

Tesis defendida por  
Salvador García Fiscal  
y aprobada por el siguiente Comité

---

M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña  
Director del Comité

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna  
Miembro del Comité

---

M.C. Vicente Ferreira Bartrina  
Miembro del Comité

---

Dr. Antonio González Fernández  
Coordinador  
Programa de Posgrado en Ciencias de la  
Tierra

---

Dr. Hilario Covarrubias Rosales  
Director  
Dirección de Estudios de Posgrado

25 de abril de 2013

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

Programa de Posgrado en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra

---

Anomalías gravimétricas de origen geotérmico: caso campo geotérmico de Cerro Prieto

Tesis

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

Salvador García Fiscal

Ensenada, Baja California, México  
2013

Resumen de la tesis de Salvador García Fiscal, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Anomalías gravimétricas de origen geotérmico: caso campo geotérmico de Cerro Prieto

Resumen aprobado por:

---

M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña  
Director de tesis

Basados en la asociación entre anomalías gravimétricas positivas con gradientes altos de temperatura y zonas mineralizadas por alteración hidrotermal, encontrada en campos geotérmicos en el Valle Imperial (EE.UU.), en esta tesis se plantea y prueba la hipótesis que esta asociación también existe en el campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) localizado en el Valle de Mexicali (México). Para ello se quitó el efecto regional a los datos gravimétricos y se realizó una reinterpretación mediante modelado tridimensional de las anomalías gravimétricas residuales resultantes. La interpretación fue constreñida con información de pozos, mapas de isotermas y modelos conceptuales anteriormente desarrollados en el área. A partir del análisis por separación regional-residual mediante regresión múltiple y factorización espectral y con los resultados del modelado tridimensional se pueden extraer las siguientes conclusiones: (a) Se encuentra una anomalía gravimétrica residual positiva sobre el CGCP con una amplitud relativa de 5 mGal. (b) El modelo de densidades estimado a partir de los datos gravimétricos tiene una correlación razonable con el mapa de temperaturas a la profundidad de 1850 m y con el de profundidades a la zona mineralizada de sílice-epidota, confirmándose así el origen geotérmico de la anomalía gravimétrica. (c) La profundidad de la base del yacimiento es de ~ 5,000 m en la zona central del campo. (d) A partir del cálculo del exceso de masa (~ 6,880 millones de toneladas) y considerando una razón de flujo de 50 millones de Tons/año y una precipitación de 14 gr/l de sólidos disueltos totales, se estima una edad probable del yacimiento de 9,800 años, la cual cae dentro del rango de la edad que se infiere a partir de estudios de termocronología (~10,000 años) y de las edades que se reportan para sistemas geotérmicos activos.

Palabras clave: **gravimetría, separación regional-residual, modelado 3D, exceso de masa, campo geotérmico de Cerro Prieto.**

Abstract of the thesis presented by Salvador García Fiscal as a partial requirement to obtain the Master in Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

#### Geothermal origin of gravity anomalies: case The Cerro Prieto Geothermal Field

From the association between positive gravity anomalies with high temperature gradients and mineralized zones by hydrothermal alteration that are found on geothermal areas and fields in the Imperial Valley (USA). In this thesis we propose and test the hypothesis that this association also exists in the Cerro Prieto Geothermal Field (CPGF) located in Mexicali Valley (Mexico). After removing the regional effect, the gravity data were reinterpreted using a tridimensional algorithm. The interpretation was constrained with well logs, maps of isotherms and previously developed conceptual models of the area. Based on the regional-residual separation analysis using multiple regression and spectral factorization and with the results from tridimensional modeling, the following conclusions are withdrawn: (a) A 5 mGal positive anomaly exists over the CPGF. (b) The tridimensional mass density model estimated from the gravity data has a reasonable correlation with the temperature map at 1850 m depth and with the depths to the silica-epidote mineralized zone, confirming then, a geothermal origin for the gravity anomaly. (c) The bottom reservoir has a depth of  $\sim 5000$  m on central part of geothermal field. (d) Considering the excess mass estimation (6,880 million of tons), assumed flow rates of 50 million Tons/year and a dissolved solids precipitation rate of 14 gr/l, the probable estimated age of the geothermal field is 9,800 years old; this value falls within the range of age estimations ( $\sim 10,000$  years old) made from thermochronologic studies and the ages reported for active geothermal systems.

**Key words: gravity anomaly, regional-residual separation, 3D modeling, excess mass, Cerro Prieto geothermal field.**

## Dedicatoria

A mi familia. Muchas gracias por su apoyo a lo largo de esta etapa.

## Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por darme la oportunidad y abrirme las puertas de sus estudios de posgrado y por el apoyo económico para terminarlos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por su apoyo económico dándome la oportunidad de realizar mi maestría.

Al M.C. Juan Manuel Espinosa Cardaña, mi director de tesis, a quién le debo mucho de lo que he aprendido. Muchas gracias por compartir su experiencia y conocimientos conmigo. Ha tenido mucha paciencia.

A mi comité de tesis: Dr. Carlos Francisco Flores Luna y M.C. Vicente Ferreira Bartrina. Sus consejos, recomendaciones y críticas me ayudaron a mejorar mi trabajo.

A los Ingenieros Álvaro M. Aguilar Dumas, Julio Álvarez Rosales, Marco Helio Rodríguez Rodríguez y Griselda Macías Valdez, personal de la Residencia de Estudios del Campo Geotérmico de Cerro Prieto por proporcionarnos información relevante para el desarrollo de la tesis y por su amable hospitalidad en nuestras visitas al campo.

A mis compañeros y amigos Adrián, Minerva, Ludmila, Nelly, Amalia, Anaid, Cristina y demás estudiantes de posgrado quienes, con su experiencia en las Ciencias de la Tierra, me ayudaron y aconsejaron, y sin los cuales no hubiera podido llegar al final de la recta. Muchas gracias por los buenos momentos y por su ayuda en el posgrado.

A la Oceanóloga Margarita Almeida Vega, por prestarme su espacio cuando no tenía cubículo, además de todos sus consejos y enseñanzas en su área de conocimiento.

En general a todo el personal de CICESE.

Resumen español.....	I
Resumen inglés.....	II
Dedicatoria.....	III
Agradecimientos.....	IV
Lista de figuras.....	VI
Lista de tablas.....	X
1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 El campo geotérmico de Cerro Prieto.....	6
1.3 Objetivos.....	11
2. Metodología.....	12
2.1 Anomalía de Bouguer.....	12
2.2 Formación de base de datos.....	13
2.2.1 Gravimétricos.....	13
2.2.2 Topográficos.....	16
2.2.3 Geológicos, mineralógicos y térmicos.....	19
2.3 Corrección topográfica de datos gravimétricos.....	23
2.4 Separación regional - residual.....	29
2.4.1 Ajuste de superficies polinomiales.....	29
2.4.2 Factorización espectral.....	31
2.4.2.1 Espectro de potencial radial.....	32
2.4.2.2 Filtrado y diseño de filtros.....	35
2.5 Modelado inverso de datos gravimétricos.....	39
2.5.1 Regla de la anchura media.....	39
2.5.2 Método iterativo de Cordell y Henderson.....	41
2.6 Cálculo de exceso de masa.....	45
3. Resultados.....	47
3.1 Corrección topográfica de datos gravimétricos.....	47
3.2 Anomalía de Bouguer.....	48
3.2.1 Banco CFE-UCR.....	48
3.2.2 Banco PEMEX-CRM.....	50
3.3 Separación regional-residual.....	52
3.3.1 Ajuste de superficies polinomiales.....	52
3.3.2 Factorización espectral.....	60
3.4 Anomalía residual local.....	65
3.5 Modelado inverso de datos gravimétricos.....	67
3.5.1 Regla de la anchura media.....	68
3.5.2 Método iterativo.....	71
3.6 Cálculo de exceso de masa.....	79
4. Discusión de resultados.....	80
5. Conclusiones y Recomendaciones.....	89
Referencias bibliográficas.....	90

## Lista de figuras

Figura		Pág.
1	Localización de las áreas y campos geotérmicos de los valles Imperial (EE.UU.) y Mexicali (México).	3
2	Modelo conceptual del sistema geotérmico que explica la generación de una anomalía gravimétrica positiva en una cuenca sedimentaria.	4
3	Figura 3. Perfil de temperaturas de fondo de pozo del CGCP.	5
4	Localización de pozos de explotación en el campo geotérmico de Cerro Prieto.	7
5	Fallas principales donde se localiza la zona geotérmica de Cerro Prieto.	8
6	Vista de perfil del modelo conceptual del yacimiento geotérmico del CGCP.	10
7	Muestra la posición de las estaciones gravimétricas (puntos en color rojo) del banco de datos gravimétrico CFE–UCR que cubren el CGCP y sus alrededores.	14
8	Muestra la posición de las estaciones gravimétricas (puntos en color rojo) del banco de datos gravimétrico PEMEX–SGM que cubren el CGCP y sus alrededores.	17
9	Modelo digital de elevación GTOPO30 del EROS Data Center (USGS). Intervalo entre contornos cada 40 m.	18
10	Modelo digital de elevación SRTM. Intervalo entre contornos cada 40 m.	18
11	Mapa de profundidades a la cima de la lutita gris, intervalo de contornos cada 200 m.	20
12	Profundidad a la cima de la zona mineralizada de sílice – epidota. Contornos en metros.	21



Figura		Pág.
13	Mapa de isotermas a la profundidad de 1850 m, contornos en °C.	22
14	Mapa con las principales fallas sobre las áreas de explotación del campo geotérmico de Cerro prieto.	23
15	Esquema de corrección topográfica manual mediante plantillas de Hammer y cartas topográficas.	24
16	(a) Para la corrección cercana la topografía es dividida en octantes, la estación gravimétrica está colocada en el centro.	25
17	Prismas rectangulares para representar la topografía en el modelo digital de elevación.	26
18	(a) Vista en planta del cilindro que representa la topografía más lejana que rodea a la estación localizada en el punto <i>O</i> .	27
19	Espectro de potencia radial.	34
20	Esquema para el diseño de filtros y filtrado de datos.	37
21	Funciones de transferencia de filtros: (A)pasa-bajas con frecuencia de corte y caída de 0.2 y 0.35 ciclos/km; (B)pasa-altas, con frecuencia de corte y caída de 0.2 y 0.05 ciclo/km; (C)pasa-banda, con un ancho de banda de 0.1 ciclo/km y frecuencias de caída de 0.1 y 0.4 ciclos/km.	38
22	Variación horizontal en la gravedad debida a una esfera horizontal de radio <i>R</i> y contraste de densidad $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ .	41
23	Estructura representada por un conjunto de prismas verticales de altura variable debajo del plano de observación y sobre un plano de referencia ( <i>Z</i> ).	42
24	Modelos prismáticos: (a) vertical, (b) simétrico, (c) invertido.	43
25	Imagen a color del efecto gravitacional del relieve topográfico para una densidad de 2.67 g/cm <sup>3</sup> y un radio lejano de 40 km.	47
26	Mapa de anomalía de Bouguer simple (A) y completa (B) del CGCP (cuadro en color blanco) y sus alrededores.	49
27	Mapa de anomalía de Bouguer simple del CGCP (cuadro en color blanco) y sus alrededores.	50

Figura		Pág.
28	Mapa de anomalía de Bouguer completa del CGCP (cuadro en color blanco) y sus alrededores.	51
29	Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos CFE-UCR. Ajuste (A) y residual (B) de 2do. grado.	53
30	Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos CFE-UCR. Ajuste (A) y residual (B) de 3er. grado.	54
31	Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos CFE-UCR. Ajuste (A) y residual (B) de 4to. grado.	55
32	Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos PEMEX-CRM. Ajuste (A) y residual (B) de 2do. grado.	57
33	Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos PEMEX-CRM. Ajuste (A) y residual (B) de 3er. grado.	58
34	Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos PEMEX-CRM. Ajuste (A) y residual (B) de 4to. grado.	59
35	Espectro de potencia radial promedio de la base de datos gravimétricos <i>PEMEX – CRM</i> .	60
36	Mapa de anomalía de Bouguer filtrado pasa-altas, longitud de onda de corte: (A) 6 km, (B) (10 km.	62
37	Mapa de anomalía de Bouguer filtrado pasa-altas, longitud de onda de corte: (A) 12 km, (B) 16 km.	63
38	Mapa de anomalía de Bouguer filtrado pasa-banda, longitudes de onda de corte: 10 y 12 km.	64
39	Aislamiento de la anomalía residual mediante la extrapolación gráfica de los contornos gravimétricos (líneas punteadas color negro) hacia el nivel cero.	65
40	Anomalía gravimétrica residual local (contornos en colores) sobrepuesta al mapa de isotermas a la profundidad de 1850 m (líneas punteadas color negro).	66

Figura		Pág.
41	Modelo conceptual propuesto por Grannell al interpretar un perfil gravimétrico sobre el CGCP.	67
42	Localización (A) del perfil gravimétrico (B) utilizado para extraer los parámetros correspondientes al método de la achura media.	69
43	Comparación entre anomalía observada (puntos en color rojo) y calculada (puntos en color azul) utilizando como modelo una esfera con los siguientes parámetros: Profundidad del centro $Z= 4175.7$ m; radio $R= 2000$ m; contraste de densidad $0.4 \text{ gr/cm}^3$ .	70
44	Perfiles lanzados para comparar los modelos obtenidos con la cima de la zona mineralizada de sílice – epidota.	72
45	Perfil M105-M205. Soluciones utilizando un modelo de prismas verticales.	73
46	Perfil M105-M205. Soluciones utilizando un modelo de prismas simétricos.	75
47	Mapa de profundidades a la cima (A) y espesores (B) del modelo aceptado que mejor explica los datos.	77
48	Mapa de valores residuales entre la anomalía observada y la calculada.	78
49	Modelo 3D de la anomalía gravimétrica del CGCP.	84
50	Secciones del modelo 3D de la anomalía gravimétrica del CGCP. A) perfil M105–M205. B) perfil M172–M189.	85
51	Razones de flujo de agua y flujo convectivo de calor estimados del sistema hidrotermal de East Mesa.	87

## Lista de tablas

Tabla		Pág.
1	Estimación del exceso de masa que produce la anomalía gravimétrica residual local.	79

## **1. Introducción**

### **1.1 Antecedentes**

Debido al interés de carácter económico que posee el Valle de Mexicali (Figura 1) desde el punto de vista geotérmico, se han realizado numerosos estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos por dependencias federales (CFE, PEMEX) y educativas (CICESE, IGPPUC, LBLUC). Todo ello ha conducido a tener un buen conocimiento del campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) y la propuesta de diversos modelos hidrotermales que son consistentes con conjuntos de datos geológicos, geofísicos, geohidrológicos y petrofísicos conocidos. Parte fundamental de los modelos hidrotermales han sido los modelos geológicos derivados del modelado cuantitativo bidimensional (Fonseca, 1978; Pérez-Padilla, 1998; Espinosa et al., 2000, González-López, 1999) y tridimensional (Grannel et al., 1983) de datos gravimétricos. En ambos casos se ha enfatizado únicamente la contribución de la componente estructural al origen de las anomalías gravimétricas observadas. No obstante que en la descripción de un modelo de densidades 2D, derivado de datos de anomalía de Bouguer con pobre cobertura espacial, sin remoción del efecto regional y constreñido con información de registros gamma-gamma de pozos (Grannel et al., 1983), se señala en el centro del campo la presencia de un gran domo de sedimentos densificados por debajo de los 300 m con densidades de 2.55 a 2.65 gr/cm<sup>3</sup>. Sugerimos que este domo es la contribución de la parte térmica al origen de las anomalías gravimétricas observadas, sugerencia que basamos en el modelo conceptual hidrotermal utilizado por Meidav et. al (1975) para explicar el origen de la anomalía gravimétrica positiva residual de 6 mGals de amplitud observada en el campo geotérmico de East Mesa localizada en el Valle Imperial (Figura 1) y cuya fuente se estima a una profundidad por arriba del basamento de la zona (Biehler, 1971). Dicho modelo conceptual se describe a continuación:

La hipótesis que se plantea es que la presencia de anomalías gravimétricas positivas en medio de una cuenca aluvial razonablemente regular se debe a la deposición de minerales en los espacios porosos de los sedimentos causada por los flujos ascendentes de agua geotérmica. Por ejemplo, Facca y Tonani (1967) han explicado el origen de la capa sello dura e impermeable que presentan algunos sistemas geotérmicos como el

resultado de la precipitación de minerales en un sistema de agua por convección. El agua termal a profundidad tiene un cierto poder disolvente que depende de la temperatura, presión, pH y la naturaleza de la roca. Se crea un sistema de convección debido a la reducción de la densidad del agua caliente la cual produce un flujo hacia arriba. En tanto Meidav et al. (1975) al considerar los datos de anomalía gravimétrica, opta por un modelo a favor de un flujo de una sola dirección o un flujo convectivo que presenta componentes horizontales muy grandes (Figura 2). Conforme el agua fluye subiendo a través de estratos progresivamente más fríos y de menor presión, se precipitan parte de los iones que son acarreados en las soluciones. Tales precipitados consisten principalmente de sílice y calcita. Evidencias claras de convección hidrotermal se pueden apreciar en cualquiera de las gráficas de profundidad-temperatura de pozos de varios sitios que fueron perforados en el campo de East Mesa. Los datos muestran un aplanamiento repentino del gradiente de temperatura a una profundidad de unos 700 m. Según Meidav et al (1975) esto puede interpretarse como una indicación de la existencia de una capa tipo sello en esa profundidad. Por encima de la capa sello, el mecanismo de transferencia de calor dominante es por conducción. Por debajo de esta profundidad predomina la transferencia de calor mediante convección, situación que concuerda con el modelo propuesto por Facca y Tonani (1967).

