



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Facultad de Ingeniería
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Departamento de Ingeniería Geofísica**

Estructura cortical del sector
Centro-Este de la Faja Volcánica Trans-Mexicana mediante modelado de perfiles
magnetométricos y gravimétricos

T E S I S

Presentan:

Del Bosque Espinosa Leonardo
Hidalgo Moral Elisa Liliana

Para obtener el título de:

INGENIERO GEOFÍSICO

Director de Tesis:
Dr. Jaime H. Urrutia Fucugauchi



Ciudad Universitaria, México DF, 2013

CONTENIDO

Índice de figuras.....	IV
Indice de tablas.....	VIII
Resumen	1
Abstract.....	3
INTRODUCCIÓN.....	5
OBJETIVOS Y PROPOSITO	7
JUSTIFICACIÓN	8
1. ANTECEDENTES.....	9
1.1. Faja Volcánica Transmexicana.....	11
2. MARCO TEORICO	18
2.1 PRINCIPIOS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	19
2.1.1 El elipsoide y la gravedad teórica	21
2.1.2 Densidad de las Rocas	22
2.1.3 Anomalía gravimétrica y correcciones aplicadas a los datos	23
2.2 PRINCIPIOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO.....	26
2.2.1 El campo magnético de la Tierra.....	26
2.2.2 Susceptibilidad magnética de las rocas y minerales.....	31
2.2.3 Correcciones aplicadas a los datos.....	32
2.2.4 Filtrado de anomalías magnéticas.....	33
2.3 ANÁLISIS ESPECTRAL	34
2.3.1 Espectro de Potencia Radial	35
2.4 MODELADO DE ANOMALÍAS EN 2D	38
3. TRABAJO DE CAMPO Y ADQUISIÓN DE DATOS.....	39
3.1 ÁREA DE ESTUDIO	39
3.1.1 Localización y vías de comunicación.....	39
3.2 INSTRUMENTACIÓN.....	41
3.2.1. Instrumental Gravimétrico	41
3.2.2. Instrumental Magnetométrico	43
3.3 ADQUISICIÓN DE DATOS	45
3.3.1 Adquisición de datos gravimétricos	47

3.3.2 Adquisición de Datos Magnetométricos	50
4. PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS	53
4.1 PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	54
4.1.1 Correcciones.....	54
4.1.2 Modelado	60
4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNETOMÉTRICOS.....	71
4.2.1 Correcciones y reducciones	71
4.2.2 Filtrado y resaltado de datos	78
4.2.3 Modelado	81
4.3 INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	88
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	93
5.1 CONCLUSIONES	93
5.2 RECOMENDACIONES.....	95
APENDICE A.....	96
APENDICE B.....	99
BIBLIOGRAFÍA.....	102

ÍNDICE DE FIGURAS

FIG. 1 UBICACIÓN DE LA FVTM DONDE SE ENFATIZA LOS TRES SECTORES EN LOS QUE SE DIVIDE A LA FVTM EN BASE A LA GEOLOGÍA Y TECTÓNICA. SE MUESTRAN TAMBIÉN LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS Y LAS PLACAS TECTÓNICAS ACTUALES EN MÉXICO.....12

FIG. 2 (A) ESQUEMA DEL ESPESOR CORTICAL DE LA FVTM INTERPRETADO A PARTIR DE LAS ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS (MOLINA-GARZA & URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1993; DE LA FUENTE *ET AL.*, 1994; URRUTIA-FUCUGAUCHI & FLORES-RUIZ, 1996; FLORES-RUIZ, 1997). (B) MAPA TOPOGRÁFICO DE LA FVTM (MODIFICADO DEL ATLAS NACIONAL DE MÉXICO, 1999). CURVAS DE NIVEL A CADA 1000 M. ES NOTABLE LA BUENA CORRELACIÓN QUE EXISTE ENTRE EL ESPESOR CORTICAL Y LA TOPOGRAFÍA.....14

FIG. 3 MAPA SIMPLIFICADO DE LOS TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS QUE PODRÍAN FORMAR EL BASAMENTO DE LA FVTM (CAMPA & CONEY, 1983).....15

FIG. 4 COLUMNA LITOLÓGICA Y DENSIDADES INFERIDAS POR LAS CARACTERÍSTICAS EXPUESTAS. COMPOSICIÓN DE CADA TERRENO.....17

FIG. 5 ESQUEMATIZACIÓN DEL GEOIDE (SUPERFICIE QUE SE ACERCA LO MÁS POSIBLE AL NIVEL MEDIO DEL MAR) Y EL ELIPSOIDE (LA FIGURA GEOMÉTRICA REGULAR, QUE SE ACERCA LO MÁS POSIBLE A LA FORMA DEL GEOIDE), DONDE SE OBSERVAN LAS DIFERENCIAS QUE GUARDAN ENTRE SÍ Y QUE GUARDAN CON LA FORMA REAL DE LA TIERRA.....21

FIG. 6 SE ESQUEMATIZA LA FORMA DE LAS LÍNEAS DE CAMPO MAGNÉTICO. ESTAS ENTRAN POR EL POLO SUR MAGNÉTICO Y SALEN POR EL POLO NORTE MAGNÉTICO. TAMBIÉN PUEDE NOTARSE LA DIFERENCIA QUE EXISTE ENTRE LOS POLOS GEOGRÁFICOS Y LOS POLOS MAGNÉTICOS.26

FIG. 7 ELEMENTOS DEL CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA29

FIG. 8 SE MUESTRA LA DIVISIÓN DE UN ESPECTRO DE POTENCIA EN SUS TRES COMPONENTES: FUENTE PROFUNDA, FUENTE SOMERA Y RUIDO.....37

FIG. 9 MAPA QUE MUESTRA LA DIVISIÓN POLÍTICA DEL CENTRO DEL PAÍS. LA LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO SE ENMARCA EN EL RECUADRO, DONDE RESALTAN LA CIUDAD DE PUEBLA Y TEHUACÁN.....40

FIG. 10 ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO DE UN GRAVÍMETRO.....42

FIG. 11 MAPA DE UBICACIÓN. SE MUESTRAN LAS POBLACIONES, CARRETERAS Y AUTOPISTAS PRINCIPALES DEL ÁREA DE ESTUDIO, ASÍ COMO TAMBIÉN CON UNA LÍNEA PUNTEADA LA UBICACIÓN DE LOS PERFILES A,B,C Y D EN LOS CUALES SE TOMARON LAS LECTURAS GRAVIMÉTRICAS Y MAGNETOMÉTRICAS.45

FIG. 12 MAPA TOPOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO, LOCALIZADO ENTRE LOS MERIDIANOS 98°30' Y 97°30' Y LOS PARALELOS 18°20' Y 19°10'. SE OBSERVAN LOS PERFILES PROSPECTADOS.....	46
FIG. 13 EL PERFIL A CUBRE UNA DISTANCIA ACUMULADA DE 32.29KM. MUESTRA EL COMPORTAMIENTO DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO DURANTE EL LEVANTAMIENTO.....	48
FIG. 14 EL PERFIL B TIENE UNA ORIENTACIÓN NW-SE Y EN LA GRÁFICA SE MUESTRA EL COMPORTAMIENTO DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO.....	48
FIG. 15 EL PERFIL C PROSPECTADO CUBRE UNA DISTANCIA DE 62.17KM.....	49
FIG. 16 EL PERFIL D TIENE UNA ORIENTACIÓN SW-NE.....	49
FIG. 17 GRÁFICA QUE MUESTRA LA VARIACIÓN DEL CAMPO MAGNÉTICO EN EL PERFIL A.....	51
FIG. 18 GRÁFICA QUE MUESTRA EL CAMPO OBSERVADO EN EL PERFIL B.....	51
FIG. 19 GRAFICA QUE MUESTRA EL CAMPO MAGNÉTICO OBSERVADO EN EL PERFIL C QUE TIENE UNA ORIENTACIÓN NE-SW.....	52
FIG. 20 GRÁFICA QUE MUESTRA EL CAMPO MAGNÉTICO OBSERVADO PARA EL PERFIL D CON UNA ORIENTACIÓN SW-NE.....	52
FIG. 21 LA GRÁFICA A) MUESTRA EL PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA DE BOUGUER CORRESPONDIENTE AL PERFIL A.....	56
FIG. 22 A) MUESTRA EL PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA DE BOUGUER CORRESPONDIENTE AL PERFIL B.....	57
FIG. 23 PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA DE BOUGUER CORRESPONDIENTE AL PERFIL C.....	58
FIG. 24 A) PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA DE BOUGUER CORRESPONDIENTE AL PERFIL D.....	59
FIG. 25 EN EL MAPA SE OBSERVA CON LÍNEA PUNTEADA LOS PERFILES PROSPECTADOS Y CON LÍNEA CONTINUA LOS PERFILES MODELADOS. LOS PERFILES 2 Y 3 SE CONSTRUYERON PARALELAMENTE A LOS DATOS TOMADOS EN CAMPO, MIENTRAS LOS PERFILES 1, 4 Y 5 SE CONSTRUYERON EN BASE A LAS ANOMALÍAS OBSERVADAS.....	60
FIG. 26 ESPECTRO DE POTENCIA ORIGINAL Y ESPECTRO DE POTENCIA DE UNA VEZ APLICADO EL FILTRO PASA BAJAS.....	61
FIG. 27 RELACIÓN ENTRE EL LOGARITMO DEL ESPECTRO DE POTENCIA Y LA PROFUNDIDAD DEL TOPE DE LAS FUENTES QUE CAUSAN LAS ANOMALÍAS.....	62
FIG. 28 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO PARA EL PERFIL 1 CON DIRECCIÓN SW-NE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. LA PROFUNDAD ALCANZADA ES DE 48KM HACIA EL NE DEL PERFIL.....	64
FIG. 29 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO PARA PERFIL 2 CON DIRECCIÓN NW-SE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. LA PROFUNDAD ALCANZADA ES DE 45KM HACIA LOS COSTADOS DEL PERFIL.....	65
FIG. 30 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO PARA EL PERFIL 3 CON DIRECCIÓN SW-NE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. LA PROFUNDAD ALCANZADA ES DE 47KM Y 48KM A LO LARGO DEL PERFIL.....	66

FIG. 31 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO PARA EL PERFIL 4 CON DIRECCIÓN SW-NE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. LA PROFUNDAD ALCANZADA 46 A LO LARGO DEL PERFIL	68
FIG. 32 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO PARA EL PERFIL 5 CON DIRECCIÓN NW-SE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. LA PROFUNDAD ALCANZADA ES DE ENTRE 46KM Y 47KM A LO LARGO DEL PERFIL.....	69
FIG. 33 A) PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA MAGNÉTICA CORRESPONDIENTE AL PERFIL A	73
FIG. 34 A) PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA MAGNÉTICA CORRESPONDIENTE AL PERFIL B	74
FIG. 35 A) EL PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA MAGNÉTICA CORRESPONDIENTE AL PERFIL C.....	75
FIG. 36 A) PERFIL DE TOPOGRAFÍA Y B) LA ANOMALÍA MAGNÉTICA CORRESPONDIENTE AL PERFIL D.....	76
FIG. 37 MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA QUE MUESTRA LA LOCALIZACIÓN DE LOS MODELADOS. PERFIL 1(ORIENTACIÓN NE-SW), PERFIL 2(ORIENTACIÓN: NW-SE), PERFIL 3(ORIENTACIÓN: NE-SW).....	77
FIG. 38 MAPA DE REDUCCIÓN AL POLO, SE OBSERVAN CUATRO ANOMALÍAS PRINCIPALES, DOS DE ELLAS UBICADAS AL OESTE Y DOS UBICADOS AL NORESTE.	78
FIG. 39 MAPA DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 500[M]	79
FIG. 40 MAPA DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 1000[M].....	80
FIG. 41 MAPA DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 1500[M]	81
FIG. 42 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO DEL PERFIL 1 CON DIRECCIÓN SW-NE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. SE PUEDE OBSERVAR EL RELLENO DE PEQUEÑAS CUENCAS.....	83
FIG. 43 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL OBTENIDO DEL PERFIL 2 CON DIRECCIÓN NW-SE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. EN EL SE DEL PERFIL SE PUEDE OBSERVAR EL CONTACTO ENTRE DOS UNIDADES DE DISTINTA SUSCEPTIBILIDAD.	84
FIG. 44 MODELO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL ESTIMADO PARA EL PERFIL 3 CON DIRECCIÓN SW-NE A TRAVÉS DEL MÉTODO DE TALWANI. SE PUEDE OBSERVAR LA SUPERPOSICIÓN DE SEDIMENTOS RECIENTES SOBRE SEDIMENTOS MÁS ANTIGUOS ASÍ COMO ESTRUCTURAS QUE PUEDEN ASOCIARSE A ACTIVIDAD VOLCÁNICA	86
FIG. 45 MODELO MODIFICADO DEL PERFIL N-S UBICADO EN EL MERIDIANO 98° W DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA, PROPUESTO POR URRUTIA, 1996.....	89
FIG. 46 CALIBRACIÓN DEL PERFIL A	96
FIG. 47 CALIBRACIÓN DEL PERFIL B	97
FIG. 48 CALIBRACIÓN DEL PERFIL C.....	97

FIG. 49 CALIBRACIÓN DEL PERFIL D	98
FIG. 50 GRAFICA QUE MUESTRA LA VARIACIÓN DEL CAMPO MAGNÉTICO PARA LAS HORAS DE TRABAJO Y LA TENDENCIA LINEAL PARA DICHO INTERVALO. EL INTERVALO DE TIEMPO SE ENCUENTRA DADO EN UTC.....	99
FIG. 51 GRAFICA QUE MUESTRA LA VARIACIÓN DEL CAMPO MAGNÉTICO PARA EL INTERVALO DE TIEMPO EN QUE SE ADQUIRIERON LOS DATOS. EL INTERVALO DE TIEMPO SE ENCUENTRA DADO EN UTC	100
FIG. 52 GRAFICA QUE MUESTRA LA VARIACIÓN DEL CAMPO MAGNÉTICO PARA EL INTERVALO DE TIEMPO EN QUE SE ADQUIRIERON LOS DATOS. EL INTERVALO DE TIEMPO SE ENCUENTRA DADO EN UTC	100
FIG. 53 GRAFICA QUE MUESTRA LA VARIACIÓN DEL CAMPO MAGNÉTICO PARA EL INTERVALO DE TIEMPO EN QUE SE ADQUIRIERON LOS DATOS. EL INTERVALO DE TIEMPO SE ENCUENTRA DADO EN UTC	101

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. DENSIDAD DE ROCAS ÍGNEAS, SEDIMENTARIAS Y METAMÓRFICAS IMPORTANTES.....	23
TABLA 2 SUSCEPTIBILIDADES DE ALGUNOS TIPOS DE ROCA. SE MUESTRA EL RANGO Y PROMEDIO DE CADA UNA, MODIFICADA DE (DOBRIN, Y OTROS, 1988).....	31
TABLA 3 FACTORES DE CONVERSIÓN MAGNÉTICA.	32
TABLA 4.ESPECIFICACIONES DEL GRAVÍMETRO.....	42
TABLA 5. ESPECIFICACIONES DEL MAGNETÓMETRO MODELO G-856.....	44
TABLA 6 RESUMEN DE MODELOS DE GRAVIMETRÍA.....	71
TABLA 7 . RESUMEN DE MODELOS DE MAGNETOMETRÍA.....	87
TABLA 8 ESTRUCTURA CORTICAL DE FVTM SEGÚN DIVERSOS AUTORES.....	91

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados del estudio geofísico de la estructura cortical en el sector centro-este de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) por medio del modelado de perfiles de gravimetría y magnetometría. La FVTM constituye un arco magmático continental asociado con la subducción de las placas Rivera y Cocos. Tiene una longitud de unos 1000 km y se extiende desde el Océano Pacífico al Golfo de México. El sector de la FVTM analizado se caracteriza por la presencia de estratovolcanes y una altitud mayor con respecto a los otros sectores de la FVTM. El basamento en este sector está posiblemente constituido por rocas de los complejos Acatlán y Oaxaca, que caracterizan partes del sur del país. En este estudio geofísico se investigan la estratigrafía, espesores y características de las secuencias pre-arco y la posible ocurrencia de suturas y discontinuidades corticales debajo de las secuencias volcánicas.

Las mediciones de campo gravimétrico y campo magnético total fueron realizadas a lo largo de 4 perfiles siguiendo las carreteras de la región. El modelado de los datos gravimétricos se realizó empleando el ajuste de modelos en 2 D y el análisis espectral se usó para estimar las profundidades del Moho y de las principales interfaces corticales. Para el modelado de datos magnetométricos fue empleando el ajuste de modelos en 2D. El resultado del modelado arrojó que la primera capa, que representa el material más reciente, presenta un espesor que va desde los 3 a los 5 kilómetros, misma profundidad que es el tope de la segunda capa. La profundidad del tope de la tercera capa va desde los 8 hasta los 20 kilómetros, y por último, el tope de

la cuarta capa se presenta a una profundidad que va desde los 30 hasta los 38 kilómetros.

Las profundidades estimadas en este estudio concuerdan con las reportadas en estudios previos. Además se encontró que la profundidad de la interface entre la corteza y el manto se encuentra entre los 46 kilómetros al sur del estudio y a los 48 km al norte del mismo, hecho que también concuerda con estudios previos. En la zona de estudio no se encontró evidencia de posibles zonas de sutura entre los terrenos Oaxaquia y Mixteco.

ABSTRACT

In this work we present the results of a geophysical study of the crustal structure in the center-eastern sector of the Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB). For the study we conducted gravity and magnetic surveys along regional profiles through gravimetric and magnetometric profile modeling. The TMVB is a continental magmatic arc associated to the subduction of the Rivera and Cocos plate. The TMVB is about 1000 km long and extends from the Pacific Ocean to the Gulf of Mexico. The analyzed sector is characterized by the presence of strato-volcanoes and a higher elevation compared with other sectors of the TMVB. The basement in the studied sector is possibly formed by rocks of the Oaxaca and Acatlán complexes, which are exposed to the south of the TMVB. In this geophysical study the stratigraphy, thickness and characteristics of the pre-arc sequences are investigated, along with the possible occurrence of sutures and cortical discontinuities beneath the volcanic sequences.

The gravimetric and magnetometric field readings were measured along four profiles that follow the regional roads. The gravimetric data modeling was done using 2D model fit and the spectral analysis was used to estimate the depth to the Moho and principal crustal interfaces. The magnetometric data modeling was done using 2D model adjust. The results of the modeling are as follows: the first layer, which concerns the recent material, has 3 to 5 km thick, same depth of the top of the second layer. The top of the third layer occurs at 8 to 20 km depth and finally the top of the fourth layer occurs at 30 to 38 km depth.

The depths reported in this study agree with depths reported in previous studies. Also we found that the depth of the mantle-crust interface is found at 46 km in the south of the studied region and at 48 km depth in the north of the studied region. This is also in agreement with previous works. There are no evidences of possible suture zones between the Oaxaquia and Mixteco terrane in the studied region.

INTRODUCCIÓN

La mayor parte del territorio mexicano es elevado topográficamente si se le compara con el interior del continente americano. Las regiones más elevadas del país presentan distintas características asociadas a deformaciones orogénicas como la Sierra Madre Oriental o a actividad volcánica como la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Otras zonas con topografía elevada se encuentran libres de vulcanismo reciente como el Altiplano Central. El centro se caracteriza por la presencia de la FVTM la cual tiene una longitud aproximada de 1000 km, un ancho variable de ± 200 km y elevaciones mayores a los 2000 metros por encima del nivel del mar. Este rasgo se asocia a la subducción de las placas Cocos y Rivera que se da en la Trinchera Mesoamericana por debajo de la placa Norteamericana en el margen continental del suroeste mexicano.

La estructura y características de la corteza en el centro del país son de especial interés pues la información es necesaria para delimitar modelos del ensamble continental en Centroamérica dados por la deriva continental, así como para delimitar la extensión de las unidades Precámbricas y Paleozoicas, determinar discontinuidades mayores en la corteza y litósfera, comprender los levantamientos regionales y tener un control estructural del magmatismo de arco.

Para su estudio se han llevado a cabo modelado de estructura cortical usando magnetometría y gravimetría. Estos métodos se ocupan en este tipo de estudios pues permiten diferenciar estructuras grandes que presenten contrastes de densidad con

el medio circundante o un contraste de susceptibilidad magnética. También permiten inferir la ubicación de paquetes sedimentarios y delinear los límites de dichos depósitos.

En dichos estudios se han propuesto diversos modelos corticales, tal es el caso de los modelos propuestos por Urrutia & Flores (1996) para el centro del país, el propuesto por García & Urrutia (1997) para la zona de Michoacán, el propuesto por Arzate et al. (1993) para la zona de Oaxaca y el propuesto por Urrutia et al. (1999) para el estado de Colima. En dichos estudios se concluye que el espesor de la corteza aumenta desde la costa del Pacífico hacia el centro del país, alcanzando espesores entre los 40 y 45 km.

La finalidad de este estudio es proponer un modelo de la corteza terrestre para la zona centro-este de la Faja Volcánica Transmexicana. Dicha zona es de interés pues presenta una topografía elevada, como la mayor parte del centro del país, pero es relativamente plana lo que contrasta con sus alrededores; además los trabajos precursores de Campa & Coney (1983) proponen que gran parte del territorio mexicano está constituido por un ensamble de masas corticales, con historias geológicas diferentes, que fueron acrecionadas a la placa de Norteamérica en distintos eventos tectónicos, así pues se ha reconocido que la FVTM podría estar emplazada sobre al menos tres terrenos tectonoestratigráficos, cuyos límites son estructuras tectónicas mayores. El terreno Guerrero en el sector Central-Occidental y los terrenos Mixteco y Oaxaquia en el sector Central-Oriental, siendo estos últimos los de interés en este estudio.

OBJETIVOS Y PROPOSITO

Como se ha mencionado anteriormente los estudios geofísicos realizados en la República Mexicana mencionan que la corteza terrestre se ensancha hacia el centro del país llegando a espesores del orden de los 40 a 45 km, sin embargo dichos estudios se han centrado en la región de la costa del Pacífico Mexicano.

Mediante este estudio se pretende cubrir los siguientes objetivos:

- Mediante mediciones de campo gravimétrico y campo magnético, determinar el espesor cortical en la zona y la profundidad de las unidades geológicas mayores.
- Determinar si el espesor de la corteza terrestre en la zona de estudio se debe al aporte de sedimentos debido a la actividad volcánica mediante el análisis de la profundidad de la capa sedimentaria.
- Determinar si en la zona de estudio se tiene la sutura entre los terrenos tectonoestratigráficos Oaxaquia y Mixteco, o bien, determinar en qué terreno se encuentra emplazada la zona de estudio.
- Determinar la presencia de estructuras geológicas mayores en la zona de estudio mediante el modelado de perfiles de gravimetría y magnetometría.

JUSTIFICACIÓN

Es importante realizar este tipo de estudios pues estos contribuyen al esclarecimiento de la historia geológica del lugar en el que se realizan, brindando una visión simplificada de algo que por su naturaleza es sumamente complejo como lo puede ser la geología de la zona de estudio. Para el caso de la zona de la FVTM estudios de este tipo ayudan a esclarecer la relación entre la tectónica, el vulcanismo y el proceso de subducción que se presentan en México. Además, la posible identificación de discontinuidades corticales en los modelos propuestos ayudaría a tener un mayor control estructural con lo que servirían como punto de partida para estudios aplicados de hidrogeología o geotermia

1. ANTECEDENTES

En México se han llevado a cabo varios estudios corticales similares al propuesto en esta tesis. En primer lugar tenemos el estudio realizado por García & Urrutia en 1997. En él se llevaron a cabo mediciones en forma de perfiles orientados SW-NE tanto de gravimetría como de magnetometría en la zona de Arteaga, Michoacán y mediante el análisis espectral determinaron las profundidades de las unidades más importantes. Además, usando información obtenida mediante el análisis espectral de sus datos, realizaron dos modelos de la corteza en esa zona llegando a la conclusión de que el espesor de la corteza terrestre se incrementa hacia el N y NE partiendo del margen continental, llegando a espesores de 28 a 32 km.

En otro estudio efectuado en Oaxaca por Valdez et al (1986) se analizaron datos gravimétricos y de sísmica de refracción. El perfil de refracción sísmica fue tomado en dirección N-S, casi perpendicular a la costa oaxaqueña atravesando en su extremo oeste la FVTM. Los datos de gravimetría se tomaron de un estudio realizado por Woodcook (1981) para el cual reprocesaron los datos. Valdez et al (1986) encontraron una correlación excelente entre su modelo y la anomalía gravimétrica observada y concluyeron que la corteza terrestre tiene un espesor de unos 45 ± 4 km en la latitud 18° adelgazándose hacia la costa del Pacífico hasta llegar a unos 10 km .

Por su parte Molina & Urrutia (1993) realizaron otro estudio usando tres perfiles de gravimetría atravesando la FVTM los cuales se orientaron N-S. Estos autores encontraron que existe una correlación entre la anomalía de Bouguer y la elevación, aseverando además, que el espesor cortical se incrementa desde el margen

del Océano Pacífico hacia el interior del continente, presentando valores máximos por debajo de la FVTM, en donde encontraron espesores de 40 km en promedio, particularmente en el extremo este de la faja.

Por otro lado Wallace & Carmichael (1999), mediante estudios de la composición y la mineralogía de las rocas pertenecientes al campo del Chichináutzin en la FVTM, establecieron que existe una relación entre el espesor cortical y la composición de los magmas y mediante el estudio de datos gravimétricos aseveraron que la corteza terrestre llega a presentar espesores cercanos a los 50 km en el centro del país. Por lo tanto afirman que la variación sistemática en el espesor cortical a lo largo de la FVTM junto con la abundancia de magmas primitivos hace que la FVTM sea ideal para estudiar la relación entre la composición de los magmas y el espesor cortical.

Se han realizado también diversos estudios de sismica con el fin de determinar la estructura cortical del sector centro sur del país. Algunos de estos estudios, como el de Couch and Woodcock, (1981), Valdez et al., (1986), Arzate et al., (1993), Campos-Enríquez et al., (2000), se han apoyado en modelos de gravimetría para validar sus resultados y en general han encontrado que existe una capa superficial de baja velocidad de unos 2km a 3 km de espesor la cual es producto de la actividad de la FVTM y que existe una zona a unos 15 km de profundidad, donde la velocidad de las ondas sísmicas cambia de manera drástica, además han propuesto que el Moho se encuentra a unos 45 km de profundidad.

Y por último, con el objetivo de contribuir a los modelos que debaten el cómo y dónde se generan los magmas de la FVTM, Ortega & Elías (2008), con base en información geofísica, geológica y de xenolitos existentes, establecieron un espesor cortical entre 40 km y 45 km en el centro del país, mientras que estudios realizados en el sur del país, específicamente entre Puerto Escondido y Alvarado, Oaxaca, mediante modelado gravimétrico y sondeos de MT, concluyeron que la corteza

muestra un engrosamiento en la porción central de los perfiles MT, encontrando una geometría similar para los perfiles de gravimetría (Arzate & Urrutia, 1993). Por otro lado, los resultados del modelado propuesto para el espesor cortical del rift de Colima, indican que en el Sur del rift de la región costera se tiene de 7-9 km de profundidad y el moho es más somero en la zona, donde alcanza una profundidad de 17-18 km. (Urrutia et al, 1999).

1.1. Faja Volcánica Transmexicana

El área estudiada se encuentra entre las porciones central y oriental de la provincia geológica denominada como la *Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)* que se define como un arco magmático continental, es una región que ha tenido quizá la mayor atención en cuanto a las investigaciones geológicas y geofísicas en nuestro país. Lo anterior se justifica ampliamente pues se trata de una región geológicamente activa en la que se concentra la mayor parte de la infraestructura del país, así como una gran cantidad de población.

En nuestros días es una costumbre dividir a la FVTM en tres sectores con base en la geología y tectónica de la misma (Fig. 1), las cuales se distribuyen con una dirección E-W en la parte central y oriental y WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo de unos 16° con respecto a la trinchera Mesoamericana. Tiene 1000 km de longitud aproximadamente y una amplitud que varía entre los 80 y 230 km.

Estructura Cortical

La FVTM ha sido estudiada principalmente con base en el análisis de anomalías gravimétricas (Molina-Garza & Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997; García-Pérez & Urrutia-

Fucugauchi, 1997; Campos-Enríquez & Sánchez-Zamora, 2000) así como de perfiles sísmicos (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valdés *et al.*, 1986; Nava *et al.*, 1988).

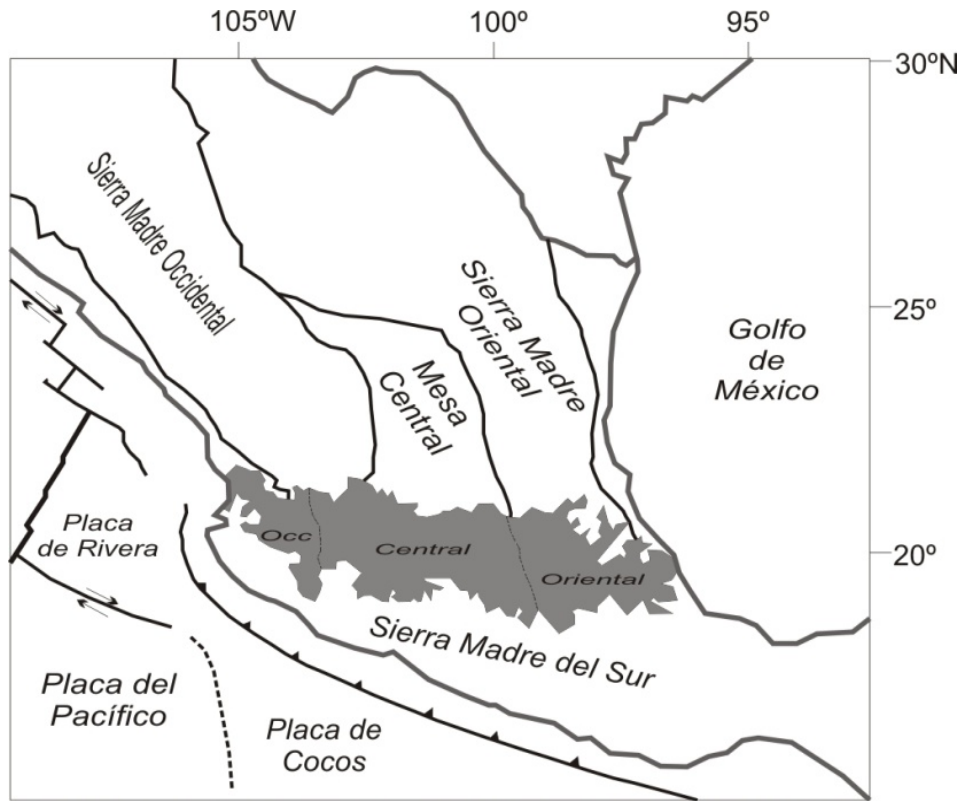


Fig. 1 Ubicación de la FVTM donde se enfatiza los tres sectores en los que se divide a la FVTM en base a la geología y tectónica. Se muestran también las provincias geológicas y las placas tectónicas actuales en México

Existen también algunos estudios de anomalías magnéticas (Campos-Enríquez *et al.*, 1990) y levantamientos magnetotelúricos (Jording *et al.*, 2000) que cubren de manera aislada ciertos sectores de la FVTM, y a pesar de que sus interpretaciones son aún generalizadas y difíciles de evaluar en un contexto geológico regional, en general parecen ser consistentes con los trabajos sísmicos y gravimétricos.

Las anomalías gravimétricas a lo largo del arco magmático denotan una estructura relativamente sencilla, en la cual se observa un incremento en el espesor cortical desde las costas de México hacia el interior del país (Figura 2a). La región con

el mayor espesor cortical se localiza en el sector oriental de la FVTM, extendiéndose desde el frente volcánico hasta el norte de Puebla. Los valores mayores se encuentran sobre todo en las cercanías del Valle de México y el Valle de Toluca (~47 km). El sector central de la FVTM muestra un espesor cortical relativamente menor (<40 km) y más variable. Las zonas en donde la corteza es más delgada se localizan hacia las costas del Pacífico y el Golfo de México (15–20 km) (Figura 2a). La estructura cortical obtenida a través de datos Sísmicos en el sur de México señala que el espesor cortical se incrementa desde la costa pacífica y alcanza alrededor de los 47 km debajo del Complejo Oaxaqueño (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valdés *et al.*, 1986).

El mapa topográfico de la FVTM nos muestra características que se correlacionan en buena medida con los datos gravimétricos y de espesor cortical (Figura 2b). La topografía a lo largo del arco magmático muestra elevaciones promedio de 2 200 msnm y reúne los picos de mayor elevación del país. Se observa de manera general un incremento desde las costas hacia el interior del continente.

Las mayores elevaciones (>3500 msnm) se localizan hacia la porción oriental del arco magmático, destacando la presencia de grandes estratovolcanes alineados a lo largo del paralelo 19°N, orientación que marca el frente volcánico activo. Es también evidente un aumento en la densidad de estratovolcanes en el sector oriental del arco, lo que coincide de manera general con el incremento en el espesor cortical. A lo largo de la FVTM, la altura disminuye de manera gradual hacia el norte del frente volcánico (Figura 2b).

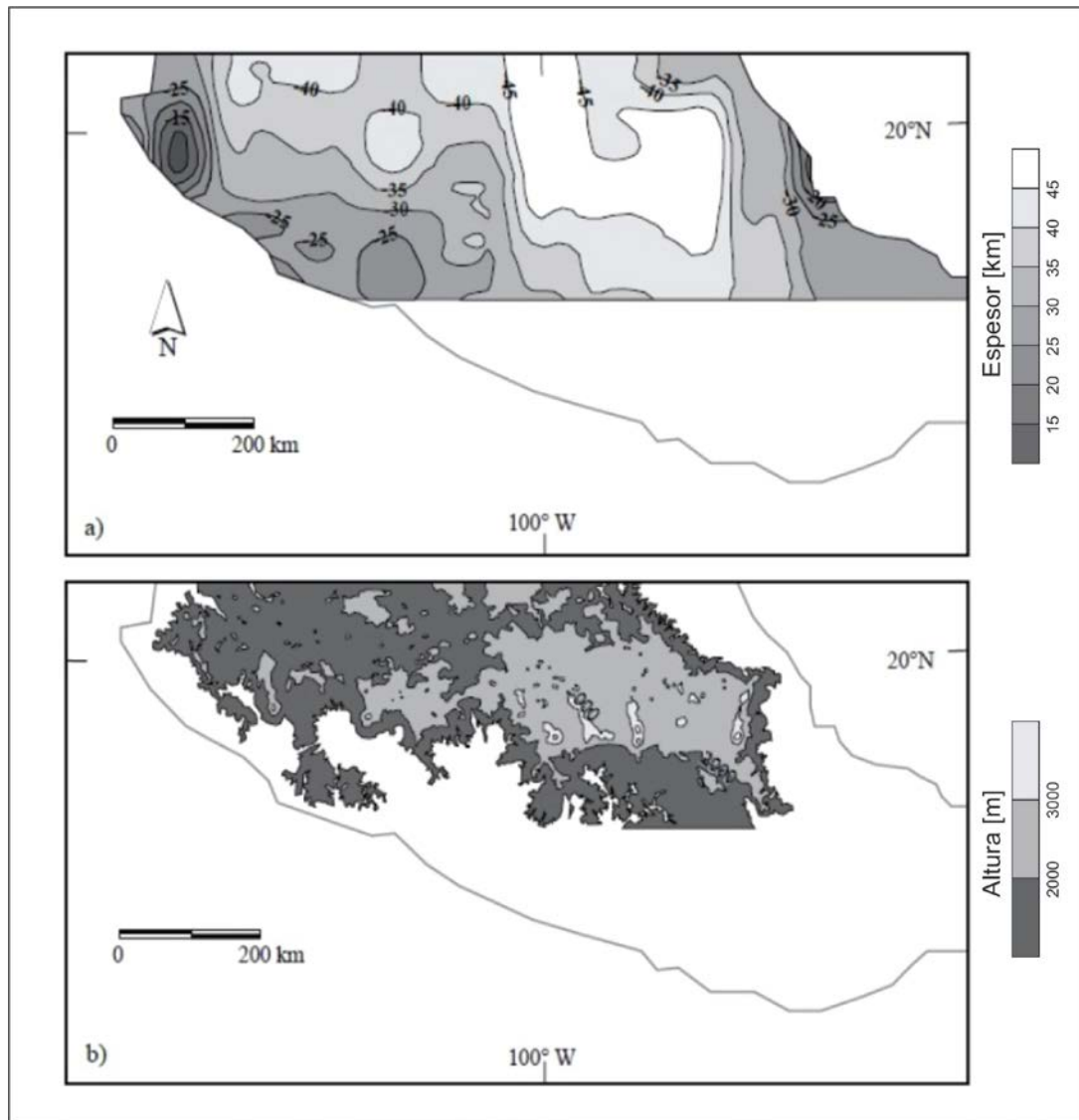


Fig. 2 (a) Esquema del espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza & Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997). **(b)** Mapa topográfico de la FVTM (modificado del Atlas Nacional de México, 1999). Curvas de nivel a cada 1000 m. Es notable la buena correlación que existe entre el espesor cortical y la topografía.

