eastern part of the Maya Terrane from magnetic anomalies and magnetic power spectrum inversion, Geofísica Internacional, 33, 399-420.

García-Abdeslem J., and G.E. Ness, 1994b, Inversion of the power spectrum from magnetic anomalies, Geophysics, 59, 391-401.

García-Estrada, G.H., 2000, Modelo del estado térmico del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México, Tesis doctoral, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 184 p.

García-Estrada, G., López-Hernández, A., and Prol-Ledesma, R.M., 2001. Temperature-depth relation based on log data at Los Azufres geothermal field, Mexico. Geothermics, 30, 111-132.

Hernández-Pérez, I., Cuevas-Covarrubias, A., Campos-Enriquez, J.O. and J. Urrutia-Fucugauchi, 2001, Aeromagnetic map of Mexico: an exploration approach for the new millenium. A progress report, Revista Geofísica, No. 55, 33-50.

Hernández-Quintero J., y Campos-Enríquez O., Análisis de la Estructura de la Corteza Terrestre al Noroeste de México a partir de datos Aeromagnéticos. Boletín Informativo GEOS- UGM. V 25, no.1. p 18. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana (UGM)-SELPER-AGM.2005 (Pto. Vallarta, Jal. 30 de Octubre al 4 de Noviembre). IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra 2004 (Juriquilla, Qro., 31 de Octubre -5 de Noviembre).

Jodicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K. and L. Rueke, 2006, Fluid release from subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, Journal of Geophysical Research, Vol. 111, xxxxx, doi:10.1029/2005JB003739.2006

Khutorskoy, M.D., Fernández, R., Kononov, V.I., Polyak, B.G., Matvee, V.G. and Rot A.A., 1990, Heat flow through the sea bottom around the Yucatan peninsula, Journal of Geophysical Research, 95, 1223-1237.

Lawyer, L.A., y D.L. Williams, 1979, Heat flow in the Central Gulf of California, Journal of Geophysical Research, 84(B7), 3465-3478.

MacGeary, S., A. Nur, y Z. ben Avrahm, 1985, Spatial gaps in arc volcanism: The effect of collision on subduction of oceanic plateaus, Tectonophysics, 119, 195-221.

Manea, V.C., y M. Manea, 2005, Low temperature and high amplitude magnetic anomaly beneath Chiapas; evidence for a highly serpentinized mantle wedge (abstract), GEOS, 25, 240.



Matsui, T., Nakano, Y., Horai, K., Wada, K., Tajika, E., Hernández-Zuñiga, R. and Campos-Enríquez J.O., 1998, Heat flow anomaly in the Chicxulub crater (abstract), 29th Lunar and Planetary Science Conference, p. 1255.

Mayhew, M.A., Johnson, B.D., and P. Wasilewski, 1985, A review of problems and progress in studies of satellite magnetic anomalies, Journal of Geophysical Research, 90, 2511-2522.

Mishra, D.C. y P.S. Naidu, 1974, Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields, Geophysical Prospecting, 22, 345-353.

Naidu P.S. and M.P. Mathew, 1998, Analysis of geophysical potential fields: a digital signal processing approach, in: A.J. Berkhout (editor), Advances in Exploration Geophysics 5, Analysis of geophysical potential fields: a digital signal processing approach, Elsevier, p. 298.

Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogowa, K. and H. Tsu, 1985, Curie point depth of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan, Geophysics, 50, 481-494.

Pedersen, L.B., 1978, A statistical analysis of potential fields using a vertical cylinder and a dike, Geophysics, 43, 943-953.

Pilkington, M., Gregotski, M.E., and J.P. Todoeschuck, 1994, Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation, Geophysical Prospecting, 42, 677-692.

Prol-Ledezma, R.M., y G. Juárez, M., 1986, Geothermal map of Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 28, 351-362.

Prol-Ledezma, R.M., Sugrobov, V.M., Flores, E.L., Juárez, G., Smirnov, Y.B., Gorshkov, A.P., Bondarenko, V.G., rashidov, V.A., Nedopekin, L.N., Gavrilov, V.A., 1989, Heat flow variation along the Middle America Trench, Marine Geophysical Research, 11, 69-76.