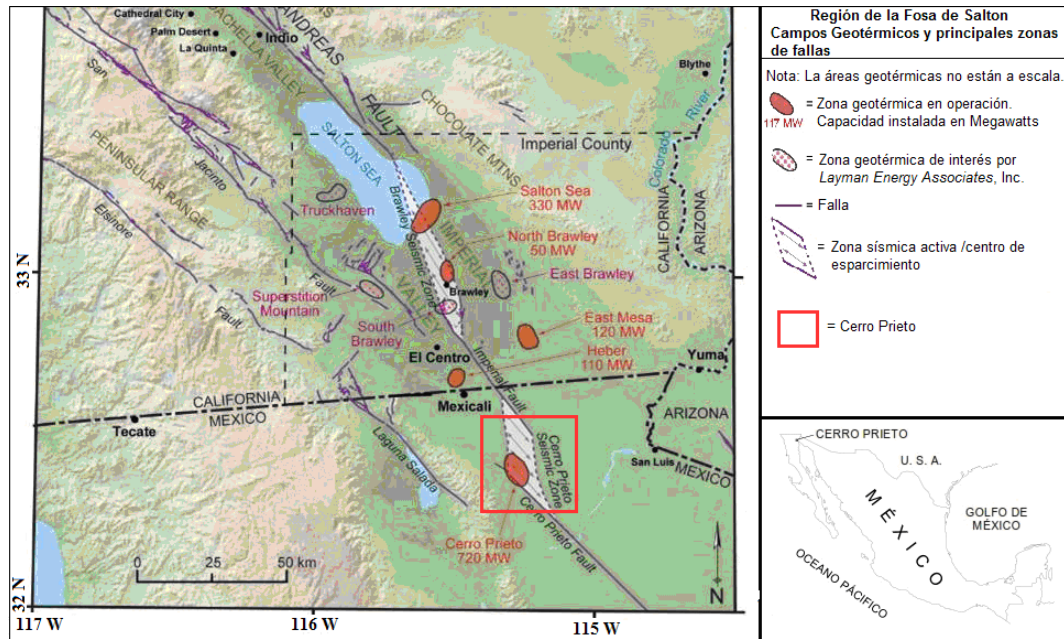


Figura 1. Localización de las áreas y campos geotérmicos de los valles Imperial (EE.UU.) y Mexicali (México). El cuadro color rojo delimita el área de estudio. Coordenadas geográficas en grados. Modificado de la página web de *Layman Energy Associates, Inc.* (2011) y de Izquierdo, et al (2006, p. 3).

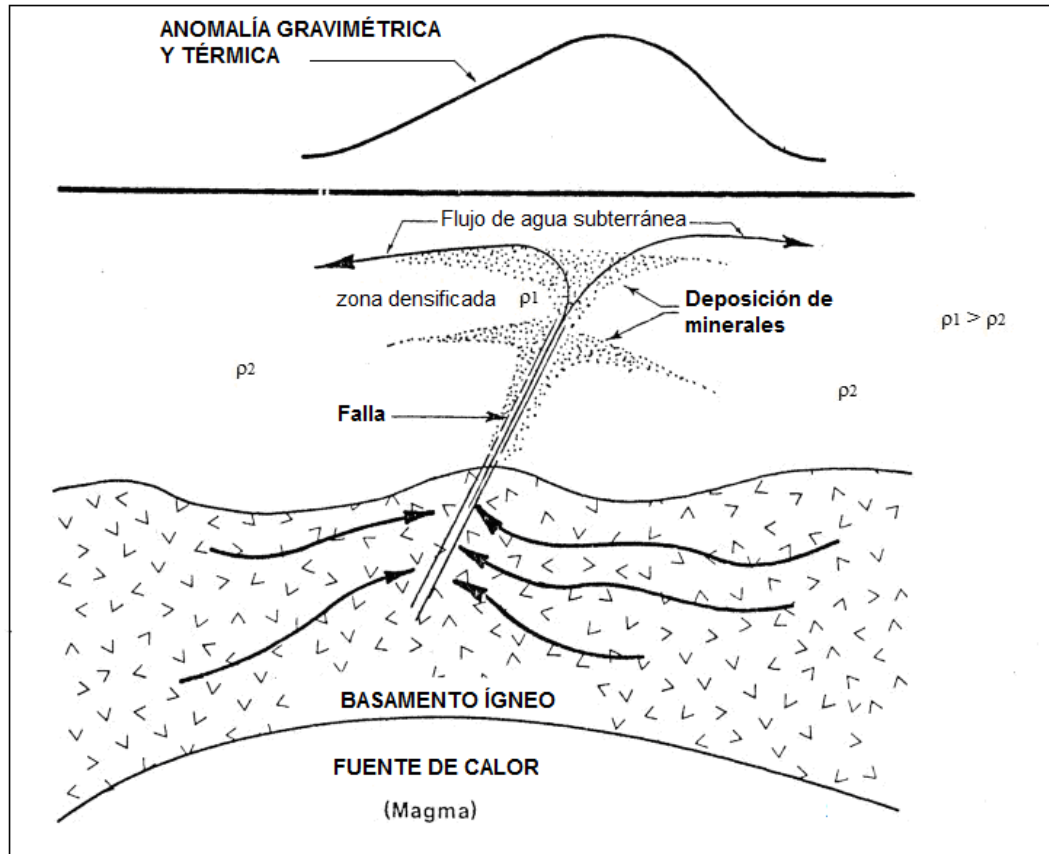


Figura 2. Modelo conceptual del sistema geotérmico que explica la generación de una anomalía gravimétrica positiva en una cuenca sedimentaria. Modificado de Meidav, et al. (1975, p. 57).

Condiciones similares como las expuestas se encuentran en el CGCP. A partir del análisis mineralógico de pozos se reporta la presencia de una extensa zona mineralizada de sílice-epidota (ZMSE) con temperaturas de homogenización de 200 a 300 °C que corresponden con las temperaturas medidas en registros de pozos con distintos tiempos de reposo (Elders, 1980, Izquierdo et al. 2005).

Por otra parte, la gráfica de temperaturas de pozo-profundidad de pozos en la zona de producción del campo (figura 3) indican gradientes de 30 a 115 °C/km con una media de 60 °C/km y una gran dispersión se observa entre 2.5 y 4 km. Valores altos de temperatura observados en el intervalo de mayor profundidad son influenciados por la circulación local de salmueras muy calientes mientras que las temperaturas someras



relativamente bajas son asociadas con la circulación de aguas frías de los sistemas geohidrológicos superficiales (Espinosa y Campos, 2008). Además, información de densidades estimadas de registro gamma-gamma de pozo (Prian, 1979) indican un aumento gradual de la densidad de las lutitas de 2.2 (1500 m) a 2.6 (2500 m)  $\text{gr}/\text{cm}^3$ , aumento atribuible a la densificación de los sedimentos por alteración hidrotermal (Elders, 1980).

Por otra parte, es importante mencionar que hasta la fecha no se ha reportado una anomalía gravimétrica directamente asociada al yacimiento. El propósito del presente trabajo es demostrar la existencia de tal anomalía mediante el análisis de separación regional-residual y modelado tridimensional del conjunto de datos gravimétricos disponibles.

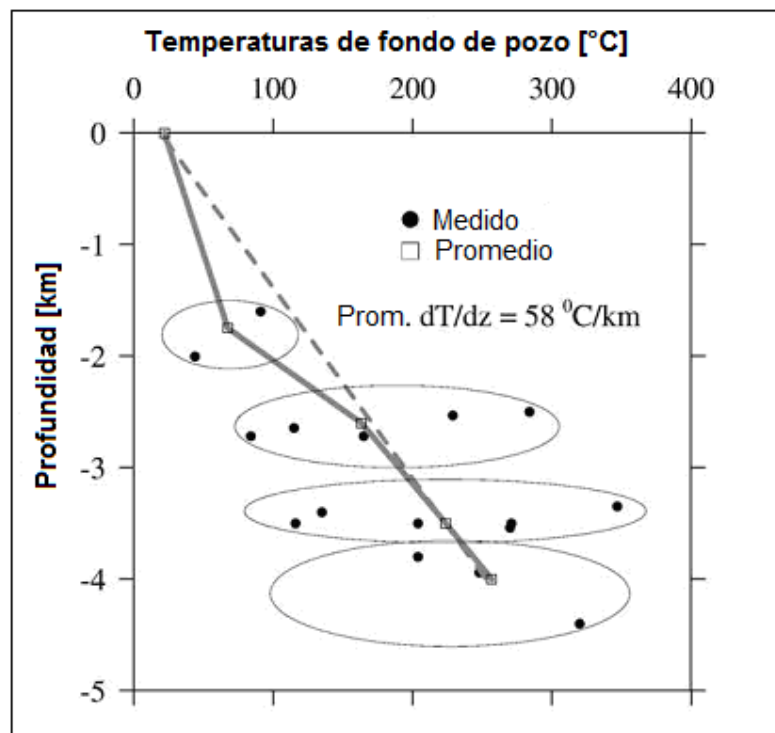


Figura 3. Perfil de temperaturas de fondo de pozo del CGCP. Eje abscisas: temperatura de fondo de pozo [°C]. Eje ordenadas: profundidad [km]. Tomado de Espinosa y Campos (2008, p. 606).

## 1.2 El campo geotérmico de Cerro Prieto

El CGCP se localiza en el Valle de Mexicali, porción noreste del estado de Baja California, a 30 km al sureste de la ciudad de Mexicali y entre los meridianos 115°12' y 115°18' longitud Oeste y los paralelos 32°22' y 32°26' de latitud Norte (figura 1). Actualmente cuenta con una capacidad instalada de 720 MW y es el segundo campo más importante del mundo en la generación de electricidad (Lira, 2005). Se encuentra dividido en cuatro zonas de explotación denominadas Cerro Prieto Uno (CPI), Dos (CPII), Tres (CPIII) y Cuatro (CPIV), en las cuales se encuentran distribuidos más de 300 pozos con profundidades que varían de 2200 a 4000 m (Figura 4). Por el predominio en que se encuentra la fase del agua del yacimiento, éste se clasifica como de líquido dominante de alta temperatura (Ocampo et. al., 2006).

En el contexto geológico, la zona geotérmica del Valle de Mexicali se localiza dentro de la cuenca de Salton, formando parte del sistema tectónico de San Andrés, el cual es caracterizado por fallas transcurrentes regionales de dirección predominante NW-SE y con prominentes desplazamientos normales. Las fallas más importantes reconocidas en la zona de estudio de este sistema son Imperial y Cerro Prieto, cuya interacción ha formado una cuenca tectónica extensional activa con una profundidad aproximada de 5200 m rellena de sedimentos aluviales y deltaicos, que abarcan edades desde el Terciario (no diferenciado) hasta el Cuaternario y una extensión aproximada de 25 km<sup>2</sup> (Figura 5). Las fallas Imperial y Cerro Prieto están conectadas por un conjunto de fallas normales con dirección NE-SW que cortan al basamento y a toda la columna sedimentaria y que actúan como ductos por donde circulan y ascienden hacia la superficie los fluidos geotérmicos que han sido calentados a profundidad por el calor irradiado por una intrusión magmática reciente en estado de enfriamiento.

A partir del análisis petrográfico-mineralógico realizado a las muestras de canal de pozos ha permitido definir cinco unidades litológicas principales que se describen, de la base a la cima (Lira, 2005):

Basamento (Pzmet, Kg, Igb). Está representado por rocas metamórficas del Paleozoico-Mesozoico (Pzmet) y graníticas del Cretácico (Kg) que se profundiza hacia el oriente (~5200 m) el cual es intrusionado por un cuerpo de composición básica (Igb) localizado

a profundidad entre la falla Cerro Prieto y la falla Imperial. Aunque únicamente se han encontrado relictos de rocas volcánicas en los pozos profundos (> 3000 m), su presencia se deduce de la anomalía magnética interpretada entre estas dos fallas, y está relacionado probablemente con la fuente de calor que alimenta al yacimiento geotérmico actual (Golstein et al., 1984; Pérez, 1988, Quintanilla y Suárez, 1990).

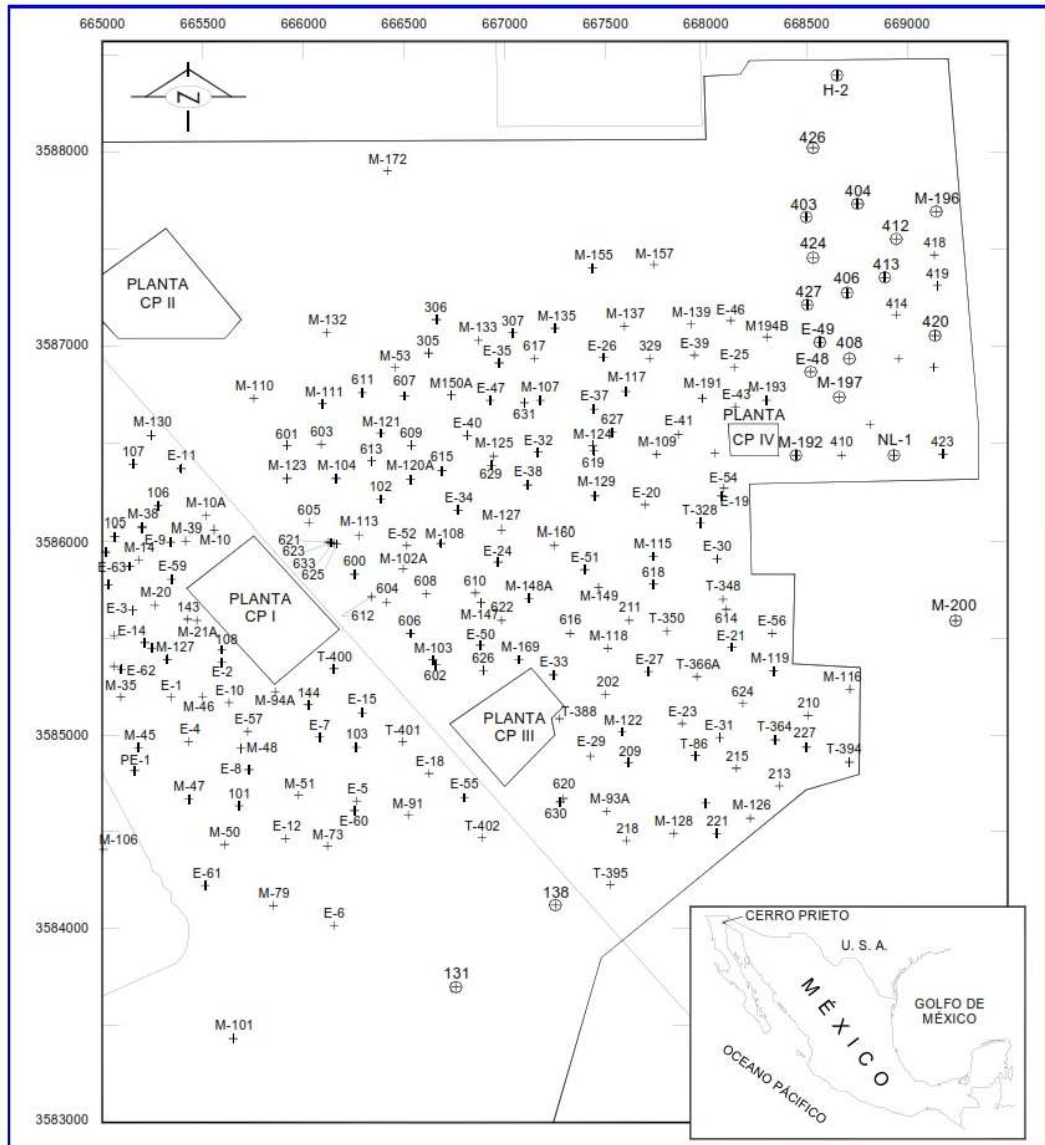


Figura 4. Localización de pozos de explotación en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. Tomado de Izquierdo, et al (2006, p. 3).

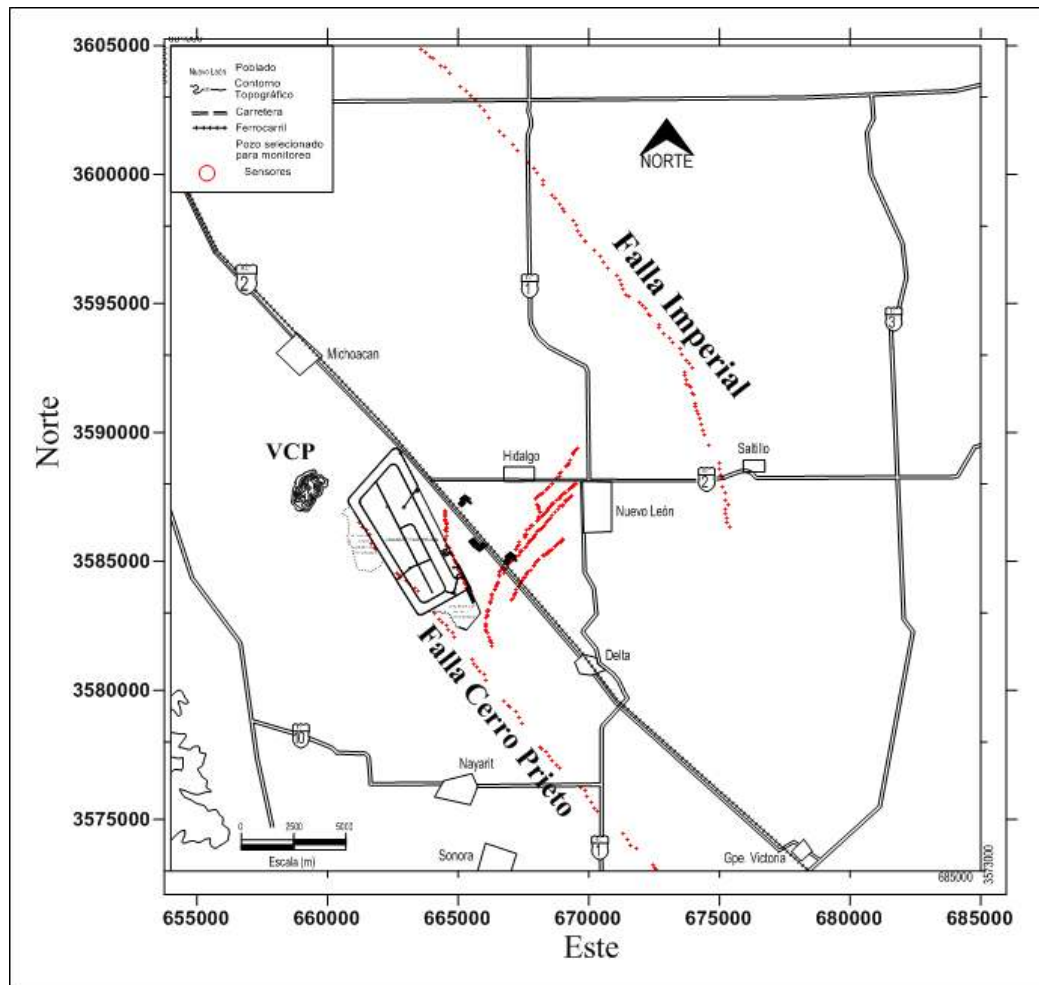


Figura 5. Fallas principales donde se localiza la zona geotérmica de Cerro Prieto. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. Modificado de Espinosa y Campos (2008) y Antunez (1991).