Geología del basamento

La naturaleza geológica, edad y composición del basamento sobre el cual está emplazada la FVTM se desconocen en gran medida pues se encuentran ocultos debajo

de una amplia cobertura volcánica y sedimentaria de edad posterior al Mesozoico. Es por lo anterior que la geología en esta zona se encuentra sujeta a múltiples discusiones pero como se ha mencionado con anterioridad, estudios previos sostienen que la FVTM puede estar emplazada sobre al menos tres terrenos tectonoestratigráficos como se muestra en la Fig. 3 y Fig. 4, siendo los terrenos Mixteco y Oaxaquia los de mayor interés en este estudio.

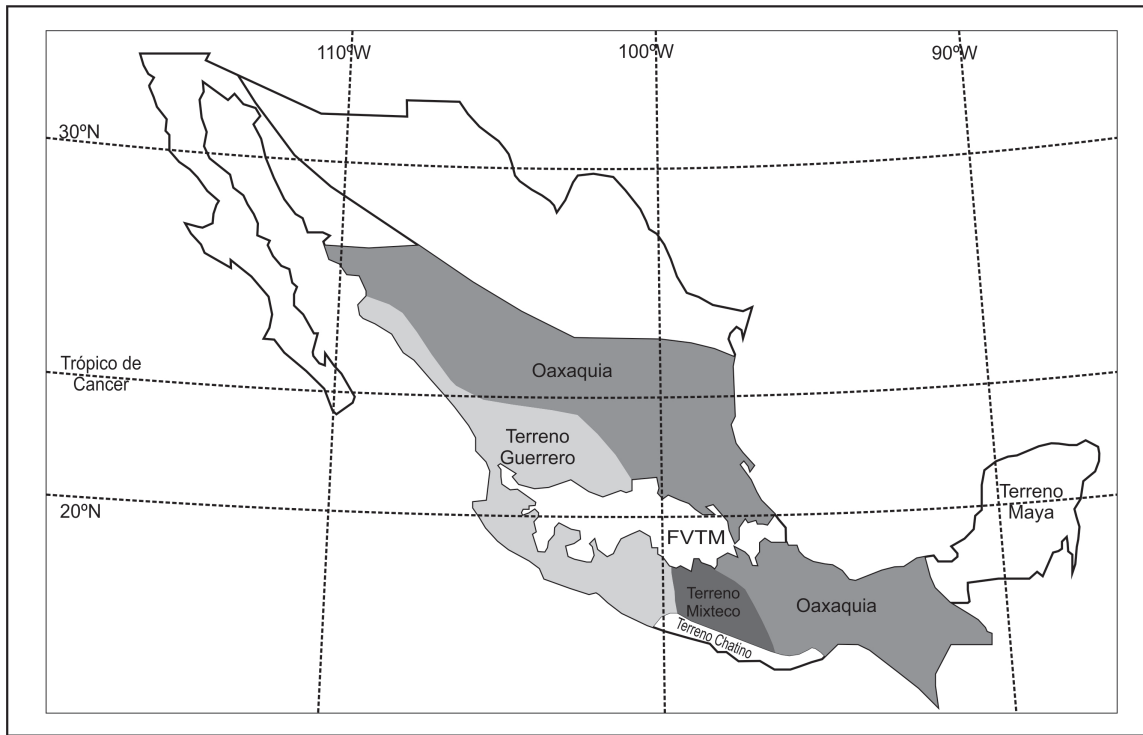


Fig. 3 Mapa simplificado de los terrenos tectonoestratigráficos que podrían formar el basamento de la FVTM (Campa & Coney, 1983)

Terreno Mixteco

Presenta un basamento conformado por el Complejo Acatlán, que está compuesto principalmente por metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental las cuales han sido metamorizadas e intrusionadas por granitos así como influenciados por periodos de migmatización.

El Complejo Acatlán comprende los subgrupos Acateco y Petlalcingo así como la Formación Tecomate, los Troncos Totoltepec y el intrusivo San Miguel, diferenciándose unos entre otros por el grado y estilo de la deformación y el

metamorfismo que les afecta. El subgrupo Petlalcingo está conformado por esquistos, cuarcitas, metagrauvas y diques de Gabro de la formación Chazumba, así como por anfibolitas, cuarcitas y esquistos calcáreos de la Formación Cosoltepec. En general puede decirse que las rocas de este subgrupo son rocas marinas inter estratificadas con rocas máficas de afinidad oceánica que han sido metamorfizadas a presión moderada y alta temperatura.

Por su parte, el subgrupo Acateco incluye rocas verdes miloníticas, anfibolitas y cuarcitas (entre otras) de la Formación Xayacatlán, así como por rocas plutónicas, graníticas y pegmatíticas denominadas como Granitoides Esperanza. La secuencia se encuentra cubierta discordantemente por rocas sedimentarias de la Formación Tecomete, la cual fue deformada y metamorfizada antes del depósito de sedimentos marinos en el Misisípico-Pérmico y por depósitos continentales del Pensilvánico.

El complejo Acatlán fue afectado en su totalidad por un evento intrusivo denominado Tronco de Totoltepec en el Pensilvánico y por un evento tectonotérmico denominado como intrusivo San Miguel y la Migmatita Magdalena en el Jurásico Inferior a Medio para posteriormente tener una cobertura de rocas volcánicas e intrusivas del Triásico al Jurásico Medio; rocas sedimentarias marinas del Jurásico al Cretácico Superior, mas rocas sedimentarias y volcánicas del Paleógeno y finalmente por ignimbritas riolíticas , secuencias volcanoclásticas, lavas andesíticas y secuencias sedimentarias lacustres del Oligoceno al Plioceno.

Terreno Oaxaquia

De manera simple, Oaxaquia representa una gran masa cortical de edad Grenvilliana, siendo un microcontinente conformado por los terrenos Oaxaca, Juárez, Sierra Madre, Maya y partes del terreno Coahuila entre otros. La unificación de todos estos terrenos en el microcontinente Oaxaquia obedece únicamente a la similitud de las rocas que conforman el basamento del Proterozóico Medio (Grenvillianas). Este microcontinente se ha definido por distintos afloramientos localizados hacia la

porción oriental de México, entre los cuales es de nuestro interés el Complejo Oaxaqueño.

Los afloramientos del Complejo Oaxaqueño están conformados principalmente por metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, comúnmente intrusionados por anortositas y gneises máficosgranatíferos, encontrándose metamorfozada toda la secuencia en su totalidad.

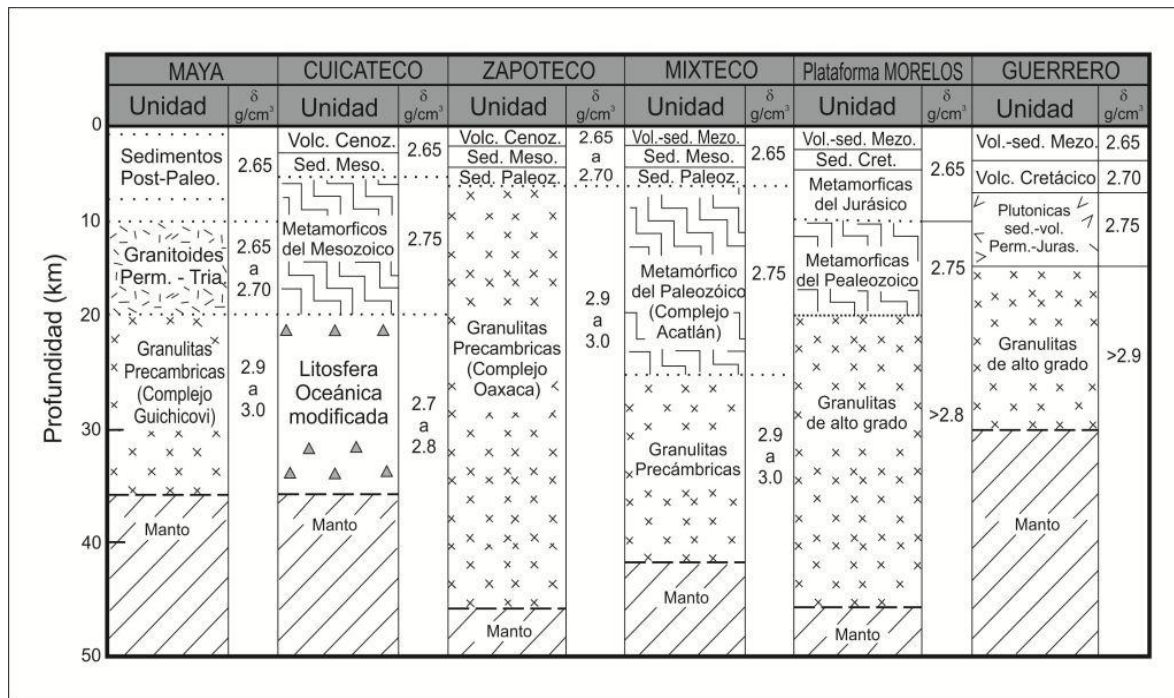


Fig. 4 Columna Litológica y densidades inferidas por las características expuestas. Composición de cada terreno.

2. MARCO TEORICO

Los métodos geofísicos son una herramienta indispensable para la detección de unidades y estructuras geológicas. La identificación de cuerpos y la distribución de estructuras se realiza a través de mediciones indirectas de alguna propiedad física de las rocas, mediciones que son posteriormente sometidas a diversos procesos matemáticos con el fin de obtener un modelo de la distribución en el subsuelo de la propiedad física estudiada.

Existen diversos métodos geofísicos, y la elección del método adecuado depende del objetivo que se persiga, el alcance del estudio y el detalle que se quiera obtener. Así pues para este estudio se recurrieron a dos métodos potenciales pues estos han comprobado su utilidad para el reconocimiento de estructuras geológicas mayores.

A pesar de que las ecuaciones fundamentales del método gravimétrico y magnético son similares, los estudios son muy diferentes, a continuación se presentan los principios teóricos de cada método.

2.1 PRINCIPIOS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

La diferencia en la densidad de las rocas que se encuentran en las profundidades de la corteza terrestre produce pequeñas variaciones en el campo gravimétrico de la tierra, las cuales pueden ser medidas en la superficie terrestre usando instrumentos portátiles conocidos como gravímetros. La ventaja de conocer dichas variaciones es que a partir de ellas se puede dar una interpretación de la distribución de las rocas en el subsuelo, la cual, si nos basamos en la información geológica disponible o en estudios de otro tipo, será muy próxima a la realidad. Los principios del método gravimétrico se presentan a continuación.

Ley de gravitación de Newton

El método gravimétrico se basa en la ley de gravitación de Newton. Esta ley nos dice que la fuerza entre dos partículas de masa m_1 y m_2 es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que separa sus centros de masa:

$$F = \gamma \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) \dots(1)$$

Donde F es la fuerza en m_2 , r es la distancia que separa m_1 y m_2 y γ es una constante de proporcionalidad, cuyo valor es $6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ en unidades del SI.

Aceleración Gravitacional

La aceleración de m_2 debida a la presencia de m_1 puede ser encontrada dividiendo la ecuación (1) entre m_2 . La aceleración g obtenida es igual a la fuerza gravitacional

por unidad de masa debida a m_1 . Si m_1 es la masa de la Tierra (M_e), la g que se obtiene es entonces la aceleración gravitacional y está dada por:

$$\bar{g} = \left(\gamma M_e / R_e^2 \right) \hat{r}_1 \quad \dots(2)$$

Siendo R_e el radio de la Tierra y con r_1 extendiéndose hacia el centro de la Tierra. Si la Tierra fuera una esfera homogénea, la aceleración gravitacional sería constante en toda su superficie, sin embargo, esto no es así pues la forma de la Tierra no es homogénea y la distribución de las masas en la corteza terrestre no es uniforme. Es por esto que es más fácil definir al campo gravitacional en términos del potencial gravitacional U :

$$U = \frac{\gamma m}{r} \quad \dots(3)$$

De esta manera el potencial gravitacional queda definido como un escalar cuya primera derivada en cualquier dirección nos da la componente gravitacional en dicha dirección y la aceleración gravitacional queda definida como una cantidad vectorial. Y debido a que las variaciones del potencial gravitacional son muy pequeñas para manejarse en unidades del SI, generalmente se usa el miliGal (1 Gal=1 cm/s²), unidad creada en honor a Galileo, pues fue este científico el primero en medir experimentalmente la aceleración gravitacional.

El concepto de potencial gravitacional es muy útil pues permite establecer el concepto de superficies equipotenciales simplemente como aquellas en las que el potencial U es constante, pudiendo así establecer el concepto de geoide, que se definirá a continuación.

2.1.1 El elipsoide y la gravedad teórica

La forma de la Tierra es única, no existe cuerpo regular alguno que se asemeje a su forma, es por eso que se optó por asemejar la forma de la tierra mediante una superficie equipotencial a la cual se le llamó *geoide*. El geoide se define como una superficie gravimétrica equipotencial que más se acerca al nivel promedio del mar y continua por debajo de los continentes (Telford, 1990). Su forma es compleja, presentando ondulaciones que dependen de las irregularidades del campo gravitacional.

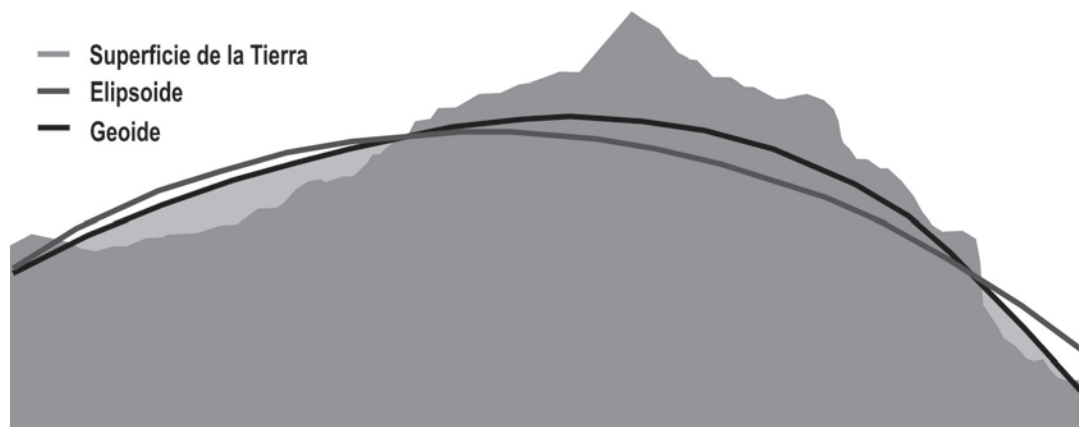


Fig. 5 Esquematación del geoide (superficie que se acerca lo más posible al nivel medio del mar) y el elipsoide (la figura geométrica regular, que se acerca lo más posible a la forma del geoide), donde se observan las diferencias que guardan entre sí y que guardan con la forma real de la Tierra.

Sin embargo, para efectuar cualquier tipo de cálculos que involucren posicionamiento sobre la superficie terrestre es necesario introducir otra superficie que responda a las leyes matemáticas. Esto, aunado a que el campo gravimétrico terrestre se asemeja en gran medida a aquel que se tendría si la Tierra fuese una esfera con el mismo radio y masa total, pero achatada en los polos, permitió introducir una superficie regular llamada “elipsoide de referencia o de revolución” (Fig. 5), el

cual se define como “un elipsoide achatado en los polos que se aproxima a la superficie del nivel medio del mar (geoide) sin tomar en cuenta el terreno por encima del mismo” (Telford, 1990). Para efectos prácticos se considera que no hay diferencia entre el elipsoide y el geoide pues trabajar con una superficie regular facilita mucho los cálculos y permite establecer el concepto de *anomalía*, el cual se establece sencillamente como la “diferencia entre un valor obtenido en campo y un valor teórico”. En el caso del método gravimétrico, el valor obtenido en campo es aquel que obtenemos con un gravímetro y que pasa por una serie de cálculos llamados correcciones, que se explicarán más adelante; los cuales llevan los datos obtenidos al nivel del elipsoide, es decir, como si estos se hubiesen tomado sobre dicha superficie.

En cuanto al valor teórico, este se obtiene mediante una fórmula postulada por la Unión Geodésica Internacional, la cual puede darnos el valor teórico de la gravedad para cualquier punto de la superficie terrestre. Esta fórmula ha ido evolucionando desde la publicación de la primera en 1930 hasta nuestros días, la cual se adapta al sistema de referencia geodésico de 1980, el cual usa al elipsoide WGS84 como su elipsoide de referencia. Dicha fórmula es la siguiente:

$$g_o = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \text{sen}^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \text{sen}^2 \lambda}} \dots (4)$$

Donde λ es la latitud.

2.1.2 Densidad de las Rocas

La densidad de las rocas depende de varios factores como su composición mineralógica, su porosidad, su edad, historia previa y la profundidad a la que se encuentran sepultadas. Es por esto que cada tipo de roca presenta una densidad diferente aunque siempre respetando cierto rango. A continuación presentamos una tabla con la densidad de los principales tipos de roca:

Tabla 1. Densidad de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas importantes. Se muestra el rango y promedio de cada una, modificada de (DOBRIN, y otros, 1988)

Litología	ρ Rango en cgs	ρ Promedio Cgs	ρ Rango SI	ρ Promedio en SI
Ígneas Básicas	2.09-3.17	2.79	2090-3170	2790
Metamórficas	2.40-3.10	2.74	2400-3100	2740
Dolomita	2.36-2.90	2.70	2360-2900	2700
Ígneas Ácidas	2.3-3.11	2.61	2300-3110	2610
Caliza	1.93-2.90	2.54	1930-2900	2420
Lutita	1.77-2.45	2.42	1770-2450	2420
Arenisca	1.61-2.76	2.32	1610-2760	2320

2.1.3 Anomalía gravimétrica y correcciones aplicadas a los datos

Anomalía gravimétrica

Debido a que la Tierra no es una esfera homogénea, la aceleración gravitacional no es constante sobre la superficie terrestre. La magnitud de la gravedad depende de factores como: la latitud, la elevación, la topografía del terreno circundante, las mareas terrestres y las variaciones en la densidad de las rocas, siendo este último factor el que es de interés para la exploración. Como algunos de estos factores no son de interés pueden ser removidos y entonces se puede definir a la anomalía gravimétrica como la diferencia entre los valores de gravedad calculados para el elipsoide y los valores correspondientes medidos a los cuales se les han aplicado las correcciones que remueven los efectos anteriormente mencionados. Dichas correcciones se presentan a continuación.

Correcciones a los datos de campo gravimétrico

- **Corrección de Aire-Libre.** Debido a que las mediciones gravimétricas varían inversamente con el cuadrado de la distancia, es necesario corregirlas por los

cambios de elevación que se tienen entre las estaciones, es decir reducir las mediciones de campo a una superficie de referencia. La corrección por *Aire-Libre* se encarga de lo anterior sin embargo no toma en cuenta el material que se tiene entre la estación y la superficie de referencia. Dicha corrección viene dada por la ecuación (5):

$$\Delta g_{FA} / \Delta R = .3086 \text{ mGal/m} \dots(5)$$

Esta corrección se suma a las mediciones de campo cuando la estación se encuentra por encima de la superficie de referencia y se resta cuando se encuentra por debajo de la misma y con ella se obtiene la anomalía de aire-libre.

- **Corrección de Bouguer.** Esta corrección remueve la atracción que se da entre el material que se encuentra entre la superficie de referencia y la estación, la cual es ignorada en la corrección de aire-libre. Si la estación estuviera situada en una placa de una extensión horizontal infinita con una densidad y espesor uniformes, la lectura de gravedad podría verse incrementada por la atracción causada por la placa encontrada entre la estación y la superficie de referencia (elipsoide). La corrección de Bouguer viene dada por:

$$\Delta g_B / \Delta R = .04192 \rho \text{ mGal/m} \dots(6)$$

Donde ρ es la densidad promedio de la placa y tiene un valor de 2.67 g/cm^3 . Esta corrección se aplica al contrario que la corrección de aire-libre, es decir se sustrae cuando la estación está por encima del elipsoide y viceversa y con ella se obtiene la anomalía de Bouguer Simple.

- **Corrección topográfica.** Permite corregir irregularidades en la vecindad de las estaciones. “Las colinas encontradas por encima de la elevación de la estación provocan una alza en las mediciones mientras que los valles o carencias de masa por debajo de la estación provocan una disminución en las lecturas” (Telford, 1990). Es

por esto que ambos tipos de ondulaciones topográficas afectan las mediciones en el mismo sentido y la corrección por terreno se suma a la medición efectuada. El cálculo de esta corrección requiere conocimiento detallado del relieve cercano a la estación además de un buen mapa topográfico con curvas de nivel cada 10 metros como mínimo. Con esta corrección se obtiene la anomalía de Bouguer Completa

- **Corrección por marea terrestre.** Algunos instrumentos con los que se mide la gravedad son sensibles a los cambios causados por el movimiento del Sol y la Luna, cambios que dependen de la latitud y la hora. La corrección por marea consiste en remover este efecto a partir del conocimiento de la posición del Sol y la Luna, pero como la variación provocada por dichos cuerpos es relativamente lenta y pequeña usualmente se incluye con la corrección por deriva instrumental.

- **Corrección por deriva instrumental.** Las lecturas obtenidas con un gravímetro cambian levemente con el tiempo, a este efecto se le conoce como deriva instrumental y es el resultado de la fatiga de los componentes internos del gravímetro y por lo general es unidireccional. Una manera para corregir el efecto de la deriva, es realizar mediciones en intervalos de tiempo definidos en una estación base. Dichas mediciones se grafican respecto al tiempo para obtener una línea de tendencia cuya pendiente es el factor de corrección para las mediciones realizadas en campo. Como se mencionó con anterioridad, las correcciones por deriva y marea suelen agruparse, y en algunos casos suelen omitirse debido a que prácticamente no afectan a las anomalías observadas.

- **Corrección por isostasia.** Se considera que el efecto de la isostasia se debe a que el material de la corteza terrestre que se encuentra por encima del nivel del mar está en balance o se ve compensado por una deficiencia de masa por debajo del mismo, mientras que en los océanos la ausencia de material se ve compensada por material más denso por debajo de los océanos. En anomalías gravimétricas de gran escala se ha observado que en zonas montañosas la anomalía de Bouguer por lo general presenta valores negativos muy altos, mientras que en zonas cercanas a las

costas su valor en promedio es cero y en regiones oceánicas su valor es positivo. A este efecto se le conoce como compensación isostática. Para obtener el efecto total debido a la isostasia es necesario llevar a cabo la corrección isostática y apoyarse de mapas topográficos y batimétricos así como de tablas y formulas publicadas. Sin embargo esta corrección solo se lleva a cabo en estudios a gran escala.

2.2 PRINCIPIOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO

2.2.1 El campo magnético de la Tierra

En 1600, William Gilbert en su obra “De mangnete”, publicó que las agujas de una brújula se orientaban hacia el polo norte como si la Tierra se comportase como si un imán estuviese situado en su centro y orientado según su eje de rotación, pero no fue hasta el siglo XIX que Carl Gauss demostró que el campo magnético de la Tierra tenía su origen en su interior y obtuvo la representación analítica del campo magnético principal basada en un desarrollo en funciones armónicas esféricas.

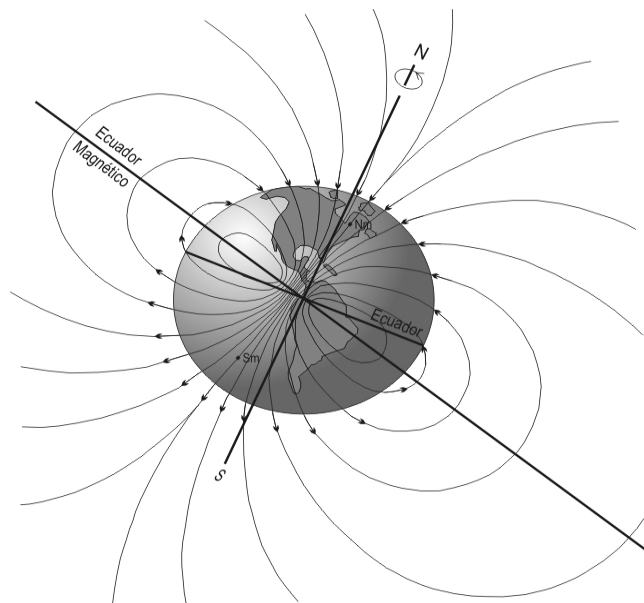


Fig. 6 Se esquematiza la forma de las líneas de Campo Magnético. Estas entran por el Polo Sur Magnético y salen por el Polo Norte Magnético. También puede notarse la diferencia que existe entre los polos geográficos y los polos magnéticos.

El campo magnético de la Tierra se representa mediante *líneas de fuerza*, las cuales sencillamente son líneas que indican la dirección del campo. La intensidad del campo se representa por la distancia que separa líneas de fuerza contiguas. El campo magnético de la Tierra se asemeja al de un dipolo (Fig. 6).

La expresión de la fuerza magnética es obtenida a través de la Ley de Coulomb para polos magnéticos cuya expresión es:

$$F = \left(\frac{m_1 m_2}{\mu r^2} \right) \vec{r}_1 \dots (7)$$

Donde:

F= es la fuerza en m₂

r= es un par de vectores

\vec{r}_1 = es un vector dirigido de m₂ a m₁

μ= es la permeabilidad del medio circundante

Una cantidad más práctica que la fuerza es la intensidad de campo magnético existente en un punto en el espacio, que resulta de la fuerza de un polo m localizado a una distancia r de ella. La *intensidad del campo magnético* **H** se define como la fuerza en una unidad de polo.

$$H = F/m' = \left(\frac{m}{\mu r^2} \right) \vec{r}_1 \dots (8)$$

Donde m' es un polo ficticio en un punto en el espacio y es un efecto del instrumento de medición. Se supone que m' no es lo suficientemente grande para perturbar el campo **H** en el punto de medición.

Naturaleza del campo geomagnético

El campo geomagnético de la tierra está compuesto de tres partes:

1. ***El campo principal.*** Varía relativamente poco y es causado por la circulación de corrientes eléctricas en el núcleo exterior, la fuente magnética en teoría es de tipo dinamo auto-excitado en el cual un fluido altamente conductivo sufre un movimiento mecánico complejo, en el cual las corrientes eléctricas, posiblemente causadas por variaciones químicas o termales, fluyen a través del mismo. La combinación de movimiento y corriente crea un campo magnético.

Elementos del campo principal. Una aguja de acero sin magnetizar previamente, puede ser colgada en el centro por un hilo que se encuentra libre para orientarse en alguna dirección en el espacio, la mayoría de los puntos en la superficie de la tierra asumen una dirección que no es horizontal con la línea del meridiano geográfico. Esta orientación es la dirección del campo magnético total de la Tierra en este punto. En la Fig. 7 se puede observar que F , representa el modulo del vector de inducción magnética B y debe ser llamado "intensidad total", H representa la proyección de F en el plano que forman las proyecciones X y Y , denominada "componente horizontal".

D es la declinación y representa el ángulo formado entre H y X (la dirección norte), se mide por el ángulo que la aguja imantada hace con la dirección geográfica Norte-Sur o Este-Oeste. La inclinación I , es el ángulo formado entre F y su proyección en el plano horizontal (X y Y) H y se mide positivo por debajo de este plano.

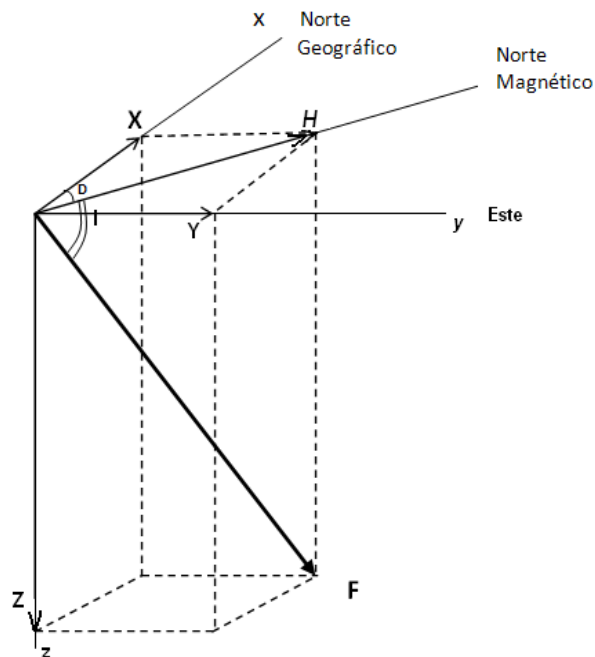


Fig. 7 Elementos del campo magnético de la Tierra

2. **El campo externo**, es una pequeña fracción del campo principal que varía rápidamente, es parcialmente cíclico, parcialmente aleatorio y se origina en el exterior de la tierra. Se asocia con las corrientes eléctricas en capas ionizadas de la atmósfera. La variación en tiempo es mucho más rápida que para el campo magnético permanente. Una de las causas del campo magnético externo pueden ser la actividad de las manchas solares.

3. **Variaciones del campo principal**. Son relativamente constantes en tiempo y espacio y son causadas por *anomalías magnéticas locales* cercanas a la superficie de la tierra. Estas anomalías se ven reflejadas como variaciones en la magnitud y dirección del campo magnético principal y son el objetivo en la prospección.

Modelo geomagnético IGRF

Con la finalidad de conformar un modelo matemático del campo magnético terrestre, se representa al potencial del campo magnético de la tierra como un desarrollo en funciones continuas, denominadas armónicos esféricos. La representación matemática de estas funciones de bajo grado se determina por acuerdo internacional, al igual que en el caso de la gravedad. Esta descripción matemática se llama *Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)*. El IGRF consiste en una serie modelos matemáticos del campo geomagnético principal y de su variación secular de grado y orden desde $n=1$ hasta $n=10$, pues se acepta que los términos de menor grado representan en gran medida el campo principal proveniente del núcleo. Sustrayendo este campo del campo medido se obtiene el campo magnético de origen cortical.

Debido a que el campo geomagnético varía con el tiempo, también debe variar su descripción matemática. Por lo tanto, los coeficientes y sus variaciones seculares son re calculados cada 5 años. Los valores del IGRF son difundidos por la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía). El IGRF permite calcular el campo magnético normal (intensidad y dirección), representando lo que en gravimetría es la gravedad teórica, con la diferencia que el campo magnético no es simétrico y además varía con el tiempo.

A partir del 2009 se aprobó la 11^a generación IGRF (IGRF-11) el cual incluye los coeficientes de grado y orden 13 el cual abarca entre los años 1900-2015. Los coeficientes se encuentran en intervalos de 5 años entre 1900 y 2010 y coeficientes predictivos entre 2010 y 2015 (Finlay et al, 2010).

2.2.2 Susceptibilidad magnética de las rocas y minerales

La susceptibilidad magnética es una propiedad que nos permite describir la forma y grado de magnetización de cualquier material al ser colocado en un campo magnético. Para la mayoría de los materiales la susceptibilidad es muy pequeña y puede ser negativa (diamagnetismo) o positiva (paramagnetismo).

La presencia de anomalías magnéticas locales está ligada a la susceptibilidad magnética de las rocas, la cual a su vez depende de los minerales ferromagnéticos que contenga, principalmente la magnetita. Las rocas ígneas ácidas y sedimentarias tienen susceptibilidades pequeñas mientras que los basaltos, dioritas, gabros y serpentinas son fuertemente magnéticos. Cabe destacar que la meteorización de las rocas reduce la susceptibilidad ya que la magnetita se oxida a hematita. A continuación se presenta una tabla con la susceptibilidad magnética de los principales tipos de roca.

Tabla 2 Susceptibilidades de algunos tipos de roca. Se muestra el rango y promedio de cada una, modificada de (DOBRIN, y otros, 1988)

Litología	Rango cgs	Promedio cgs	Promedio SI
Ígneas Básicas	0.000044 - 0.009711	0.002596	0.326
Ígneas Ácidas	0.000003 - 0.006527	0.000647	0.00813
Metamórficas	0 - 0.005824	0.000349	0.00439
Lutita	0.000005 - 0.001478	0.000052	0.00065
Arenisca	0 - 0.001665	0.000032	0.00040
Caliza	0.000002 - 0.000280	0.000023	0.00028
Dolomita	0 - 0.000075	0.000008	0.00010

Unidades de medición

En la literatura geofísica es recurrente la conversión entre unidades del SI y unidades cgs. Muchos geofísicos continúan haciendo uso de unidades del sistema cgs

aunque en la literatura aparezcan como unidades del SI. Para convertir unidades del SI y unidades cgs, a continuación se presenta la Tabla 3 (modificada del Blakely, 1995) la cual nos presenta los factores de conversión de las unidades magnéticas utilizados comúnmente.

**Tabla 3 Factores de conversión Magnética.
Modificado de Blakely (1995)**

Cantidad	cgs	SI	Conversión
Campo Magnético (B)	Gauss (G)	Tesla (T)	1 gauss= 10^{-4} T
	Gamma(Telford, 1990) ¹	Nanotesla ² (nT)	1 gamma= 1nT
Intensidad de Campo (H)	Oersted (Oe)	A/m	1 Oesterd= $10^3/4\pi$ A/m
Magnetización(M)	emu/cc	A/m	1 gauss= 10^3 A/m
Susceptibilidad (χ o S)	Adimensional		1(cgs)=1(SI)

2.2.3 Correcciones aplicadas a los datos

Las correcciones aplicadas a los datos magnéticos obtenidos en campo son las siguientes:

- **Corrección por variación diurna:** Las variaciones diurnas, no están relacionadas con cuerpos geológicos presentes en el área de estudio, al contrario, son factores externos que se superponen a los valores medidos, por esto se deben corregir los valores registrados. La corrección por variación diurna es una sustracción del campo total (que es medido en el área seleccionada con el magnetómetro móvil) y la lectura de una estación base.