Ross, H.E., R.J. Blakely, y M.D. Zoback, 2006, Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California, Geophysics, 71, p. L51-L59.

Ruotoistenmaki, T., 1983, Depth estimation from potential field data using the Fourier amplitude spectrum, Geoexploration, 21, 191-201.

Salem, A.K., Ushijima, A. Elsiraft, y H.Mizunaga, 2000, Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal reconnaissance of Quseir Area, northern Red Sea, Egypt, Proceedings of the World Geothermal Congress, 1669-1674.

Serson, P.H. y Hannaford, W.L.W., 1957, A statistical analysis of magnetic profiles, J. Geophys. Res., 62, 1-18.



Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., y Alley, L.B., 1977, Curie depth determination from aeromagnetic spectra, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 50, 75-102.

Smith, R.B., R.T., Shuey, R.O. Freidline, R.M. Otis, and L.B. Alley, 1974, Yellowstone hot spot: New magnetic and seismic evidence, Geology, 2, 451-455.

Smith, R.B., R.T., Shuey, R.T. Pelton, J.R., y Bailey, J.P., 1977, Yellowstone hot spot: Contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and magnetic data, J. Geophys. Res., 82, 3665-3676.

Smith, D.L., Nuckels, C.E., Jones, R.L. y Cook, G.A., 1979, Distribution of heat and radioactive heat generation in Northern México. J. Geophys. Res. 84, 2371 – 2379.

Spector, A., and F.S. Grant, 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics, 35, 293-302.

Stacey, F.D., y S.K. Banerjee, 1974, The physical principles of rock magnetism: Elsevier Science Publ. Co. Inc.

Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C. and R. Alley, 1977, Curie depth determination from aeromagnetic spectra, The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 50, 75-101.

Tanaka, A., Y. Okubo, y O. Matsubayashi, 1999, Curie-temperature isotherm depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia, Tectonophysics, 306, 461-470.

Urrutia-Fucugauchi, J. and R.Ornelas-Valdes, 2000, Aeromagnetic anomaly map of Mexico. Implications for crustal structure, magmatism and tectonics, EOS Trans. AGU, 81(48).

Vacquier, V. y Affleck, J., 1941, A computation of the average depth to the bottom of the earth's magnetic crust, based on a statistical study of local magnetic anomalies, Trans. Am. Geophys. UN., 22nd Annual Meeting, 446-450.

Verma, S. P. and J. Andaverde, 1996, Temperature distribution from cooling of a magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico, Geofísica Internacional, 35, 105-113.

Verma, S. P. and U. Rodríguez-González, 1997, Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, Geothermics, 26, 25-42.

Verma, M. P., S. P. Verma and H. Sanvicente, 1990, Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. Geothermics, 19, 187-197.



Verma, S.P. y Andaverde, J. 2006. Coupling of thermal and chemical simulations in a 3-D integrated magma chamber-reservoir model: A new energy research frontier. In: Columbus, F. (ed.) Geothermal Energy Research Frontiers, Editorial Nova Science Publishers, Inc., pp 149-188. ISBN: 978-1-60021-683-1

Wasilewski, P., Thomas, H.H., and M.A., Mayhew, 1979, The Moho as a magnetic boundary, Geophysical Research Letters, 6, 541-544.

Wasilewski, P. and M.A., Mayhew, 1992, The Moho as a magnetic boundary revisited, Geophysical Research Letters, 19, 2259-2262.

Wilhelm, H., Heidinger, P., Safanda, J., Cermak, V., Burkhardt, y Yu Popov, 2004, High resolution temperature measurements in the borehole Yaxcopoil-1, Mexico, Meteoritics and Planetary Science, 6, 813-819.

Yokoyama, I. and M. Mena, 1991, Structure of La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, 183-193.

Zhou, S. and H. Thybo, 1980, Power spectra analysis of aeromagnetic data and KB susceptibility logs, and their implications for fractal behavior of crustal magnetization, Pure and Applied Geophysics, 151, 147-159.

Ziagos, J.P., Blackwell, D.D., Mooser, F., 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction, Journal of Geophysical Research, 90(B7), 5410-5420.



## ANEXOS

# (se incluyen en archivos diferentes)