Unidad de lutita gris (ULG). Esta unidad se formó a partir de sedimentos continentales que rellenan la cuenca tectónica y descansa directamente sobre el basamento granítico y metamórfico y posiblemente sobre el intrusivo máfico. La unidad está compuesta por lutitas y lutitas limolíticas que varían de color gris claro a negro, con intercalaciones de areniscas, que en conjunto dan un espesor promedio, para toda la unidad, de 3000 m. La cima de la unidad de lutita gris se localiza a 398 m de profundidad en la porción oeste del campo (pozo M-6), y se profundiza hacia el oriente alcanzando los 2847 m en el pozo M-201.

En las areniscas se alojan los fluidos del yacimiento geotérmico y en respuesta a las interacciones entre ésta y los fluidos hidrotermales se han formado una gran cantidad de minerales hidrotermales distribuidos en zonas. Entre los minerales hidrotermales producidos es de suma importancia la zona en la que el cementante de las areniscas está constituido básicamente por minerales de sílice y epidota, cuya temperatura de formación ocurre a partir de los 230°C (Elders et al, 1980). En forma general, la cima de la ZMSE (línea en color verde de la figura 6) se localiza a partir de los 1400 m de profundidad en la porción oeste del campo y se profundiza hacia el este, donde se encuentra alrededor de los 3600 m. La isoterma actual de 300°C (línea en color rojo de la figura 6) concuerda bastante bien con la cima de la zona de sílice y epidota, y a partir de ella quedan terminados la mayoría de los pozos productores.

- Unidad de lutita café (ULC). Descansa en gran parte sobre la unidad de LG, presentando intercalaciones de areniscas y arenas muy permeables de color crema, cementadas principalmente por carbonatos, con espesores que varían desde unos cuantos metros hasta 500 m. La cima se localiza a una profundidad aproximada de 600 metros en la porción oeste del campo, profundizándose hacia el este hasta alcanzar los 2502 m de profundidad en el pozo M-205.
- Lodolitas (L). Se encuentran sobreyaciendo a las unidades de LG y LC. Su distribución es muy errática y se localizan principalmente en la porción centro oriental del campo geotérmico. Presentan un típico color café con intercalaciones ocasionales de arenas y gravas pobremente consolidadas. Por sus características impermeables, la unidad de LC junto con la de lodolitas, constituyen la capa o roca sello del yacimiento.
- Sedimentos clásticos no consolidados (SCNC). Sobreyacen a las unidades anteriores y están compuestos por arcillas, limos, arenas y escasas gravas, con espesores que varían desde los 400 m hasta los 2500 m. Su comportamiento en el subsuelo es similar al de las demás unidades, encontrándose que su base es más somera en la porción oeste del campo y más profunda en el este.

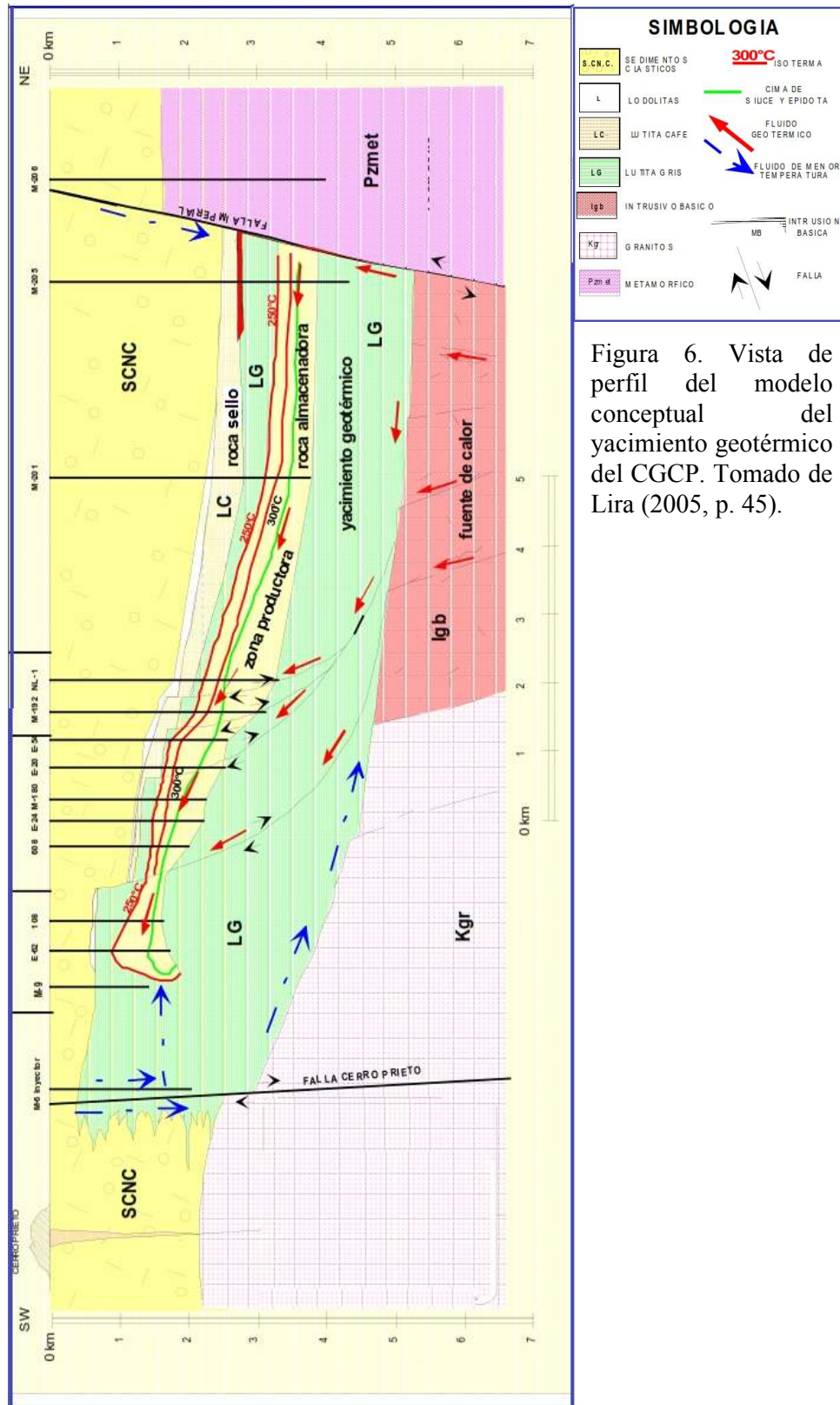


Figura 6. Vista de perfil del modelo conceptual del yacimiento geotérmico del CGCP. Tomado de Lira (2005, p. 45).

### 1.3 Objetivos

Este proyecto tiene como objetivo principal estudiar la estructura somera del campo geotérmico de Cerro Prieto a partir del modelado tridimensional de datos gravimétricos para buscar anomalías gravimétricas positivas de posible origen geotérmico. Para alcanzar el objetivo principal es necesario cumplir con objetivos particulares los cuales se enuncian a continuación.

- 1) Formación de una base de datos gravimétricos
- 2) Elaboración de un mapa gravimétrico
- 3) Separar el efecto regional a los datos gravimétricos
- 4) Modelado tridimensional de datos

En este trabajo nos proponemos reinterpretar, mediante modelado tridimensional (3D), las anomalías gravimétricas de la región de Cerro Prieto una vez que el efecto regional se les haya removido. Debido a las inherentes ambigüedades en la interpretación cuantitativa de datos gravimétricos constreñiremos la interpretación con información proveniente de una gran cantidad de pozos, mapas de isotermas y modelos conceptuales producto de estudios anteriormente desarrollados en el área.

Finalmente, aunque el estudio está dirigido a la búsqueda de anomalías gravimétricas de origen geotérmico que ayudarán a estimar características hidrotermales del yacimiento, los modelos tridimensionales de densidades que se obtendrán arrojarán información de la estructura cortical somera de la región de Cerro Prieto, información relevante para entender la evolución tectónica de esta región.

El capítulo II es extenso y aborda el tema del desarrollo de los objetivos particulares de la tesis, no solamente los objetivos listados sino aquellos procesos que debieron desarrollarse entre éstos. El capítulo III trata de los resultados obtenidos en el desarrollo del capítulo II. Finalmente, en el capítulo IV, se discuten todos los aspectos derivados del capítulo anterior desde los datos hasta los modelos tridimensionales.

## 2. Metodología

### 2.1 Anomalía de Bouguer

El método gravimétrico utiliza mediciones de la componente vertical (z) del campo de gravedad terrestre, realizadas en tierra, mar y aire, para inferir la presencia de estructuras geológicas de interés económico. La interpretación geológica de tales mediciones se realiza en términos de anomalías gravimétricas. Existen varios tipos de anomalías gravimétricas, las cuales se obtienen después de algunas modificaciones a los datos de campo, hechas con el fin de simplificar la interpretación. En la exploración geotérmica se utiliza la anomalía de Bouguer simple (B\_s), la cual se obtiene al eliminar de los datos observados la aceleración debida a la masa, figura y rotación del planeta (corrección normal o por latitud, CL) en el sitio de medición, el efecto de las diferencias de altura de las estaciones con respecto a un nivel de referencia (anomalía de aire libre, AL), y la aceleración debida al material que subyace el área de estudio. Este último efecto se estima para regiones planas mediante la corrección de Bouguer (CB), pudiéndose refinar mediante la corrección topográfica (CT), la cual toma en cuenta el relieve del terreno adyacente al área de estudio, aplicada dicha corrección la anomalía de Bouguer simple es llamada anomalía de Bouguer completa (B\_c), que al quitarle la contribución gravitacional debido a cuerpos profundos de dimensiones regionales recibe el nombre de anomalía gravimétrica residual (Agr). En la CB suponemos que la región que subyace el área de estudio está constituida por un mismo material, caracterizado por una densidad constante: la densidad de Bouguer (dB), que para propósitos prácticos se le asigna un valor de 2.67 gr/cm<sup>3</sup>. De esta manera, las anomalías de Bouguer indican variaciones en la densidad de masa del material que subyace el área de estudio con respecto a la densidad de Bouguer. Las anomalías de Bouguer únicamente nos permiten detectar cambios laterales en densidad: estratos horizontales con densidad uniforme afectan a las observaciones en el mismo grado y por lo tanto no producen cambios discernibles en la anomalía de Bouguer. Para el cálculo de la anomalía de Bouguer ( $\Delta g_b$  en mgal; 1 mgal = 1 x 10<sup>-3</sup> cm/s<sup>2</sup>) se utiliza la siguiente fórmula (Blakely, 1996):

$$\Delta g_b = g_o - (g_T - 0.3086 h \pm 2 \pi G \rho h - T) - g_R \quad (1)$$



Donde  $g_0$  es la gravedad observada en un punto particular, corregida por deriva y marea gravimétrica;  $g_T$  es la gravedad teórica (que deberíamos esperar) al nivel del elipsoide terrestre (geoide) y la latitud del punto de medición;  $0.3086h$  es la variación de la gravedad con la elevación por arriba del elipsoide de referencia;  $0.04193\rho$  es la corrección de Bouguer, la atracción gravimétrica de una losa de extensión lateral infinita de densidad  $\rho$  ( $gr/cm^3$ ) y espesor  $h$ ;  $G$  es la constante de gravitación universal ( $66.73 \times 10^{-9}$  [ $cm^3/s^2 \cdot g$ ]);  $T$  es la corrección por topografía, la cual toma en cuenta la variación del relieve del terreno;  $g_R$  es la variación del campo gravimétrico por efectos geológicos regionales.

La interpretación de las anomalías en términos de estructuras geológicas y densidades, se basa en la solución de ecuaciones físico-matemáticas de la Teoría del Potencial. La solución del problema no es única, es decir existe un número infinito de soluciones matemáticas correctas que puede ser limitado por constricciones geológicas y el rango práctico de parámetros físicos que están involucrados. Por lo tanto, una interpretación cuantitativa de los datos obtenidos, solo es posible cuando la estructura se conoce a partir de la información de pozos.

## **2.2 Formación de base de datos**

### **2.2.1 Gravimétricos**

El Laboratorio de Métodos Potenciales de Depto. de Geofísica Aplicada de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE durante años ha recopilado datos gravimétricos provenientes de diversos estudios gravimétricos de Baja California (Espinosa-Cardena, comunicación personal, 2010). A partir del banco de datos de dicho laboratorio se extrajeron dos bases de datos en base a cuatro conjuntos de fuentes diferentes. La primera consiste en una compilación de datos de dos fuentes: la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y la Universidad de California en Riverside (UCR). La segunda base de datos es un conjunto de estaciones gravimétricas de Petróleos Mexicanos (PEMEX) y del Consejo de Recursos Minerales No Renovables (CRM), actualmente Servicio Geológico Mexicano (SGM). Ambos conjuntos de datos se describen a continuación.

### CFE - UCR

- El primer conjunto consiste en 14970 estaciones gravimétricas de las cuales se extrajeron 783 estaciones que abarcaban el área de estudio (figura 7) y corresponden a los datos de CFE reportados por Fonseca y Razo (1979) y Chase y colaboradores (1978). Estos datos contienen la siguiente información: latitud y longitud cuyas coordenadas están referidas a la proyección Universal Transversa Mercator (UTM), Sistema Geodésico de Referencia NAD27; elevación en metros sobre el nivel del mar y anomalía de Bouguer Simple referidos a la Fórmula Internacional de Gravedad de 1930 (FIG-1930):

$$g_0 = 978.049 (1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \beta - 0.0000059 \text{sen}^2 2\beta) \quad (2)$$

(donde  $\beta$  = latitud geográfica) y se utilizó una densidad de Bouguer de 2.67 gr/cm<sup>3</sup>:

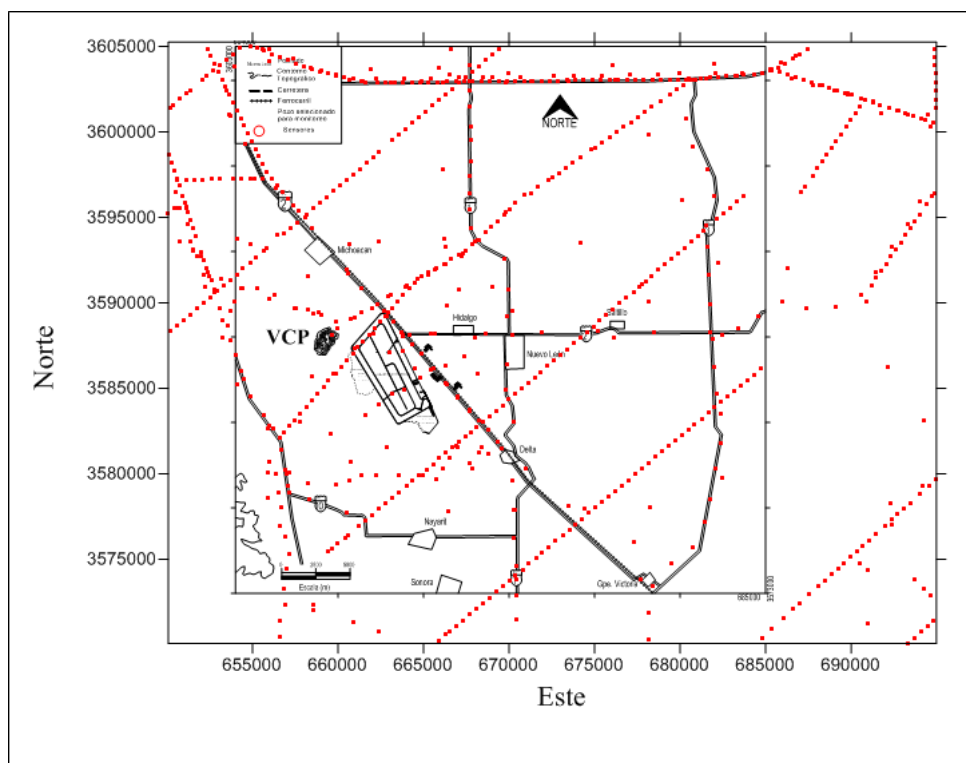


Figura 7. Muestra la posición de las estaciones gravimétricas (puntos en color rojo) del banco de datos gravimétrico CFE-UCR que cubren el CGCP y sus alrededores. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### PEMEX – SGM

Consiste en 2731 mediciones formadas por la recopilación de dos bases de datos (figura 8):

- Estudio gravimétrico de la región de Cerro Prieto realizado por el CRM en 1963 (Velasco-Hernández, 1963) para la CFE. El archivo de datos contiene lo siguiente: latitud y longitud referidas al Sistema Geodésico de Referencia NAD27, elevación en metros sobre el nivel medio del mar y anomalía de Bouguer completa referida a la Fórmula Internacional de Gravedad de 1930 y se utilizó una densidad de Bouguer de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ :
- Estudio gravimétrico del Valle de Mexicali y Desierto de Altar realizado por la Compañía Goevaluaciones S.A. en 1985 para PEMEX. La información que contienen las mediciones es: latitud y longitud que están referidas al Sistema Geodésico de Referencia NAD27, elevación sobre en nivel del mar, en metros, y anomalía de Bouguer simple referida a la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1967:

$$g_0 = 978.03185 (1 + 0.005278825 \text{sen}^2\beta - 0.000023462 \text{sen}^2 2\beta) \quad (3)$$

y se utilizó una densidad de Bouguer de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ :

Para homogenizar los datos se aplicó un factor de ajuste ( $Dg_{\text{corr}}$ ) a las anomalías gravimétricas calculadas por la fórmula de 1930. Dicho factor (Dehlinger, 1969) se obtuvo aplicando la siguiente fórmula de corrección a cada estación:

$$g_{01967} - g_{01930} = (17.72 - 13.6 \text{sen}^2\beta) \quad (4)$$

Donde  $\beta$  es la latitud en radianes.