- **Corrección por IGRF:** Esta se aplica para eliminar la contribución del campo magnético del núcleo y de esta forma solo tenemos la contribución del campo

¹ 1 gamma= 10^{-5} gauss

² 1 nanotesla= 10^{-9} tesla

magnético de la corteza. Para corregir por IGRF los datos obtenidos en caso de que se trate perfil o malla de grandes dimensiones, se tiene que calcular el IGRF de cada punto de medición y restar el valor del IGRF a la medición hecha.

2.2.4 Filtrado de anomalías magnéticas

Continuación Analítica

Los datos magnéticos tomados en determinado plano, pueden ser transformados en datos medidos en planos de mayor o menor elevación, proceso que atenúa o enfatiza anomalías de determinada longitud de onda.

La continuación analítica de una anomalía producida por un potencial puede ser una herramienta muy útil para la interpretación de anomalías. La continuación puede ser ascendente ($z < 0$) o descendente ($z > 0$).

La *continuación analítica ascendente* es usada para simplificar los rasgos de perfiles o mapas magnéticos, es decir suaviza las pequeñas anomalías sin afectar los rasgos regionales principales, acentuando las anomalías originadas por cuerpos profundos y suprimiendo el efecto de cuerpos someros. La *continuación analítica descendente* resaltara las anomalías de pequeña escala al acercarse el plano equivalente a la fuente.

Reducción al Polo

Al igual que las anomalías gravimétricas, las anomalías magnéticas dependen de la forma del cuerpo que las causa, sin embargo una anomalía magnética también depende de la inclinación y declinación del cuerpo magnetizado, la orientación del

cuerpo con respecto al Norte magnético así como de la inclinación y declinación del campo magnético local de la tierra. Por tanto para simplificar la forma de la anomalía, Baranov (1957) y Baranov & Naudy(1964) propusieron la Reducción al Polo.

La reducción al polo es un procedimiento matemático que consiste en transformar la anomalía observada en aquella anomalía que se observaría si la magnetización y el campo magnético local fuesen verticales produciendo anomalías semejantes a las derivadas por un potencial gravimétrico, por lo tanto muchas veces se les asigna el nombre de anomalías pseudo gravimétricas.

2.3 Análisis Espectral

El análisis espectral es un método desarrollado para datos aeromagnéticos (Spector and Grant, 1970) y extendido a datos gravimétricos (Pal *et al.*, 1979) que permite determinar el contenido de frecuencias en las anomalías y así estimar estadísticamente las profundidades de la parte superior de los cuerpos.

La profundidad de la fuente es decir, del ensamblado de cuerpos d está relacionado con la pendiente del logaritmo del espectro de potencia $S(k)$ y está relacionado como una función del logaritmo del número de onda K , así pues la profundidad d puede ser estimada con la siguiente expresión:

$$\ln S(k) = -2kd \dots\dots\dots(9)$$

Donde :

$S(k)$ = Espectro de Potencia

k =Número de Onda

d =Profundidad de la fuente

Una de las mayores ventajas del método espectral es que este no requiere asumir cierto contraste en la geometría o un contraste en la densidad de los cuerpos

fuerza. La estimación estadística del contraste de densidad proporciona un modelo promedio de la estructura cortical y puede ser utilizado de manera progresiva e iterativa usando modelos geométricos como ensamblajes poligonales o cuerpos prismáticos.

La incertidumbre en la estimación espectral de la profundidad va desde la variabilidad de las fuentes, incluyendo el error por Aliasing causado por digitalización y un truncamiento anómalo (Bath, 1974; Regan & Hinze, 1976).

2.3.1 Espectro de Potencia Radial

Matemáticamente, la transformada de Fourier de una función en el dominio del espacio $f(x,y)$ se define de la siguiente manera:

$$\bar{f}(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \dots \dots \dots (10)$$

Y la relación recíproca es:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{f}(\mu, \nu) \cdot e^{i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \dots \dots \dots (11)$$

Una malla (en el dominio del espacio) puede transformarse al dominio del número de onda usando la transformada rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés), con lo que tendrá una componente real e imaginaria y sus unidades serán ciclos/metro. Así pues, cualquier función de campo potencial tiene una función única en el dominio del número de onda y la suma de dos funciones o anomalías en el dominio del espacio es equivalente a la suma de sus transformadas

Por su parte el espectro de energía es una función en 2D de la energía relativa al número de onda y dirección, mientras que el espectro de energía radial está únicamente en función del número de onda y es calculado promediando la energía en todas las direcciones para el mismo número de onda.

La transformada de Fourier de un campo potencial producido por un cuerpo prismático posee un amplio espectro y la localización de su pico está en función de la profundidad de las superficies superior e inferior del cuerpo, mientras que la magnitud está dada por la densidad del prisma o su magnetización.

El número de onda en el que se localiza el pico (w') puede calcularse con la siguiente expresión:

$$\omega' = \frac{\ln(h_b/h_t)}{h_b - h_t} \dots\dots\dots(12)$$

Donde:

w' es el número de onda del pico (radianes/metro).

h_t es la profundidad de la parte superior.

h_b es la profundidad de la parte inferior.

El pico de un prisma sin fondo llega al número de onda cero de acuerdo a la siguiente expresión (Bhattacharya, 1966):

$$\bar{f}(\mu, \nu) = e^{-hr} \dots\dots\dots(13)$$

$$r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2} \dots\dots\dots(14)$$

Donde h es la profundidad de la parte superior del prisma.

El espectro para un prisma con superficies superior e inferior es:

$$\bar{f}(\mu, \nu) = e^{-h_t r} - e^{h_b r} \dots\dots\dots(15)$$

Donde h_t y h_b son las profundidades de las superficies superior e inferior, respectivamente. Si la parte inferior del prisma es llevada hacia arriba, el pico se mueve hacia números de onda más altos.

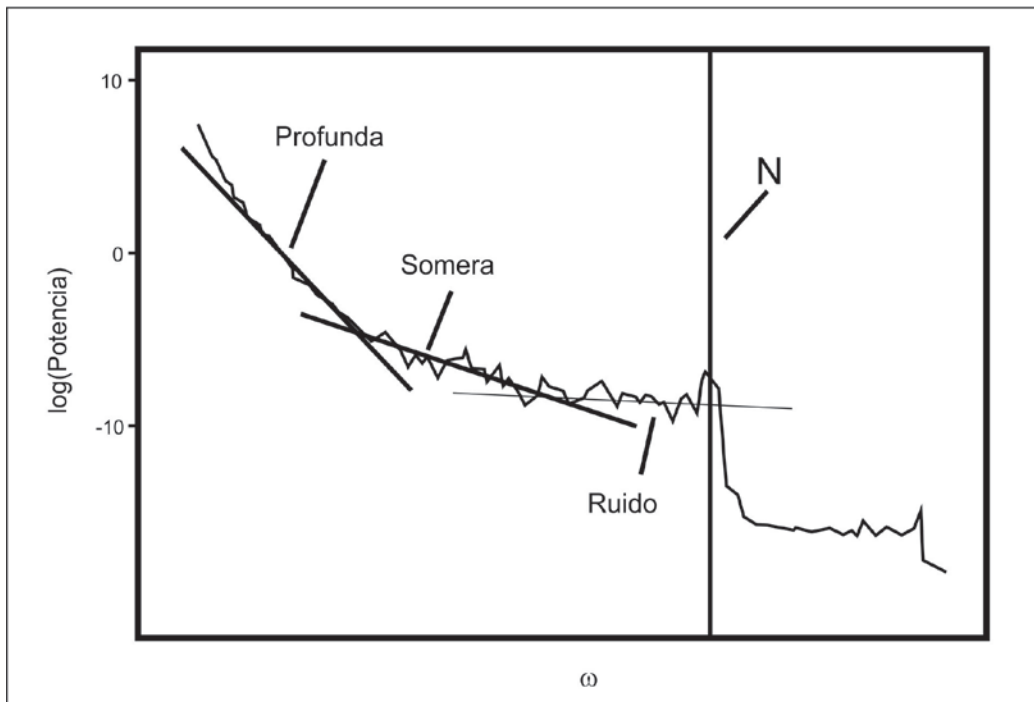


Fig. 8 Se muestra la división de un espectro de potencia en sus tres componentes: fuente profunda, fuente somera y ruido

Si por otro lado observamos el espectro de un prisma de tamaño fijo, al aumentar la profundidad del prisma, el pico del espectro se mueve hacia números de onda más bajos (la anomalía se hace más amplia) y la magnitud del espectro se reduce. Cuando se considera una malla que es lo suficientemente amplia para incluir muchas fuentes, el logaritmo del espectro de la malla puede ser usado para determinar una profundidad estadística del tope de las fuentes usando la siguiente relación:

$$\log E(r) = 4\pi hr \dots (16)$$

Así pues, la profundidad de un conjunto de fuentes se puede determinar fácilmente midiendo la pendiente del espectro de energía (potencia) y dividiéndola entre $4\pi r$. Por lo general los espectros de potencia muestran una componente de

fuente somera, una o varias componente de fuente profunda y una componente de ruido (Fig. 8)

2.4 Modelado de Anomalías en 2D

El modelado implica la creación de un modelo geológico hipotético y el cálculo de la respuesta geofísica a ese modelo de la tierra. Para este trabajo se realizará el modelado geológico a través de la extensión GM-SYS del Oasis Montaj, esta extensión realiza un modelado en 2D basado en el Método de Talwani, en el cual los cuerpos varían con la profundidad (eje Z) y a lo largo del perfil (eje X). Según Hubbert, la anomalía generada por cualquier cuerpo de sección irregular, es:

$$V = 2\pi G \rho \oint z d\theta \dots (17)$$

Dado que la expresión anterior es muy complicada, se hace una simplificación usando el método de Talwani: Cualquier cuerpo irregular se puede representar por medio de cuerpos de sección poligonal, entonces, la integral cerrada de la expresión anterior, se puede descomponer en la suma de las integrales correspondientes a los efectos de cada una de las rectas de la sección:

$$V = 2G \rho \sum_{i=1}^n Z_i \dots (18)$$

Por lo tanto, para el modelado 2D se realiza un modelo teórico que se compara con la curva obtenida de forma experimental. Luego se va ajustando la curva teórica hasta que ambas coinciden. En el modelado en 2D los modelos magnéticos y gravimétricos no son únicos, es decir, varios modelos pueden producir la misma respuesta magnética o de gravedad. Es tarea del intérprete evaluar razonablemente la geología de cualquier modelo.

3. TRABAJO DE CAMPO Y ADQUISIÓN DE DATOS

3.1 ÁREA DE ESTUDIO

3.1.1 Localización y vías de comunicación

La zona de estudio se localiza en la parte central del estado de Puebla y está comprendida dentro de las coordenadas geográficas 18° 23' a 19° .05' de Latitud Norte y 97° 15' a 98° 30' de Longitud Oeste (Fig. 9), cubriendo un área aproximada de 10230 km². Fisiográficamente hablando, la zona estudiada queda comprendida dentro de las provincias Sierra Madre del Sur y Eje Neovolcánico.

El acceso a la zona sur del estudio consiste en tomar la carretera 95D México-Cuernavaca hasta entroncar con la carretera 115D (La Pera-Cuautla) para posteriormente tomar el entronque con la carretera 160 (Entronque Jantetelco), la cual lleva directo a Izúcar de Matamoros. Una vez en esta población, se puede tomar la carretera 190 (México-Atlixco) para llegar a la zona norte del estudio y tomar hospedaje en Puebla o seguir por la carretera 160 hasta llegar al entronque con la carretera 709 tomando rumbo a Tepexi de Rodríguez y por último, tomando la carretera 729 la cual lleva directo a Tehuacán, Puebla.

Por otro lado, a la zona norte del estudio puede llegarse tomando la carretera 150D (México-Puebla-Orizaba) hasta llegar a Puebla, Amozoc o cualquiera de las múltiples poblaciones por las cuales pasa dicha carretera o bien, también se puede acceso a la parte sur del estudio siguiendo dicha carretera hasta llegar al entronque Acatzingo para tomar la carretera 135D (Autopista Tehuacán-Oaxaca) y tomar hospedaje en la ciudad de Tehuacán.

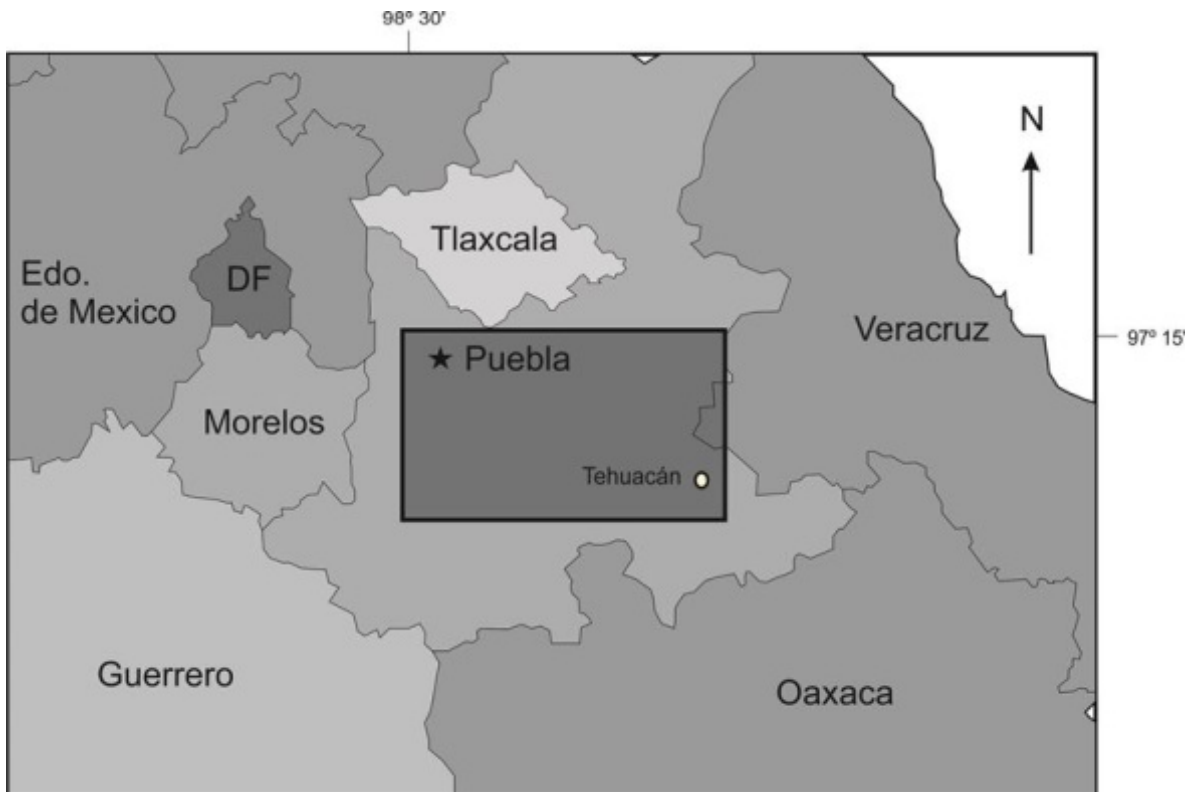


Fig. 9 Mapa que muestra la división política del centro del país. La localización del área de estudio se enmarca en el recuadro, donde resaltan la ciudad de Puebla y Tehuacán

3.2 INSTRUMENTACIÓN

Para la realización de este estudio se contó con equipo del Instituto de Geofísica de la UNAM; para Gravimetría se usó un Gravímetro Lacoste & Romberg Modelo G y para magnetometría un magnetómetro Geometrics modelo G-856. Para ubicar los puntos donde se tomó cada medición se utilizó un GPS modelo Etrex de la marca Garmin.

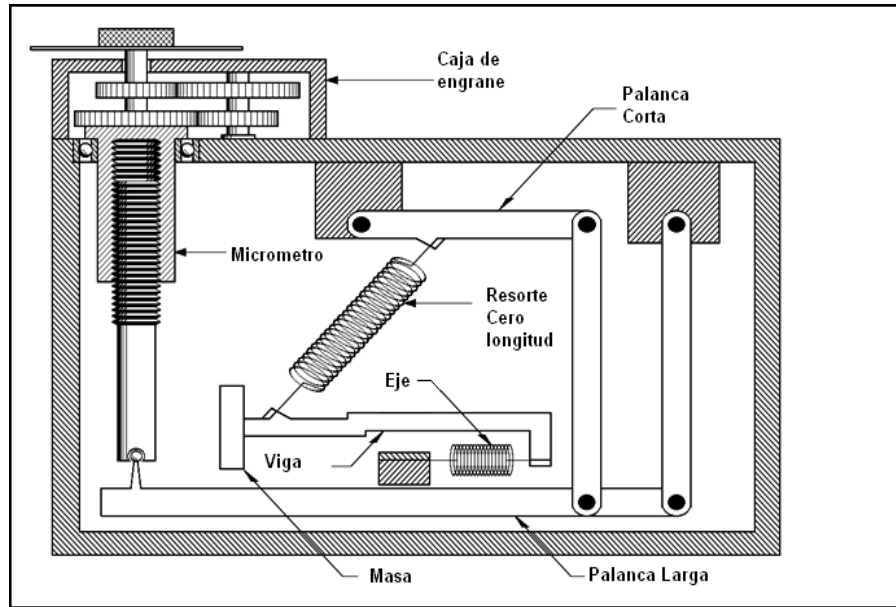
3.2.1. Instrumental Gravimétrico

El instrumental gravimétrico puede dividirse en dos categorías: gravímetros absolutos y gravímetros relativos. Los gravímetros absolutos miden el valor local de la gravedad en cada medición que se realiza y se usan generalmente para medir variaciones del campo gravimétrico a lo largo del tiempo; por lo general, las mediciones con este tipo de gravímetros se llevan a cabo en instalaciones cerradas en las cuales se puede tener un control adecuado del tiempo.

Por su parte, un gravímetro relativo mide la diferencia de gravedad que se tiene entre dos sitios. Los instrumentos de este tipo son de carácter portátil y es por esta razón son usados en exploración.

Gravímetro LaCoste & Romberg modelo G

El avance en este tipo de instrumentos ha dado como resultado que hoy se tengan gravímetros más precisos y portables y sobre todo más fáciles de usar. En este estudio se usó el gravímetro LaCoste&Romberg modelo G, un gravímetro fácil de calibrar y usar (Tabla 4).



**Fig. 10 Esquema de funcionamiento de un gravímetro.
Modificado de (BLAKELY, 2001)**

El gravímetro LaCoste&Romberg fue el primer instrumento en emplear el resorte de longitud-cero (Fig. 10) que ahora se usa en la mayoría de gravímetros. Un resorte de longitud-cero es aquel en el cual la tensión es proporcional a la longitud actual del resorte, es decir que si se removieran todas las fuerzas externas que afectan al resorte el resorte colapsaría a una longitud nula o cero.

**Tabla 4. Especificaciones del
Gravímetro
LaCoste&Romberg modelo G**

Rango: 7000 mGal
Resolución: 0.005mGal
Precisión: +/- .01 mGal
Peso: 10 kilos
Autonomía: un día
Facilidad en la nivelación

3.2.2. Instrumental Magnetométrico

En la exploración geofísica la sensibilidad requerida en los instrumentos para exploración magnética varía entre 1 y 10nT para mediciones del campo total y se clasifican según su funcionamiento. A continuación se describe el funcionamiento del magnetómetro de precesión Protónica el cual fue utilizado para este estudio.

Magnetómetro de precesión de protones

Los magnetómetros de precesión protónica basan su funcionamiento en la magnitud del movimiento de precesión que acompaña al spin de los protones de ciertas sustancias como el agua y otros fluidos orgánicos cuando estos se encuentran en presencia de un campo magnético. Dicho movimiento se da en forma de pequeños dipolos cuya magnitud es proporcional a la intensidad del campo magnético presente multiplicado por un factor de proporcionalidad.

Los componentes básicos de un magnetómetro de este tipo son una fuente de protones que consiste en un recipiente lleno de alguno de los líquidos mencionados, el cual está acoplado a una bobina, la cual está conectada a un amplificador y a un instrumento medidor de frecuencias que debe ser capaz de detectar diferencias de frecuencia de alrededor de 0.4 Hz para así tener un magnetómetro con una sensibilidad menor a 10 nT.

El funcionamiento de este tipo de magnetómetro consiste en lo siguiente: cuando se hace pasar una corriente eléctrica por la bobina, el spin de los protones se polariza y precesa alineándose al campo magnético que resulta de hacer pasar la corriente por la bobina. Si dicha corriente se interrumpe, los protones comienzan a precesar en la dirección del campo magnético terrestre, acción que genera una pequeña señal en la bobina, la cual es proporcional a la intensidad del campo

magnético total e independiente de la dirección de la bobina y la cual es amplificada y medida para así obtener la lectura de campo total deseada.

La sensibilidad de los magnetómetros de precesión protónica actuales es alta (aproximadamente 1nT), y son esencialmente libres de deriva. El factor más atractivo es que no requieren orientación o nivelación y no tienen partes mecánicas, aunque los componentes electrónicos son relativamente complejos.

Magnetómetro Modelo G-856

El modelo G-856AX basa su funcionamiento en la técnica de precesión de protones, lo que permite una medición exacta, sin depender de las variables como la orientación del sensor, la temperatura o la localización. Las especificaciones del magnetómetro G-856 se muestran en la Tabla 5.

Tabla 5. Especificaciones del Magnetómetro Modelo G-856

Resolución: 0.1 nT	Visualización: 6 dígitos para el campo, tres dígitos auxiliares para el numero de línea y día
Precisión: 0.5 nT	Consola: 7 × 10.5 × 3.5 in, (18 × 27 × 9 cm) 6 lbs (2.7 kg)
Sintonización: Automática o manual Rango: 20,000 a 90,000 nT	Sensor: 3.5 × 5 in(9 × 13 cm) 4 lbs (1.8 kg)
Tiempo de ciclo: 3 a 999 sec estándar	Ambiente: Cumple con las especificaciones dentro de 0° a 40 C° Funcionará satisfactoriamente -20° a 50 C°
Lectura: Manual o ciclo automático	Energía: Recargable

Aplicaciones

Una de las principales aplicaciones del magnetómetro G-856 es como estación base para monitorear y registrar las variaciones diurnas del campo magnético de la Tierra.

También es usado para mapear estructuras geológicas, prospección minera, búsqueda para el sector industrial o ambientes de ruido cultural alto. Su operación es simple y tiene gran capacidad de almacenamiento de datos.

3.3 ADQUISICIÓN DE DATOS

Lo ideal en cualquier estudio geofísico es tener la mayor cantidad de datos al alcance pues de esta manera se reduce la incertidumbre en los mapas y modelos propuestos; sin embargo en ocasiones las condiciones del área de estudio, junto con factores como el personal y equipo geofísico del que se disponga, así como los recursos monetarios con los que se cuentan, hacen que no se puedan adquirir la cantidad de datos ideal. Para nuestro estudio, y considerando los factores antes mencionados, se determinó llevar a cabo las mediciones en forma de perfiles, aprovechando de esta manera la infraestructura de la región y a la vez ahorrando tiempo y recursos económicos.

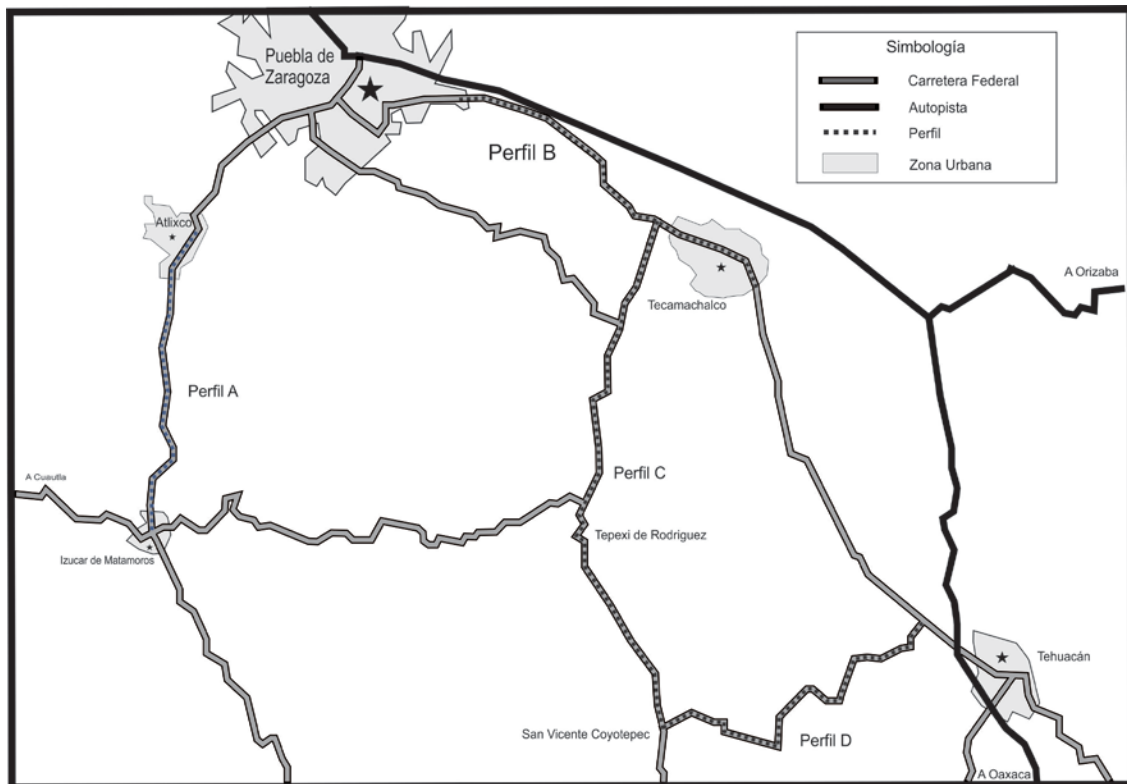


Fig. 11 Mapa de ubicación. Se muestran las poblaciones, carreteras y autopistas principales del área de estudio, así como también con una línea punteada la ubicación de los perfiles A,B,C y D en los cuales se tomaron las lecturas gravimétricas y magnetométricas.

TRABAJO DE CAMPO Y ADQUISIÓN DE DATOS

Las mediciones fueron tomadas con un espaciamento de un kilómetro entre cada estación siguiendo las carreteras de la región (Fig. 11) que afortunadamente, nos permitieron orientar los perfiles N-S y E-W que ejerce ventajas en este tipo de estudios. Se determinó que el espaciamento entre estaciones sería de un kilómetro pues de otra manera los datos tendrían la influencia de factores como cuerpos anómalos someros, además de que se tendrían más respuestas regionales para los perfiles, haciendo más grande las incertidumbres que se pudiera tener en cada uno de los perfiles que se propongan.

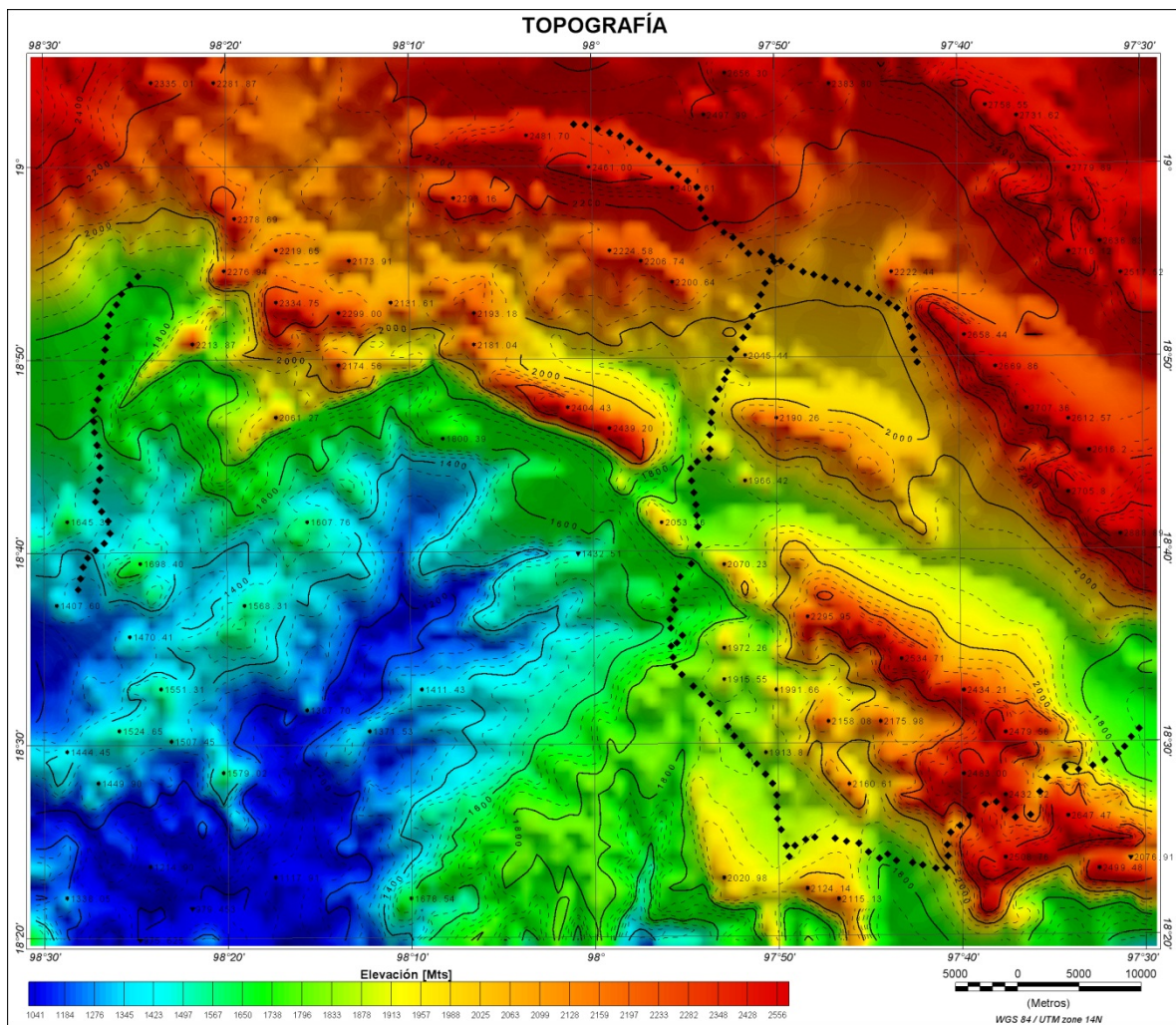


Fig. 12 Mapa topográfico del área de estudio, localizado entre los meridianos 98°30' y 97°30' y los paralelos 18°20' y 19°10'. Se observan los perfiles prospectados

En el mapa topográfico (Fig. 12) se localizaron espacialmente cada uno de los puntos que forman nuestros perfiles. Este mapa de topografía se construyó usando Oasis Montaj, a través del módulo mapping. Para ello se descargaron datos de topografía del Área de estudio de la base de datos del INEGI.

3.3.1 Adquisición de datos gravimétricos

Durante la campaña se realizaron cuatro perfiles, para el levantamiento gravimétrico (Fig. 11) se siguieron los márgenes de las carreteras y el espaciamiento entre mediciones fue de aproximadamente un kilómetro. En cada estación fue tomada una lectura gravimétrica, ubicación geográfica y la hora.

El perfil A (Fig. 13) que va de la ciudad de Izúcar de Matamoros a la ciudad de Atlixco, en dirección norte, consta de 30 estaciones y fue tomado el día 15 de Mayo del 2009. El perfil B (Fig. 14) fue tomado al siguiente día, 16 de Mayo, y partió de la ciudad de Puebla en dirección este hacia la ciudad de Tecamachalco, pasando por el poblado de Cuapiaxtla de Morelos, constando de un total de 40 estaciones. El perfil C (Fig. 15) que va de Cuapiaxtla de Morelos en dirección sur, hacia el poblado de San Vicente Coyotepec consta de 57 estaciones y fue tomado los días 1 y 2 de marzo del 2010 y por último el perfil D (Fig. 16), que va de San Vicente Coyotepec en dirección este hacia el poblado de San Bartolo Teontepec, consta de 34 estaciones y fue tomado el día 2 de marzo del 2010.

A continuación se muestran las gráficas que corresponden a cada uno de los perfiles tomados y las lecturas realizadas.

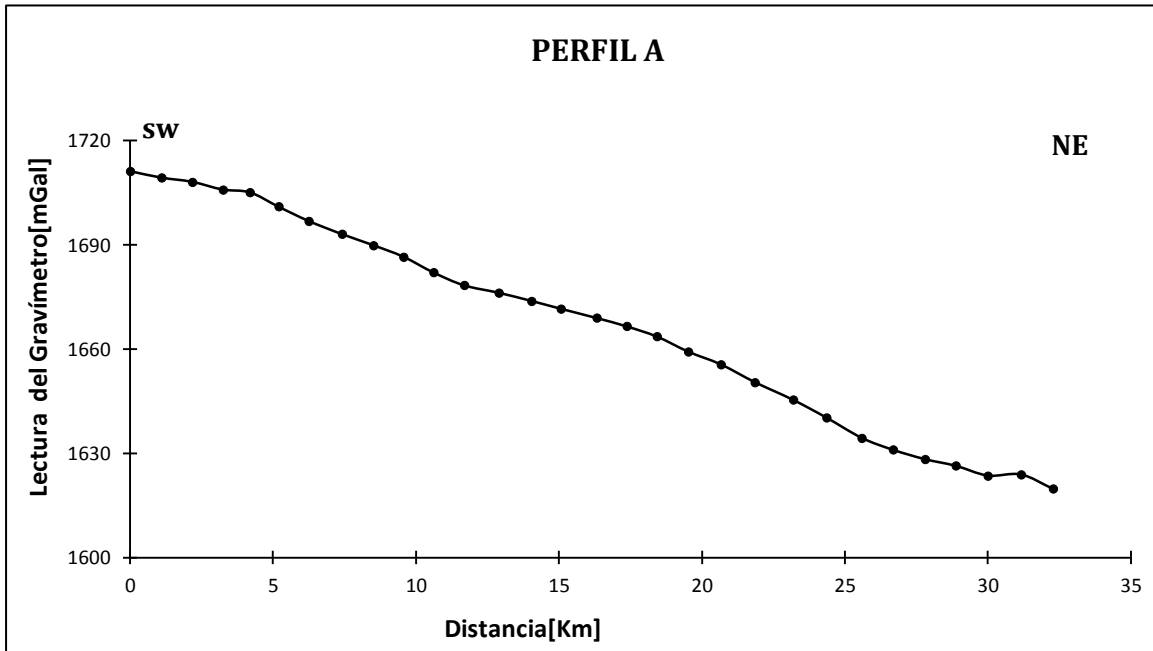


Fig. 13 El perfil A cubre una distancia acumulada de 32.29km. Muestra el comportamiento del campo gravimétrico durante el levantamiento.

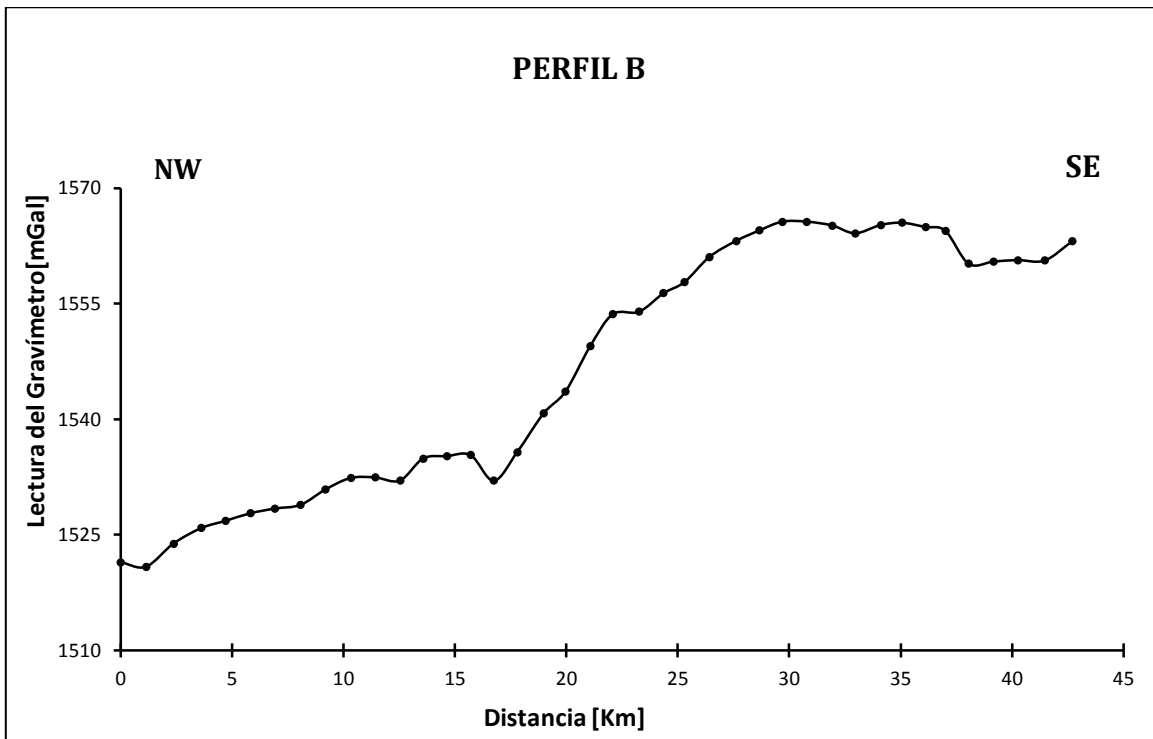


Fig. 14 El perfil B tiene una orientación NW-SE y en la gráfica se muestra el comportamiento del campo gravimétrico.

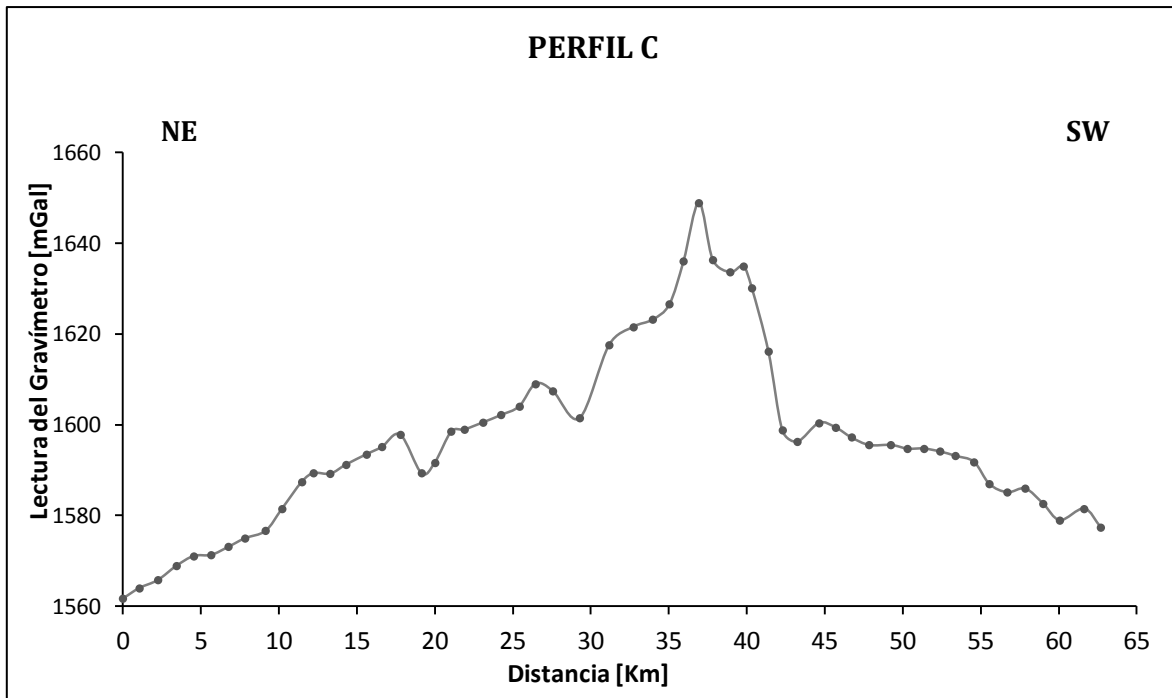


Fig. 15 El perfil C prospectado cubre una distancia de 62.17Km.

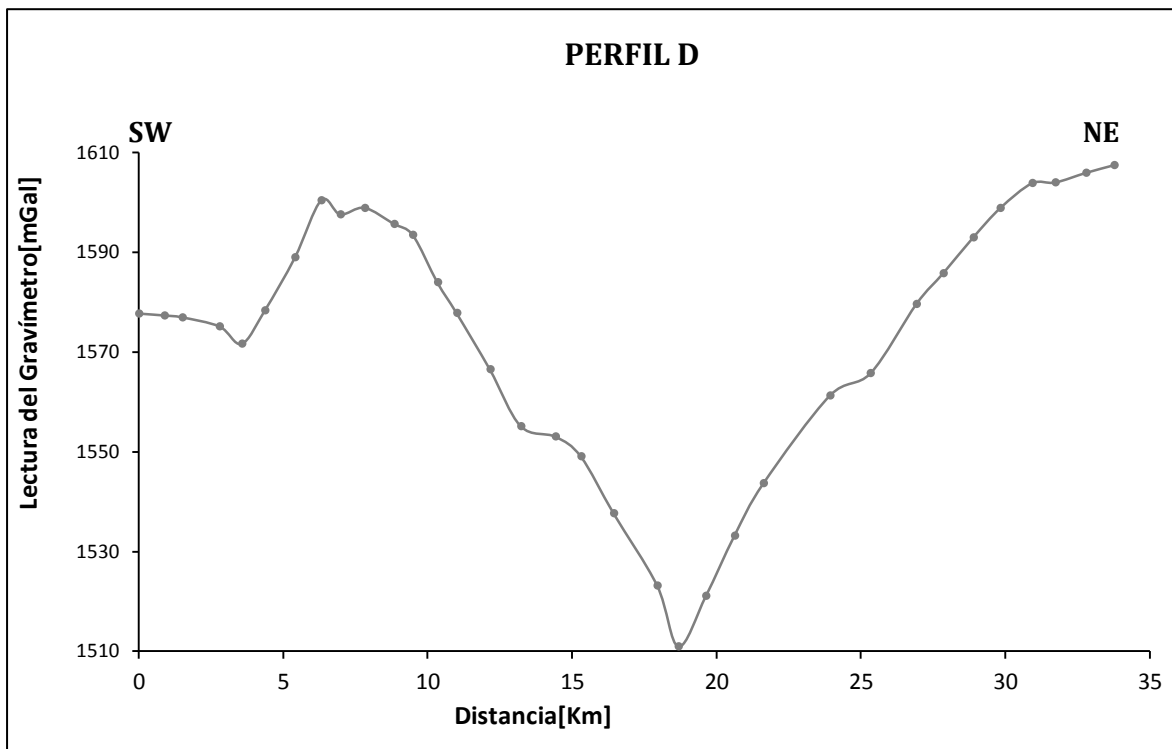


Fig. 16 El perfil D tiene una orientación SW-NE

3.3.2 Adquisición de Datos Magnetométricos

La toma de lecturas de magnetometría se llevó a cabo de forma paralela a la toma de lecturas de gravimetría para los perfiles A y B (Fig. 11), con las estaciones ubicadas en los mismos puntos y en consecuencia, con el mismo número de estaciones. Para los perfiles C y D la toma de mediciones se realizó por separado debido a una avería en el gravímetro. Así pues, el perfil C de magnetometría fue tomado el día 9 de Diciembre del 2009, con el mismo número de estaciones y ubicación de las mismas que el perfil C de gravimetría y el perfil D se tomó el día 10 de Diciembre del 2009 de igual manera.

En cada estación se registraron tres lecturas del campo magnético de las cuales solo se tomó en cuenta la lectura más estable y posteriormente al graficar los datos de campo y analizarlos a simple vista, algunas lecturas fueron suprimidas debido a la presencia de ruido en las mismas. Existen varios criterios para eliminar lecturas ruidosas de los datos tomados en campo; uno de ellos consiste simplemente en eliminar aquellas lecturas aisladas que sobrepasen un rango determinado por el intérprete. Otro criterio consiste en observar si las lecturas tomadas tienen alguna relación con la topografía y eliminar aquellas que no guarden relación aparente con el terreno. Por ultimo también se pueden eliminar lecturas cuyo valor sea irreal o bien, si se conoce la fuente de ruido, así como su ubicación, eliminar aquellas lecturas causadas por la misma.

Tomando en cuenta los criterios antes mencionados, algunas de las lecturas de los perfiles A y B fueron suprimidas. Las figuras 17, 18, 19 y 20 muestran el comportamiento del campo magnético observado en cada perfil. La mayor variación del campo magnético se puede observar en el perfil A (Fig. 17) donde el campo varia de 40080[nT] a 44512 [nT].

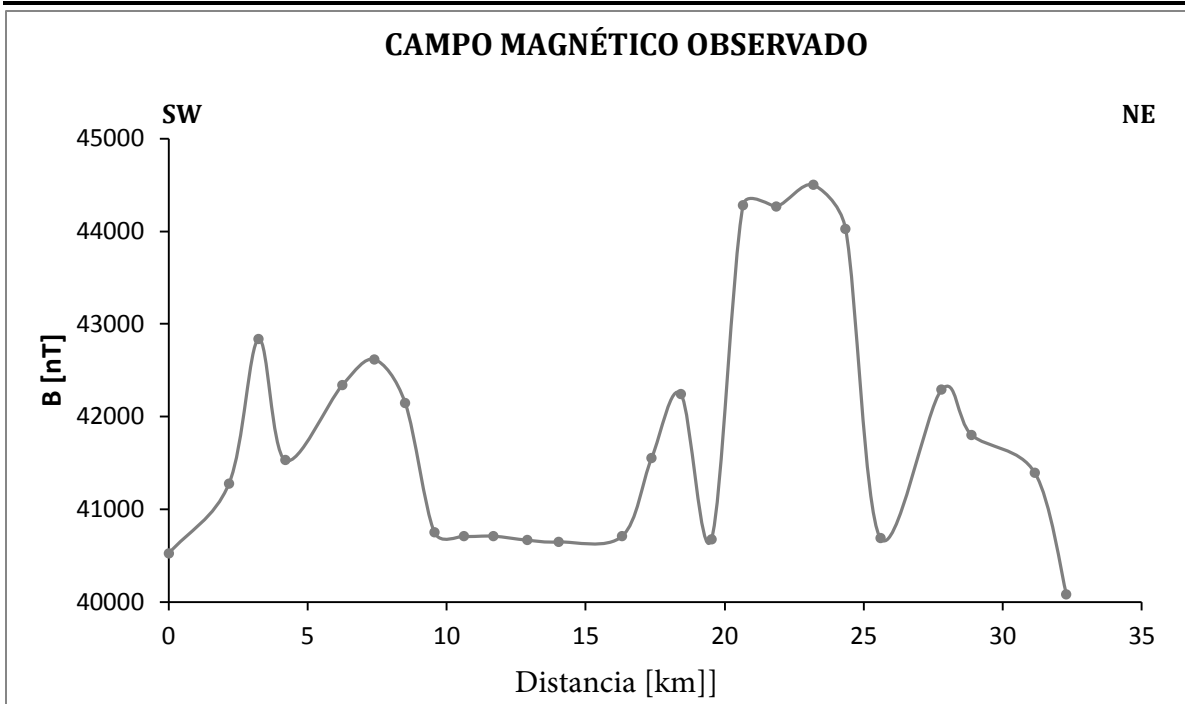


Fig. 17 Gráfica que muestra la variación del campo magnético en el perfil A

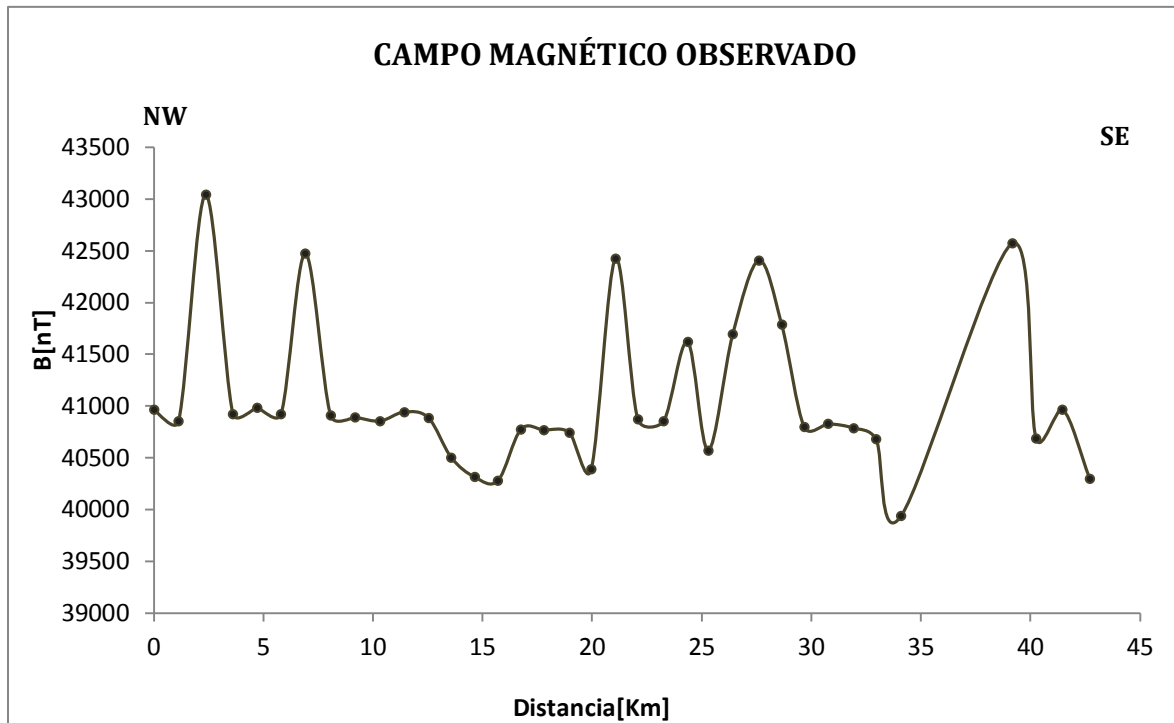


Fig. 18 Gráfica que muestra el campo observado en el perfil B

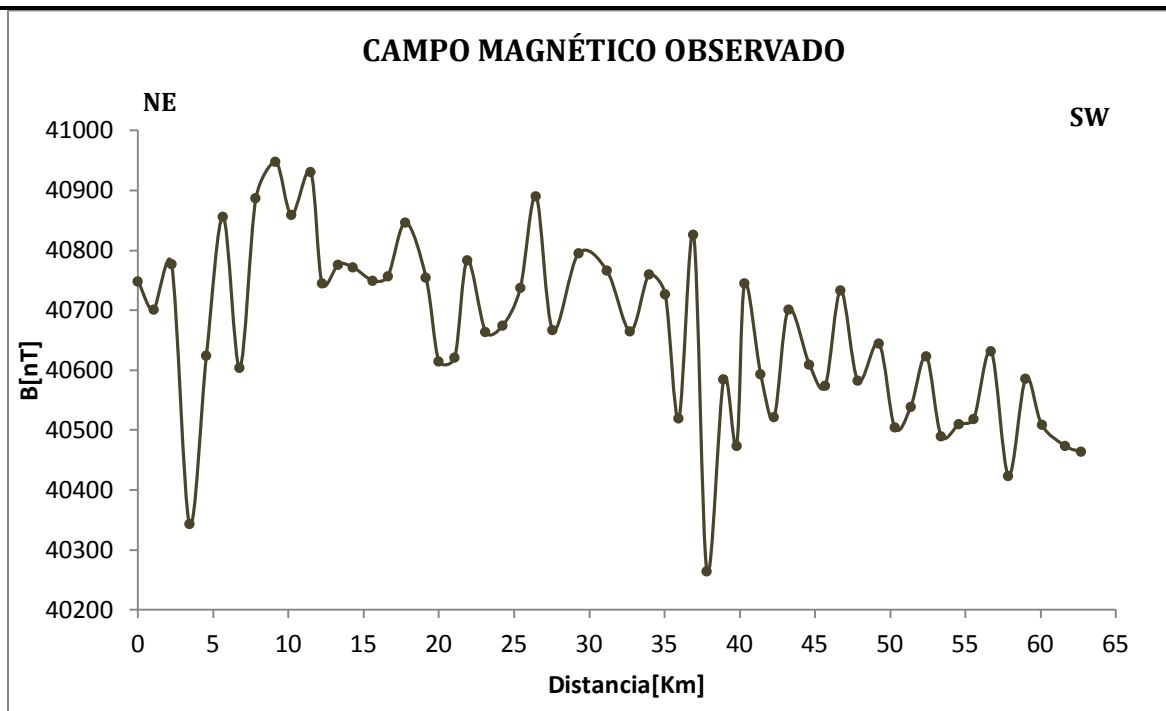


Fig. 19 Grafica que muestra el campo magnético observado en el perfil C que tiene una orientación NE-SW

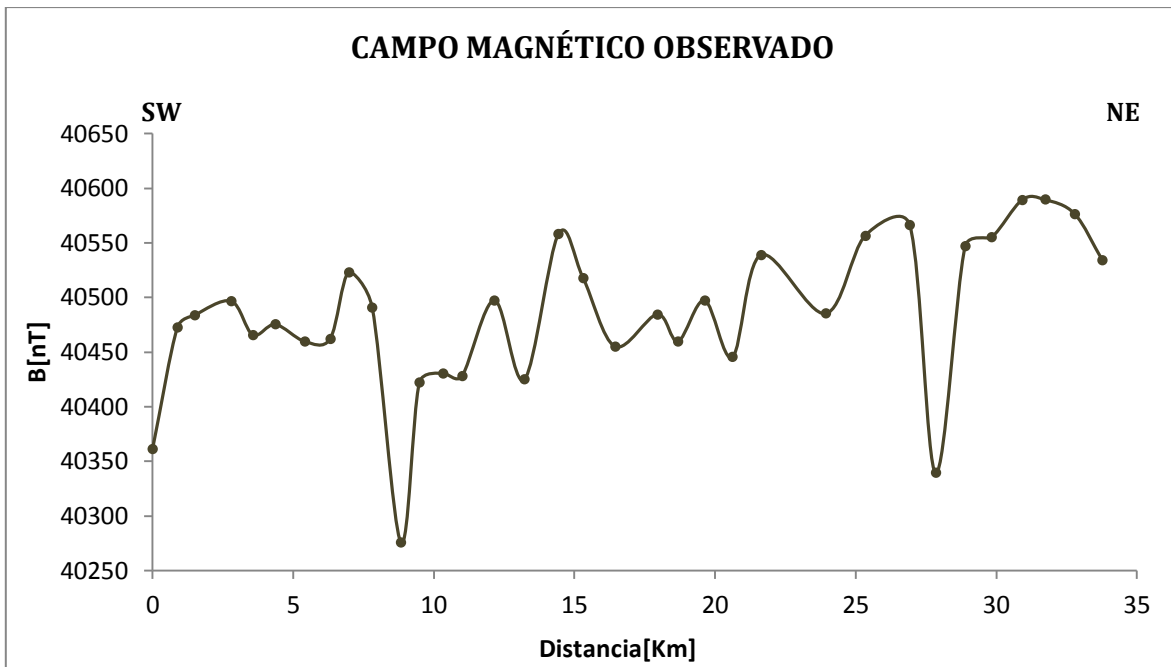


Fig. 20 Gráfica que muestra el campo magnético observado para el perfil D con una orientación SW-NE

4. PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS

La etapa de procesado de datos consta de una serie de procedimientos que se siguen dependiendo de las condiciones del estudio así como de los objetivos que se persigan. La meta final de esta serie de procedimientos es obtener modelos de alguna propiedad física de las rocas, los cuales deben estar sustentados con información geológica y de estudios previos, si es que existen. Para el presente estudio, el procesado de datos se llevó a cabo usando las herramientas matemáticas descritas en el Capítulo 3, así como los siguientes paquetes de cómputo:

- **Microsoft Excel:** Hoja de cálculo útil en la captura de datos de campo y corrección de datos mediante fórmulas.
- **OASIS MONTAJ 6.4** de la compañía GEOSOFT. En el cual se generan bases de datos conjunta de datos gravimétricos y magnéticos, se corrigen datos, se realiza el filtrado y modelado a través de sus extensiones:
 - *MAGMAP Filtering:* Es un módulo permite aplicar diferentes filtros así como generar mapas
 - *GM-SYS ProfileModeling:* Este módulo permite calcular la respuesta gravimétrica y magnetométrica a partir del modelo de una sección geológica propuesta por el usuario, usando el método de Talwani para cuerpos bidimensionales

4.1 PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

Una primera fase del procesamiento incluye la calibración y reducción de los datos gravimétricos, esta calibración se llevó a cabo mediante una conversión que se encuentra definida exclusivamente por cada compañía proveedora del gravímetro. La calibración de los datos se muestra en el apéndice A.

4.1.1 Correcciones

Como ya se mencionó, las correcciones o reducciones que se aplican a los datos gravimétricos obtenidos en el campo varían dependiendo de los objetivos del estudio, así como por aspectos relacionados con la logística del trabajo de campo.

Antes de comenzar con las correcciones se realizó un análisis para determinar -basándonos en los aspectos mencionados con anterioridad - cuáles serían las correcciones necesarias para alcanzar nuestros objetivos.

Primeramente, se determinó no llevar a cabo la corrección por deriva instrumental, debido a que en los gravímetros Lacoste & Romberg la deriva instrumental es de menos de medio miligal por mes y los levantamientos realizados para este estudio tuvieron una duración en promedio de menos de 6 horas por día con lo que dicha corrección pudo ser despreciada.

En cuanto a la corrección por marea se determinó que tampoco se llevaría a cabo pues desafortunadamente, la longitud de los perfiles medidos fue tal que no permitió llevar a cabo las mediciones necesarias para llevar un control adecuado del efecto de las mareas en el instrumento, además de que consideramos que la magnitud

de las anomalías en este estudio es tal que llevar a cabo la corrección por marea no las afectaría en lo más mínimo.

Pasando a aquellas correcciones que se realizan para llevar las lecturas a un nivel de referencia, como lo es el elipsoide; determinamos que la corrección por efectos del terreno o topográfica no se llevaría a cabo pues consideramos que la distancia entre estaciones (1 km) es tal que se puede despreciar el efecto causado por las irregularidades del terreno, además de que los sitios en los que se tomaron datos no presentan variaciones abruptas en la topografía de sus alrededores y por otro lado, esta corrección remueve efectos laterales que puedan afectar a las mediciones, efectos que no son determinantes, en nuestro caso, para llevar las mediciones al nivel del elipsoide.

Así pues, las únicas correcciones aplicadas a nuestros datos fueron la corrección por Aire Libre y la corrección de Bouguer, cuyas ecuaciones se pueden ver en el Capítulo 3, y con las cuales obtuvimos la anomalía de Bouguer simple para los perfiles de interés que se observan en las Fig. 21, 22, 23 y 24.

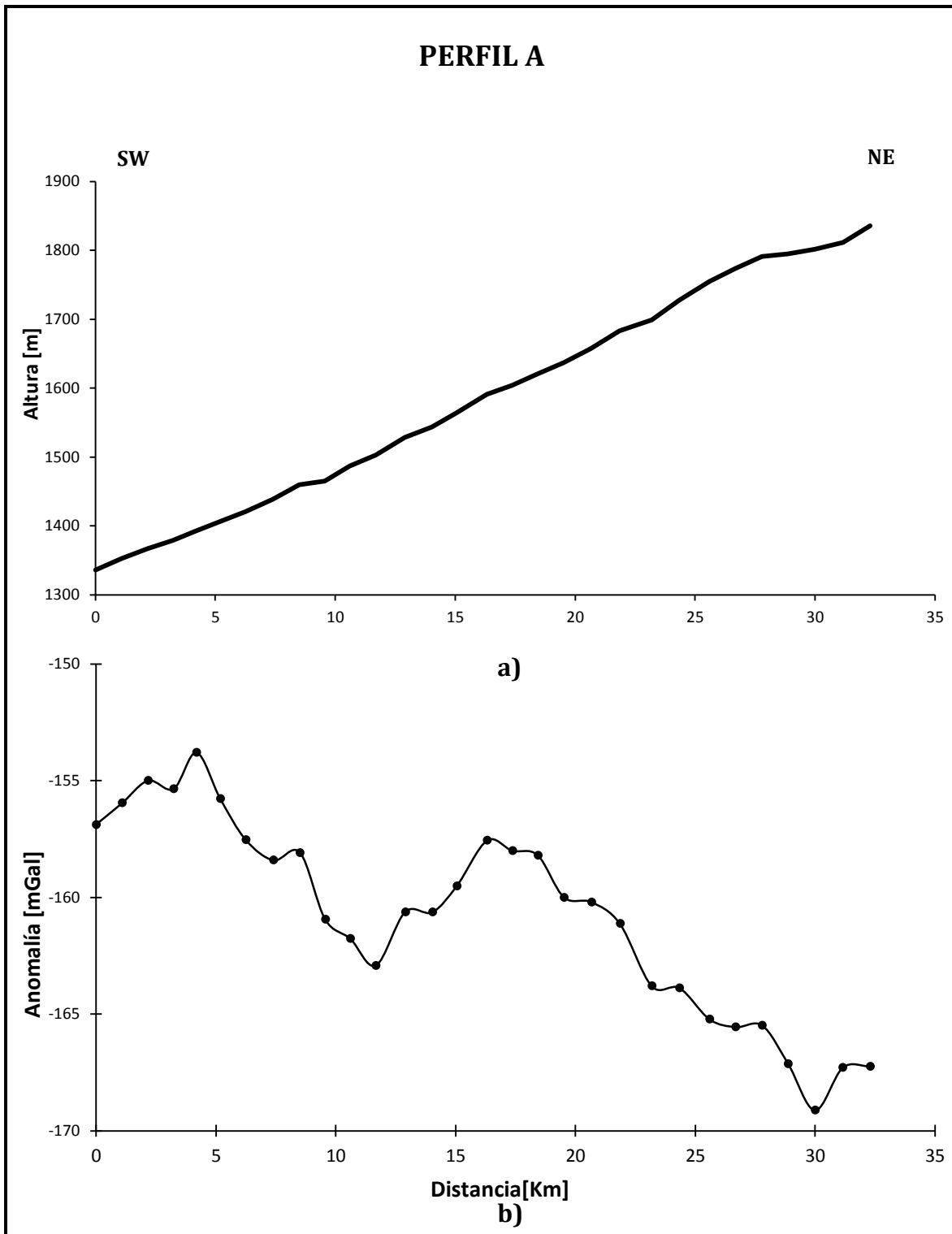


Fig. 21 La gráfica a) muestra el perfil de topografía y b) la Anomalía de Bouguer correspondiente al perfil A

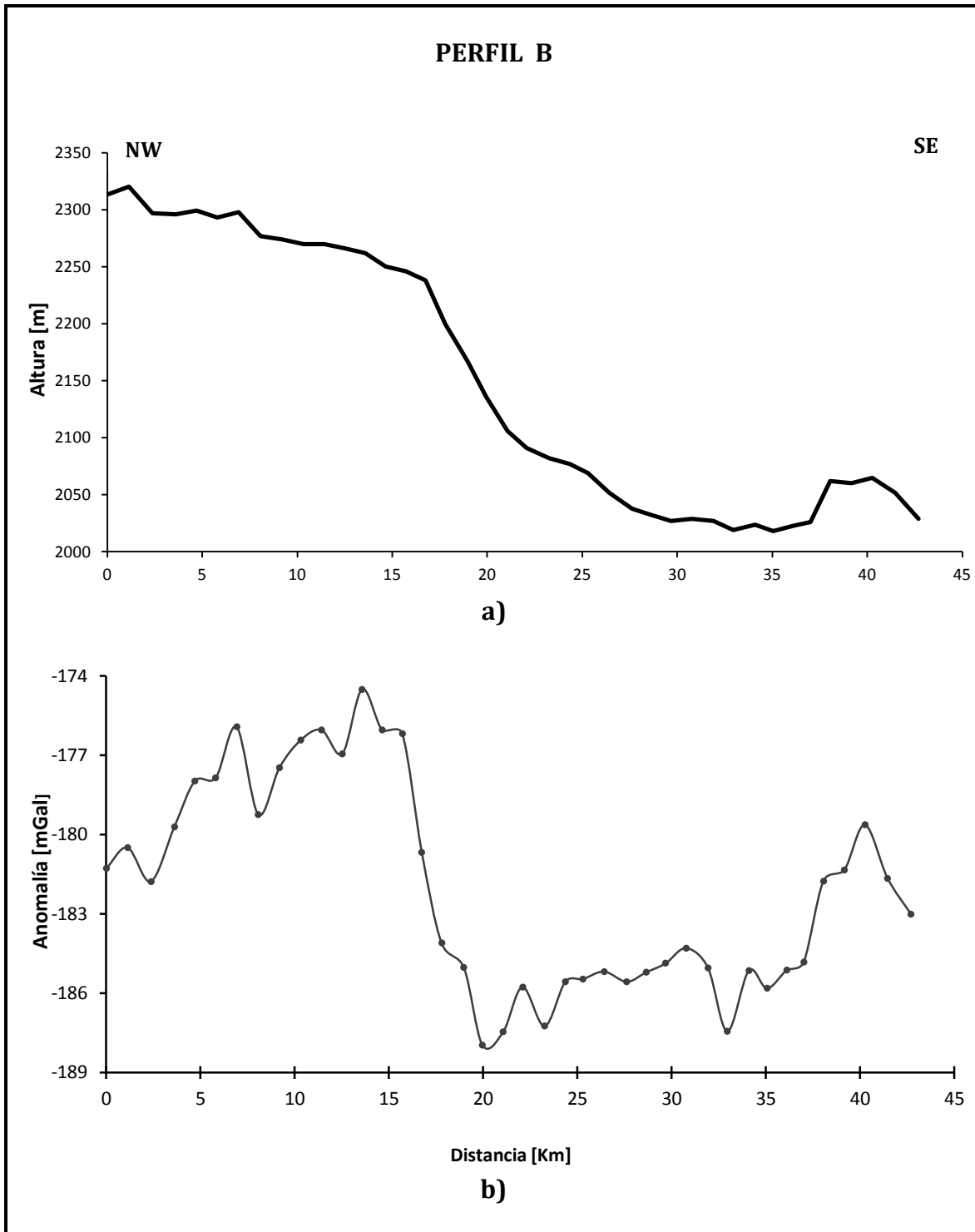


Fig. 22 a) Muestra el perfil de topografía y b) la anomalía de Bouguer correspondiente al perfil B

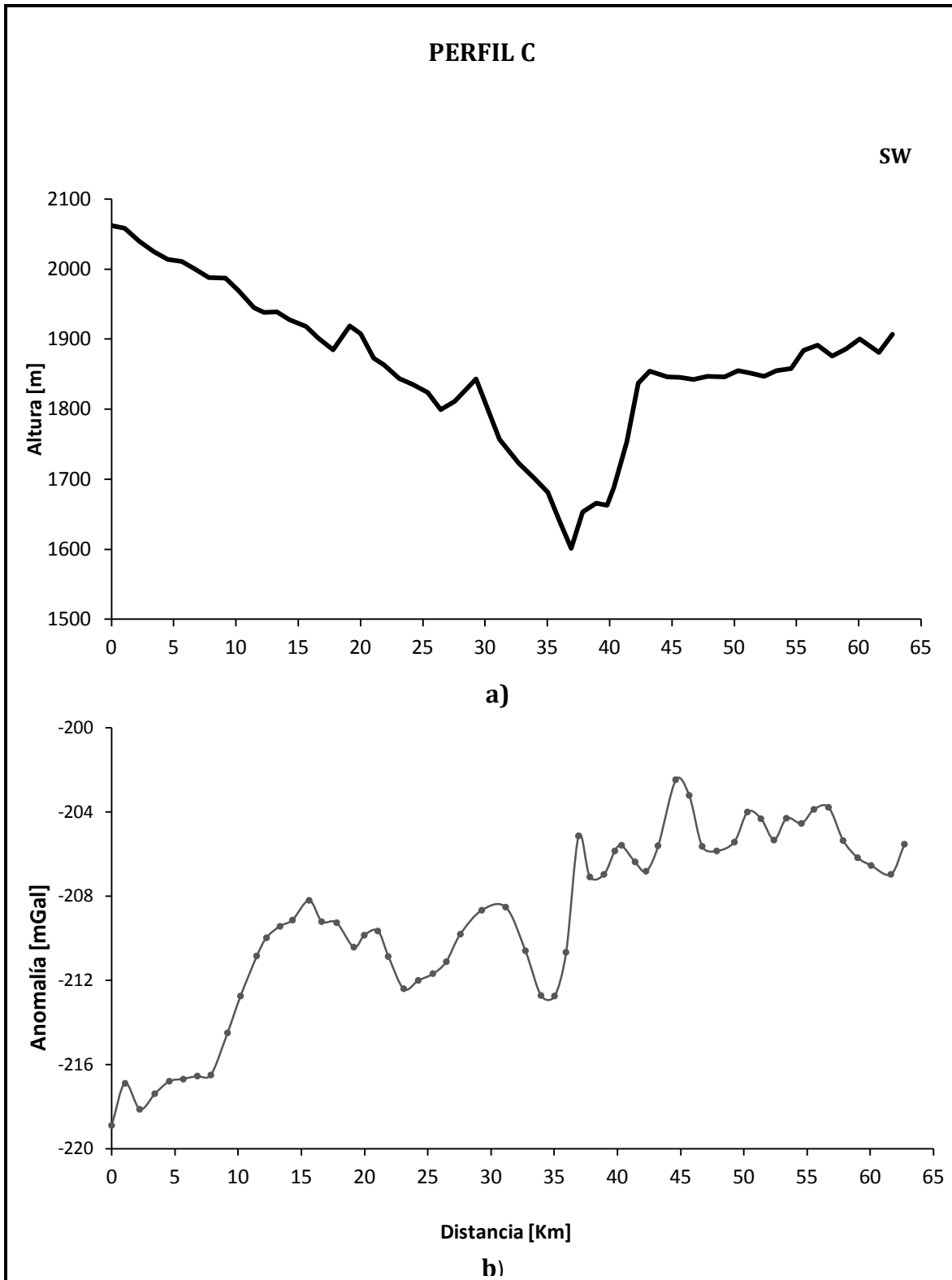


Fig. 23 Perfil de topografía y b) la Anomalía de Bouguer correspondiente al perfil C

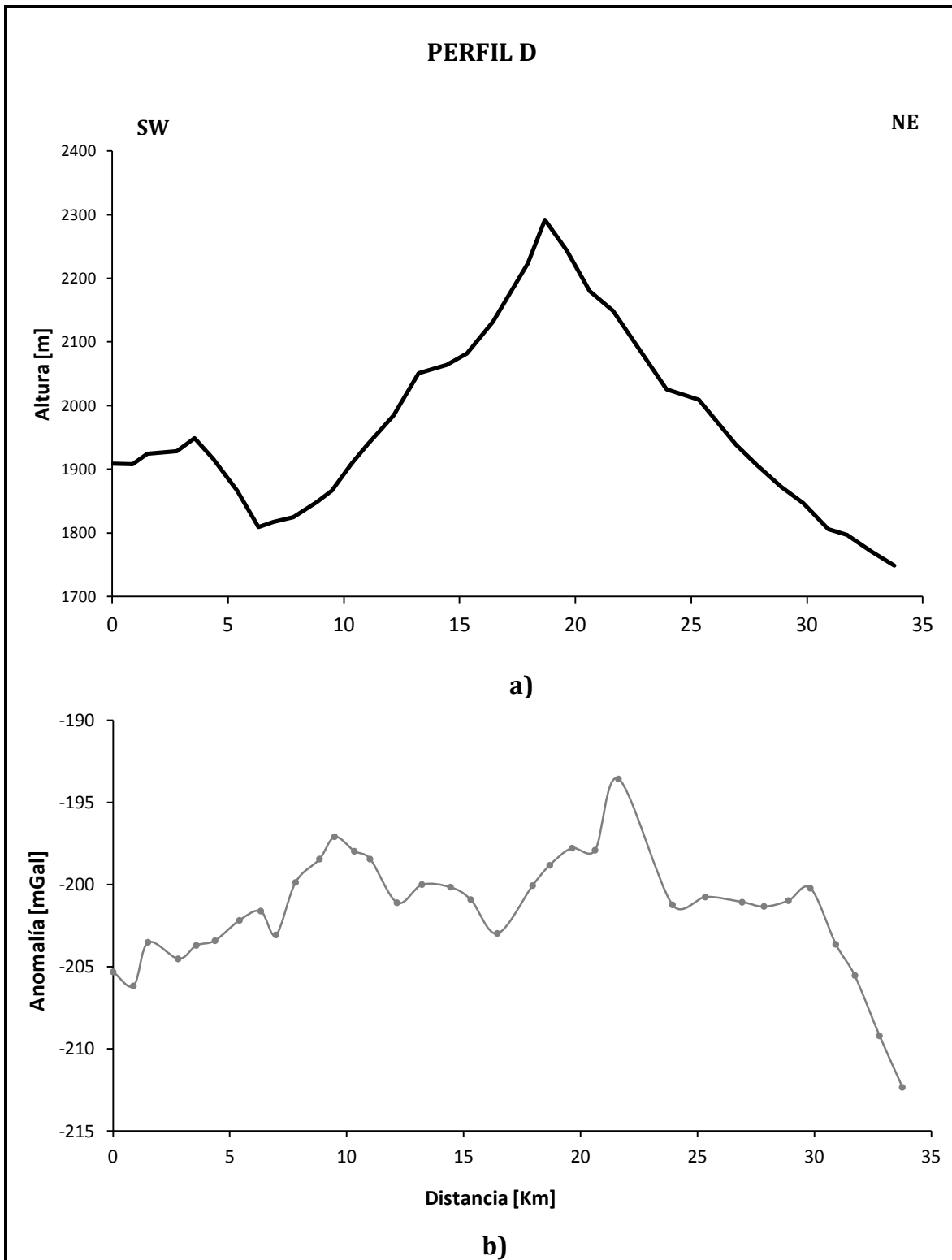


Fig. 24 a) Perfil de topografía y b) la Anomalía de Bouguer correspondiente al perfil D

En estos perfiles se puede observar que la mayor anomalía observada se encuentra en el perfil D, el cual tiene una variación de 18.33 [mGal] y la anomalía más pequeña corresponde al perfil B.