Además, debido a que algunos de éstos datos no presentan corrección topográfica ha sido necesario realizar esta según se describe en el inciso II.3.

### 2.2.2 Topográficos

Este conjunto de datos son fundamentales para el cálculo de la corrección topográfica de los datos de anomalía de Bouguer simple. El modelo digital de elevaciones consiste en una malla regular de puntos o nodos con coordenadas  $(x,y,z)$ , en donde la posición horizontal está dada por el par ordenado  $(x,y)$  y la coordenada  $z$  representa la altura del terreno.

Los datos de topografía fueron extraídos de dos bancos:

- Banco de datos del modelo digital de elevación GTOPO30 del EROS Data Center del U.S. Geological Survey (USGS). Cubre la superficie terrestre (no marina) con una resolución de 30 segundos de arco (1 km aproximadamente). Los datos contienen: coordenadas geodésicas (latitud y longitud) en grados con proyección Universal Transversal de Mercator (UTM); el Sistema de referencia geodésico es el Norteamérica Datum de 1927 (NAD27); las alturas, en metros, están referidas al nivel medio del mar. La Figura 9 muestra la representación gráfica en curvas de nivel a colores del MDE con una resolución horizontal de 1000 m para el área de estudio y sus alrededores, la cual fue elaborado con el paquete de graficado Surfer ver. 9 y utilizando un método de interpolación bidimensional tipo Kriging.
- Banco de datos del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de la NASA que fueron descargados del sitio web del Consorcio de Datos Espaciales (CSI). Cubren toda la superficie terrestre con una resolución de 3 segundos de arco (~90 m) y contienen la siguiente información: latitud y longitud en coordenadas geográficas referenciadas al Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS84); alturas ortométricas en metros referidas al modelo geoidal EGM96 (Wagner, 2003). La Figura 10 muestra la representación gráfica en curvas de nivel a colores del MDE con una resolución de 1000 m para el área de estudio y sus alrededores, la cual fue elaborado con el paquete de graficado Surfer ver. 9 y utilizando un método de interpolación bidimensional tipo kriging.

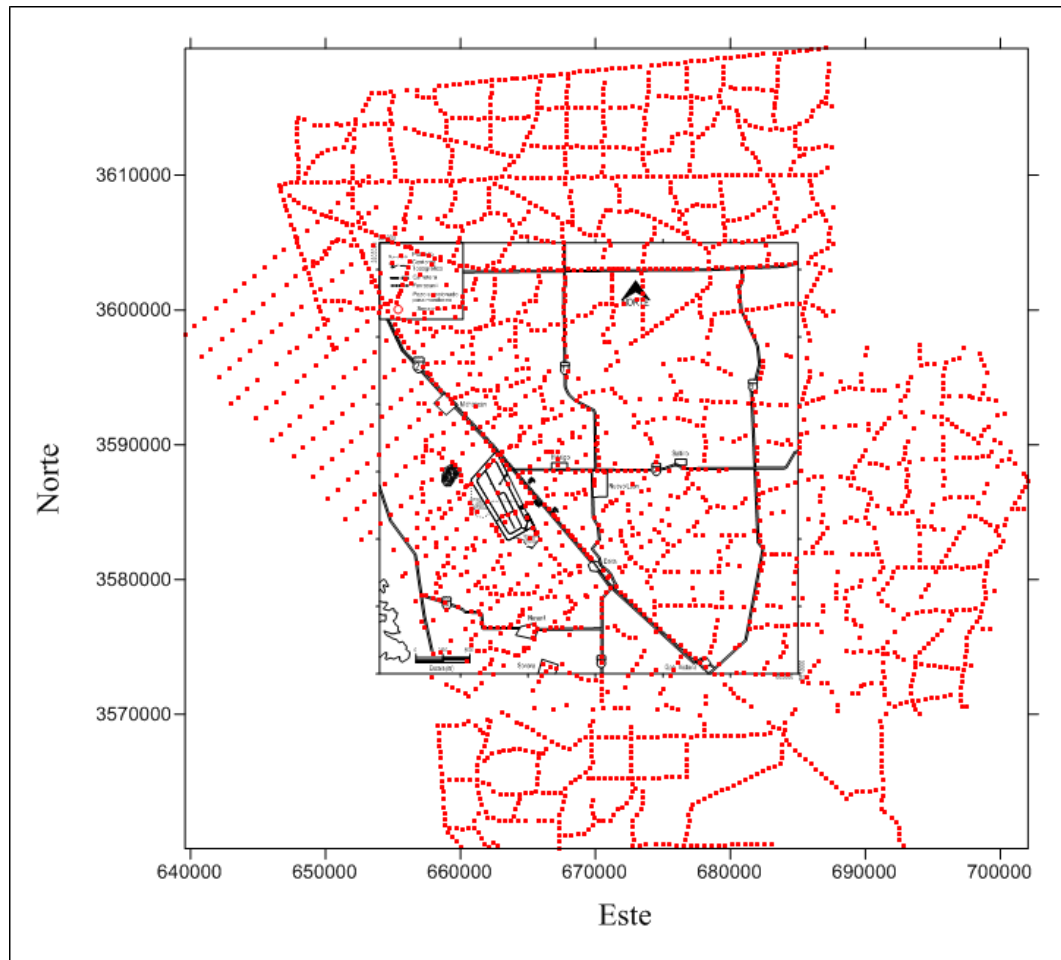


Figura 8. Muestra la posición de las estaciones gravimétricas (puntos en color rojo) del banco de datos gravimétrico PEMEX-SGM que cubren el CGCP y sus alrededores. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

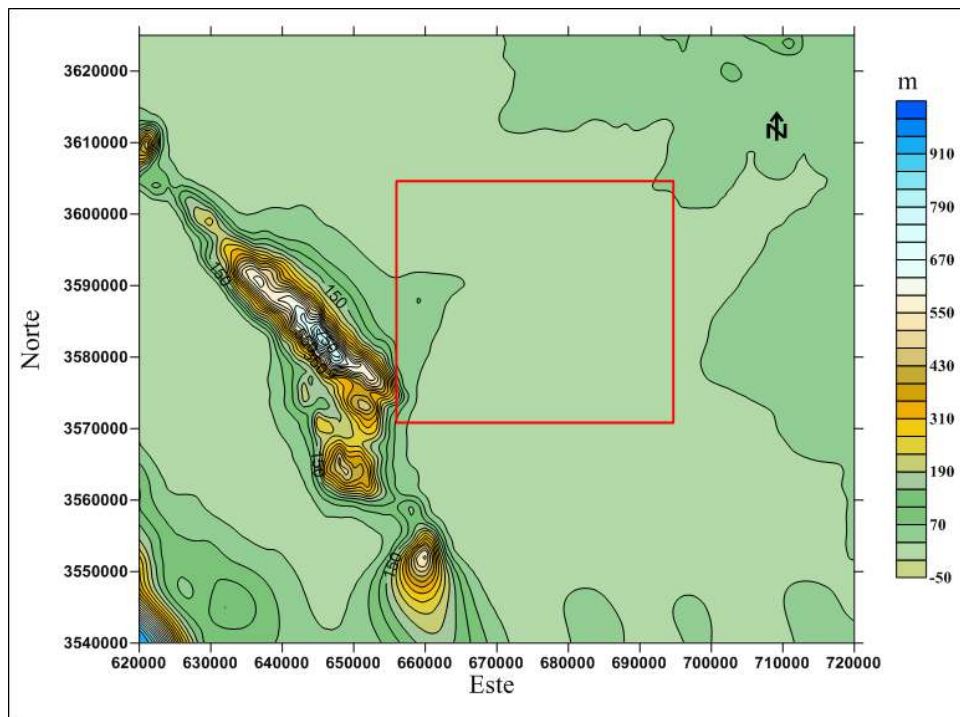


Figura 9. Modelo digital de elevación GTOPO30 del EROS Data Center (USGS). Contornos en metros. Intervalo entre contornos cada 40 m. El cuadro marca el área que abarcan los datos gravimétricos. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

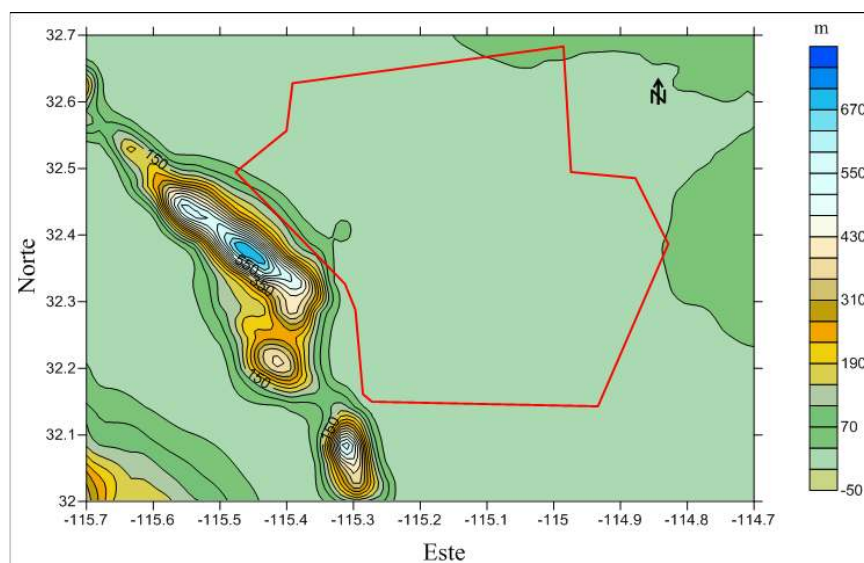


Figura 10. Modelo digital de elevación SRTM. Contornos en metros. Intervalo entre contornos cada 40 m. La línea roja delimita el área que abarca el conjunto de datos gravimétricos. Coordenadas geográficas en grados.

### **2.2.3 Geológicos, mineralógicos y térmicos**

Personal de los Departamentos de Geología y Yacimientos de la Residencia de Estudios del Campo Geotérmico de Cerro Prieto nos proporcionaron información que solicitamos para la realización de este trabajo de profundidades a la cima de la lutita gris (figura 11) y de la zona mineralizada de sílice y epidota (figura 12), mapas de isotermas a diferentes profundidades (figura 13) y un mapa indicando las principales fallas dentro del campo que controlan el flujo hidrotermal (figura 14). Éstos tienen proyección UTM y están referenciados al datum ITRF92 época 1988.0, sistema definido dinámicamente por los movimientos y la forma terrestre a través del tiempo. Para hacerlos compatibles con las coordenadas de los datos gravimétricos y topográficos fue necesario georeferenciarlos al datum NAD27 utilizando la aplicación Project Raster del módulo ArcMap del paquete ArcGIS ver. 9. Los datos solicitados son fundamentales para la etapa del modelado de datos gravimétricos debido a que permiten constreñir las soluciones obtenidas.

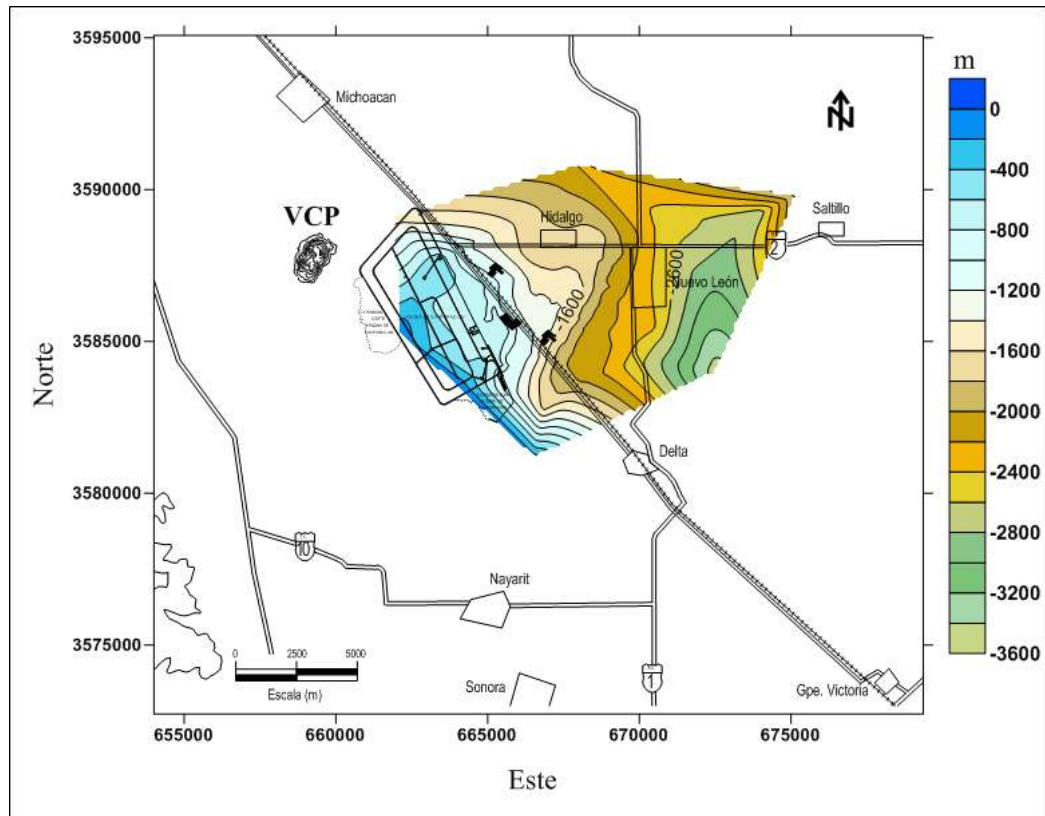


Figura 11. Mapa de profundidades a la cima de la lutita gris. Contornos en metros. Intervalo de contornos cada 200 m. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. (Residencia de Estudios de la Residencia General de Cerro Prieto, CFE, 2012).



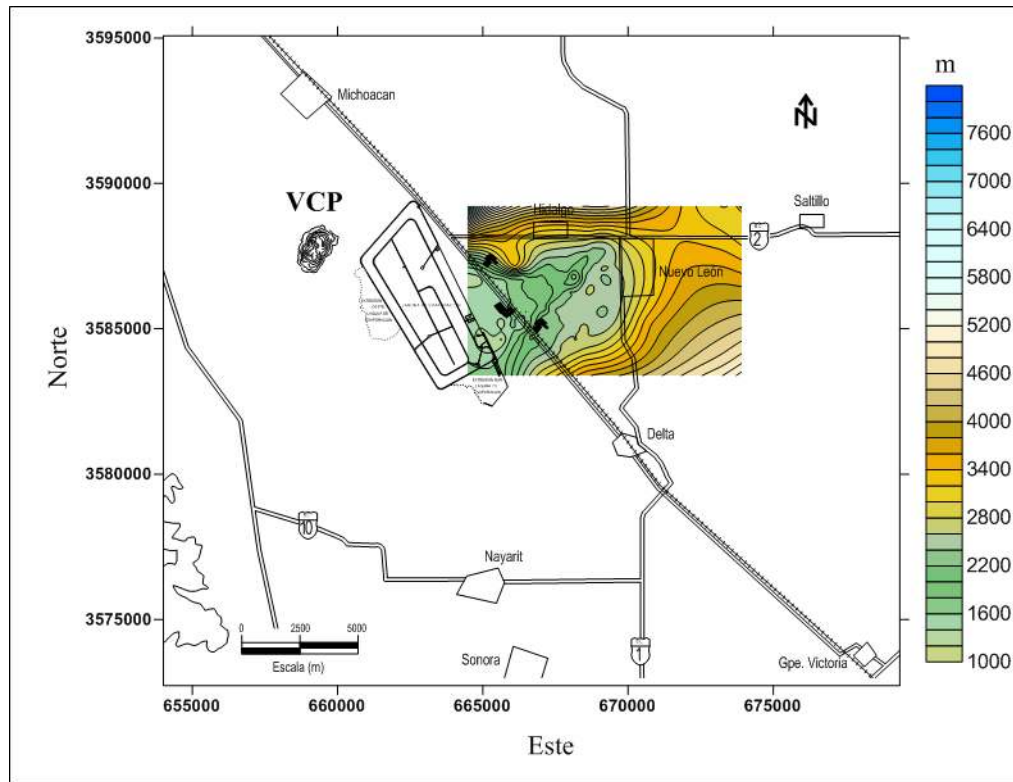


Figura 12. Profundidad a la cima de la zona mineralizada de sílice – epidota. Contornos en metros. Intervalo de contornos cada 200 m. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. (Residencia de Estudios de la Residencia General de Cerro Prieto, CFE, 2012).