4.1.2 Modelado

El siguiente paso fue la construcción del mapa de contornos (Fig 25) de las anomalías gravimétricas para visualizar la localización de estas, para ello se creó una base de datos de gravimetría adjunta a la de datos de elevación en el programa Oasis Montaj y el mapa de contornos de la anomalía de Bouguer fue obtenido interpolando los datos a través del método de Kriging.

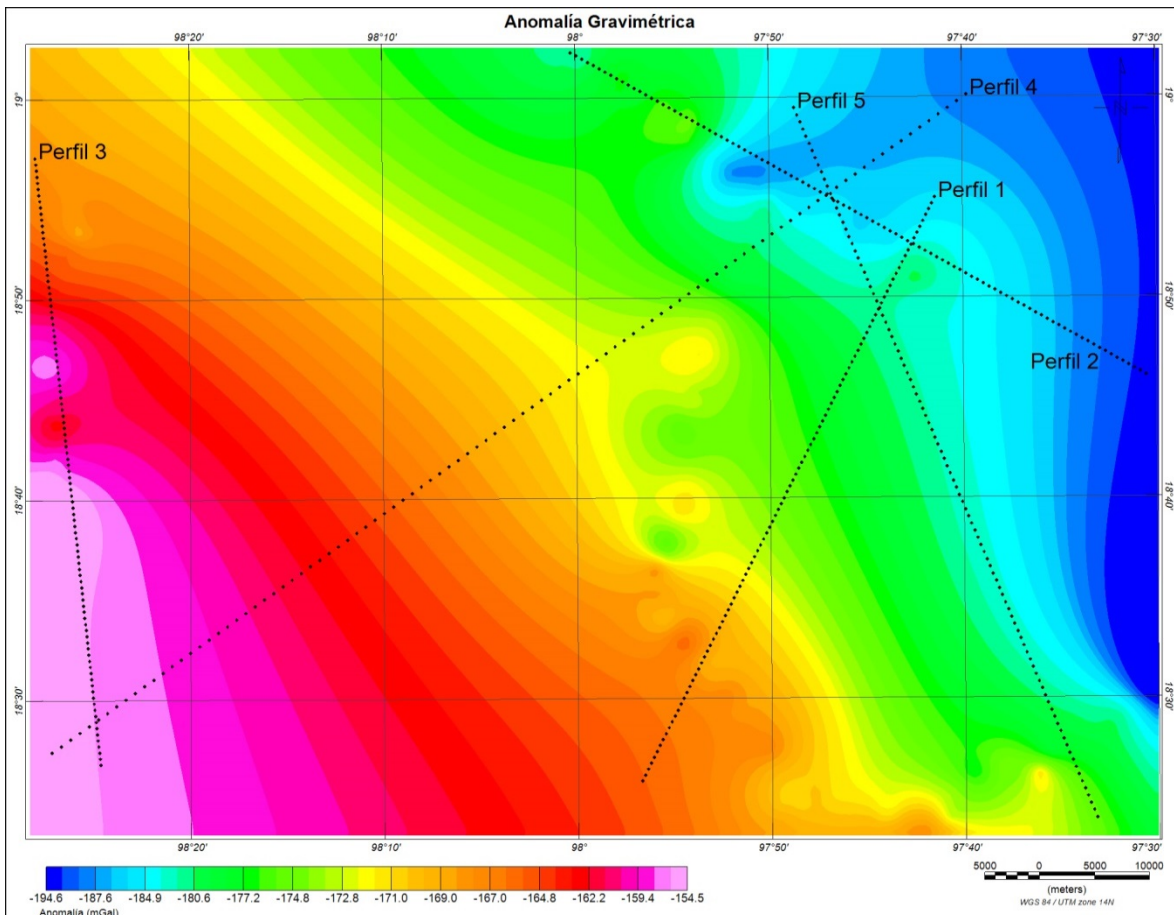


Fig. 25 En el mapa se observa con línea punteada los perfiles . Los perfiles 2 y 3 se construyeron paralelamente a los datos tomados en campo, mientras los perfiles 1, 4 y 5 se construyeron en base a las anomalías observadas.

A pesar de contar con pocos datos para la construcción del mapa, se decidió realizarlo pues el campo gravimétrico se comporta de manera suave y las zonas interpoladas pueden servir como una predicción del comportamiento del campo gravimétrico en la zona. Se buscó que los perfiles 1, 2 y 3 pasaran lo más cerca posible de los perfiles medidos y los perfiles 4 y 5 fueron trazados en zonas de datos interpolados para que también sirvan como una predicción de la estructura cortical por la que pasan.

Posteriormente se realizó el análisis del espectro de potencia de nuestros datos, para ello hicimos uso del módulo MAGMAP Filtering de Oasis Montaj. Antes de obtener el espectro de potencia, se aplicó un filtro pasa-bajas a nuestros datos. El espectro de potencia original y el espectro resultante del filtrado se puede observar en la Fig. 26.

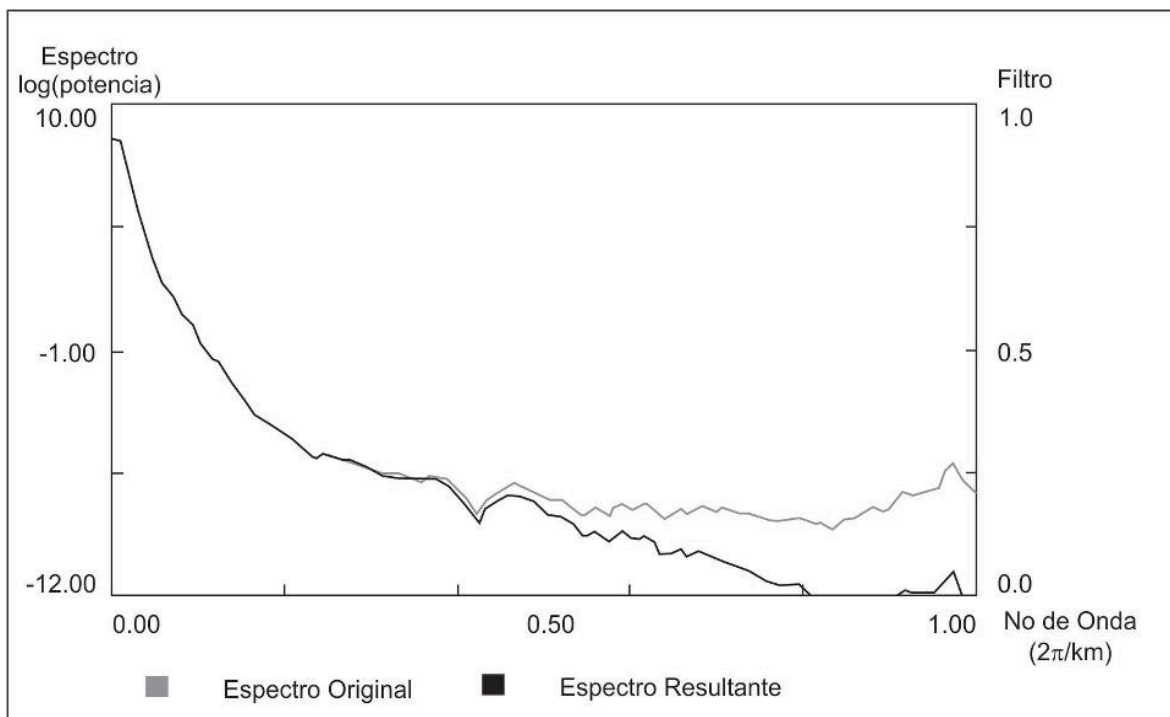


Fig. 26 Espectro de Potencia original y Espectro de Potencia de una vez aplicado el filtro pasa bajas

Una vez aplicado el filtro a nuestros datos, se obtuvo el espectro de potencia y se procedió a analizarlo visualmente con el fin de detectar las tendencias en el mismo. Posteriormente, usando EXCEL se obtuvieron las pendientes correspondientes a las tendencias observadas, pendientes que están relacionadas con la profundidad del tope de las fuentes que causan las anomalías como demostraron Pet et al (1979). El resultado de este análisis puede observarse en la Fig. 27 y esto nos sirvió como apoyo para realizar los modelos de gravimetría aunada a la información obtenida de estudios previos.

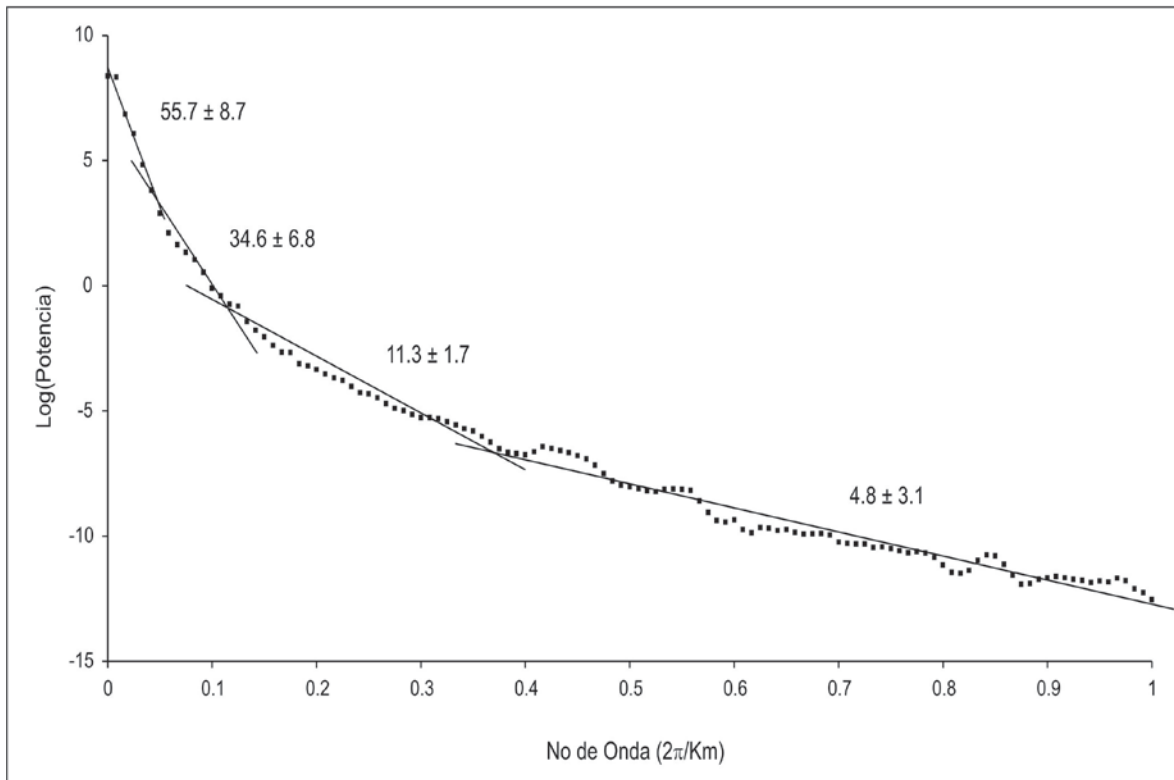


Fig. 27 Relación entre el logaritmo del espectro de potencia y la profundidad del tope de las fuentes que causan las anomalías.

Se puede observar en la Fig. 27, una componente profunda que corresponde a una profundidad 55.7 ± 8.7 km, para la componente media se observan dos pendientes que corresponden a una profundidad de 34.6 ± 6.8 km y la siguiente de 11.3 ± 1.7 km, por último para la componente somera se observa una profundidad de 4.8 ± 3.1 km.

Siguiendo la lógica de estudios previos asumimos para la componente profunda el rango de menor valor, es decir 47 km.

Así pues, para el modelado de nuestros datos asumimos que la corteza terrestre se puede representar como una superposición de un conjunto de capas horizontales con densidades distintas (Rivera & Ponce, 1986). La profundidad del tope de cada una de las capas se obtuvo mediante el análisis del espectro de potencia radial (Fig. 27), mientras que los valores de densidad se encuentran en función de la profundidad de cada capa siguiendo el modelo sugerido por Fix (1975) que más tarde fue corregido por Rivera & Ponce (1986) y Garza & Urrutia (1994). Estos estudios se basaron en información sísmica, así como en información de pozos y modelado de datos gravimétricos. El resultado del modelado puede verse a continuación

Perfil 1 Gravimetría.

Este perfil (Fig. 28) se encuentra orientado aproximadamente SW-NE con una extensión de 60 km, abarcando las localidades de Cuapiaxtla de Madero al norte, así como Tepexi de Rodríguez y San Vicente de Coyotepec al sur.

Se han modelado cuatro capas con un error de .124. La primera y más delgada de las capas tiene una densidad de 2.3 g/cm^3 y abarca desde la superficie hasta los 4 km de profundidad con pequeñas variaciones en su espesor, esta capa sirve como tope para la segunda capa cuya densidad es de 2.63 g/cm^3 . El tope de la tercera capa alcanza 14 km en la porción SW del perfil mientras que en el extremo NE llega disminuye a 8 km, mientras que su densidad es de 2.7 g/cm^3 .

La cuarta capa (relativa al manto) tiene una densidad de 3.29 g/cm^3 , y su tope se presenta a los 30 km a lo largo de todo el perfil, mientras que el contacto con el manto se presenta a los 47 km en promedio salvo al NE del perfil donde aumenta ligeramente para llegar a los 48 km. Lo anterior concuerda con hipótesis previas que

sostienen que debajo de la FVTM se tienen los mayores espesores corticales del país, los cuales pueden alcanzar hasta los 50 km.

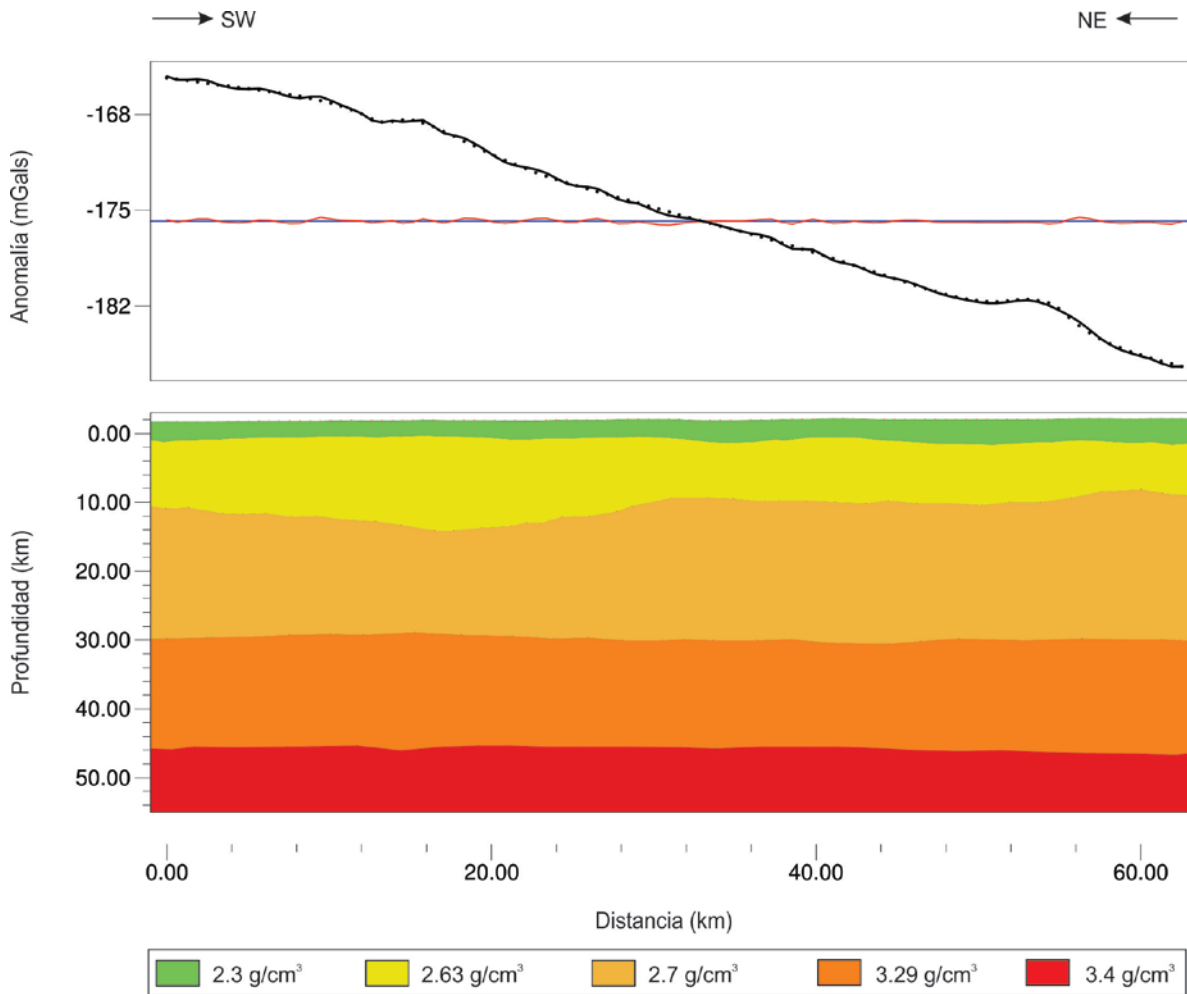


Fig. 28 Modelo de la Estructura Cortical obtenido para el perfil 1 con dirección SW-NE a través del Método de Talwani. La profundidad alcanzada es de 48km hacia el NE del Perfil

Perfil 2 Gravimetría

Este perfil se muestra en la Fig. 29 y está orientado en dirección NW-SE y presenta una longitud: 62 km. Pasa por la ciudad de Puebla, al NW, así como por las localidades de Amozoc, Cuapixtla de Madero y Tecamachalco al SE.

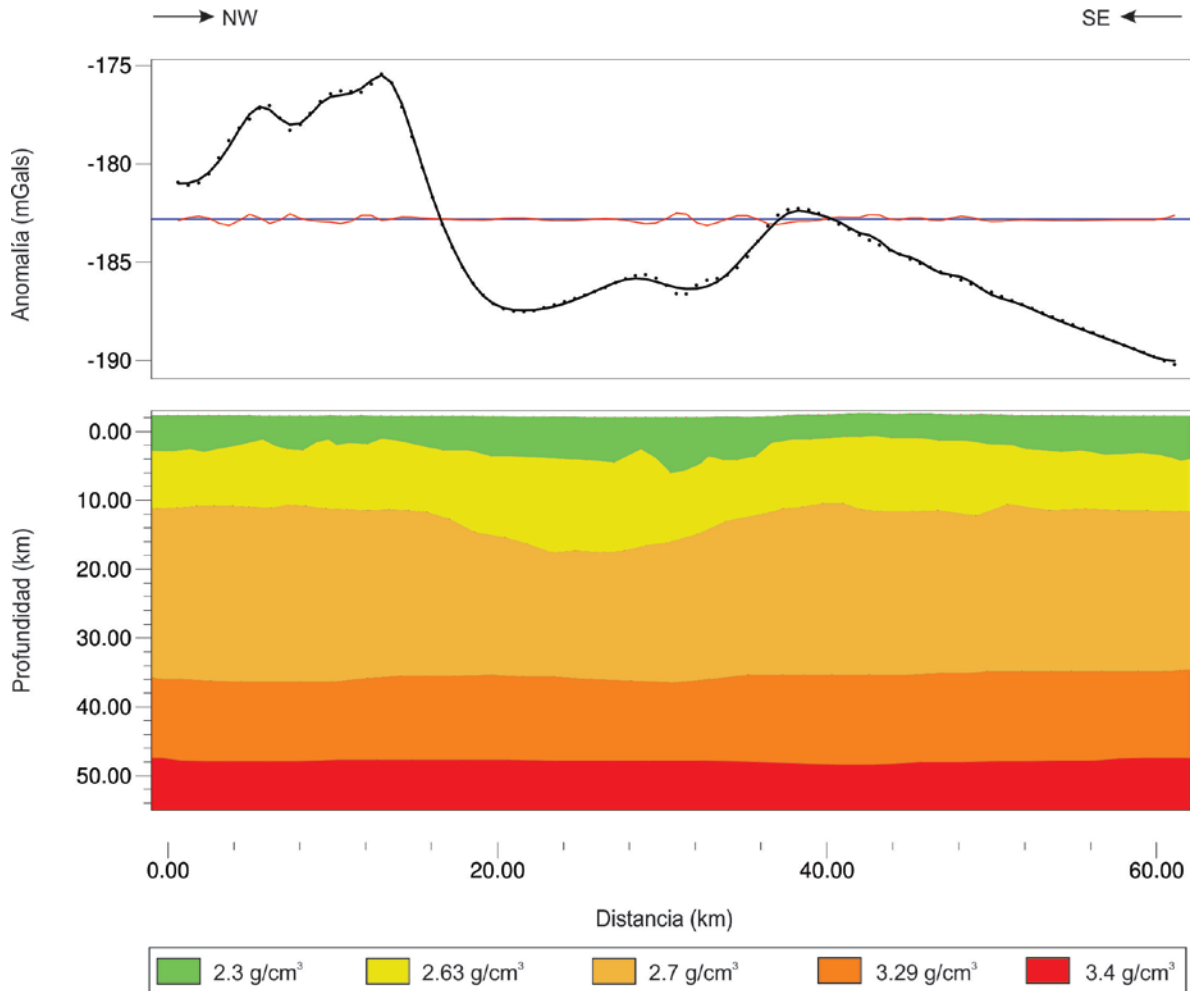


Fig. 29 Modelo de la Estructura Cortical obtenido para perfil 2 con dirección NW-SE a través del Método de Talwani. La profundidad alcanzada es de 45Km hacia los costados del Perfil

Al igual que para el perfil 1, se modelaron cuatro capas con un error de 0.125. La primera con 2.3 g/cm^3 de densidad, es un poco más irregular en su parte central (siguiendo la anomalía observada), donde alcanza profundidades superiores a los 5 km a partir de la superficie para disminuir en sus extremos NW y SE a valores inferiores a los 4 km. Sirve como tope de la segunda capa cuya densidad es de 2.63 g/cm^3 . La tercera capa tiene una densidad de 2.7 g/cm^3 y su tope se encuentra a los 19 km en el centro del perfil y disminuye abruptamente hacia los extremos, donde alcanza profundidades de 12 km en promedio.

Por último, la cuarta capa presenta una densidad de 3.29 g/cm^3 y su tope se presenta a una profundidad de 35 km en promedio, mientras que el contacto con el manto se da en promedio a los 48 km medidos a partir de la superficie.

Perfil 3 Gravimetría

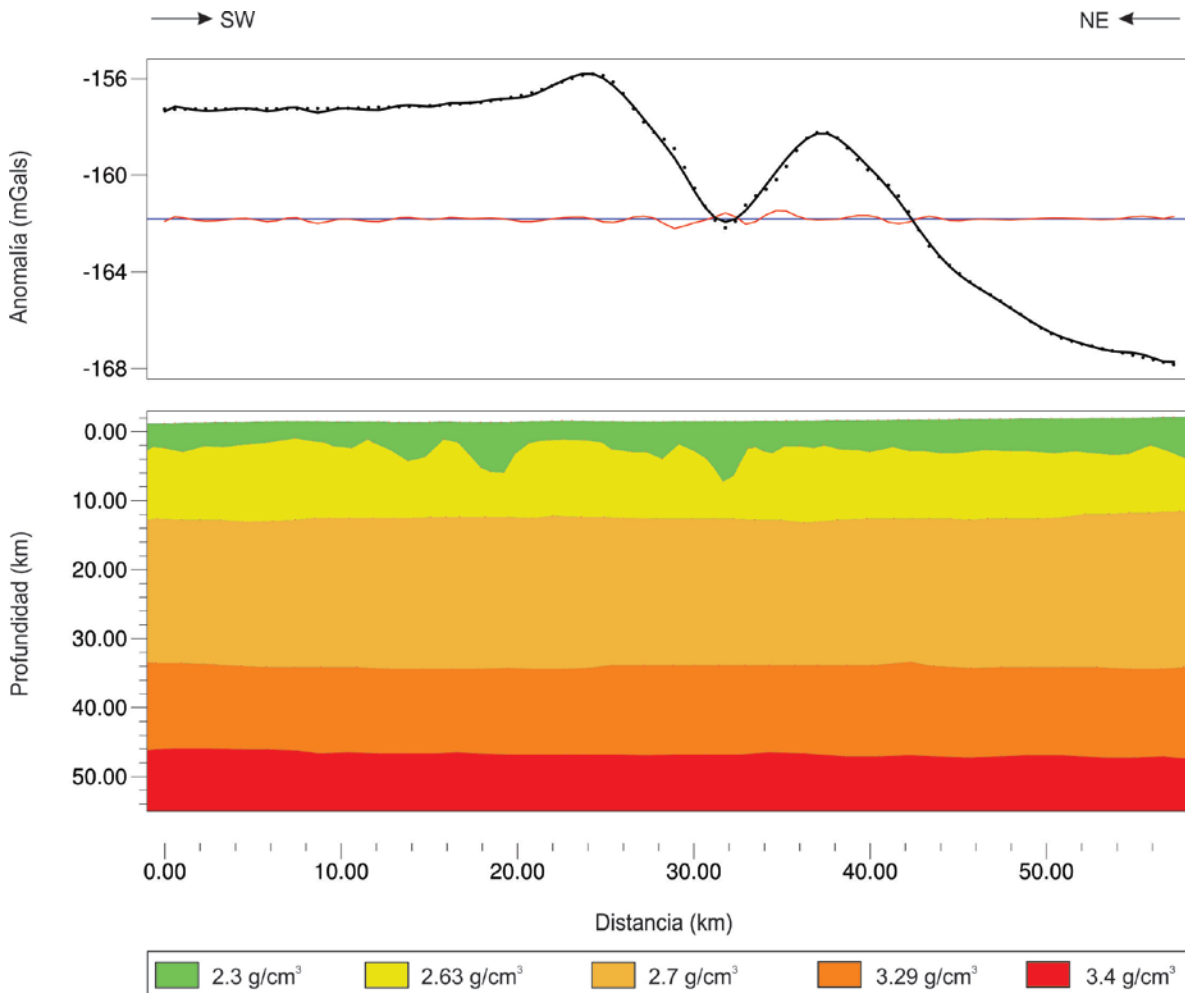


Fig. 30 Modelo de la Estructura Cortical obtenido para el perfil 3 con dirección SW-NE a través del Método de Talwani. La profundidad alcanzada es de 47km y 48km a lo largo del perfil

Se muestra en la Fig. 30 y está orientado en dirección SW-NE con una longitud de 55 km, pasando por las localidades de Izúcar de Matamoros al SW, Atlixco y la Ciudad de Puebla, al NE.

Las cuatro capas se modelaron con un error de ajuste de 0.107. La primera capa presenta una densidad de 2.3 g/cm^3 y en su porción central es bastante irregular, alcanzando espesores que van desde los 2.5 km hasta 8 km, haciéndose más regular hacia el NE donde su espesor es de 3 km en promedio medidos a partir de la superficie, sirve de tope para la segunda capa cuya densidad es de 2.63 g/cm^3 . La tercera capa presenta una densidad de 2.7 g/cm^3 y su tope se localiza a 12 km de profundidad, salvo en el extremo NE donde disminuye ligeramente para llegar a 10 km.

Finalmente, la cuarta capa fue modelada con 3.29 g/cm^3 de densidad y su tope se localiza a 34 km de profundidad en promedio y al igual que para la tercera capa, disminuye ligeramente en el extremo NE del perfil a unos 33 km, mientras que el contacto con el manto se localiza a una profundidad que va de los 46 km en el SW del perfil e incrementa progresivamente hacia el NE hasta llegar a los 48 km.

Perfil 4 Gravimetría

Este perfil se muestra en la Fig. 31 y cruza diagonalmente el área de estudio en dirección SW-NE, con una longitud de 102 km, pasando por las localidades de Cuapixtla de Madero al NE y terminando en Izúcar de Matamoros al SW.

Al igual que en los perfiles anteriores, se modelaron cuatro capas con un error de ajuste de 0.161. La primera capa fue modelada con una densidad de 2.3 g/cm^3 y su geometría es bastante irregular en su porción Centro-SW, presentando espesores que van desde los 2.5 km hasta 8 km, medidos desde la superficie hasta la base de la capa, mientras que en su porción SE esta capa es más regular; sirve como tope de la segunda capa cuya densidad es de 2.63 g/cm^3 . La tercera capa se modeló con una densidad de 2.7 g/cm^3 y su tope se localiza a 10 km de profundidad en promedio, salvo en el centro del perfil donde esta profundidad disminuye paulatinamente por los costados hasta llegar a 8 km.

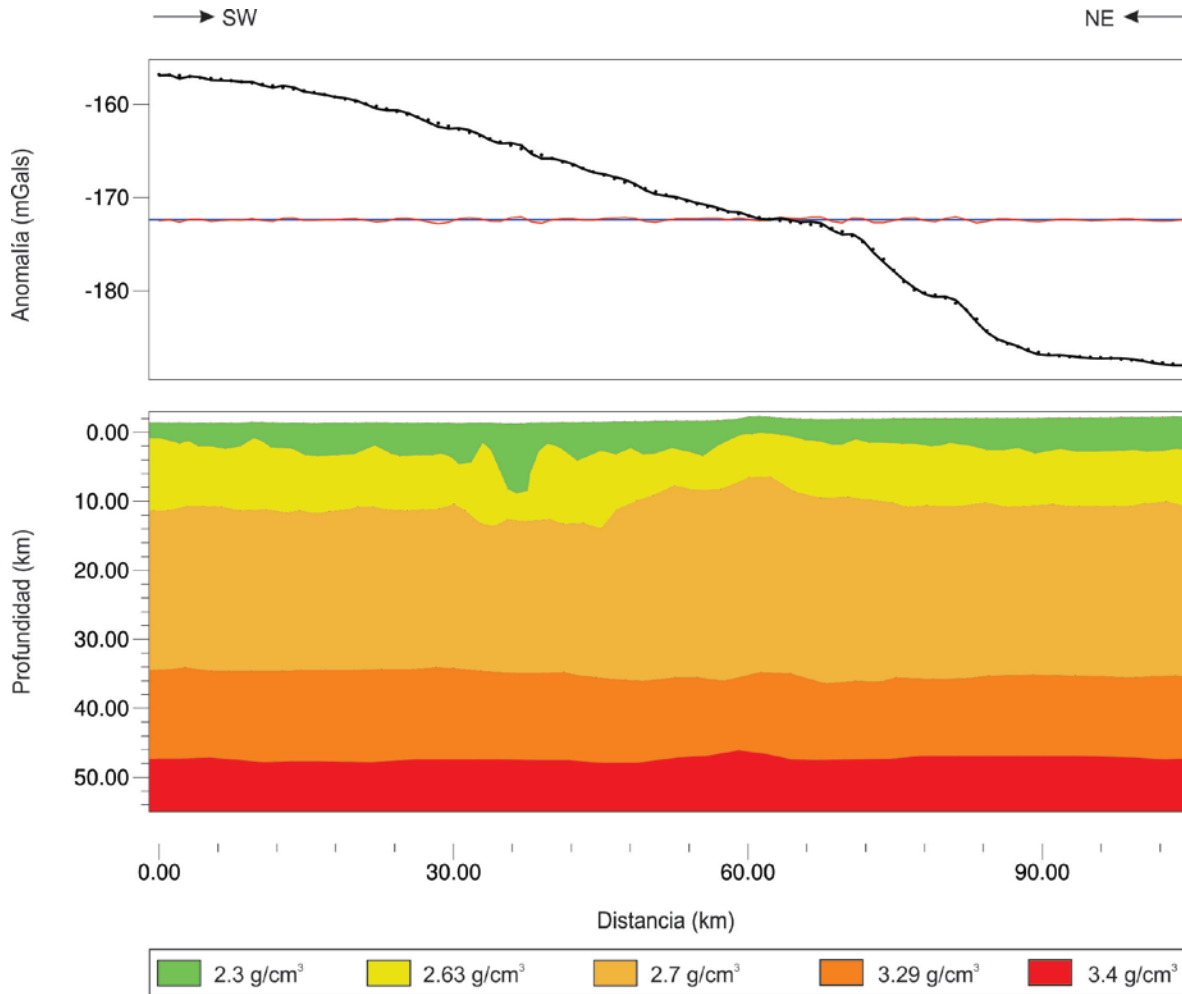


Fig. 31 Modelo de la Estructura Cortical obtenido para el perfil 4 con dirección SW-NE a través del Método de Talwani. La profundidad alcanzada 46 a lo largo del perfil

La cuarta capa se modeló usando 3.29 g/cm^3 de densidad y su tope se presenta a 34 km en el SW del perfil aumentando poco a poco hacia el centro del perfil a 38 km para posteriormente disminuir a 36 km hacia el NE del perfil. La interface con el manto (cuya densidad se modelo con 3.4 g/cm^3 para esta y los demás perfiles) se da en 46 km al SW del perfil para después sufrir una pequeña variación de 2 km y terminar en 48 km al NE del perfil.

Perfil 5 gravimetría

Por último, este perfil (Fig. 32) presenta una dirección SE-NW y una longitud de 71 km, pasando por las localidades de Cuapiaxtla de Madero al NW y terminando en San Bartolo Teontepec al SE.

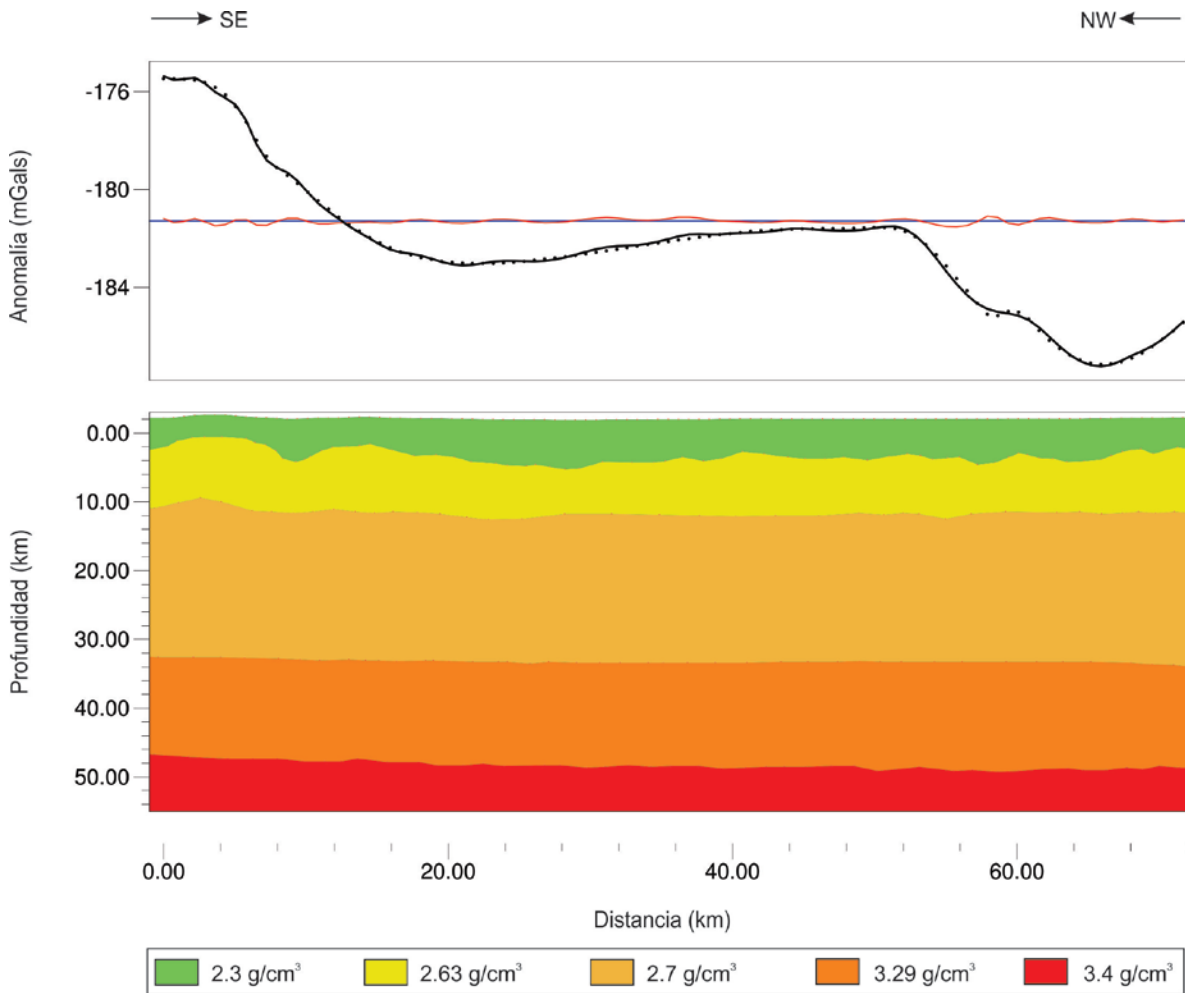


Fig. 32 Modelo de la Estructura Cortical obtenido para el perfil 5 con dirección NW-SE a través del Método de Talwani. La profundidad alcanzada es de entre 46km y 47km a lo largo del Perfil

Para este perfil también se modelaron cuatro capas con un error de .09. La primera capa fue modelada usando una densidad de 2.3 g/cm³ y presenta una

profundidad de 4 km en promedio medidos a partir de la superficie en casi todo el perfil salvo en la porción SE donde presenta algunas irregularidades considerables que la hacen alcanzar una profundidad de 5 km; sirve de tope para la segunda capa cuya densidad es de 2.63 g/cm^3 . El tope de la tercera capa se presenta 10 km en el SE del perfil para aumentar de manera suave hasta alcanzar 11 km de profundidad. Esta capa se modelo usando 2.7 g/cm^3 de densidad.

La cuarta capa se modelo usando 3.29 g/cm^3 de densidad y su tope se da a 32 km en el SE del perfil y al igual que en el caso de la tercera capa, va aumentando de manera ligera y paulatina hasta alcanzar un promedio de 34km. El contacto con el manto se da a una profundidad de 47 km y aumenta ligeramente la profundidad hasta llegar a los 48km al NE del perfil.

En la Tabla 6 pueden observarse de manera resumida las características de cada uno de los modelos de gravimetría.

Tabla 6 Resumen de modelos de Gravimetría

Modelo	Comportamiento de la Anomalía	Descripción del Modelo
Perfil 1 (Fig.28)	Tendencia negativa hacia el NE	Segunda y tercera capa más irregulares. Profundidad Máxima de 48Km hacia el NE del perfil
Perfil 2 (Fig.29)	Tendencia negativa hacia en SE del perfil	Máxima profundidad de 48 km a los costados del perfil
Perfil 3 (Fig.30)	Tendencia negativa hacia el NE del perfil	Segunda capa con geometría más irregular Máxima profundidad de 47km, constante en todo el modelo
Perfil 4 (Fig.31)	Tendencia negativa hacia el NE del Perfil	La segunda capa tiende a engrosarse hacia el NE Profundidad constante para la última capa
Perfil 5 (Fig.32)	Tendencia negativa hacia el NW del perfil	Segunda capa presenta geometría más irregular con mayor variación en el extremo NE. Cuarta capa presenta un valor constante.

4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNETOMÉTRICOS

El procesamiento de los datos magnéticos se inició con la corrección de los datos para remover los efectos causados por el campo magnético interno y externo, con esto pudo asegurarse que solo tuviéramos la contribución requerida para nuestro objetivo.

4.2.1 Correcciones y reducciones

Los valores de intensidad de campo magnético total fueron corregidos por variaciones diurnas, para realizar la corrección por variación diurna es necesario contar con un magnetómetro fijo cercano a la zona de estudio, el cual debe realizar mediciones periódicamente a lo largo del día (estación base). Para el presente estudio

no se contó con dicho magnetómetro por lo que se recurrió a los datos de la base del Observatorio de Teoloyucan, el cual registra datos de campo magnético total las 24 horas del día dichos datos se pueden observar en el apéndice B. Así pues, la variación diurna se obtiene de la siguiente manera:

$$v.d. = v_{obs} - dF$$

Donde v_{obs} es el valor observado en campo y dF es igual al valor obtenido al evaluar el polinomio a la hora de la medición menos el dato de la base.

El segundo paso fue obtener el IGRF para lo cual necesitamos la latitud y longitud para la fecha, hora de adquisición de los datos (Blakely, 1995) a través del modelo IGRF.

Para finalizar se obtuvo la anomalía magnética correspondientes al área de estudio restando la variación diurna al IGRF. Las anomalías para cada uno de los perfiles se puede observar en las figuras 33.b, 34.b, 35.b y 36.b.

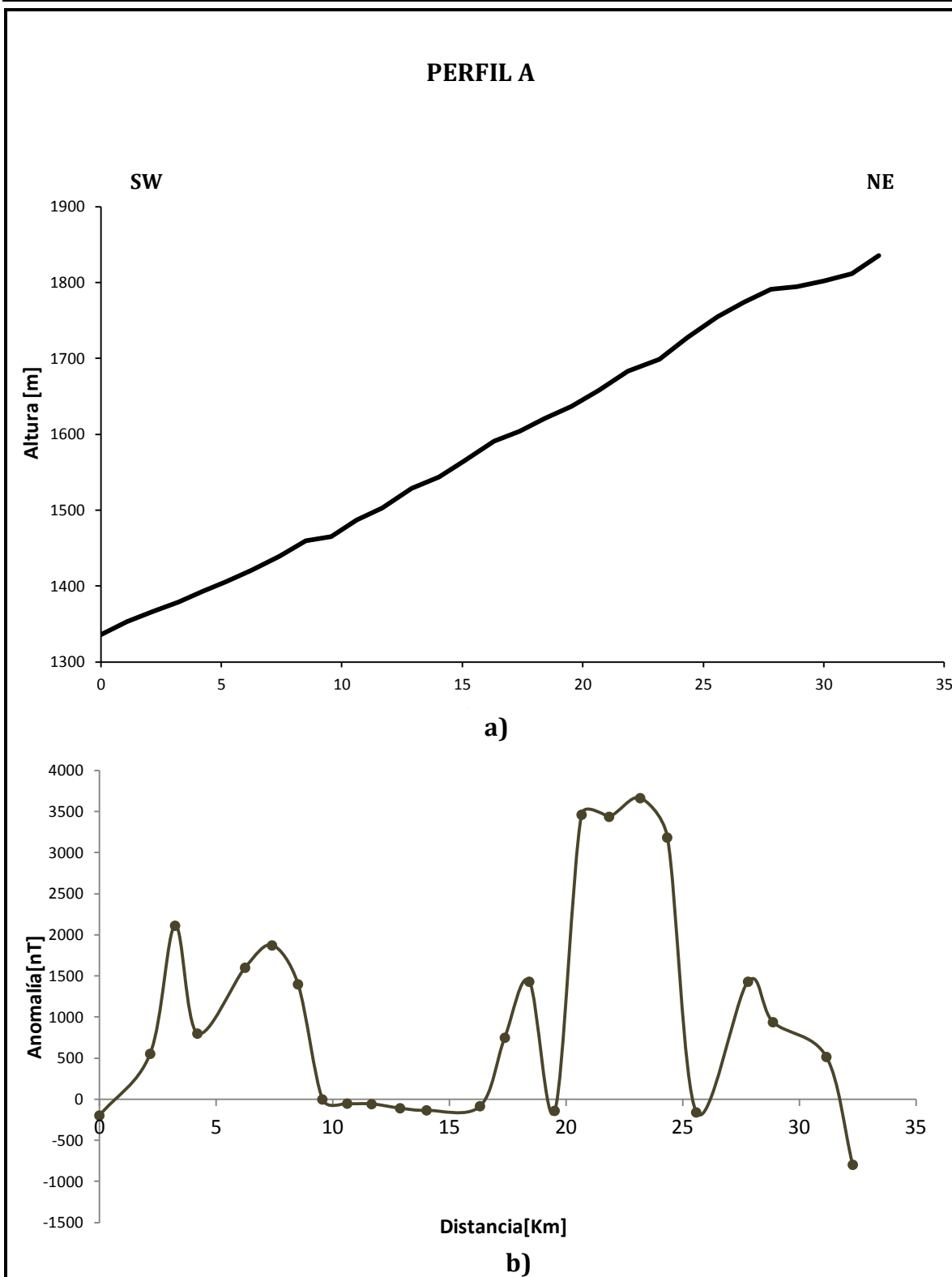


Fig. 33 a) Perfil de topografía y b) la anomalía magnética correspondiente al Perfil A

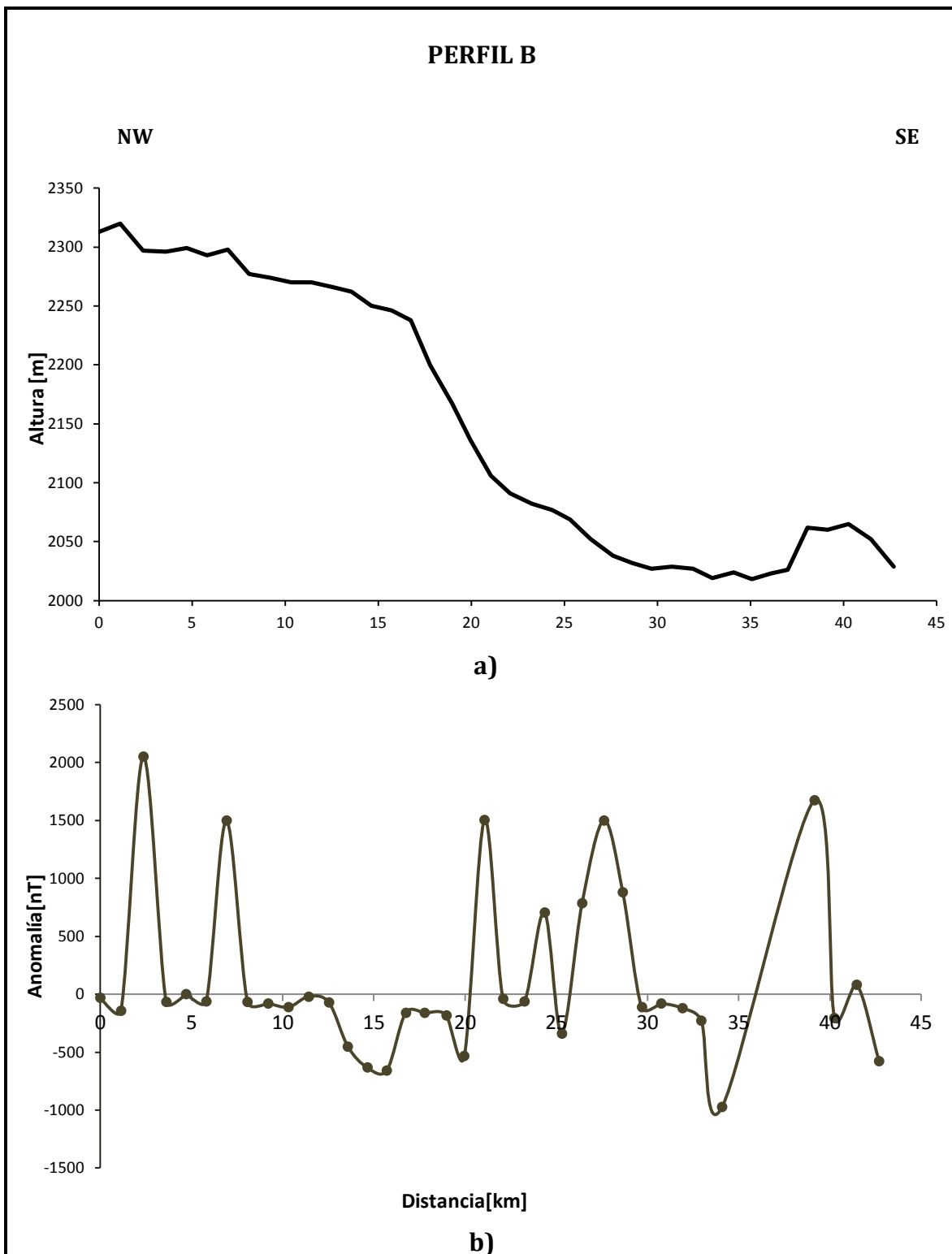


Fig. 34 a) Perfil de topografía y b) la anomalía magnética correspondiente al Perfil B

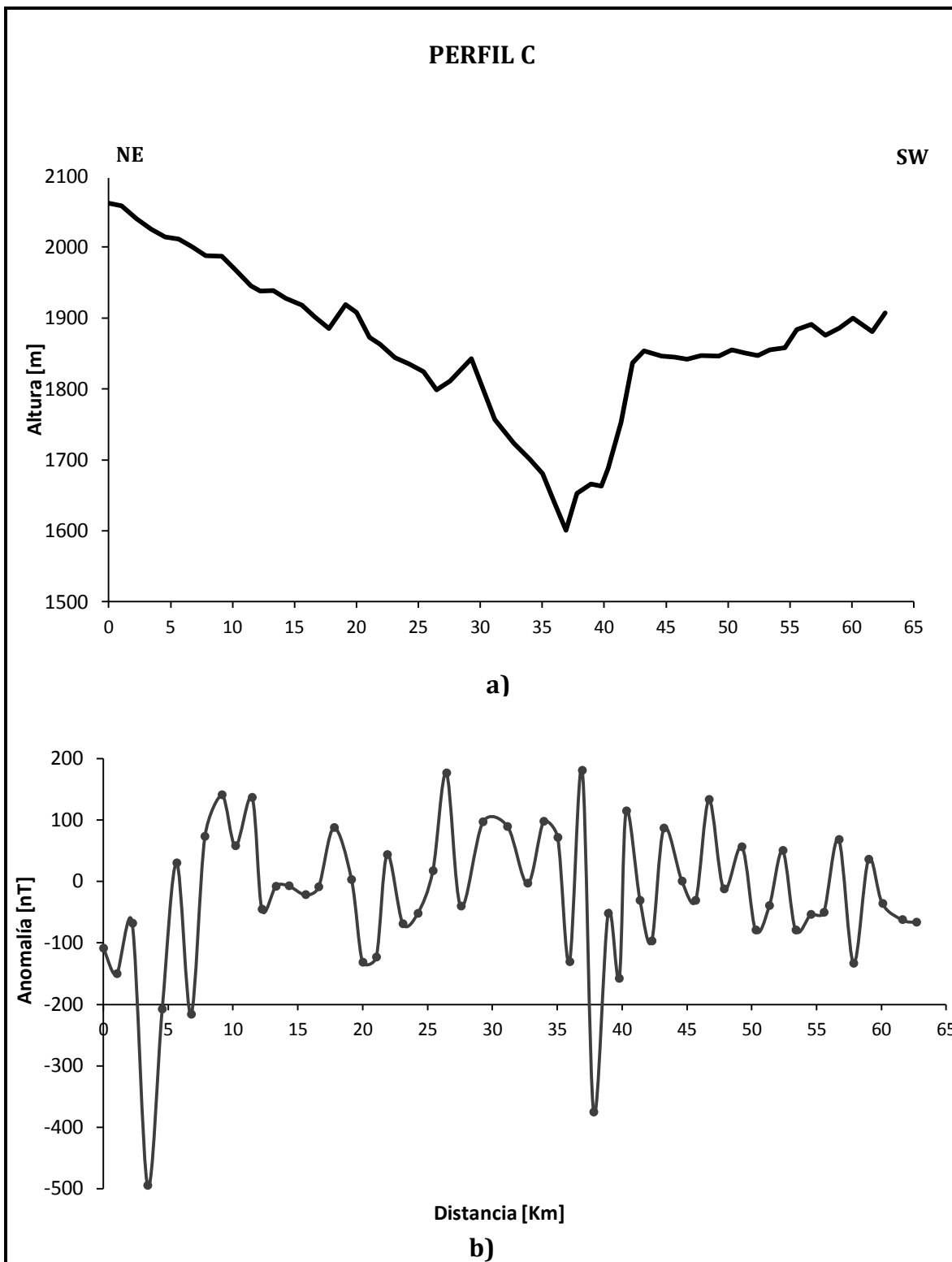


Fig. 35 a) El perfil de topografía y b) la anomalía magnética correspondiente al Perfil C

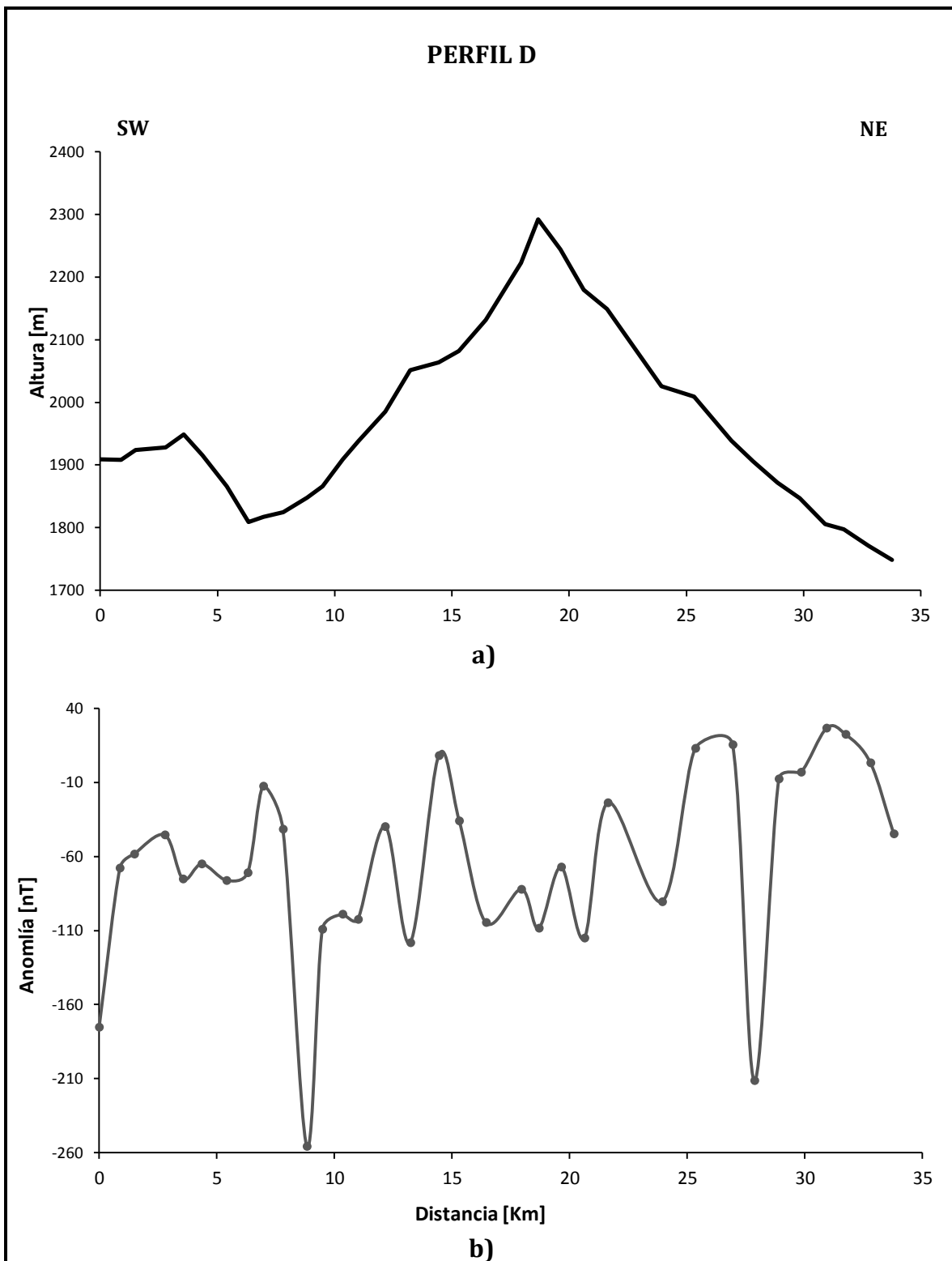


Fig. 36 a) Perfil de topografía y b) la anomalía magnética correspondiente al Perfil D

El siguiente paso en el procesado fue la construcción del mapa de contornos (Fig. 37) de los datos magnéticos para visualizar la localización de las anomalías, para ello se creó una base de datos conjunta a los datos gravimétricos, así como de los datos de elevación en el programa Oasis Montaj. El mapa de contornos de la anomalía magnética ha sido obtenido por la interpolación de datos usando el método de Kriging.

El mapa de anomalía magnética (Fig. 37) muestra cinco anomalías magnéticas positivas, de las cuales resaltan dos anomalías debido a su gran magnitud mostradas con las letras A(1026nT) y B(1000nT). Se observan también 4 anomalías negativas con amplitudes (C, D, E y F) que rondan los -350nT

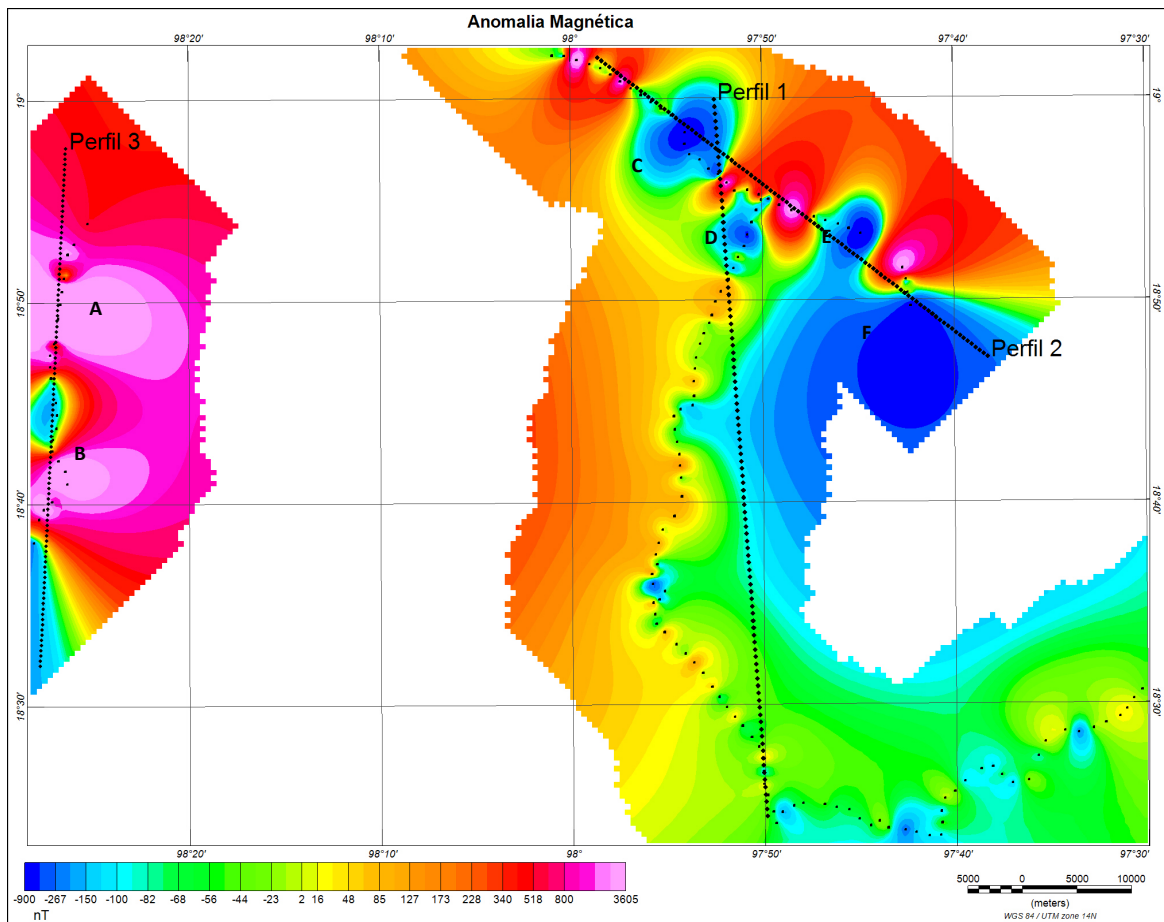


Fig. 37 Mapa de anomalía magnética que muestra la localización de los modelados. Perfil 1(orientación NE-SW), perfil 2(orientación: NW-SE), perfil 3(orientación: NE-SW).

4.2.2 Filtrado y resaltado de datos

Para el modelado de las anomalías en primera instancia fue aplicado el filtro de reducción al polo (Fig. 38) con la ayuda del módulo MAGMAP Filtering de Oasis Montaj, después se aplicaron las continuaciones analíticas ascendentes con varios niveles: 500m, 1000m y 1500m. Por último se realizó la construcción de sus respectivos mapas de contornos y sobre ellos se trazaron tres perfiles, los cuales atraviesan el mayor número de anomalías.

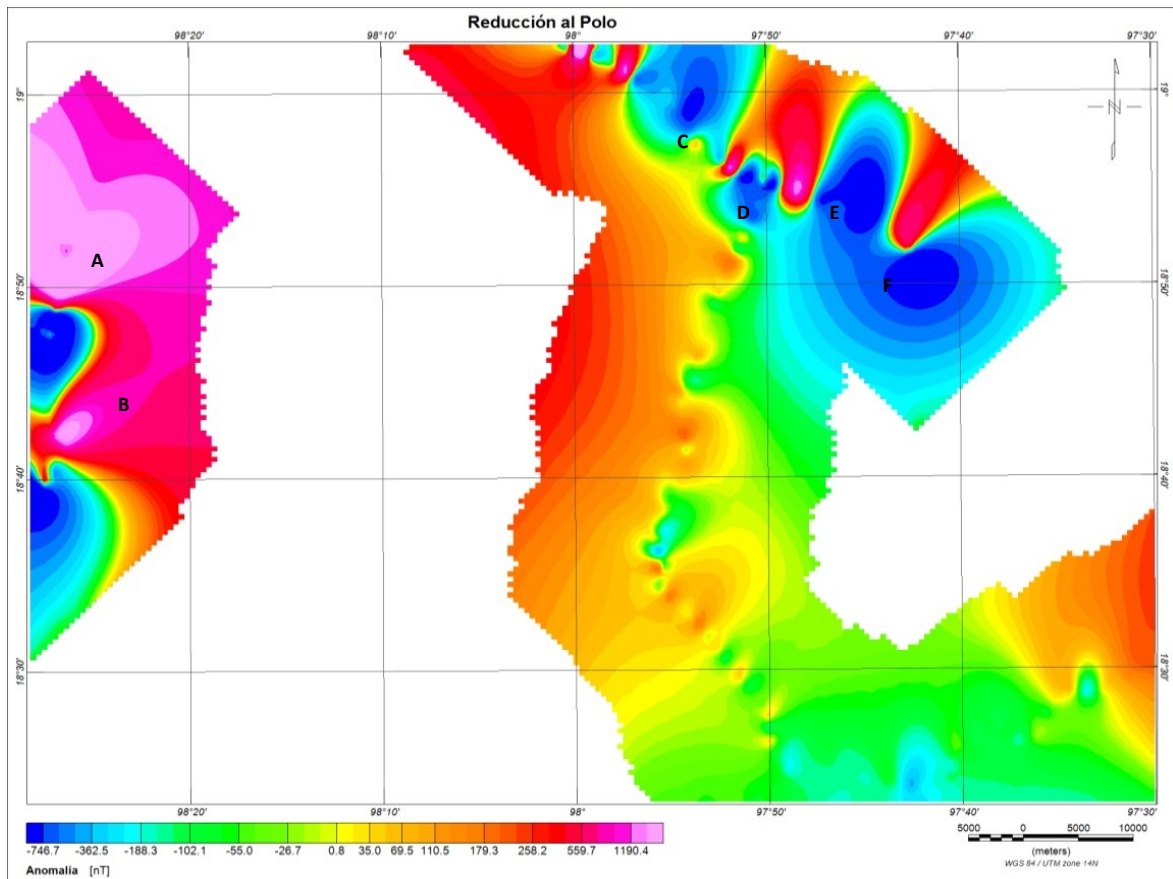


Fig. 38 Mapa de reducción al polo, se observan cuatro anomalías principales, dos de ellas ubicadas al oeste y dos ubicadas al noreste.