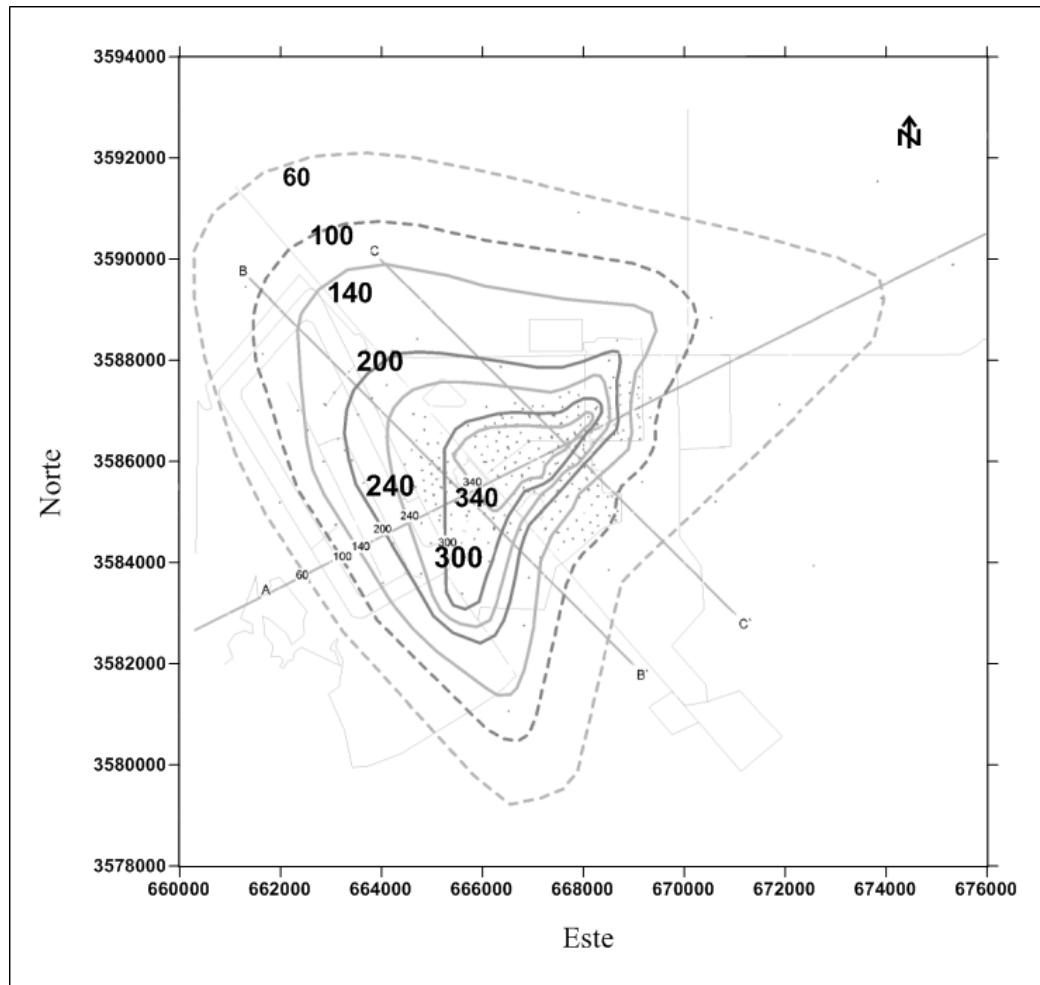


Figura 13. Mapa de isotermas a la profundidad de 1850 m, contornos en °C. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. (Residencia de Estudios de la Residencia General de Cerro Prieto, CFE, 2012).

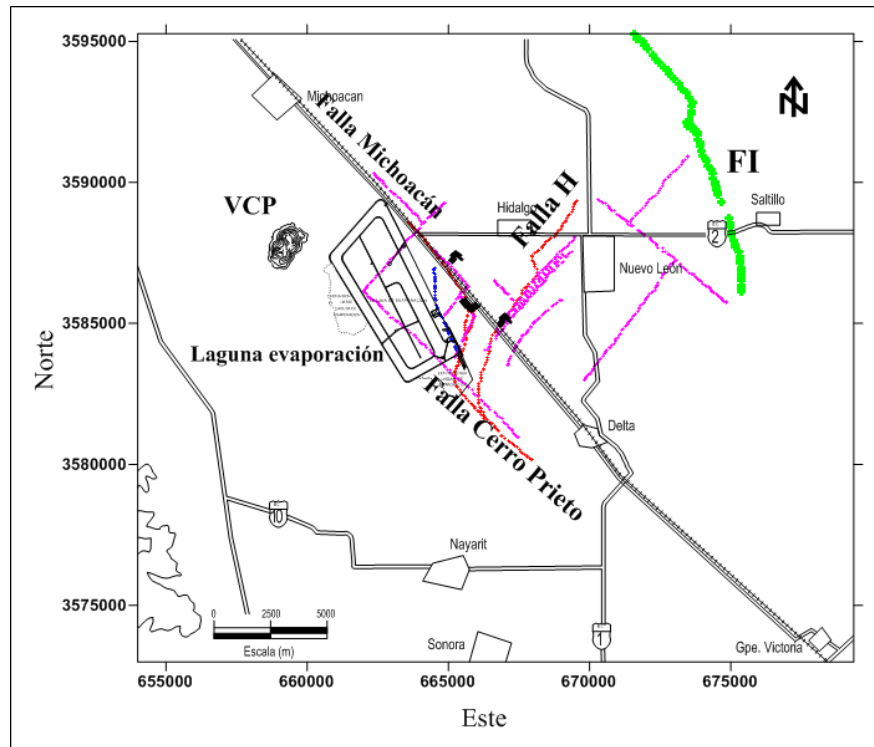


Figura 14. Mapa con las principales fallas sobre las áreas de explotación del campo geotérmico de Cerro prieto. Línea magenta = importantes fallas inferidas. Línea roja = fallas de lutita gris. Línea azul = falla “L”. FI = Falla Imperial. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. Modificado de archivos de la Residencia de Estudios de la Residencia General de Cerro Prieto, CFE (2012) y de Espinosa y Campos (2008).

### 2.3 Corrección topográfica de datos gravimétricos

Para trabajar con datos de anomalía de Bouguer completa es necesario corregir los datos de anomalía de Bouguer simple por topografía. Para llevar a cabo la corrección topográfica de los datos de anomalía de Bouguer simple se aplicaron diferentes esquemas de cálculo: proceso manual mediante el uso de plantillas de Hammer (Hammer, 1939) empleando planos topográficos con diferentes escalas; automático mediante el método de Kane (1962) utilizando diferentes esquemas de cálculo para la corrección cercana o local, intermedia o media y lejana o regional empleando modelos digitales de elevación. El primero, aunque es laborioso y tardado, se aplicó a pocas estaciones para determinar los radios de corrección cercana y lejana óptimos, tener una

idea de la magnitud y distribución de los valores de la corrección topográfica y verificar los resultados arrojados por los métodos automáticos.

Para el cálculo manual de la corrección topográfica de los datos CFE – UCR el relieve del terreno se representó por zonas circulares divididas por sectores en forma de prismas con su base superior truncada (Olivier y Simard, 1981). La atracción gravimétrica del relieve topográfico se calcula sumando el efecto de todos los prismas en que se representa el terreno. Para esto se elaboró una plantilla dividida en cuatro zonas circulares con radios a 4, 10, 15, 20 km, divididas en 8 (para un radio de 4 km) y 16 sectores para el resto de los radios (figura 15). La elevación promedio de cada sector se estimó de las cartas topográficas Mexicali, Ejido Islas Agrarias, Sierra Cucapah y Guadalupe Victoria escala 1:50,000 publicadas por el INEGI.

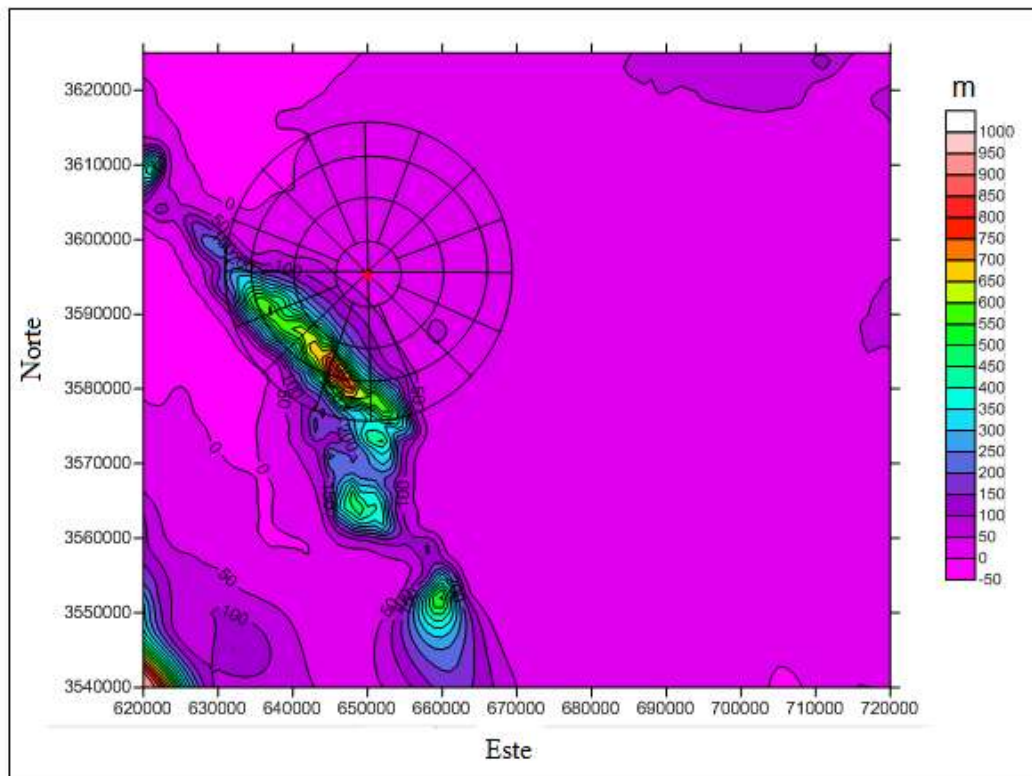


Figura 15. Esquema de corrección topográfica manual mediante plantillas de Hammer y cartas topográficas. Contornos en metros. Intervalo entre contornos cada 50 m. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

En tanto que para el cálculo automático se utilizó la aplicación Terrain del módulo Gravity del paquete Oasis Montaj Ver. 6.1 de la compañía Geosoft. Este programa utiliza modelos digitales de elevación con diferente resolución y emplea tres esquemas diferentes de cálculo para estimar la corrección topográfica que se describen a continuación:

- Prismas triangulares para la corrección cercana (0 a 2 km):

$$g = GD\theta \left( R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (5)$$

Donde:

$g$  = Atracción gravitacional del prisma [ $mGal$ ]

$G$  = Constante gravitacional cuyo valor es  $6.67 \times 10^{-11}$  [ $m^3/s^2 \cdot kg$ ]

$D$  = Densidad [ $g/cm^3$ ]

$\theta$  = Ángulo subtendido por el sector [ $rad$ ]

$R$  = Longitud horizontal del sector de prisma [ $m$ ]

$H$  = Altura del prisma [ $m$ ]

La región más próxima a la estación es dividida en octantes de manera que el relieve se representa con prismas triangulares que se levantan al final de la sección (figura 16).

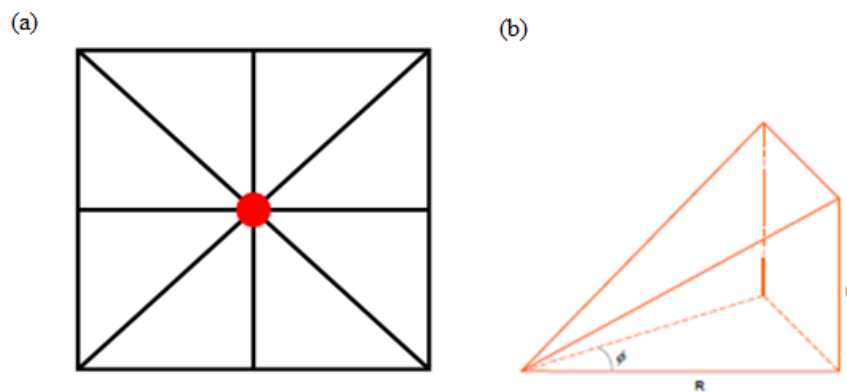


Figura 16. (a) Para la corrección cercana la topografía es dividida en octantes, la estación gravimétrica está colocada en el centro.

(b) Parámetros del prisma triangular para la corrección cercana. Modificado de Kane (1962, p. 461).

- Prismas rectangulares para la corrección intermedia (2 a 10 km):

$$g = -GD \left\| \left\| \left\| x \cdot \ln(y + R) + y \cdot \ln(x + R) + z \cdot \arctan \left( \frac{z \cdot R}{x \cdot y} \right) \right\|_{x_1}^{x_2} \right\|_{y_1}^{y_2} \right\|_{z_1}^{z_2} \quad (6)$$

Donde:

$g$  = Atracción gravitacional del prisma [ $mGal$ ]

$G$  = Constante gravitacional,  $6.67 \times 10^{-11}$  [ $m^3/s^2 \cdot kg$ ]

$D$  = Densidad [ $g/cm^3$ ]

$x$  = Coordenada horizontal [ $m$ ]

$y$  = Coordenada horizontal, la cual es perpendicular a  $x$  [ $m$ ]

$z$  = Altura del prisma [ $m$ ]

$R$  = Distancia a los vértices de cada prisma [ $m$ ]

Los vértices de los prismas son los nodos de la malla del modelo digital de elevación. Las longitudes de las aristas son la diferencia entre las coordenadas de los puntos. Teniendo las dimensiones del prisma y la densidad, el programa calcula la masa y su efecto gravitacional (figura 17).

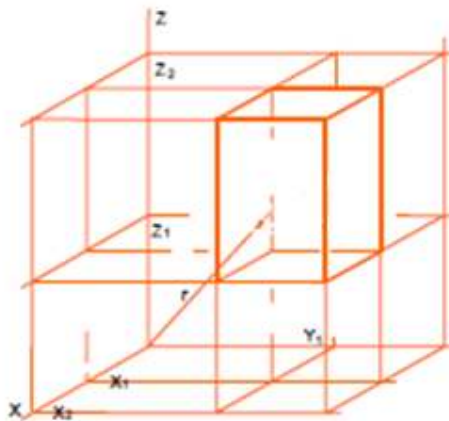


Figura 17. Prismas rectangulares para representar la topografía en el modelo digital de elevación. Modificado de Nagy (1966, p. 35).

- Segmentos de anillo para la corrección lejana (10 a 40 km):

$$g = 2GDA^2 \frac{\left( R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2} \right)}{R_2^2 - R_1^2} \quad (7)$$

Donde:

$g$  = Atracción gravitacional del prisma [ $mGal$ ]

$G$  = Constante gravitacional,  $6.67 \times 10^{-11}$  [ $m^3/s^2 \cdot kg$ ]

$D$  = Densidad [ $g/cm^3$ ]

$A$  = Longitud de la sección horizontal del prisma [ $m$ ]

$R_1$  = Radio interno del cilindro [ $m$ ]

$R_2$  = Radio externo del cilindro [ $m$ ]

$H$  = Altura de la sección del cilindro [ $m$ ]

A las estructuras del relieve más lejanas se les aproxima con segmentos de un anillo, los cuales por su considerable distancia a la estación gravimétrica son considerados casi prismas rectangulares de dimensiones  $A$  y altura  $H$  (figura 18).

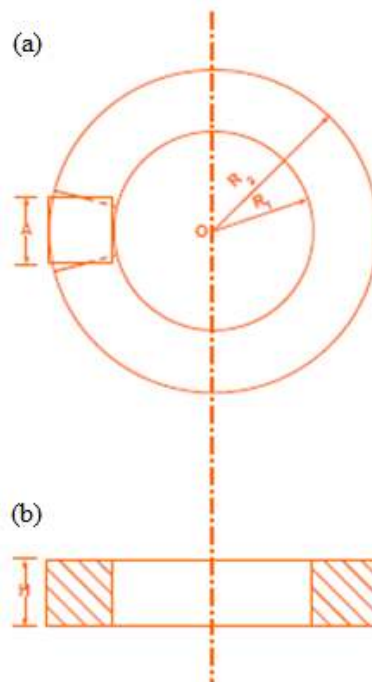


Figura 18. (a) Vista en planta del cilindro que representa la topografía más lejana que rodea a la estación localizada en el punto  $O$ . (b) Vista lateral de la estructura. Modificado de Kane (1962, p. 459).

Este programa calcula el efecto topográfico en cada punto del modelo digital y crea dos archivos, uno para el efecto cercano y otro para el lejano. Finalmente se le asigna el efecto calculado a las estaciones de acuerdo a su localización y altura.

Para las 783 estaciones de CFE La corrección cercana fue de 0 – 4 km de radio, la lejana abarcó desde los 4 km hasta 40 km. Tanto en la corrección cercana como en la lejana se usó una malla con resolución de 1 km extraídos del modelo digital de elevación GTOPO30, el cual cubría un área de 80.5 x 100 km. El valor usado de densidad fue de 2.67 g/cm<sup>3</sup>.

Para la corrección por topografía de los datos de PEMEX se utilizó un radio de 0 a 4 km para la corrección cercana y de 4 a 40 km para corrección la lejana. Para la corrección cercana se utilizó un modelo digital de elevación con ~200 m de resolución espacial que cubrían un área de 0.8 x 0.9 grados. En la corrección lejana, la resolución fue de 1 km, cubriendo un área de 2 x 1 grados. Estos modelos digitales de elevación fueron extraídos del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Como las estaciones gravimétricas estaban en UTM NAD27 y el modelo digital de elevación en coordenadas geográficas datum WGS84, era necesario referenciar alguno de los conjuntos a un mismo sistema de coordenadas. Debido a que se tiene una buena resolución espacial, la cual provocaba que el software empleado para su manipulación tuviera problemas para cambiar las coordenadas del modelo digital de elevación por la gran cantidad de datos, se optó por proyectar las coordenadas de las estaciones gravimétricas de UTM, NAD27 a coordenadas geográficas datum WGS84. La corrección del terreno se realizó en estas coordenadas y posteriormente se proyectaron nuevamente a UTM.

Inicialmente solo se contaba con el modelo digital de elevación CTOPO30, realizándose la corrección topográfica de los datos de CFE con dicho modelo; posteriormente se consiguió el modelo del SRTM y se corrigió por relieve a las estaciones de PEMEX, como ambas correcciones fueron muy pequeñas hasta el punto en el que la anomalía principal del campo no cambió, no se creyó necesario corregir los datos de CFE con el modelo digital del SRTM.



## 2.4 Separación regional - residual

Un paso importante en el análisis de datos gravimétricos es separar los efectos producidos por estructuras regionales profundas de las producidas por estructuras locales y someras, así como el de aislar anomalías que estén asociadas a una estructura particular. El proceso de descomponer la anomalía gravimétrica en sus componentes regional y residual se conoce como separación regional-residual, este proceso siempre ha sido una tarea difícil y ambigua.

En este trabajo se utilizaron dos métodos para efectuar el proceso de separación regional-residual, *Ajuste de Superficies Polinomiales (ASP)* y *Factorización Espectral (FE)*, los cuales brevemente se describen a continuación:

### 2.4.1 Ajuste de superficies polinomiales

En este método se les quita una superficie polinomial de bajo orden a los datos como representativo del efecto gravimétrico de la estructura profunda y regional. Por la cobertura espacial de los datos se utilizó el método de “*ajuste de superficies polinomiales*”; existen diferentes técnicas que emplean polinomios para efectuar dicho proceso. Las que más se emplean son los “Polinomios en Series de Potencias de XY” ajustados por el método de mínimos cuadrados, una ventaja de este método es que los datos pueden estar distribuidos irregularmente, por lo que no es necesario interpolar valores para formar una rejilla, se utilizan los valores medidos que son más exactos que los interpolados.

Los datos de anomalía de Bouguer son la suma de las componentes regional y residual:

$$G_b(x_i, y_i) = G_R(x_i, y_i) + G_r(x_i, y_i) \quad (8)$$

Con  $G_b(x_i, y_i)$  = anomalía de Bouguer

$G_R(x_i, y_i)$  = componente regional

$G_r(x_i, y_i)$  = componente residual

Se asume que  $G_r(x_i, y_i)$  es una variable aleatoria con media cero y varianza  $d^2$  (desviación media cuadrática de la media), la cual es la misma para todas las observaciones. Entonces, la componente residual se trata de una manera similar al error aleatorio encontrado en cualquier conjunto de datos experimentales.

La variable  $G_R(x_i, y_i)$  se expresa como un polinomio en series de potencia de  $x, y$ , donde  $x$  e  $y$  representan las coordenadas de los puntos de observación:

$$G(x, y) = \sum_{j=0}^p \sum_{k=0}^q b_{j,k} x^j y^k \quad (9)$$

Para ajustar la ecuación (9) a las observaciones se puede obtener una estimación de la dependencia de  $G_r$  sobre  $x, y$  aplicando el principio de mínimos cuadrados. Por lo tanto a partir de la ecuación (8) se tiene que:

$$G_r^2(x_i, y_i) = E = \sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2 = \sum_i \sum_j [G_b(x_i, y_i) - G_R(x_i, y_i)]^2 \quad (10)$$

Por lo que,  $G_r^2(x_i, y_i)$  sea un mínimo debe cumplir que:

$$\frac{\partial G_r^2(x_i, y_i)}{\partial b_{j,k}} = 0, \quad \text{para } j=1, \dots, p; k=1, \dots, q \quad (11)$$

La ecuación (11) representa de manera compacta un conjunto de ecuaciones conocidas como “ecuaciones normales”, su solución da los valores de los coeficientes  $b_k$  que hacen mínima la suma de los cuadrados de los errores. En forma matricial se escribe de la manera siguiente:

$$A b = Y \quad (12)$$

Donde:  $A$  = es la matriz condición relacionada con las coordenadas  $x, y$ .

$b$  = vector columna con los coeficientes desconocidos del polinomio

$Y$  = vector columna con las datos de la medición

Una solución de la ecuación (12) es (Noble y Daniel, 1998):

$$b = (A^T A)^{-1} A^T Y \quad (13)$$

Donde los índices T y -1 significan transpuesta e inversa, respectivamente.

Una manera eficiente y rápida para resolver el sistema de ecuaciones (ecuación 12) es utilizando el método de factorización matricial “Descomposición  $QR$ ” mediante reflexiones de Householder (Noble y Daniel, 1998):

Dada una matriz  $A$  de orden  $n \times n$ , entonces existe una matriz ortogonal  $Q$  ( $Q^T Q=1$ ) y una matriz triangular superior  $R$  tal que:

$$A = QR \quad (14)$$

Bajo este esquema primero se forma el producto  $Q^T b$  y entonces resolver

$$R x = Q^T b \quad (15)$$

por sustitución hacia atrás o en reversa.

El algoritmo anterior está implementado en el programa en lenguaje Fortran llamado *TREND* de Davis (1973) que ha sido modificado para utilizar el método de factorización  $QR$  mediante reflexiones de Householder (Espinosa-Cardena, 2010, comunicación personal).

#### 2.4.2 Factorización espectral

Consiste en utilizar filtros en el dominio de las frecuencias especialmente diseñados para realzar o remover ciertas características del campo gravimétrico que reflejan ya sea fuentes someras o profundas. En esta técnica los datos transformados en el dominio de las frecuencias se representan en una gráfica del número de onda radial contra el logaritmo del espectro de potencia radial promedio (Figura 19). Por inspección visual se selecciona una banda de frecuencias que a juicio del intérprete representan el contenido espectral de la componente regional y residual. Por ejemplo, los armónicos en la región de bajas frecuencias representan la componente regional del campo gravimétrico, en tanto que los armónicos en la región de las altas frecuencias representan la componente residual asociada a fuentes gravimétricas someras (Gupta y Ramani, 1980).

Una vez que ambas componentes se han identificado, pueden separarse aplicando filtros diseñados con frecuencias de corte escogidas de las bandas de frecuencias seleccionadas (figura 21). Por ejemplo, para sustraer anomalías de carácter local (longitud de onda pequeña) y somero, o regional (longitudes de onda grandes) y profundo, se utilizan filtros pasa-altas y pasa-bajas, respectivamente. Estos filtros

actúan como filtros ideales regional-residuales, ya que el contenido de altas (o bajas) frecuencias es suprimido mientras que el contenido de bajas (o altas) frecuencias es meramente pasado y no amplificado. Además de estos están los filtros pasa-banda que únicamente permiten el paso de la información contenida en una banda determinada de números de onda.

A continuación se da una descripción breve de los fundamentos del método.

#### 2.4.2.1 Espectro de potencia radial

Los datos de anomalía de Bouguer se representan en una rejilla de datos con un espacio regular entre los puntos  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ . Dicha rejilla de datos puede ser transferida al dominio de la frecuencia espacial o del número de onda, mediante la aplicación de una *transformada discreta de Fourier bidimensional*:

$$G(u, v) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} g(x, y) e^{2\pi i \left( \frac{u_x}{M} + \frac{v_y}{N} \right)} \quad (16)$$

Donde:  $G(u, v)$  = transformada compleja de Fourier de  $g(x, y)$

$M, N$  = tamaño de la rejilla en las direcciones de  $x$  e  $y$

$u, v$  = número de onda en las direcciones  $x$  e  $y$

El espaciamiento  $\Delta x = \Delta y$  define la frecuencia máxima, llamada frecuencia de Nyquist:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta x} \quad [\text{ciclos/km}] \quad (17)$$

La rejilla se regresa al dominio espacial mediante la aplicación de una *transformada discreta inversa de Fourier*:

$$g(x, y) = \frac{1}{MN} \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} G(u, v) e^{-2\pi i \left( \frac{u_x}{M} + \frac{v_y}{N} \right)} \quad (18)$$

El *espectro de potencia bidimensional* se define como el cuadrado del valor absoluto de la transformada de Fourier 2D (Gupta, et.al., 1980).

$$E(u, v) = |\operatorname{Re}(G(u, v)) + \operatorname{Im}(G(u, v))|^2 = \operatorname{Re}(G(u, v))^2 + \operatorname{Im}(G(u, v))^2 \quad (19)$$

Donde:  $\operatorname{Re}(G(u, v))$  = parte real de la transformada de Fourier

$\operatorname{Im}(G(u, v))$  = parte imaginaria de la transformada de Fourier

Para analizar el contenido de frecuencias del espectro de potencia éste es promediado respecto al azimut. Dicho promediado tiene un efecto de suavizado en los contornos y además simplifica el diseño de los filtros que se aplicarán en la separación regional-residual (Gupta y Ramani, 1980). A este promedio radial se le conoce como *espectro de potencia radial*.

El espectro de potencia radial es graficado en escala logarítmica (logaritmo natural del espectro de potencia vs frecuencia) y se divide por sus pendientes en tres partes o segmentos (figura 19):

- Segmento de bajas frecuencias: presenta una pendiente muy inclinada, representa la componente regional y se atribuye a la presencia de cuerpos profundos y/o de gran extensión.
- Segmento de altas frecuencias: presenta una pendiente menos inclinada, representa la componente residual y se atribuye a la presencia de cuerpos someros y de dimensiones pequeñas.
- Segmento nivel de ruido blanco (white noise effects): presenta una pendiente casi horizontal y se localiza a muy altas frecuencias, es atribuido a errores de digitalización, en las mediciones, etc. (Gupta, et.al., 1980).

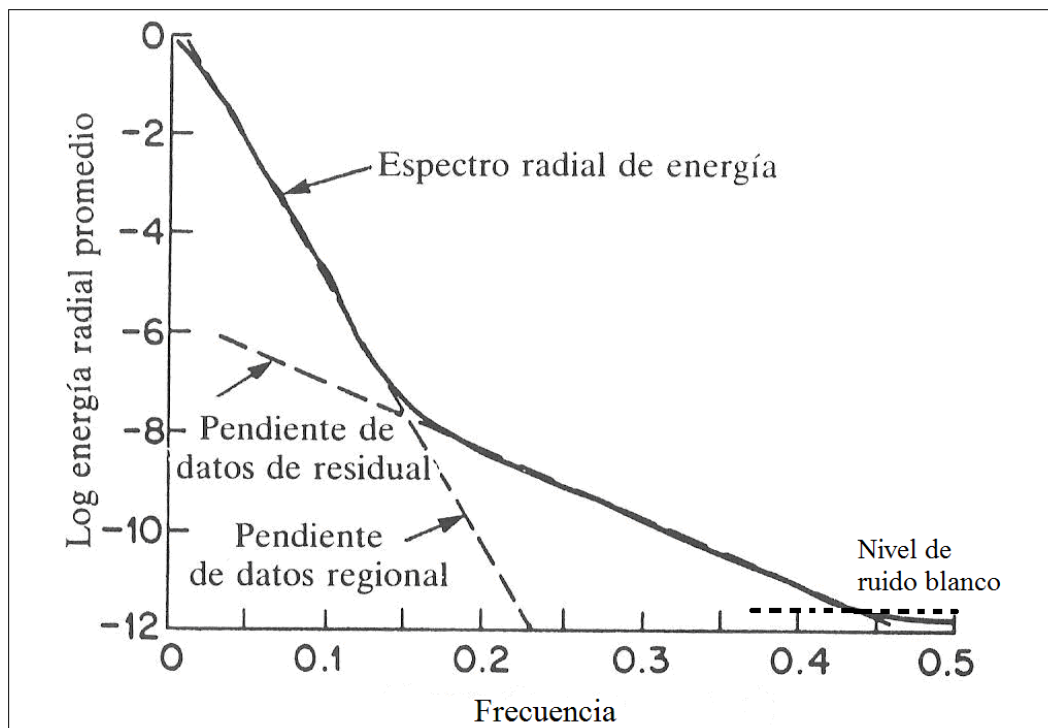


Figura 19. Espectro de potencia radial. La pendiente de las dos líneas tangentes proporciona información acerca de las profundidades de los cuerpos tanto de la componente regional como de la residual. El máximo valor que alcanza la curva a lo largo del eje  $x$  corresponde al valor de la frecuencia de Nyquist. En esta figura se utilizó una rejilla de datos de 1 km cuya  $f_N = 0.5$  ciclos/km. Modificado de Broome (1989), en Goodacre (1989, p. 217).

Para el cálculo del espectro de potencia radial de los valores de anomalía de Bouguer se utilizó el programa *MFINIT.FOR*. Éste y otros programas para el filtrado (*FFTFIL.FOR*) y modelado inverso (*GI3.FOR*) fueron descargados del *Potential - Field Geophysical Software for the PC ver. 2.2* de la página web del United States Geological Survey (Phillips, 1997).

Antes de pasar los datos al dominio de las frecuencias éstos se prepararon para evitar distorsiones en la transformada de Fourier. Si hay una diferencia notable de valores entre el principio y el final de la serie de datos esta discontinuidad va a introducir componentes espúreas de alta frecuencia en el espectro conocido como fenómeno de Gibbs (Spector y Parker, 1979). Para reducir esta distorsión se le ha quitado a los datos

el promedio, la *tendencia lineal* y se les ha aplicado una *ventana (taper) bidimensional cosenoidal* tipo Hannig, ésta última para hacerlos que “caigan suavemente” hacia cero (Spector y Parker, 1979).

$$W(x, y) = 0.5 \left( 1 + \cos \frac{2\pi x}{L_x} \right) \cdot \left( 1 + \cos \frac{2\pi y}{L_y} \right) \quad (20)$$

Donde  $L_x$  y  $L_y$  es la longitud de los datos en las direcciones  $x$  e  $y$ .

#### 2.4.2.2 Filtrado y diseño de filtros

Los mapas de anomalía de Bouguer o gravedad representan la superposición de muchos efectos (estructuras regionales, locales, profundas, someras, lineales, gradientes, etc. y ruido). La finalidad del filtrado es la de enfatizar rasgos de interés y que están enmascarados por otros efectos y/o el de suprimir lo que es irrelevante en el estudio.

Matemáticamente el filtrado consiste en hacer la operación de *convolución* de la función respuesta impulso del filtro con la señal de entrada (datos de gravedad). Ésta está definida en el dominio del espacio en dos dimensiones por la función (Oran Brigham, 1974):

$$s(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\alpha, \beta) g(x - \alpha, y - \beta) d\alpha d\beta \quad (21)$$

Donde:  $s(x, y)$  = salida;  $g(x, y)$  = señal de entrada;  $f(\alpha, \beta)$  = filtro,  $\alpha$  y  $\beta$  son variables mudas de integración.

La operación de convolución o filtrado es más eficiente y rápida en el dominio del número de onda o Fourier, ésta se define por la multiplicación del filtro con la señal de entrada:

$$S(u, v) = F(u, v) \cdot G(u, v) \quad (22)$$

Donde  $F(u, v)$  es llamada la función transferencia del filtro y las variables  $u, v$  son las frecuencias espaciales en las direcciones  $x, y$ .

En la figura 21 se muestran la sección transversal de las funciones de transferencia que corresponden a los filtros pasa-baja (a), pasa-altas (b) y pasa-banda (c), con sus correspondientes frecuencias de corte, una frecuencia de Nyquist de 0.5 ciclos/km, correspondiente a un intervalo de muestreo  $dx, dy$  igual a 1 km. Los filtros pasa-altas (FPA), pasa-bajas (FPB) y pasa-banda (FPBA) se diseñan usando un algoritmo que implemente las fórmulas siguientes:

$$F(u, v) = \left\{ \begin{array}{l} 0 \quad \text{si } k < f_c \\ 1 \text{ en cualquier otro caso} \end{array} \right\}, \text{ FPA}$$

$$F(u, v) = \left\{ \begin{array}{l} 0 \quad \text{si } k > f_c \\ 1 \text{ en cualquier otro caso} \end{array} \right\}, \text{ FPB}$$

$$F_2(u, v) = \left\{ \begin{array}{l} 0 \quad \text{si } f_{c1} < k < f_{c2} \\ 1 \text{ en cualquier otro caso} \end{array} \right\}, \text{ FPBA}$$

Donde  $k = [u^2 + v^2]^{1/2}$  y  $f_c$  la frecuencia de corte del filtro.

La frecuencia de corte ( $f_c$ ) del filtro es aquella en que la respuesta en amplitud tiene un valor del 50% de su valor máximo. Los cortes de frecuencia no deben ser abruptos sino graduales atenuando hacia una frecuencia deseada. Cortes abruptos causarían la aparición de oscilaciones o anillos (efecto de Gibbs) en los datos después de que se han regresado al dominio espacial. Para que el corte de frecuencia sea gradual se aplican ventanas bidimensionales, por lo general del tipo Hanning. La selección de la frecuencia de corte y el ancho de la ventana es hasta cierto grado empírica y depende en gran parte de la experiencia del intérprete y del conocimiento que se tenga de la geología del área de estudio (Broome, 1989; en Goodacre, 1989). Por lo tanto, para el cálculo de filtros en el dominio de las frecuencias se necesitan únicamente dos parámetros, la frecuencia de corte y la de atenuación ( $f_a$ ), ésta última determina el ancho de la ventana aplicada al filtro.



Para realizar el cálculo de filtros y el proceso de filtrado en el dominio de las frecuencias se utilizó el programa *FFTFIL.FOR* (Hildenbrand, 1983). Y al igual que para el cálculo del espectro de potencia radial los datos fueron previamente preparados para reducir el efecto de Gibbs. La secuencia de cálculo se resume en el diagrama en bloques que se muestra en la Figura 20.