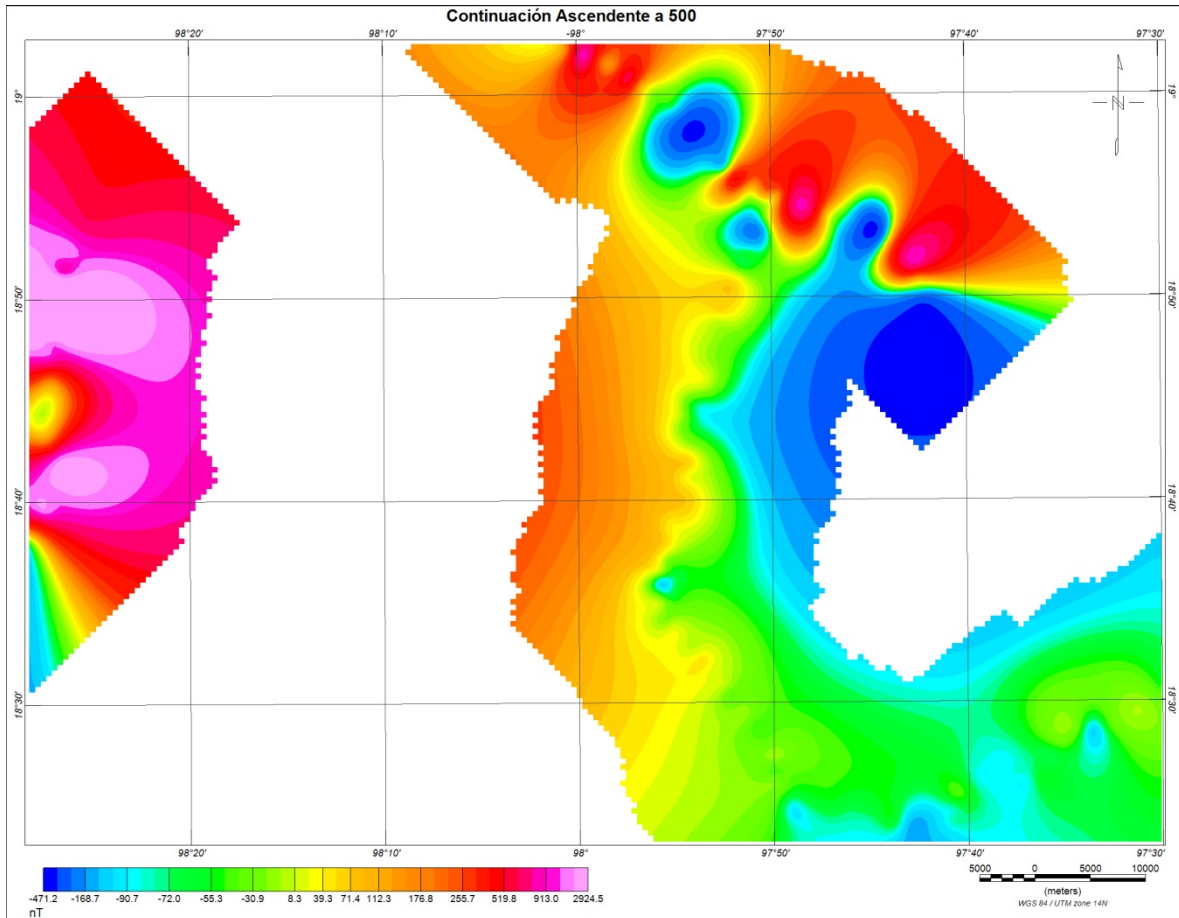


Fig. 39 Mapa de continuación ascendente a 500[m]

En el mapa de continuación ascendente a 500m (Fig. 39) se observan seis anomalías de importancia debido a las magnitudes que alcanzan. La anomalía magnética positiva de mayor amplitud se denota con la letra A (2900nT) y al E del área de estudio. La segunda anomalía magnética positiva se denota con la letra B, dicha anomalía alcanza un valor de 1425[nT]. Las anomalías C, E y F presentan un valores de -400[nT] aproximadamente y finalmente la anomalía D presenta un valor de -125 [nT].

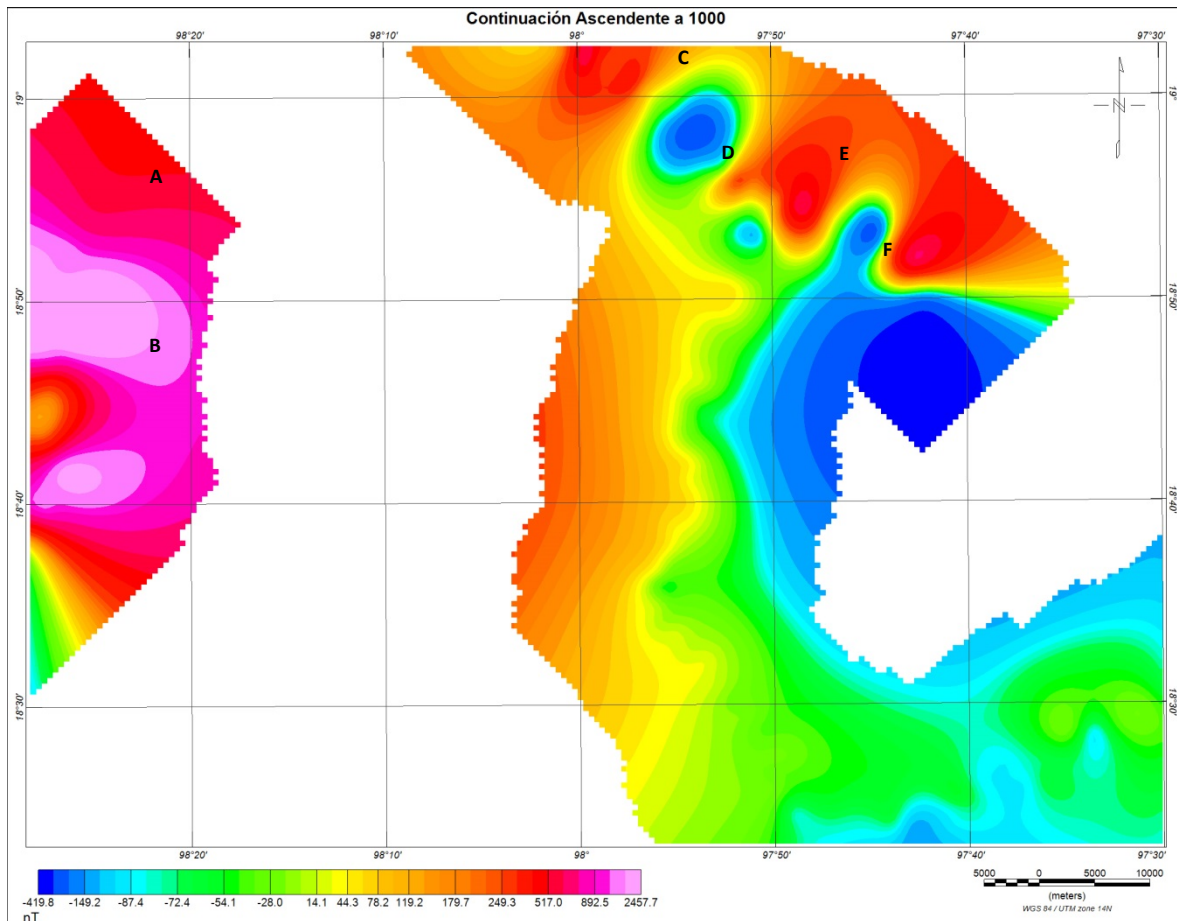


Fig. 40 Mapa de continuación Ascendente a 1000[m]

En el mapa de continuación ascendente a 1000m (Fig. 40) se distingue que las anomalías positivas A y B se conservan con valores de 2400[nT] y 1200[nT]. Las anomalías negativas C, E y F también se conservan con un valor aproximado de -400 [nT] mientras que la anomalía D se hace poco perceptible. En el mapa de continuación ascendente a 1500[m] (Fig. 41) encontramos tres anomalías negativas relacionadas con las anomalías encontradas en los mapas anteriores, estas anomalías tienen mínimos de 380[nT] y cabe destacar que la anomalía D ha desaparecido por completo, también se localizan las anomalías positivas A y B importantes al este del mapa.

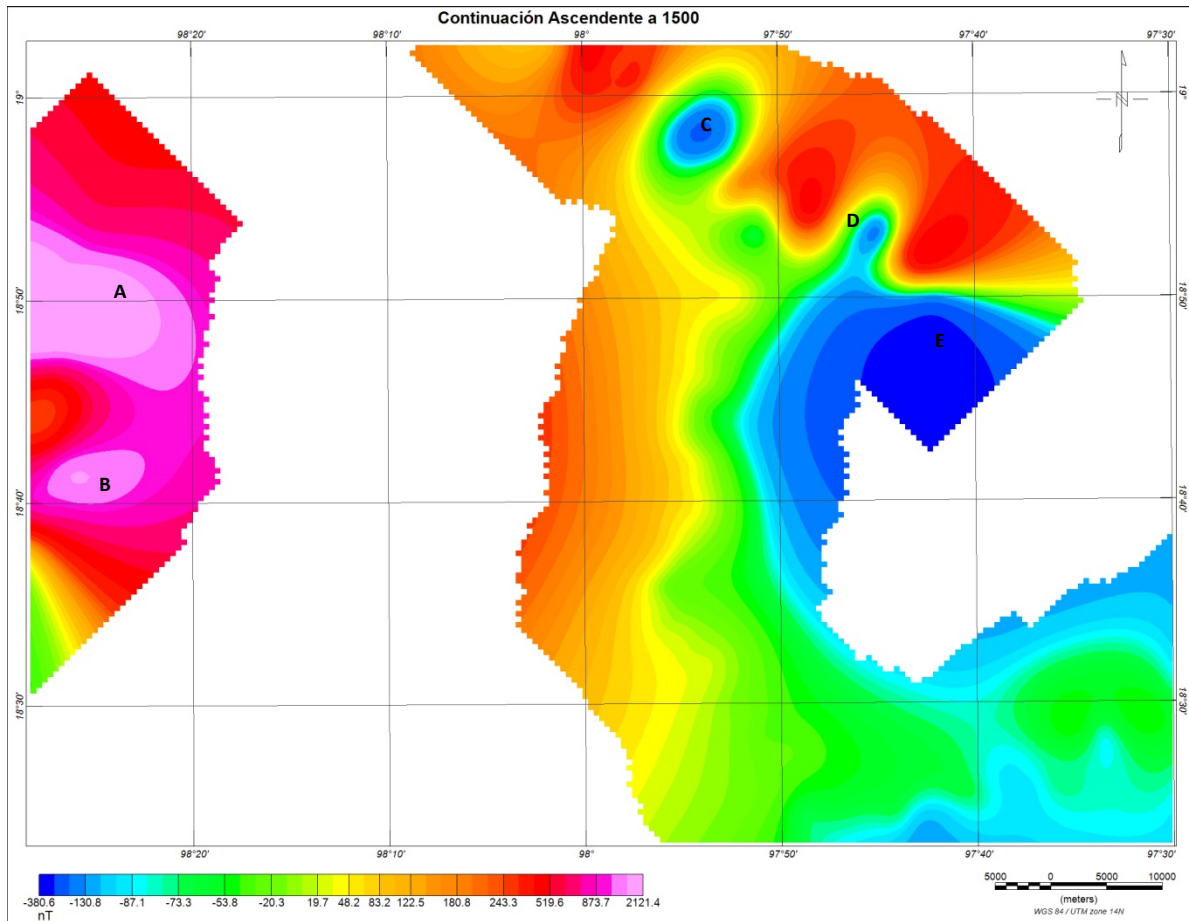


Fig. 41 Mapa de continuación ascendente a 1500[m]

4.2.3 Modelado

La extensión GM-SYS nos permitió hacer el trazado de tres perfiles en línea recta sobre el mapa de reducción al polo y los mapas de continuación ascendente, estos perfiles fueron propuestos con base a la cantidad de anomalías encontradas y la densidad de datos de campo.

Para modelar se partió de la idea de que en la corteza se encuentran cuerpos horizontales superpuestos con diferentes susceptibilidades, las profundidades propuestas son el resultado del estudio gravimétrico propuesto. Se realizó primero el

modelado sobre los perfiles de continuación ascendente a 1500[m] para obtener los cuerpos más profundos y se modelo en la continuación ascendente a 500[m] los cuerpos más someros. Sobre el mapa de reducción al polo se modelaron el conjunto de cuerpos con mayor detalle.

Perfil 1 Magnetometría

Este perfil (Fig. 42) se encuentra orientado aproximadamente SW-NE con una extensión de 60 km. abarcando las localidades de Tecamachalco al Norte, así como Tepexi de Rodríguez y San Vicente de Coyotepec al sur.

Para este perfil se modelaron tres capas con un error de ajuste de 19.942. Como se puede observar este perfil presenta pequeñas anomalías en la parte central del mismo mientras que en los extremos pueden observarse anomalías de magnitud considerable. Ambos tipos de anomalía fueron modelados variando la susceptibilidad magnética y la geometría de las dos primeras capas

La primer capa se modelo con una susceptibilidad de 0.01 SI y la profundidad media de su base es de 3.5 km medidos a partir de la superficie alcanzando los 5 km al norte del perfil en donde se tiene el valor máximo de la anomalía magnética. La segunda capa, fue modelada con una susceptibilidad de 0.1 SI y la profundidad de su base es muy variable a lo largo del perfil, presentando un valor promedio de 13 km y alcanzando valores cercanos a los 19 km en el sector SW del perfil y valores mínimos cercanos a los 12 km. La tercera capa fue modelada con una susceptibilidad de 0.001 siendo esta capa de poca influencia en las anomalías observadas debido a su profundidad y a su baja susceptibilidad magnética.

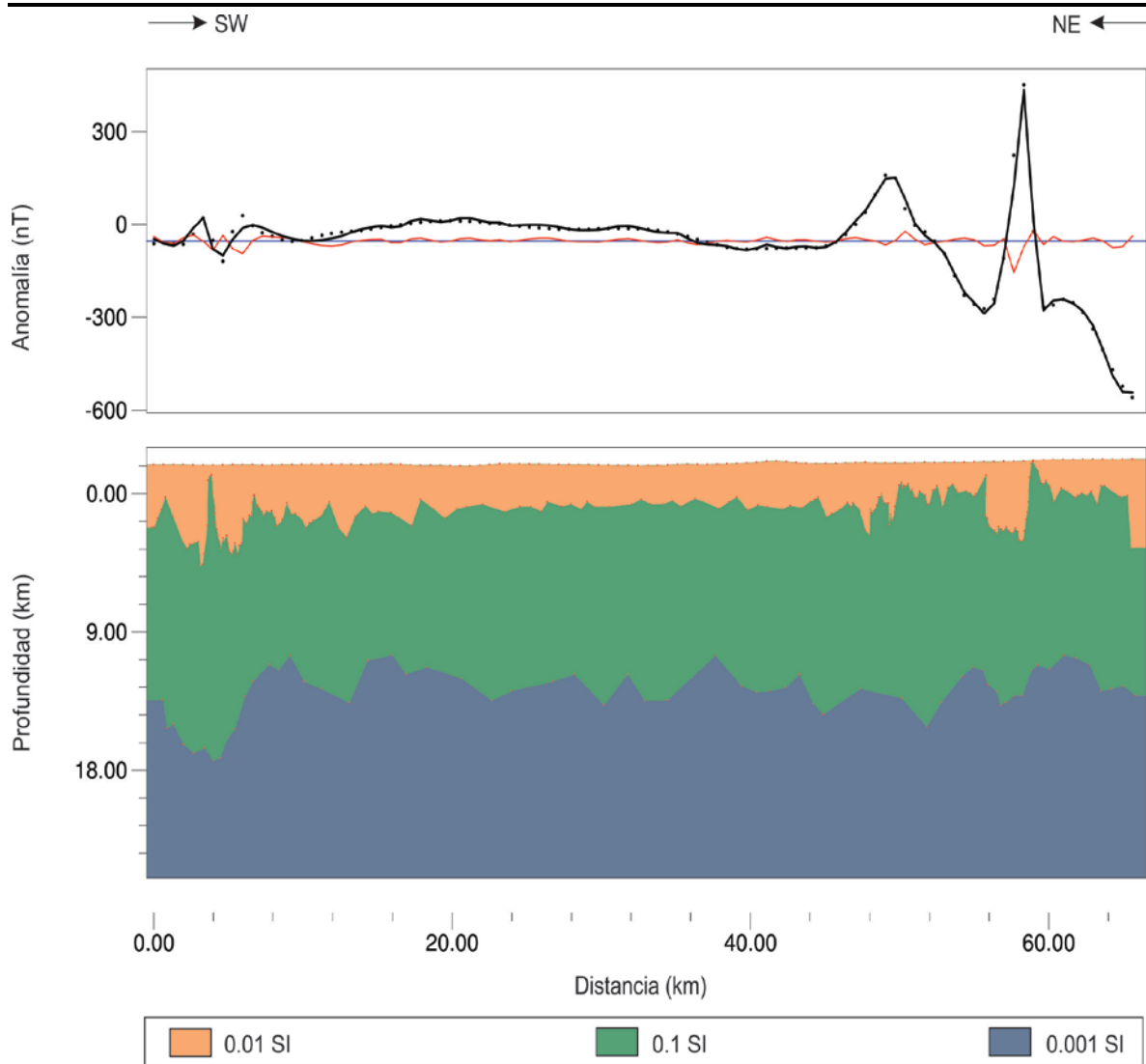


Fig. 42 Modelo de la estructura cortical obtenido del perfil 1 con dirección SW-NE a través del método de Talwani. Se puede observar el relleno de pequeñas cuencas.

Perfil 2 Magnetometría

Se muestra en la Fig. 43 se encuentra orientado en dirección NW-SE y presenta una longitud: 62 km. Pasa por la ciudad de Puebla, al NW, así como por las localidades de Amozoc, Cuapiaxtla de Madero y Tecamachalco al SE.

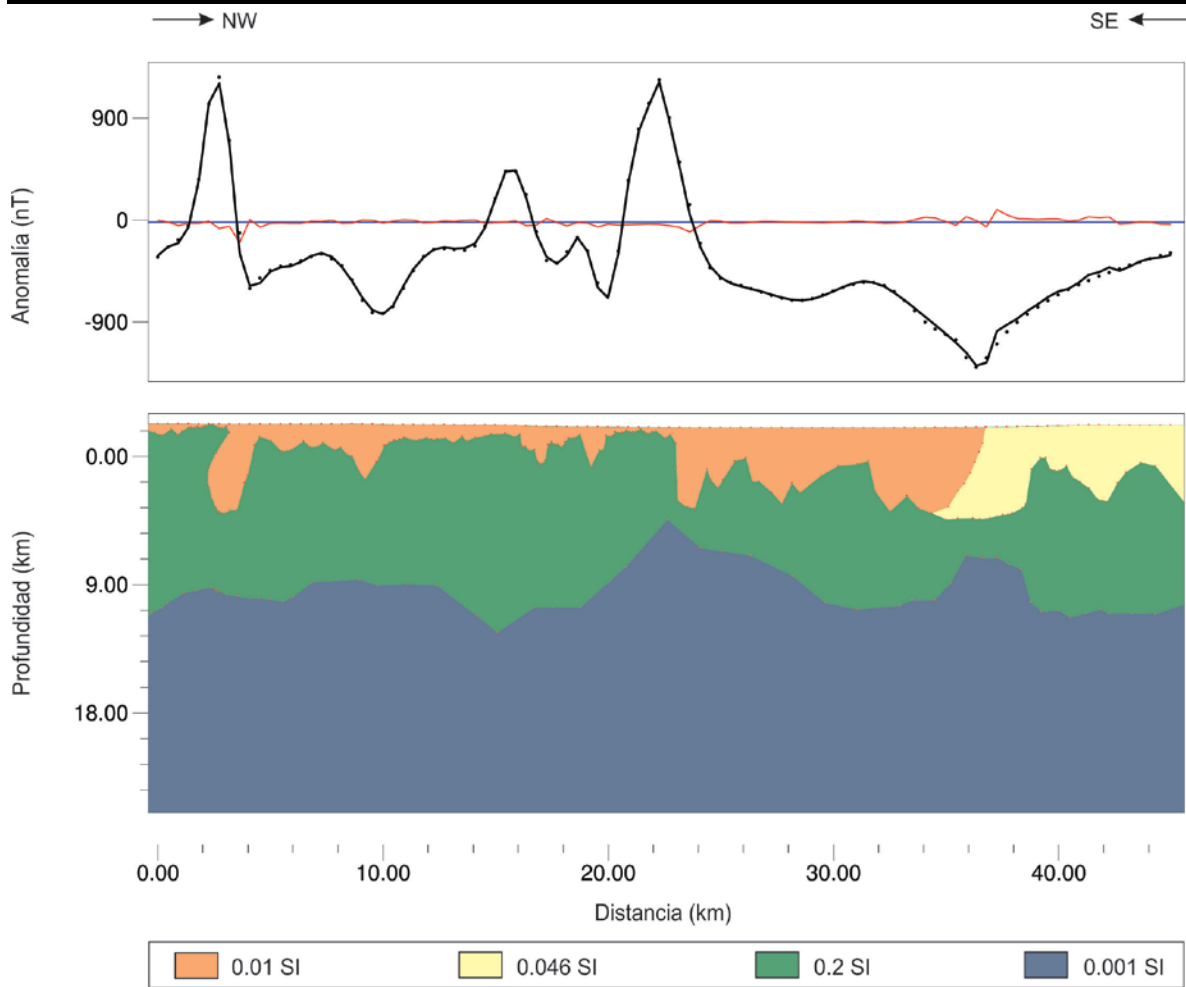


Fig. 43 Modelo de la estructura cortical obtenido del perfil 2 con dirección NW-SE a través del método de Talwani. En el SE del perfil se puede observar el contacto entre dos unidades de distinta susceptibilidad.

Para este perfil se modelaron tres capas con un error de 31.68 y l igual que en el perfil 1, las anomalías observadas fueron modeladas variando la susceptibilidad magnética y la geometría de las dos primeras capas, La primera capa presenta un contacto entre dos unidades al SE del perfil, las cuales tienen una susceptibilidad de 0.01SI y 0.046 SI. En general la capa presenta un espesor muy variable, alcanzando su valor máximo al SE del perfil con 6.2 km, mientras que su espesor mínimo se da al NW del perfil donde apenas llega a los 20 metros de espesor medidos a desde la superficie. La segunda capa, fue modelada con una susceptibilidad de 0.2 SI y su base alcanza profundidades de 14.5 km en la parte central del perfil mientras que su profundidad

mínima se da justo al centro del perfil con 6.6 km medidos a partir de la superficie. Por último, la tercera capa fue modelada con una susceptibilidad de .001 SI

Perfil 3 Magnetometría

Finalmente, este perfil (Fig. 44) está orientado en dirección SW-NE con una longitud de 55 km, pasando por las localidades de Izúcar de Matamoros al SW, Atlixco y la Ciudad de Puebla, al NE.

La geometría de las capas que conforman este perfil es bastante compleja debido a que presenta anomalías de alta frecuencia y magnitudes muy altas las cuales podrían estar asociadas a fuentes muy someras o bien a la presencia de ruido al momento de la toma de datos. Sin embargo el perfil pudo ser modelado bajo un esquema similar de susceptibilidades al empleado para los perfiles 1 y 2. Así pues se tiene una primera capa de geometría bastante irregular cuyo valor de susceptibilidad es de 0.068 SI, la cual está superpuesta por otra capa de susceptibilidad magnética igual a 0.09 SI en el SW del perfil. Ambas capas son prácticamente imperceptibles en la región NE del perfil. La tercera capa presenta un valor de susceptibilidad de 0.2 SI y su base se encuentra a una profundidad promedio de 11 km, alcanzando un valor máximo de 22 Km al SW del perfil y un valor mínimo de 5 km en aquella parte del perfil donde se presenta un dipolo bastante marcado. La tercera capa fue modelada con una susceptibilidad de 0.01 y contrariamente a lo que pasa en los perfiles 1 y 2, su valor de susceptibilidad magnética y su geometría si influyen en la tendencia regional de las anomalías pues, como puede observarse a lo largo del perfil la profundidad de su techo varia ampliamente siguiendo varios rasgos de la anomalía observada.

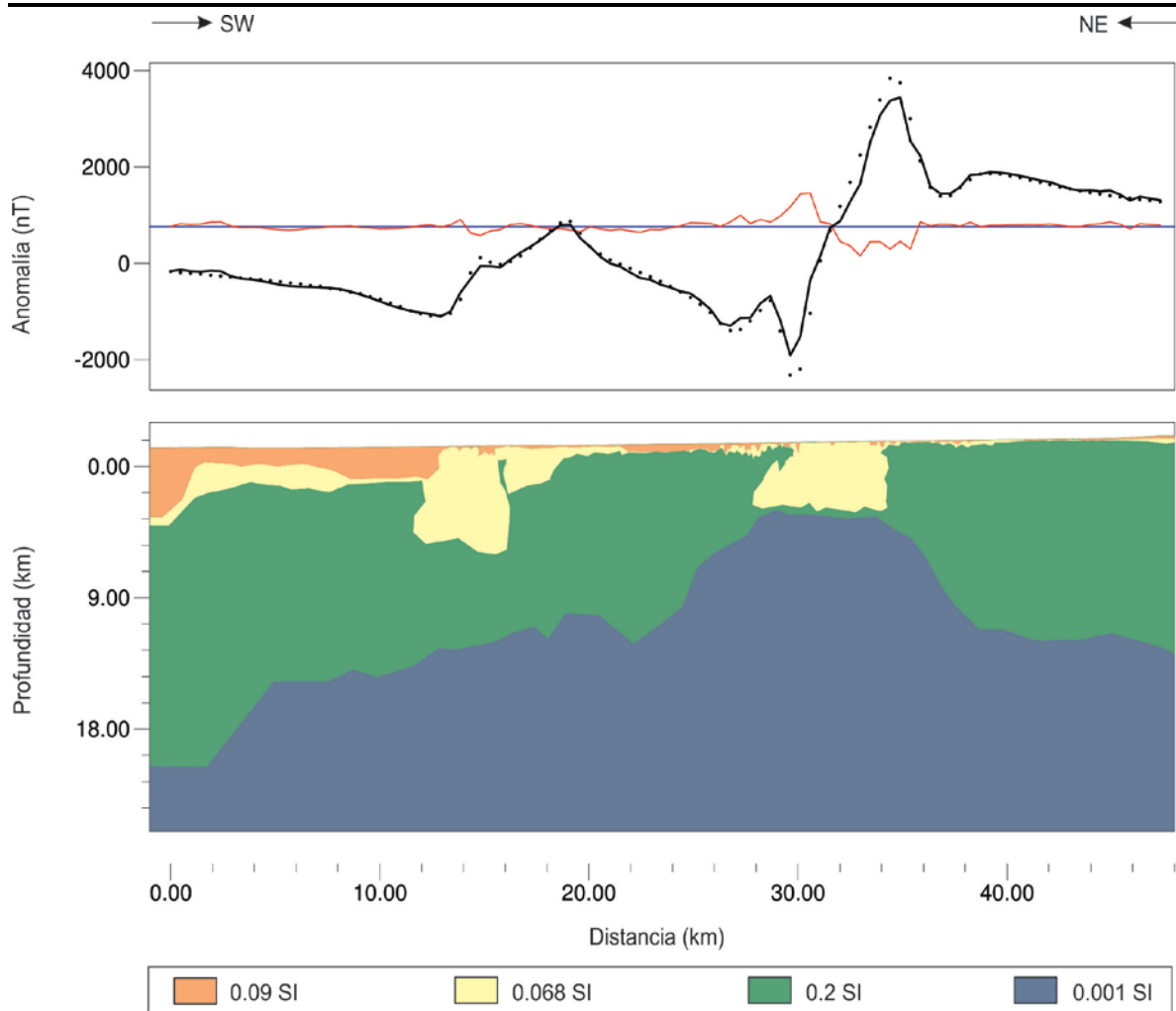


Fig. 44 Modelo de la estructura cortical estimado para el perfil 3 con dirección SW-NE a través del método de Talwani. Se puede observar la superposición de sedimentos recientes sobre sedimentos más antiguos así como estructuras que pueden asociarse a actividad volcánica

En la Tabla 7 se presentan de manera resumida las características de los modelos de magnetometría.

Tabla 7. Resumen de modelos de magnetometría

Modelo	Anomalía	Descripción
Perfil 1 (Fig 42)	Anomalías positivas hacia el NE del perfil	Se presenta una estructura de por lo menos 5km de espesor en la parte NE del perfil. La segunda capa presenta una geometría irregular a lo largo de todo el perfil La tercera capa alcanza su máxima profundidad en el extremo SW
Perfil 2 (Fig. 43)	Anomalía negativa y de gran amplitud en la parte central del Perfil. Anomalía positiva hacia el extremo SE	Se modelaron 6 capas, las primeras tres presentan muy poco espesor. Las tres capas de mayor espesor muestran gran irregularidad sobre todo en la parte central.
Perfil 3 (Fig.44)	Anomalía positiva en la parte central del perfil	Primera capa irregular en la parte central. Tercera capa presenta topografía abrupta hasta alcanzar 16km de profundidad máxima.

4.3 INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

En general se observa que las anomalías se correlacionan negativamente con la topografía, lo que nos sugiere que la región está en equilibrio isostático regional, hecho que concuerda con trabajos previos.

En las anomalías medidas no se observa la sutura entre los terrenos tectono estratigráficos Oaxaquia y Mixteco ya que una discontinuidad de esta índole se habría reflejado en un salto en las anomalías medidas o hubiésemos observado alguna indicación en los modelos propuestos. Al no encontrarse la evidencia necesaria y debido a la ubicación de los perfiles medidos se infiere que la zona de estudio se encuentra emplazada dentro del terreno Oaxaquia y que la sutura con el terreno Mixteco se encuentra ubicada posiblemente más hacia al sur.

Por otro lado, Spector & Grant (1970) demostraron la relación que existe entre la pendiente del logaritmo del espectro de potencia de datos magnetométricos con la profundidad del tope de las unidades que causan las anomalías. Posteriormente Pal et al, 1979 extendieron el método a datos gravimétricos. Así pues, para este estudio se encontró que la componente de baja frecuencia, la cual es causada por las fuentes más profundas se encuentra a una profundidad que ronda los 50 km, mientras que las componentes de alta frecuencia, asociadas a fuentes más someras, se encuentran a profundidades entre 4 y 11 kilómetros. El resultado detallado de este análisis puede observarse en la Fig. 27 y para apoyar la validez de las profundidades propuestas se modelo un perfil localizado en el meridiano 98°W (Fig. 44) con datos de gravimetría tomados de un estudio previo (Urrutia, 1996), encontrándose que estos datos pueden ser modelados con las profundidades y el contraste de densidades propuesto en este estudio. El resultado del modelado de nuestros datos se discute a continuación.

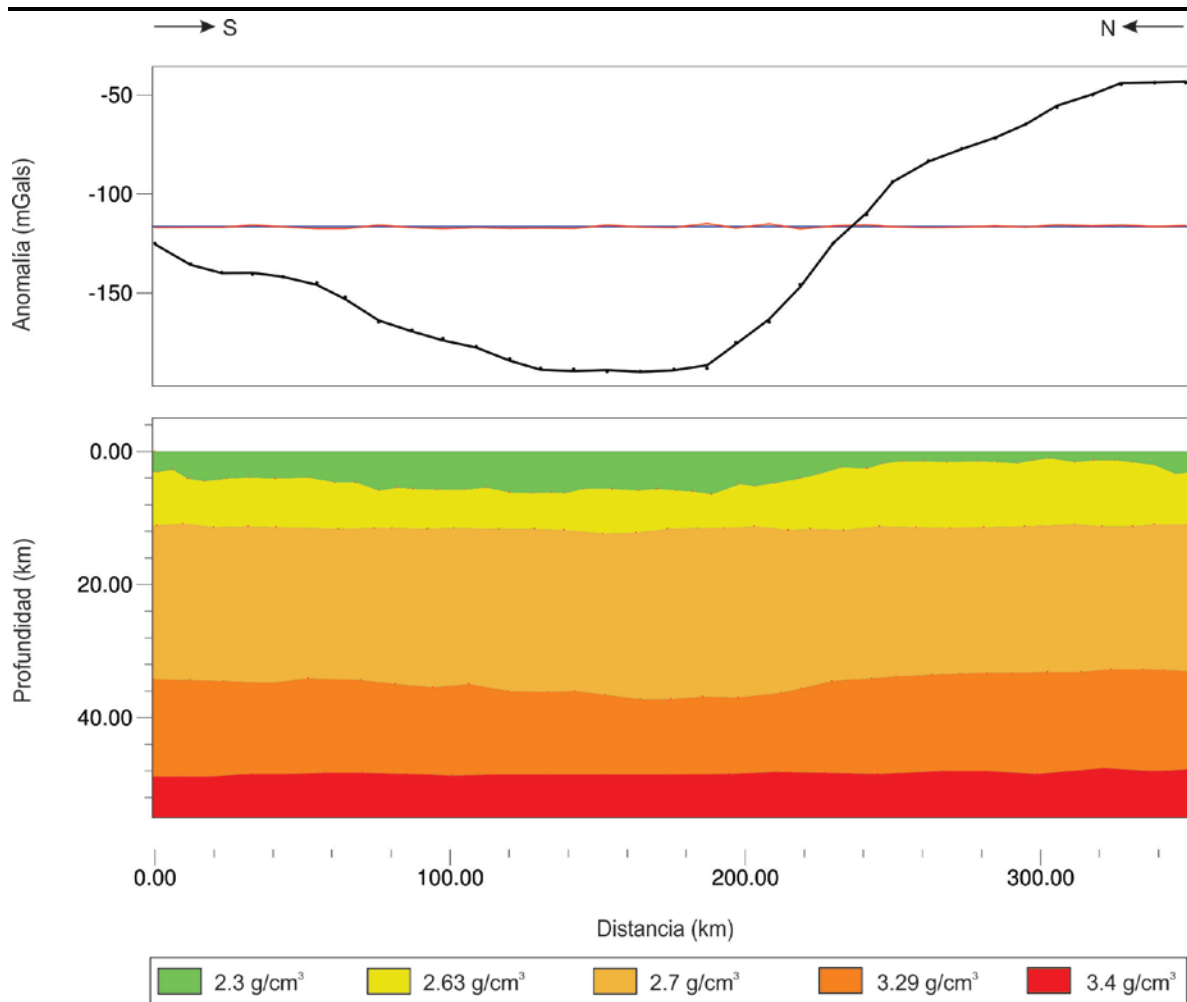


Fig. 45 Modelo modificado del perfil N-S ubicado en el meridiano 98° W de la estructura cortical de la Faja Volcánica Transmexicana, propuesto por Urrutia, 1996

Mediante el modelado usando el algoritmo de Talwani para cuerpos en 2D se modeló la corteza terrestre mediante 4 capas cuyo contraste de densidad ha sido ampliamente usado en estudios anteriores. La primera capa va desde la superficie y se extiende hasta una profundidad de 2 a 6 km en zonas aledañas a la ciudad de Puebla; esta capa puede estar relacionada con material reciente asociado al vulcanismo de la FVTM y cabe destacar que ha sido reportada en diversos estudios geofísicos como una capa característica del sur de la FVTM debido a la edad del vulcanismo (Shapiro et al 1997). El tope de la segunda capa se encuentra a una profundidad de 2 a 6 km. Esta unidad puede relacionarse con el complejo metamórfico Oaxaqueño, de edad Grenviliana.

El tope de la tercera capa se encuentra a profundidades que van de los 6 km en la zona de Coapixtla de Morelos hasta los 10km y 12km en al sur de la ciudad de Puebla. En esta zona, la profundidad a la que se encuentra el límite entre esta capa y la superior puede asociarse a la discontinuidad de Conrad que ha sido reportada de aproximadamente a unos 15Km de profundidad en la zona sur FVTM (Cruz-Atienza et al, 2010; Campillo, 1996).

La cuarta y última capa tiene su tope a una profundidad que va de los 32 km a 36 km y su base, es decir la interface con el manto alcanza profundidades de 48 km hacia el norte de la zona de estudio. Esta capa presenta una densidad de 3.29 g/cm^3 y representa a aquel material parcialmente fundido proveniente del manto que causa un levantamiento regional en la zona el cual aunado al espesor de la capa sedimentaria reciente hacen que la topografía de la zona sea tan elevada.

En los perfiles 1 y 2 se observa un descenso brusco en las anomalías observadas, dicho descenso se relaciona con estructuras de tipo graben que tiene una orientación SE-NW y atraviesan los perfiles antes mencionados. Por otro lado, también puede observarse el plegamiento del complejo Oaxaqueño hacia el norte de la zona de estudio que corresponde a la ciudad de Puebla, Amozoc y Coapixtla de Morelos. Dicho plegamiento parece tener una orientación NW-SE por lo que podría estar relacionado a esfuerzos que dieron origen a los graben antes mencionados.