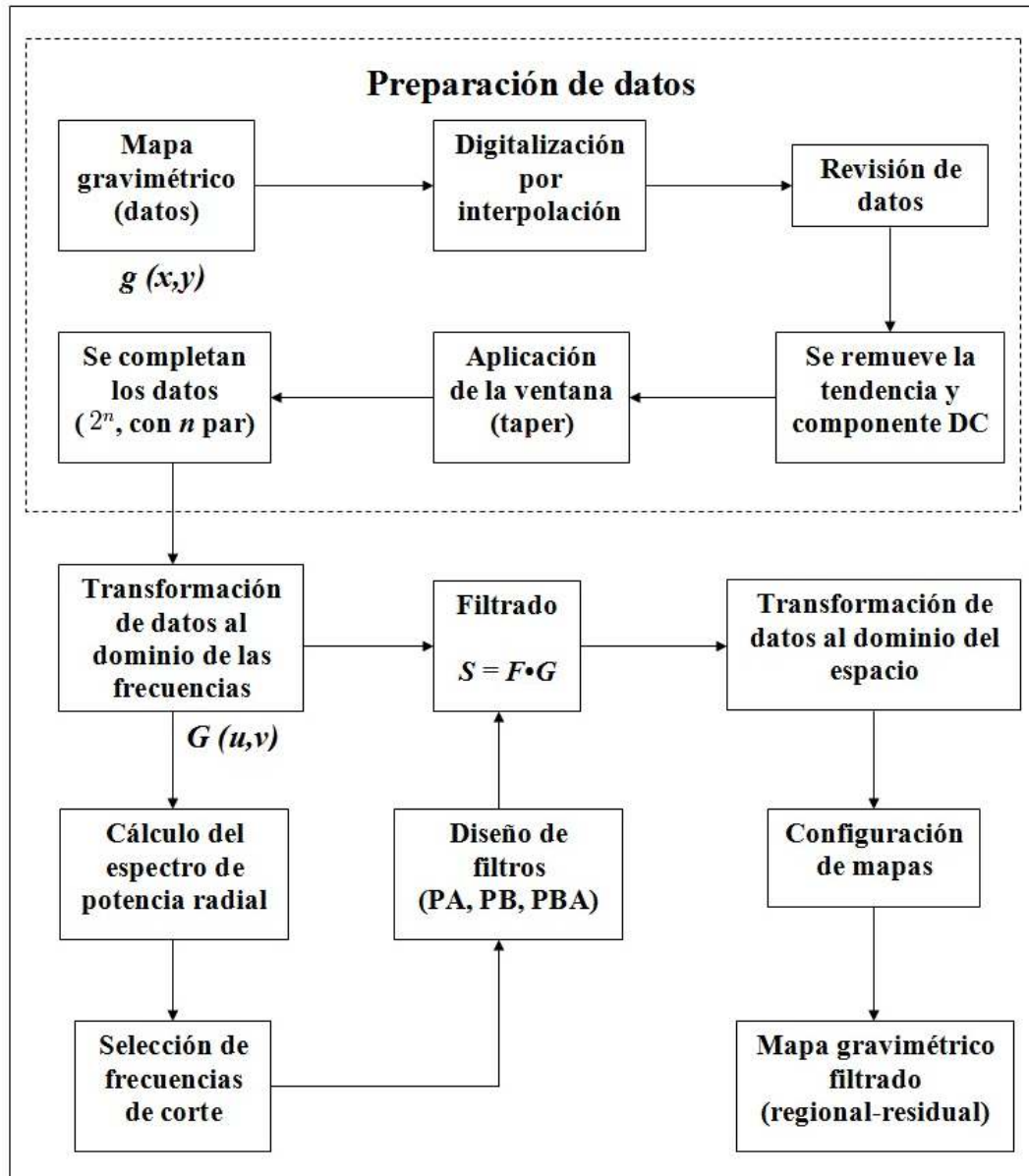


Figura 20. Esquema para el diseño de filtros y filtrado de datos.

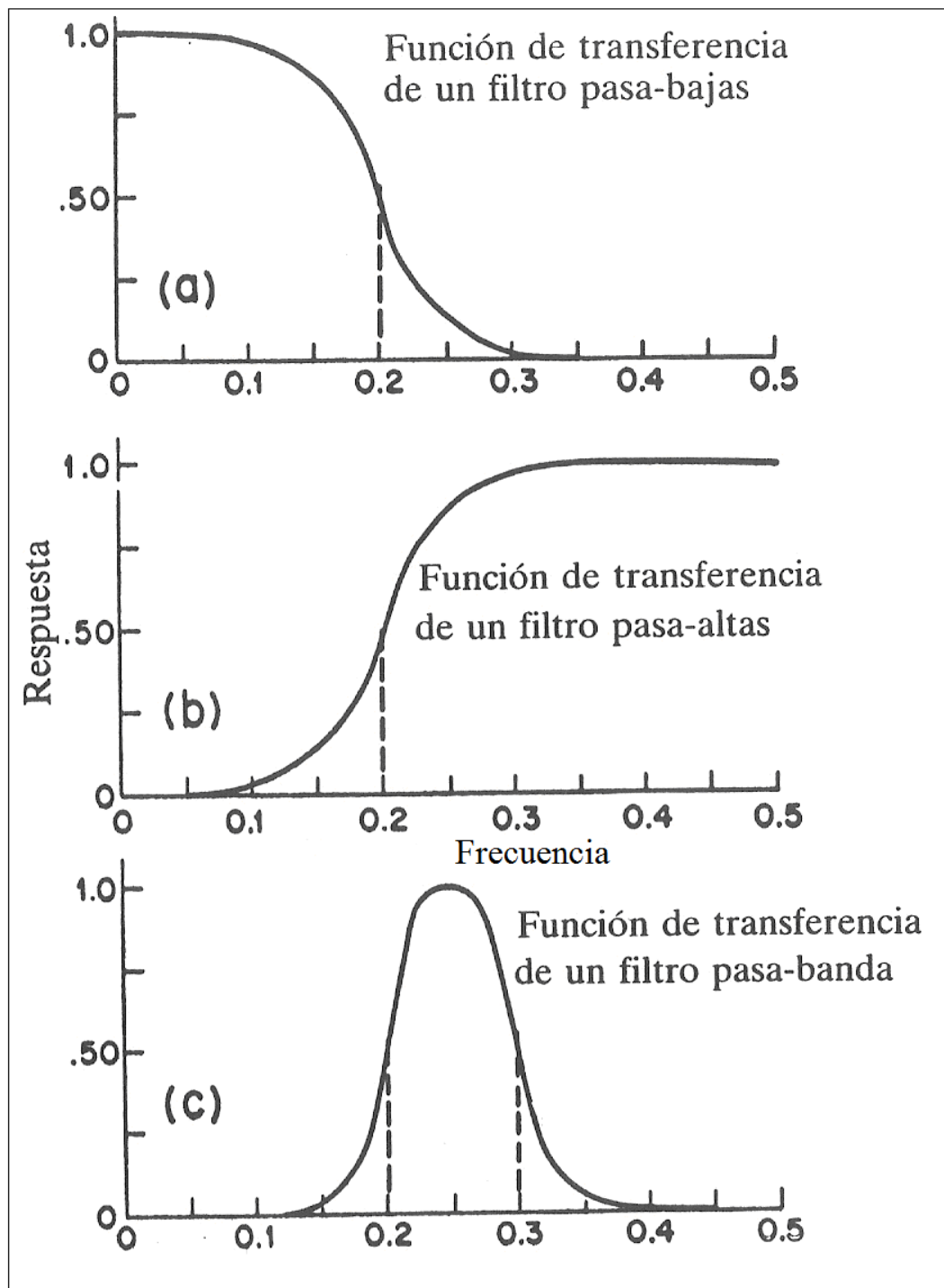


Figura 21. Funciones de transferencia de filtros: (a) pasa-bajas con frecuencia de corte y caída de 0.2 y 0.35 ciclos/km; (b) pasa-altas, con frecuencia de corte y caída de 0.2 y 0.05 ciclo/km; (c) pasa-banda, con un ancho de banda de 0.1 ciclo/km y frecuencias de caída de 0.1 y 0.4 ciclos/km. Modificado de Broome (1989), en Goodacre (1989, p. 218).

## 2.5 Modelado inverso de datos gravimétricos

En general el proceso de modelado de datos gravimétricos consiste en encontrar la geometría y densidad de una estructura, tal que su efecto gravimétrico sea equiparable con la anomalía gravimétrica observada, es decir que explique los datos. En este trabajo se utilizó un método de interpretación cuantitativa denominado modelado inverso utilizando dos esquemas de cálculo conocidos como *Regla de la anchura media* de Nettleton (Nettleton, 1976) e *iterativo de Cordell y Henderson* (Cordell y Henderson, 1968). El primero para obtener de una manera rápida la profundidad a la cima y base del cuerpo que produce la anomalía y el segundo para delinear su forma y dimensiones, ambos se describen a continuación.

### 2.5.1 Regla de la anchura media

El método utiliza expresiones para anomalías gravimétricas debidas a geometrías simples tales como la esfera y el cilindro. La anchura media de la anomalía es definida como el ancho de la anomalía en el punto medio de la amplitud de la anomalía (Figura 22). Por ejemplo, para una esfera enterrada es fácil demostrar que la anchura media ( $x_{1/2}$ ) está relacionada con la profundidad ( $h$ ) del centro de la esfera. Se parte de la expresión de la anomalía gravimétrica debida a una esfera enterrada a una profundidad  $h$ .

$$g_z(x) = Gmh/(x^2 + h^2)^{1/2} \quad (23)$$

Donde  $G$  es la constante de gravedad universal ( $6.67 \times 10^{-11} [m^3/s^2 \cdot kg]$ );  $m$  la masa de la esfera [ $kg$ ];  $h$  la profundidad del centro de la esfera [ $m$ ],  $x$  distancia a lo largo del perfil de medición [ $m$ ].

La amplitud media es  $Gm/2h^2$ , por tanto la anchura media se encuentra resolviendo para el valor de  $x$  que corresponde con la amplitud media,  $Gm/2h^2 = Gmh/(x^2 + h^2)^{1/2}$ , despejando se tiene que  $x = \pm 0.7665 h$ , por lo tanto, la anchura media es:

$$2x = 1.533 h \quad (24)$$

Para un cilindro horizontal un cálculo similar da  $2x = 2h$ .

Utilizando el valor de  $h$ , y suponiendo el contraste de densidad, se obtiene el radio del cuerpo esférico (ecuación 25):

$$R = (h^2 g_{max} / 0.028 \Delta\rho)^{1/3} \quad (25)$$

Donde:  $R$  = Radio de la esfera [m]

$h$  = Profundidad centro de masa [m]

$g_{max}$  = Valor máximo de anomalía [mgal]

$\Delta\rho$  = Contraste de densidad [ $\text{g/cm}^3$ ] entre la esfera y el medio encajonante.

Conocidos la profundidad del centro ( $h$ ) y radio  $R$  de la esfera, la profundidad a la cima ( $T$ ) es:

$$T = h - R \quad [\text{m}] \quad (26)$$

Obtenidos los parámetros que caracterizan a la esfera se puede calcular la anomalía bidimensional (2-D) que produce a partir de la relación (Nettleton, 1976):

$$g_z = K_1 \Delta\rho \frac{R^3}{h^2} \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{h^2}\right)^{3/2}} \quad (27)$$

Donde  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ , es el contraste entre la densidad de la esfera ( $\rho_2$ ) y el medio que la rodea ( $\rho_1$ ),  $x$  la distancia a lo largo del perfil de medición,  $K_1$  es un factor relacionado con las unidades empleadas.

Obtenida la anomalía de la esfera ésta se compara con la anomalía observada (modelado directo), para ver si el ajuste entre éstas es satisfactorio.

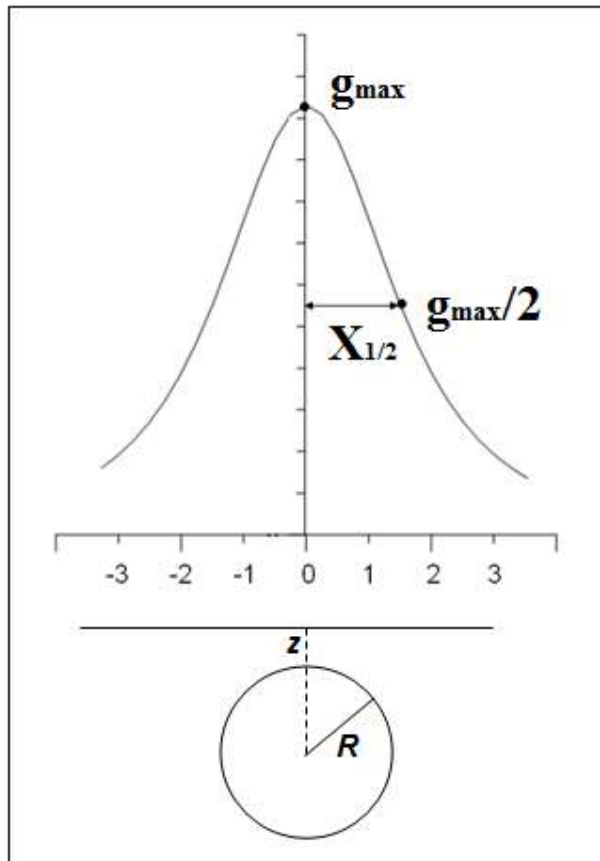


Figura 22. Variación horizontal en la gravedad debida a una esfera horizontal de radio  $R$  y contraste de densidad  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ . La anomalía máxima se produce en  $x=0$  y cae a su valor medio en  $x=x_{1/2}$ .

### 2.5.2 Método iterativo de Cordell y Henderson

Los métodos iterativos generalmente comprenden tres aspectos: un modelo inicial, cálculo del efecto gravitacional del modelo inicial anterior tentativo, y la modificación del modelo, basada en las diferencias entre la anomalía gravimétrica previamente calculada y la anomalía observada. En la segunda y tercera etapa se realizan iteraciones hasta que se obtiene un buen ajuste. Se pueden usar prismas verticales de alturas variables para obtener la forma de un cuerpo tridimensional con la parte inferior fija a

una profundidad conocida, sumando los efectos de la gravedad de todos los prismas. La altura de cada prisma,  $h_{ij}$ , se ajusta de forma iterativa hasta que las anomalías observadas y calculadas, muestren un ajuste adecuado en cada uno de los puntos datos.

En el algoritmo de Cordell y Henderson la anomalía gravimétrica es representada en una rejilla rectangular. El cuerpo que produce la anomalía se representa mediante un grupo de prismas verticales elementales, cada uno con una sección de área de 1 celda cuadrada y con densidad uniforme (figura 23). La posición vertical de cada elemento prismático es establecida a partir de un plano de referencia fijo ( $Z$ ). El algoritmo permite tres modalidades diferentes de la forma en que se arreglan los prismas: verticales, simétricos e invertidos (figura 24 a b y c, respectivamente).

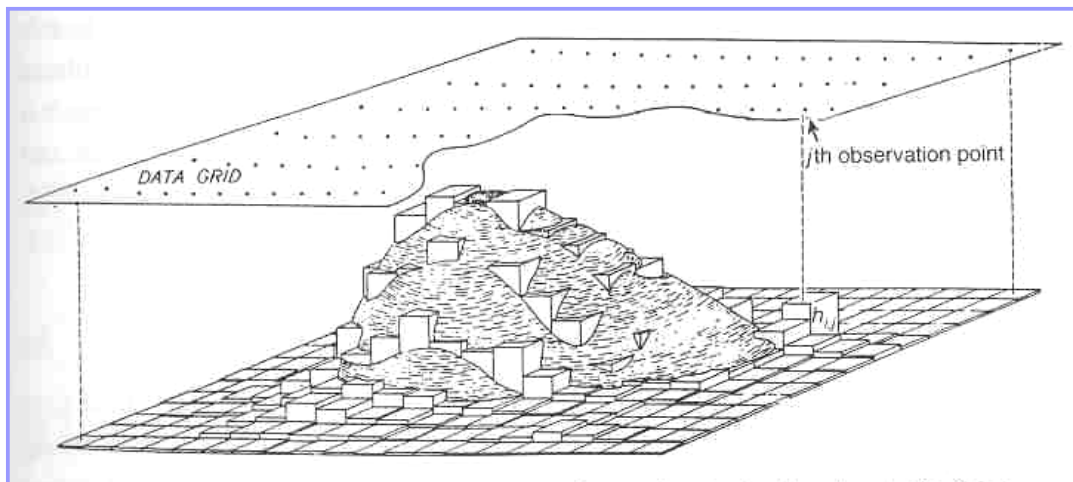


Figura 23. Estructura representada por un conjunto de prismas verticales de altura variable debajo del plano de observación y sobre un plano de referencia ( $Z$ ). Modificado de Cordell y Henderson (1968, p. 599).

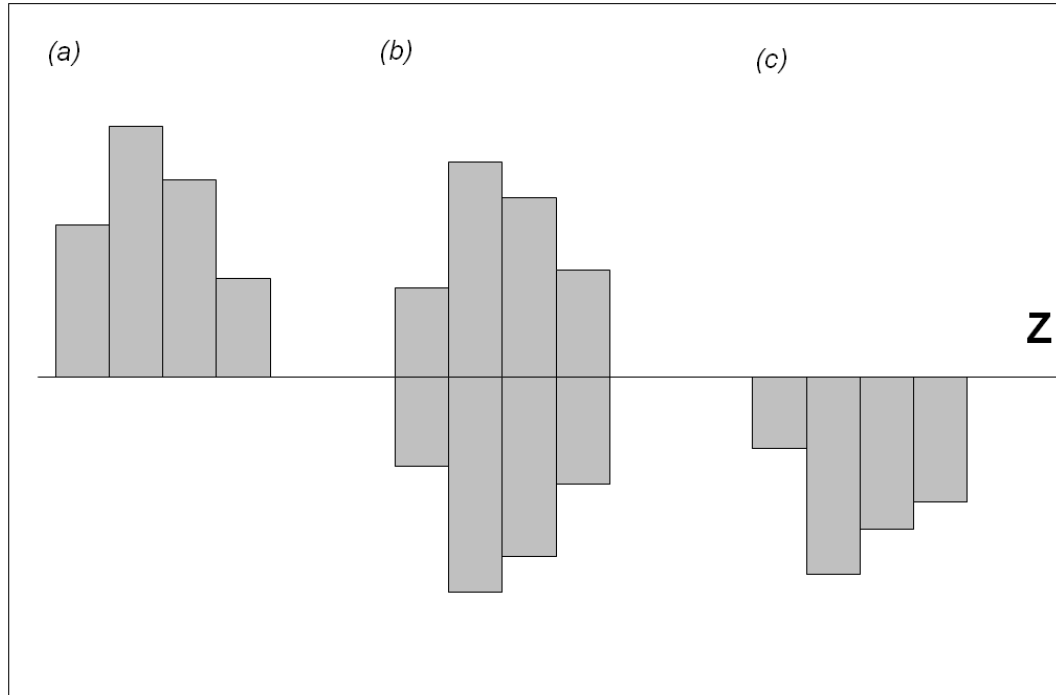


Figura 24. Modelos prismáticos: (a) vertical, (b) simétrico, (c) invertido.