En general, los resultados obtenidos de los modelos de gravimetría en cuanto a profundidades y densidades se relacionan en buena parte con estudios sísmicos y de gravimetría sobre la estructura cortical en la zona sur de la FVTM.

Tabla 8 Estructura cortical de FVTM según diversos autores

No de capa	Sísmica			Gravimetría	
	Fix (1975) ρ (gm/cm ³)/ Prof(km)	Valdés (1986) ρ (gm/cm ³)/ Prof(km)	Gomberg (1988) ρ (gm/cm ³)/ Prof(km)	Urrutia(1996) ρ (gm/cm ³)/ Prof(km)	Resultados de este trabajo ρ (gm/cm ³)/ Prof(km)
1	2.32/1	-	2.5/2	-	2.3/2
2	2.62/4	2.67/5	2.67/4	2.3/6	2.3/6
3	2.9/18	2.77/15	2.72/18	2.63/12	2.63/12
4	3.09/30	-	3.08/35	2.7/35	2.7/35
5	3.26/38	3.089/45±4	3.32/40	3.29/48	3.29/48
6	3.32/50	3.3/50	3.35/45	3.4/+48	3.4/+48

Por su parte, en los modelos de magnetometría se modeló la parte superficial de la corteza, intentando detallar en la medida de lo posible las estructuras geológicas presentes en los primeros 16km. Para tal efecto primeramente se llevó a cabo el filtrado de los datos usando el filtro de continuación ascendente, y a partir de los mapas obtenidos se determinaron las estructuras mayores. Posteriormente, a partir del filtrado por medio de Reducción al Polo se llevaron a cabo el modelado de los datos. En total se modelaron 3 perfiles y se tuvo cuidado de que estos pasaran por encima de los perfiles medidos. Para los perfiles 1 y 2 de magnetometría se encontró que la capa sedimentaria alcanza profundidades que van desde menos de 1 km a cerca de 5 km, mientras que la segunda y tercera capa se presentan a profundidades distintas y sus espesores son variados, evidenciando posible plegamiento de las unidades geológicas presentes. En el perfil 1 se puede observar que el material más reciente ha rellenado pequeñas cuencas a lo largo de todo el perfil, misma situación que se puede observar en el perfil 2 aunque en este caso se observa que una de las cuencas ha sido rellenada con material más reciente al SE del perfil.

En el caso del perfil 3 la capa superficial alcanza más de 6 km al SW del perfil, hecho que evidencia el transporte y relleno de sedimentos provenientes de zonas de

mayor altitud hacia zonas de menor altitud. Además, las susceptibilidades con las que se ajustó el modelo 3 sugieren que una capa de sedimentos antiguos, probablemente muy intemperizados han sido cubiertos por sedimentos volcánicos más recientes cuya susceptibilidad es mayor. Por último, las irregularidades observadas en la segunda capa pueden tratarse de estructuras de tipo volcánico asociadas a la fuerte actividad de este tipo que se presenta en esta zona pues están presentes cuerpos volcánicos mayores como el Popocatepetl.

En general, se observa una buena correlación entre modelados de los perfiles de magnetometría y gravimetría.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

El sector centro-este de la FVTM se caracteriza por un frente volcánico del arco constituido por estratovolcanes y presenta elevaciones del orden de 2 km que son más altas que las elevaciones en el sector oeste. El espesor cortical en el sector este es mayor, lo que correlaciona con las elevaciones de la FVTM. Entre las interrogantes planteadas para la evolución tectónica del centro y sur del país y en particular el sector este de la FVTM se tienen las relacionadas a la naturaleza de la corteza inferior y el basamento. Hacia el sur de la FVTM se tienen los terrenos Mixteco del Paleozóico y Oaxaquia del Precámbrico. En el sector este de la FVTM se ha sugerido la posible presencia de una zona de sutura entre los terrenos. En este estudio se analiza la estructura cortical en el sector por medio de modelado de perfiles de gravimetría y magnetometría. La adquisición de datos se realizó a lo largo de perfiles regionales en la zona, que permiten mapear las anomalías regionales. Para el estudio se analizaron y modelaron los datos de gravimetría y magnetometría, usando diferentes métodos y se construyeron modelos 2D de estructura cortical.

En los modelados de los perfiles de gravimetría, se encontró que la unidad superior, perteneciente al relleno sedimentario alcanza espesores que van desde los 2 hasta los 4 km; por lo tanto se puede concluir que el relleno de la cuenca es un factor importante pero no determinante para que se tenga un espesor cortical de tal magnitud en la zona.

En la zona de estudio no se encontró evidencia de posibles zonas de sutura entre los terrenos Oaxaquia y Mixteco. Las zonas de sutura cortical, con yuxtaposición de terrenos con diferentes cortezas se habrían podido denotar mediante cambios bruscos en las anomalías medidas. Por las características de las unidades modeladas se puede concluir que este sector de la FVTM se encuentra emplazado en el terreno Oaxaquia.

Por otro lado, el filtrado de los datos de magnetometría es una herramienta muy útil cuando se trata de hacer resaltar o atenuar rasgos de las anomalías que son de interés. En el presente estudio el filtrado de continuación ascendente nos permitió determinar la presencia de estructuras geológicas mayores y el filtrado de reducción al polo nos permitió modelar dichas estructuras.

En general se encontró que la estructura cortical somera se puede dividir en tres capas de susceptibilidad variable que va desde los 0.01 hasta los 0.2. El contraste de susceptibilidades propuesto concuerda con el hecho de que se trata de sedimentos producto de la actividad volcánica reciente junto con sedimentos que han sido intemperizados. Además, mediante el modelado de datos de magnetometría se pudieron detectar varias estructuras como aquella localizada en la porción NE del perfil 1 de magnetometría que puede asociarse al graven que atraviesa la zona de estudio en dirección SE-NW, así como pequeñas cuencas que han sido rellenadas por sedimentos recientes, estructuras de tipo volcánico como las observadas en el perfil 3 o bien, contacto entre dos unidades distintas como el encontrado al SE del perfil 2.

El análisis del espectro de potencia de los datos de gravimetría es una herramienta para el modelado de datos que permite estimar de manera estadística la profundidad de estructuras o unidades geológicas mayores. De esta manera y aunado al modelado de los datos gravimétricos se determinó que la primera capa, que representa el material más reciente, presenta un espesor que va desde los 3 a los 5 kilómetros, misma profundidad que el tope de la segunda capa. La profundidad del tope de la tercera capa va desde los 8 hasta los 20 kilómetros, y por último, el tope de

la cuarta capa se presenta a una profundidad que va desde los 30 hasta los 38 kilómetros. Las profundidades propuestas en este estudio concuerdan con las de estudios previos. Además se encontró que la profundidad de la interface entre la corteza y el manto se encuentra entre los 45 kilómetros al sur del estudio y a los 47 km al norte del mismo, hecho que corrobora la hipótesis propuesta en estudios previos la cual menciona que en el centro del territorio mexicano y particularmente en la FVTM es en donde se tienen los mayores espesores corticales del país.

5.2 Recomendaciones

Las recomendaciones emergidas de esta investigación son las siguientes:

Llevar a cabo un análisis del espectro de potencia por perfiles para estimar las profundidades de las unidades geológicas.

Ampliar la zona a prospectar hacia el sur para poder determinar si la sutura entre los terrenos se presenta en esta zona.

Recolectar y analizar muestras de roca de las diferentes unidades para tener un mejor control de los contrastes de densidades y susceptibilidades.

APENDICE A

Se realizó la calibración de los datos de campo mediante una hoja de cálculo. Para dicha calibración se multiplica cada lectura de campo por un factor que está definido por el fabricante del gravímetro. Las figuras 46, 47, 48 y 49 muestran las gráficas de calibración del gravímetro para cada perfil y a lo largo de cada uno.

$$L_{cal} = L_c \cdot x f$$

Donde:

L_{cal} : Lectura Calibrada

L_c : Lectura de Campo

f : factor del fabricante

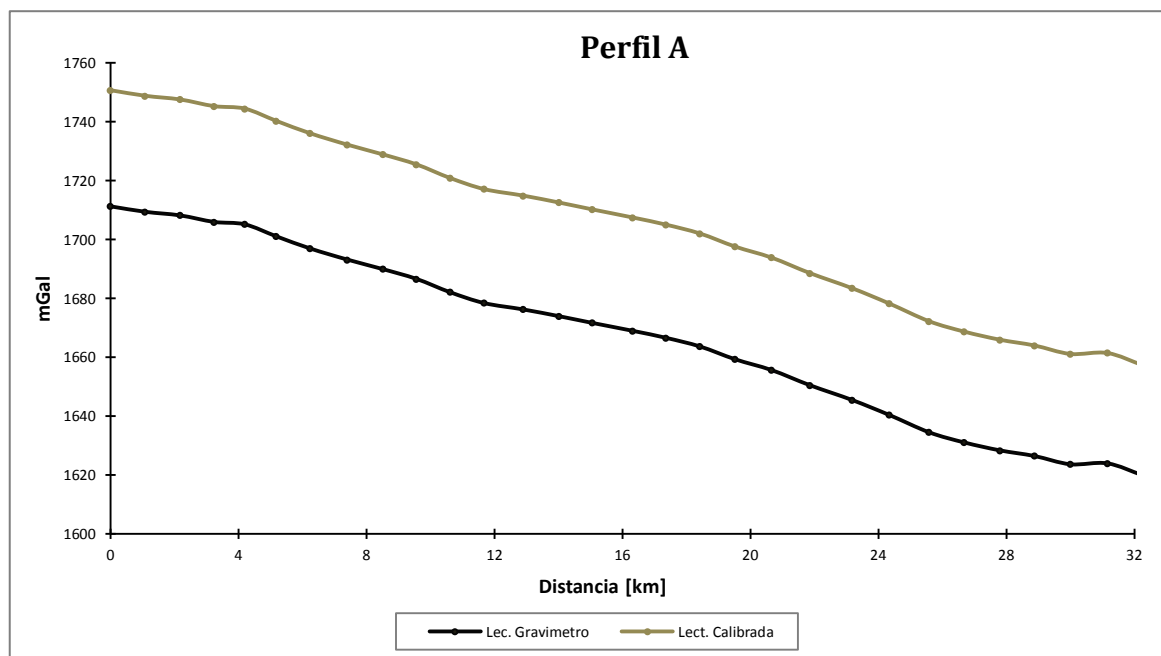


Fig. 46 Calibración del perfil A

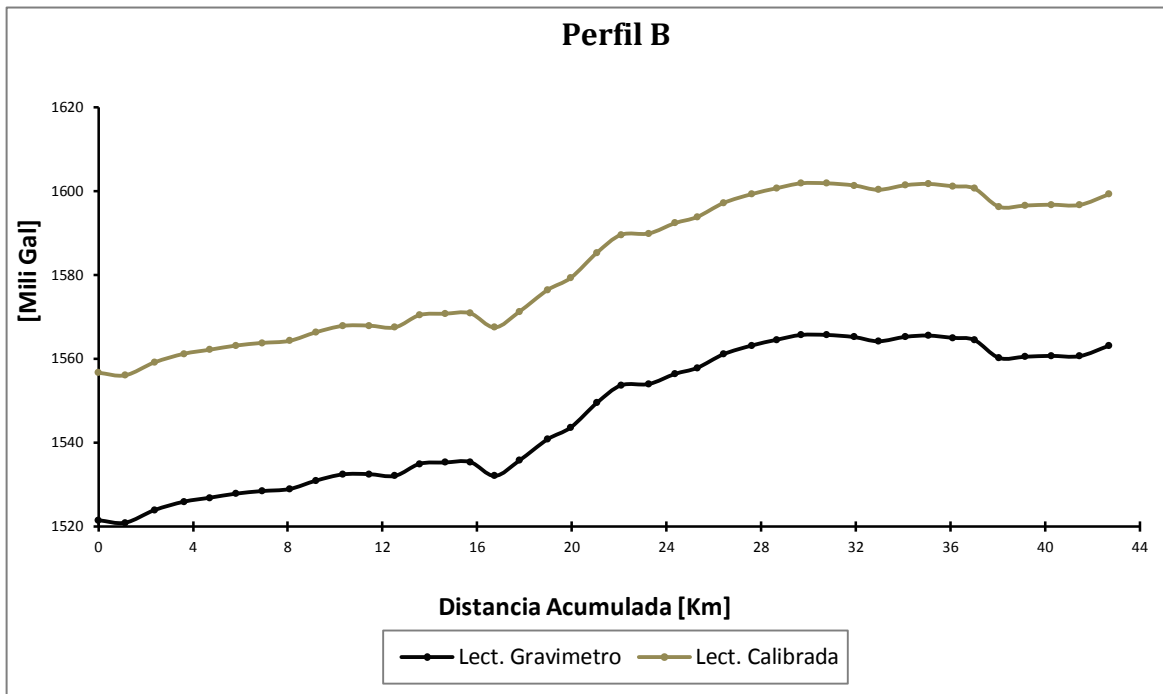


Fig. 47 Calibración del perfil B

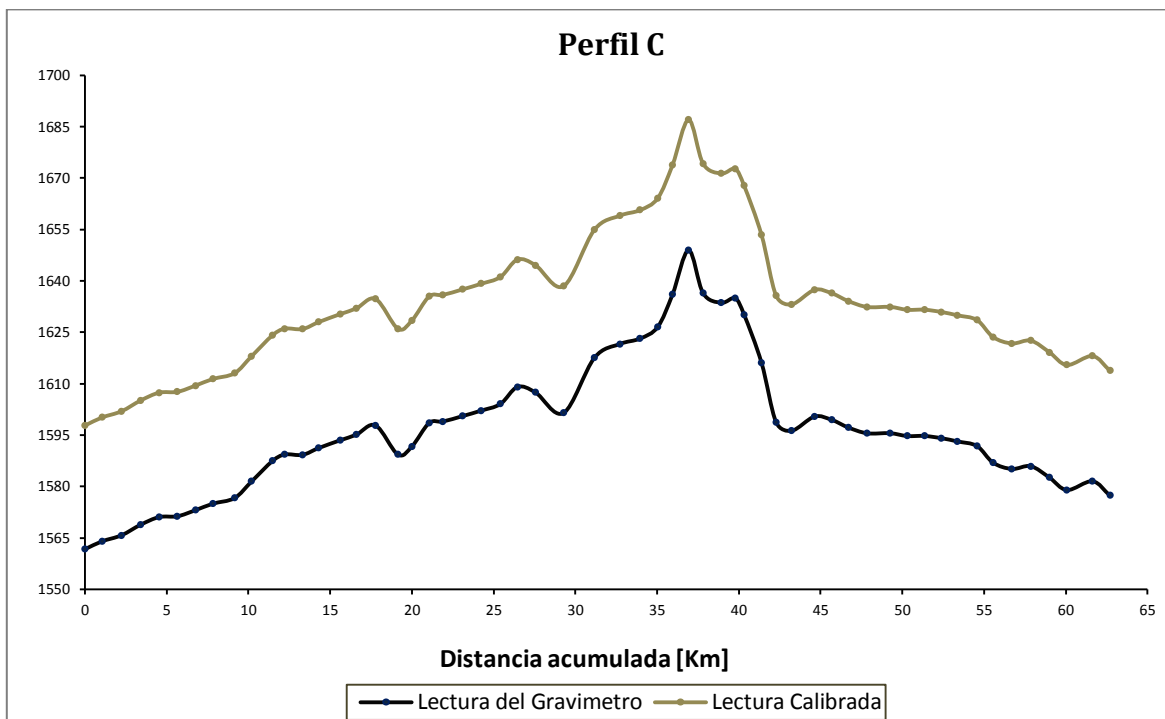


Fig. 48 Calibración del perfil C

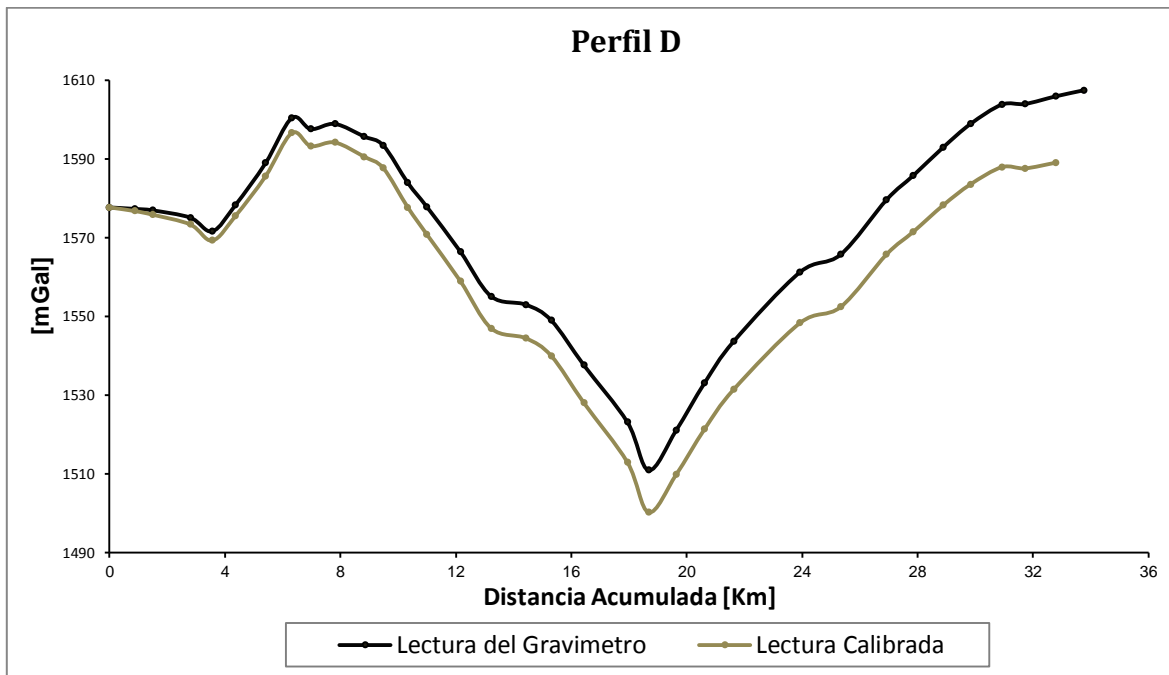


Fig. 49 Calibración del perfil D

APENDICE B

En las siguientes figuras (50, 51, 52 y 53) se muestra la variación diurna para los lapsos de tiempo utilizados. Tomada de la base de datos del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan.

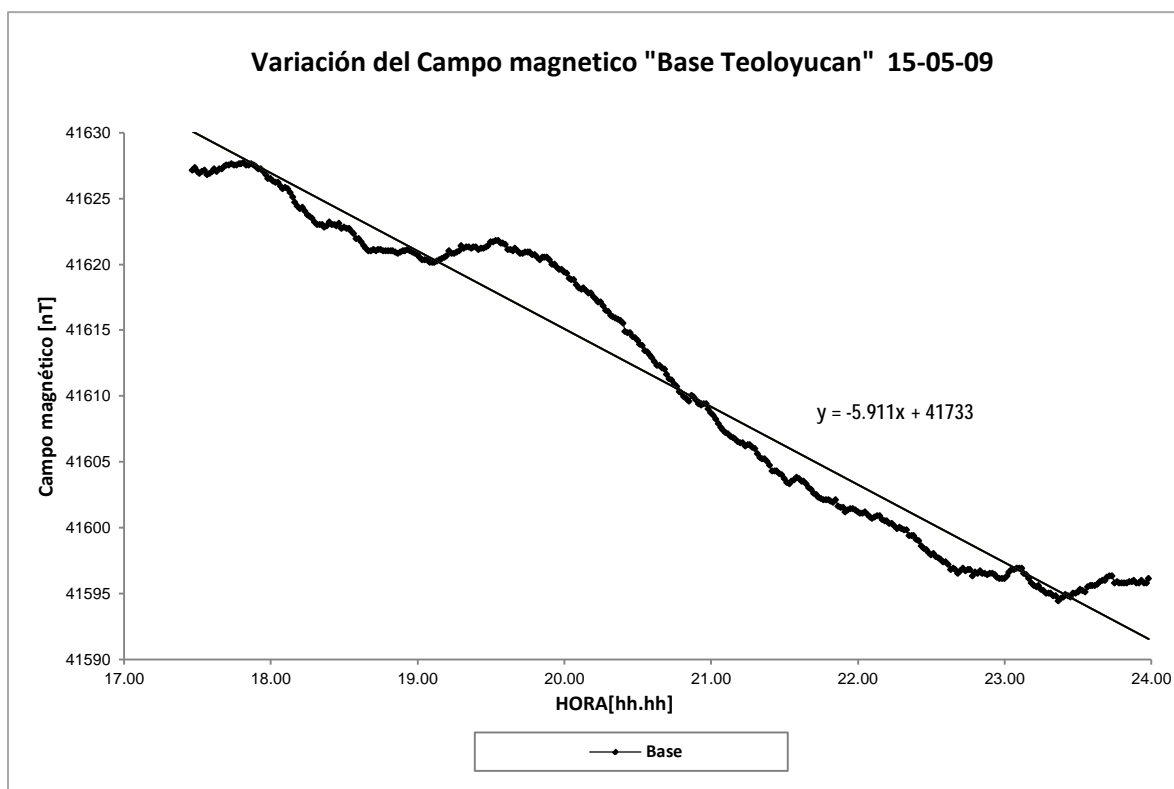


Fig. 50 Grafica que muestra la variación del campo magnético para las horas de trabajo y la tendencia lineal para dicho intervalo. El intervalo de tiempo se encuentra dado en UTC.

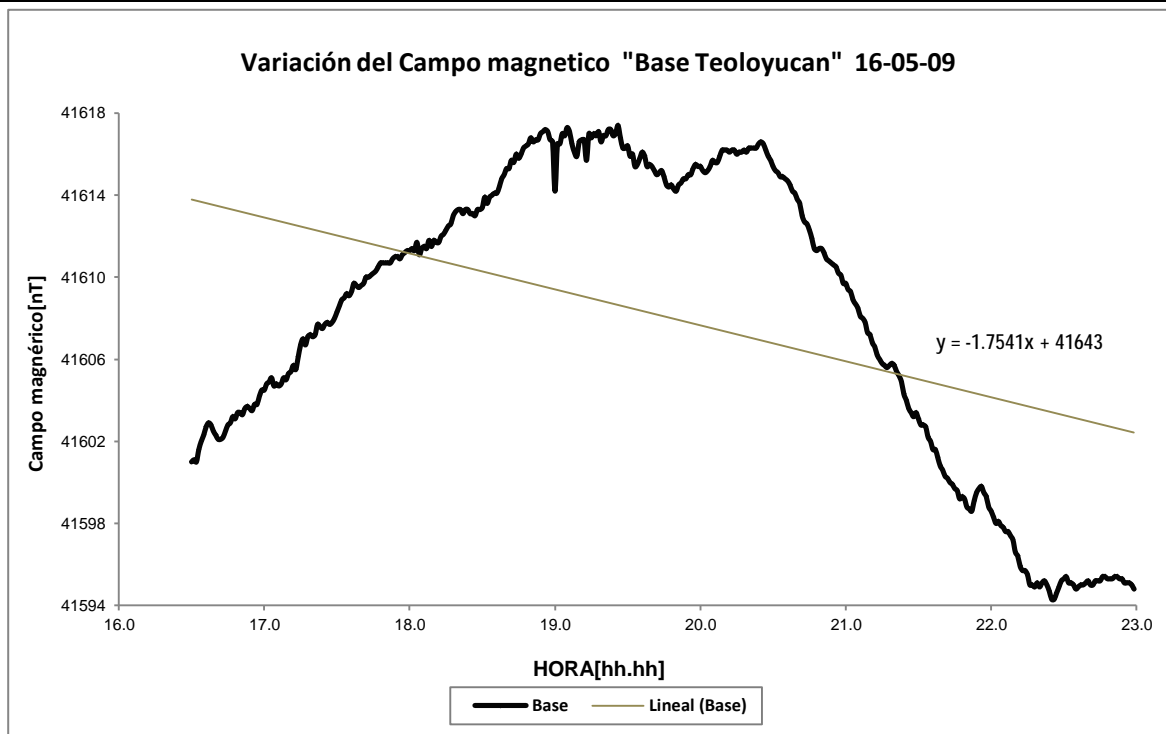


Fig. 51 Grafica que muestra la variación del campo magnético para el intervalo de tiempo en que se adquirieron los datos. El intervalo de tiempo se encuentra dado en UTC

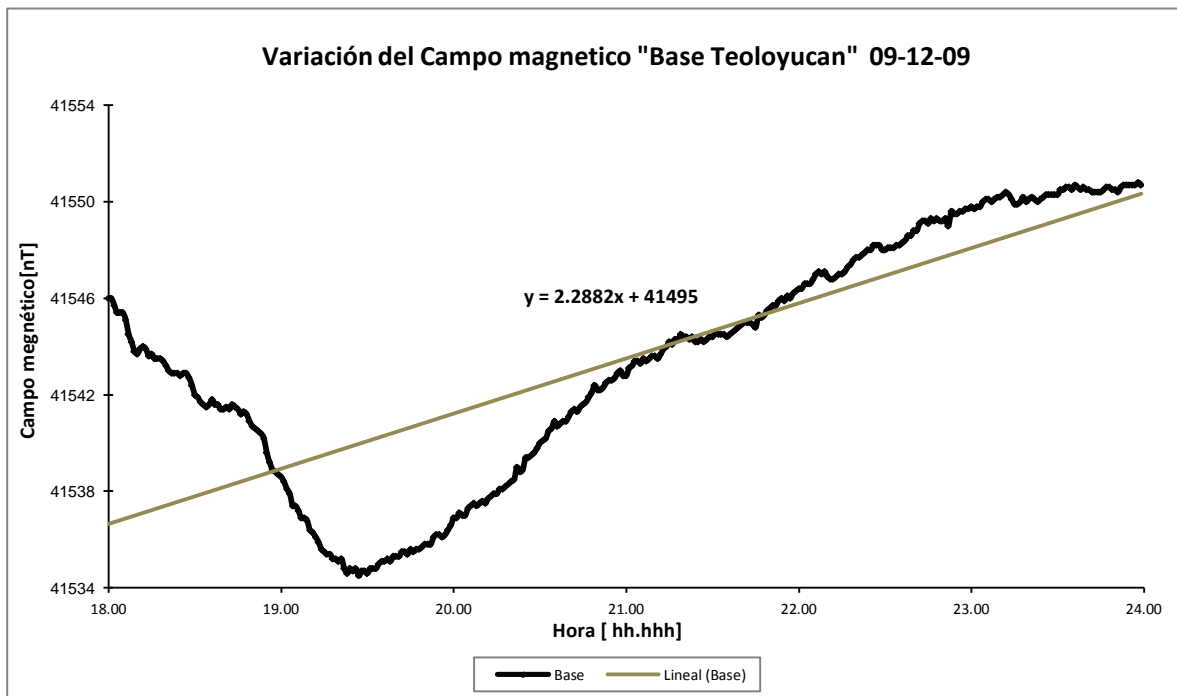


Fig. 52 Grafica que muestra la variación del campo magnético para el intervalo de tiempo en que se adquirieron los datos. El intervalo de tiempo se encuentra dado en UTC

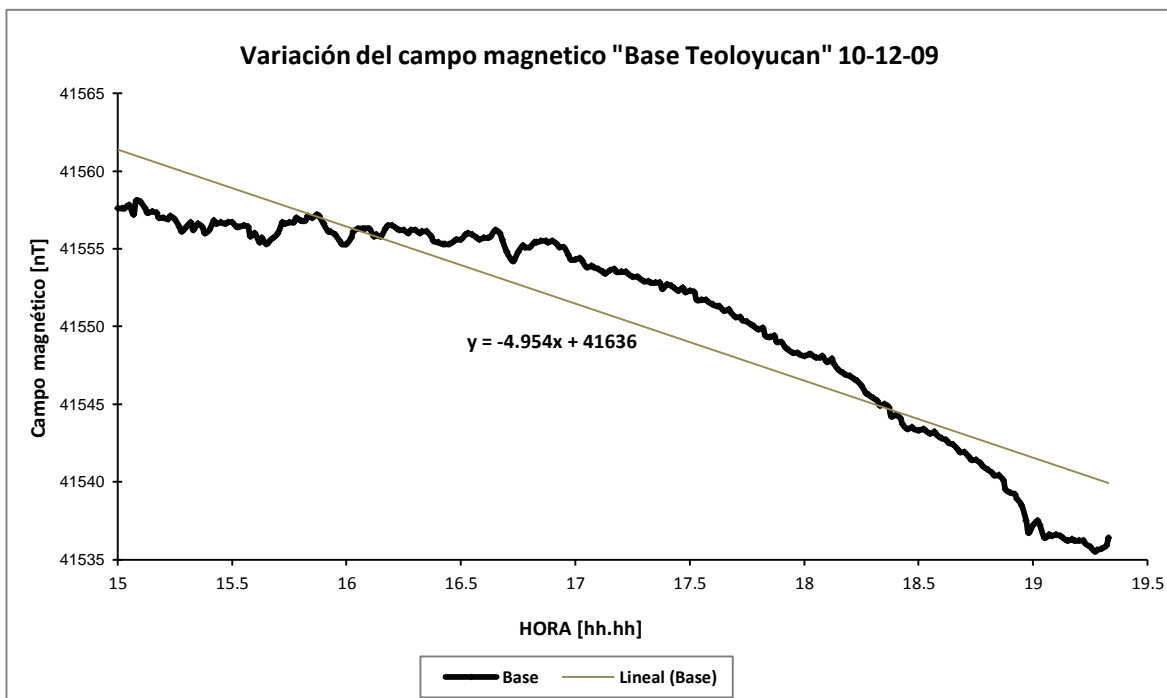


Fig. 53 Grafica que muestra la variación del campo magnético para el intervalo de tiempo en que se adquirieron los datos. El intervalo de tiempo se encuentra dado en UTC

BIBLIOGRAFÍA

ARZATE, J. A., MARECHAL, M. y URRUTIA F., J. (1993). *A preliminary crustal model of Oaxaca continental margin and subduction zone from magnetotelluric and gravity measurements*. *Geofísica Internacional*, Vol 32, Num. 3, pp 441-452

BATH, M., 1974. *Spectral Analysis in Geophysics*. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 563 pp.

BHATTACHARYYA, B.K. and L.K. LEU, (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies of twodimensional structures. *Geophysics*, 40, 993-1013.

BHATTACHARYYA, B.K. and L.K. LEU, 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 42, 41-50.

BLAKELY R., (2001). *Potencial Theory in gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press

CAMPOS-ENRIQUEZ J. O., ARROYO-ESQUIVEL M. A. and URRUTIA-FUCUGAUCHI J. (1990) Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican volcanic belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics* 172, 77-90.

CIANCIARA, B. and H. MARCAK, 1976. Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectral. *Geophys. Prospect.*, 24, 273-286.

COUCH, R. and S. WOODCOCK (1981). Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.* 86, 1829-1840.

CRUZ-ATIENZA, V. M., Iglesias, A., Pacheco, J.F., SHAPIRO, N.M (2010) Crustal Structure below the Valley of Mexico Estimated from Receiver Functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 3304-3311.

DOBRIN M.B. y SAVIT C.H., (1988), *Introduction to geophysical prospecting*, New York,

FIX, J. E. (1975). The crust and upper mantle of central Mexico, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 43, 453-499.

GARCÍA P., F y URRUTIA F., J.(1997). *Crustal Structure of the Arteaga Complex, Michoacán Southern Mexico, form gravity and magnetic*. *Geofísica Internacional* (1997), Vol 36, Num. 4, pp 235-244

GOMBERG J. S., PRIESTLEY K. F., MASTERS T. G. and BRUNE J. N. (1988). *The Structure Of the Crust and Upper Mantle of Northern Mexico*. *Geophys. J.* 94, 1-20.

GOMBERG J. S., and MASTERS T. G., (1988). Waveform modelling using locked-mode synthetic and differential seismograms: application to determination of the structure of Mexico. *Geophys. J.* 94, 193-218.

GRANT, F. and G. F. WEST(1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Co., 584 pp.

HINZE W. J. & AIKEN, C. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database, *Geophysics*, Vol. 70, No. 4

MILSON, JHON. (2003). *Field Geophysics*, Third Edition, Wiley.

MOLINA G., R. y URRUTIA F., J. (1993). Deep Crustal Structure of Central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *Journal Of Geodynamics* Vol. 17, No. 4, pp. 181-201

MONGES-CALDERA J. and MENA-JARA M. (1973). Trabajos gravimétricos en el Eje Neovolcánico. *Anales Inst. Geof. UNAM*, 18/19, 195-208.

MOOSER, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12: 55-70

NAVIGHIAN, M.N. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics, Vol. 70, No. 6*

NAVIGHIAN, M.N. (2005). The historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics, Vol. 70, No. 6*

ORTEGA F. y HERRERA M. (2008). On the nature y role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol., 25, Núm 02. pp346-364*

PAL, P. C., K. K. KHURUNA and P. UNNIKRISSHANNAN, 1979. Two examples of a spectral approach to source depth estimation in gravity and magnetics. *Pure Appl. Geophys.. 117, 772-783*

RIVERA-HERNANDEZ J. and PONCE L. (1986) Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh. *Geol. Interior* 25,383-402.

SÁNCHEZ-ZAMORA O. (1981) Gravity and structure of the Pacific continental margin of central Mexico. M.Sc. Thesis, Oregon State University, Corvallis, U.S.A., 39 pp.

SMITHSON, S. B., (1978). Modeling continental crust: structural and chemical constraints. *Geophys. Res.Lett.*, 5,749-752.

TALWANI, M. and J.R. HEIRTZLER, (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape. *In: Computers in the Mineral Industries, Stanford Univ. Pub1. Geol. Sci.*, 464-480.

TALWANI, M., L. WORZEL and M. LANDISMAN, (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *I. Geophys. Res.*, 64, 49-59.

TALWANI M. (1965), Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics, Vol 30 No. 5*, pp 797-817

TELFORD W. M (1990), *Applied Geophysics. Second Edition.* CambridgeUniversity Press

URRUTIA F. J. y FLORES R. J (1996). Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico. *International Geology Review*. Vol. 38 p 176-194

URRUTIA F., J. Y URIBE C., R. (1999). Lower-Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *International Geology Review*,

URRUTIA F., J y FLORES R., J(1999). *Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revisited*. *Geofísica Internacional*, Vol., 38 Num 4. pp 205-216

WALLACE J., P. y CARMICHAEL I., S.E (1999). Quaternary Volcanism Near The Valley Of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma composition. *Contributions J. Mineral Petrology*, Vol 135, pp 291-314

VALDEZ M. C., MOONEY W. D., SINGH S. K., MEYER R. P., LOMNITZ C., J. H. LUETGERT, C. E HELSLEY, LEWIS B.T. R. AND MENA M. (1986) Crustal Structure of Oaxaca, Mexico, *Form seismic Refraction Measurements Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 76, No 2, pp. 547-563.

VENEGAS-SALGADO S., MACIEL-FLORES R. y HERRERA-FRANCO J. (1985). Recursos geotérmicos en la Faja Volcánica Mexicana. *Geol. Interior* 24, 47-81.