La secuencia de cálculo es la siguiente:

- 1). En el modelo inicial  $h(i,j)_1$  (la altura de cada prisma) es obtenida mediante la utilización de la fórmula de la losa de *Bouguer* :

$$h(i,j)_1 = \Delta g_{ij} / 2\pi G \Delta \rho \quad (28)$$

Donde  $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$ , es el contraste de densidad entre el prisma ( $\rho_2$ ) y el medio que lo rodea ( $\rho_1$ ),  $\Delta g_{ij}$  el valor de gravedad observado en el punto  $i,j$ .

- 2). El siguiente paso consiste en resolver la influencia generada por todos los prismas en los  $i \times j$  puntos de la malla de datos. Para ello, en el código original (1968), se utilizan fórmulas de la atracción gravimétrica debida a un cilindro vertical (ecuación 29) para puntos en el eje del prisma y la de la varilla vertical (ecuación 30) para los puntos restantes. El código utilizado en el modelado (1988) tiene una modificación en la que se sustituye la fórmula del cilindro por la ecuación de atracción gravimétrica de un prisma, de manera similar a la que emplea en programa de corrección topográfica de Geosoft.

$$\Delta g_{calc,n,p=q} \approx 2\pi\gamma\rho \left[ t_{n,q} - \sqrt{(d_{n,q} + t_{n,q})^2 + \frac{W^2}{\pi}} + \sqrt{d_{n,q}^2 + \frac{W^2}{\pi}} \right] \quad (29)$$

$$\Delta g_{calc,n,p \neq q} \approx \gamma\rho W^2 \left[ \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + d_{n,q}^2}} - \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad (30)$$

Donde:  $W$  = espacio entre los puntos de la regilla

$R_{p,q}$  = distancia entre los puntos  $P$  y  $Q$

$d_{n,q}$  = profundidad a la cima del prisma debajo del punto  $Q$  en la  $n$ -ésima iteración. Si por ejemplo, el plano de referencia especificara la base de los prismas, entonces  $d_{n,q} = Z - t_{n,q}$ , donde  $t_{n,q}$  es el espesor.

El resultado es  $\Delta g_{ijcalc}$ .

3).- Se pasa a realizar la siguiente iteración. El criterio de ajuste de altitudes es:

$$h(i,j)_2 = h(i,j)_1(\Delta g_{ij} / \Delta g_{ijcalc}) \quad (31)$$

4).- El proceso iterativo se detiene cuando las anomalías observadas ( $g_{obs}$ ) y calculadas ( $g_{calc}$ ) muestren un ajuste adecuado en cada uno de los puntos dados o excede un número máximo de iteraciones predeterminado.

El algoritmo está implementado en el programa *G13.FOR* escrito en lenguaje de programación Fortran por L. Cordell del USGS (Phillips, 2013). Como entrada utiliza un archivo de secuencia de comandos conteniendo: lectura del nombre del archivo de datos; tipo del modelo prismático (*iopt1*); el contraste de densidad entre el modelo y el medio que lo rodea (*rho*); la profundidad del plano de referencia (*zs1*); tolerancia (*eps*) y número de iteraciones (*nmax*).



## 2.6 Cálculo de exceso de masa

La cantidad de masa depositada por la acción de procesos hidrotermales en cuencas sedimentarias puede cuantificarse a partir del análisis de las anomalías gravimétricas positivas residuales mediante el cálculo del exceso de masa (Meidav, 1995), cantidad que puede deducirse sin ambigüedad independientemente de la geometría de la estructura que produce la anomalía (Nettleton, 1972). Con el conocimiento del exceso de masa se podría estimar el volumen de fluido convectivo que debió depositar tal exceso de masa (Meidav 1995).

Aplicando directamente el teorema *de la divergencia de Gauss* Hammer (1945) demuestra que la masa total ( $M$ ) causante de la anomalía gravimétrica ( $dg$ ) está dada por:

$$M = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dg dS \quad (32)$$

Donde  $dS$  es el área que abarca la anomalía,  $G$  es la constante gravitacional.

En la práctica la integral es evaluada numéricamente usando la relación:

$$M = 23.9 \sum dg(x,y) dx dy \quad (33)$$

Donde  $dg$  es la anomalía residual promedio dentro de un rectángulo de lados  $dx$  y  $dy$ .  $M$  es en toneladas métricas [TM],  $dg$  en miligales [mGals] y el elemento de área  $dx dy$  en metros cuadrados [ $m^2$ ].

Para obtener la solución todas las contribuciones ( $dg dx dy$ ) deberán sumarse, al igual que como se hace en determinar el volumen de un cerro a partir de un mapa topográfico. Sin embargo, deberá tenerse en cuenta que la integración no puede llevarse a límites infinitos y que la anomalía de interés se superpone con otras anomalías forzando a truncar arbitrariamente la integral. Además, el nivel cero para la anomalía

residual es difícil de establecer y la selección de este nivel tiene un efecto profundo en la integración (Nettleton, 1972).

Las áreas fueron obtenidas mediante la herramienta *Volume*, del menú *Grid* del paquete de graficado *Surfer 9*. La aplicación realiza cálculos de área y volumen usando tres métodos: regla del trapecio, Simpson y Simpson 3/8. Las áreas planas son calculadas a partir de algún nivel específico de la anomalía residual.

### 3. Resultados

#### 3.1 Corrección topográfica de datos gravimétricos

De los resultados de aplicar diferentes esquemas de cálculo para estimar el efecto gravitacional del relieve topográfico, en la figura 25 se muestra un mapa de valores estimados para una densidad de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  y hasta un radio de 40 km para las estaciones gravimétricas del banco PEMEX-CRM, obtenido utilizando el método de Kane (1962). Se observa que la mayor corrección topográfica (0.2 mGal) es para las estaciones que se localizan cerca de la Sierra Cucapá, mientras que para el resto está por abajo de 0.2 mGals al ubicarse sobre la planicie aluvial del Valle de Mexicali.

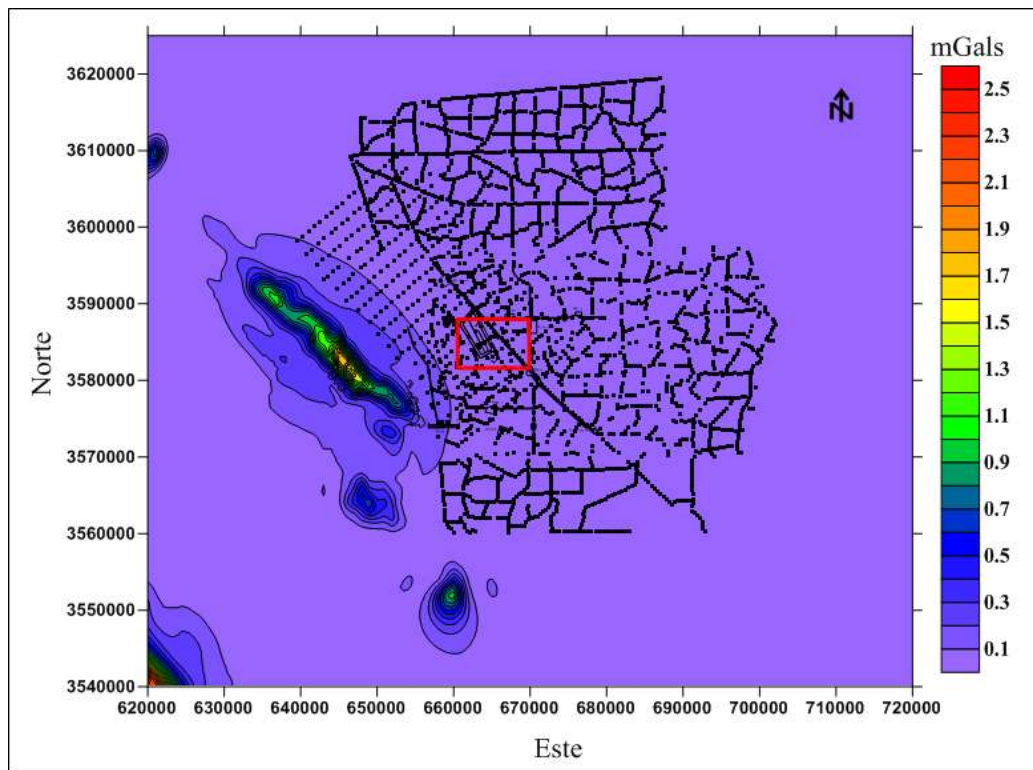


Figura 25. Imagen a color del efecto gravitacional del relieve topográfico para una densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  y un radio lejano de 40 km. Los puntos en color indican estaciones gravimétricas (Banco PEMEX-CRM) y el cuadro en color rojo el área del CGCP. Contornos en mGals. Intervalo entre contornos cada 1 mGal. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### **3.2 Anomalía de Bouguer**

Con los datos espaciados irregularmente de anomalía de Bouguer simple y completa (corregida por topografía) se generaron mallas con los métodos de interpolación *Kriging* y *Vecino Natural (Natural Neighbor)*, para posteriormente dibujar mapas a color de contornos gravimétricos, para cada banco de datos que se describen a continuación.

#### **3.2.1 Banco CFE-UCR**

La figura 26 muestra los mapas de anomalía de Bouguer simple (A) y completa (B) del banco de datos CFE-UCR. En términos generales se observa que los contornos gravimétricos manifiestan una tendencia de NW a SE que refleja el patrón tectónico regional. Anomalías gravimétricas positivas y negativas de diferente anchura y amplitud distorsionan el gradiente regional. Del conjunto de anomalías positivas es de interés una anomalía en forma de nariz achatada que se desprende del volcán Cerro Prieto y termina a la mitad del CGCP, donde los contornos gravimétricos cambian de rumbo NW-SE a NE-SW. Su origen, en primera instancia, se atribuye a una estructura tipo horst o bien por densificación de sedimentos debido a alteración hidrotermal. Este último por su aparente asociación con el yacimiento del campo geotérmico. El cambio de orientación de los contornos gravimétricos se atribuye al fallamiento local que controla el flujo de los fluidos hidrotermales y que se reporta con una orientación longitudinal a las estructuras regionales Imperial y Cerro Prieto.

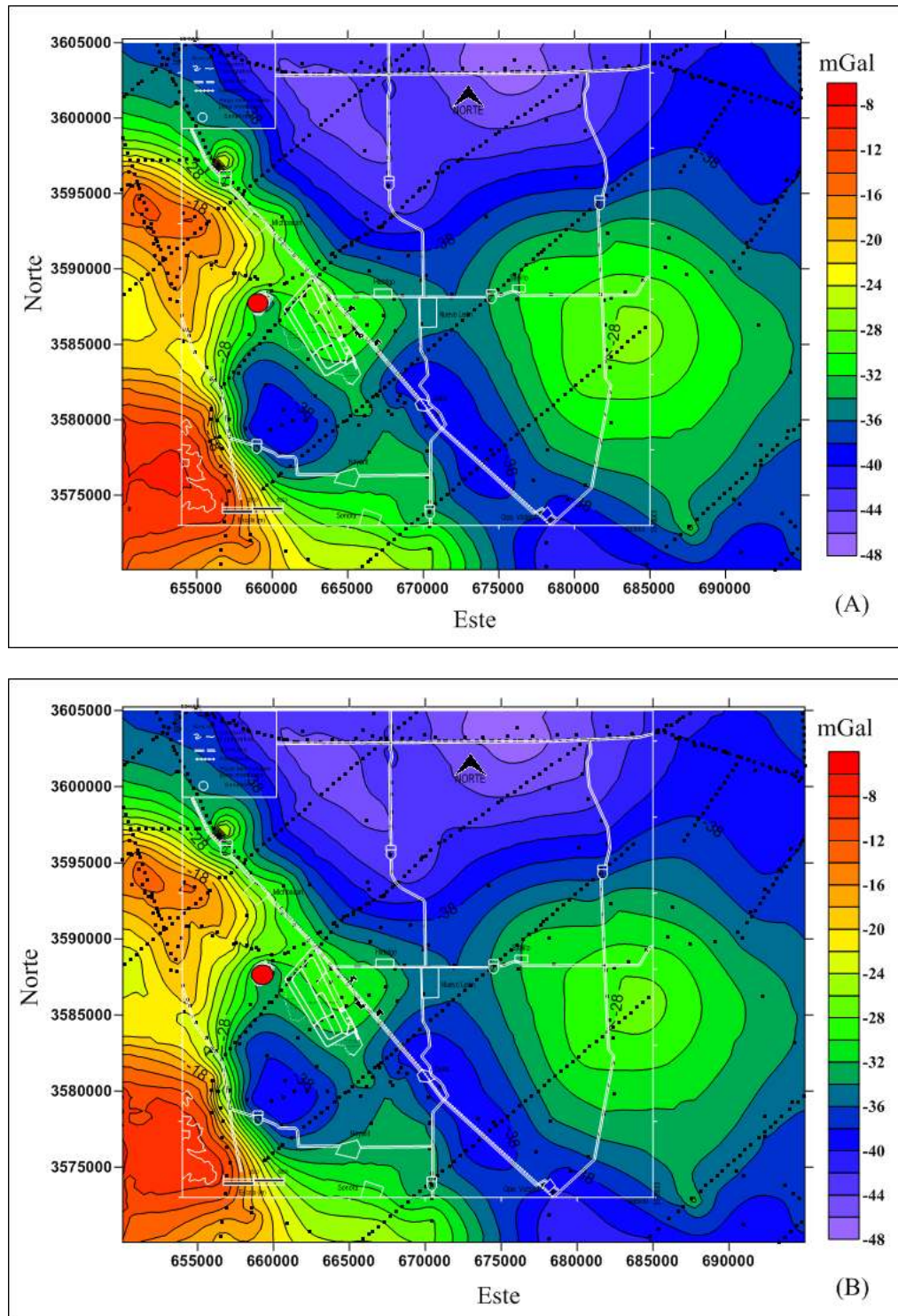


Figura 26. Mapa de anomalía de Bouguer simple (A) y completa (B) del CGCP (cuadro en color blanco) y sus alrededores. Los puntos en color negro indican las estaciones del banco CFE-UCR. El punto rojo señala al Volcán Cerro Prieto. Contornos en mGals. Intervalo entre contornos cada 2 mGals. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### 3.2.2 Banco PEMEX-CRM

Las figuras 27 y 28 muestran los mapas de anomalía de Bouguer simple y completa, respectivamente, del banco de datos PEMEX-CRM. Se confirma la anomalía en forma de nariz que se observa en el conjunto de datos de CFE-UCR, tomando en cuenta que éste es otro conjunto de datos y de mayor resolución. Además, se observa que dicha anomalía es un apófisis de una amplia y elongada anomalía positiva que ha sido interpretada por Chávez (1987) como debida a un levantamiento del relieve del basamento granítico que subyace a los sedimentos que rellenan el valle en las cercanías de la sierra Cucapá.

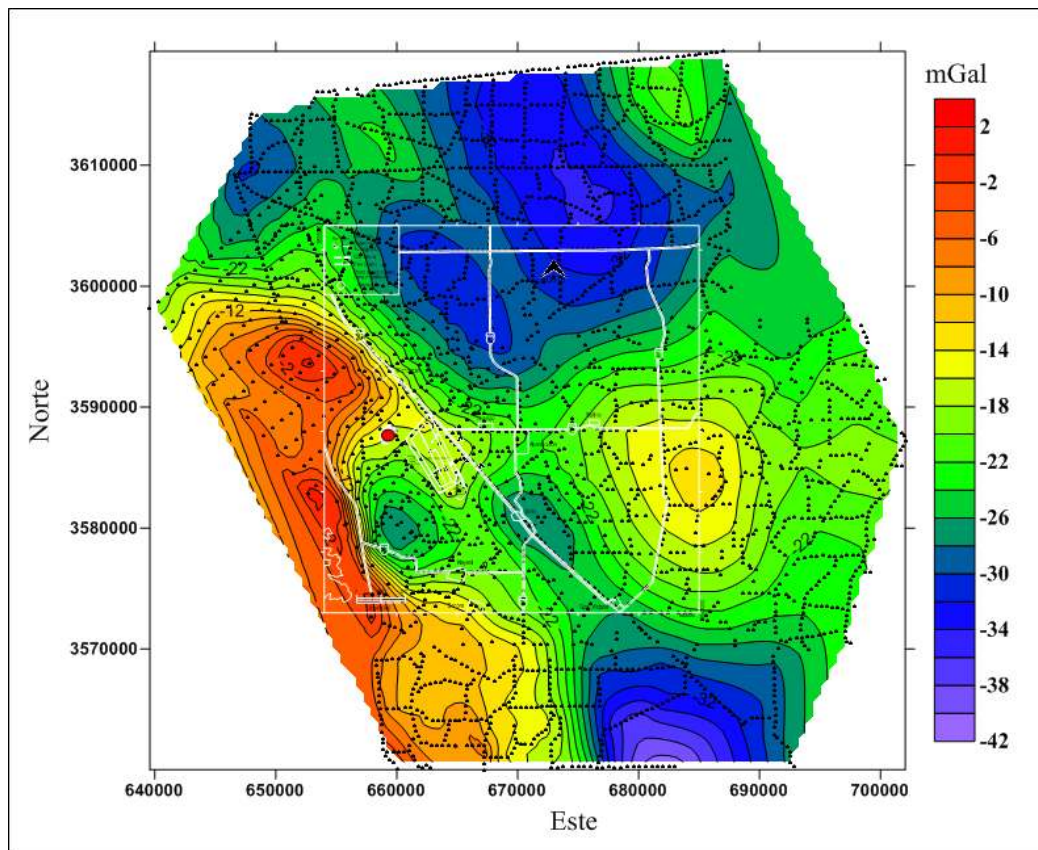


Figura 27. Mapa de anomalía de Bouguer simple del CGCP (cuadro en color blanco) y sus alrededores. Los puntos en color negro indican las estaciones del banco PEMEX-CRM. El punto rojo señala al Volcán Cerro Prieto. Contornos en mGals. Intervalo entre contornos cada 2 mGals. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

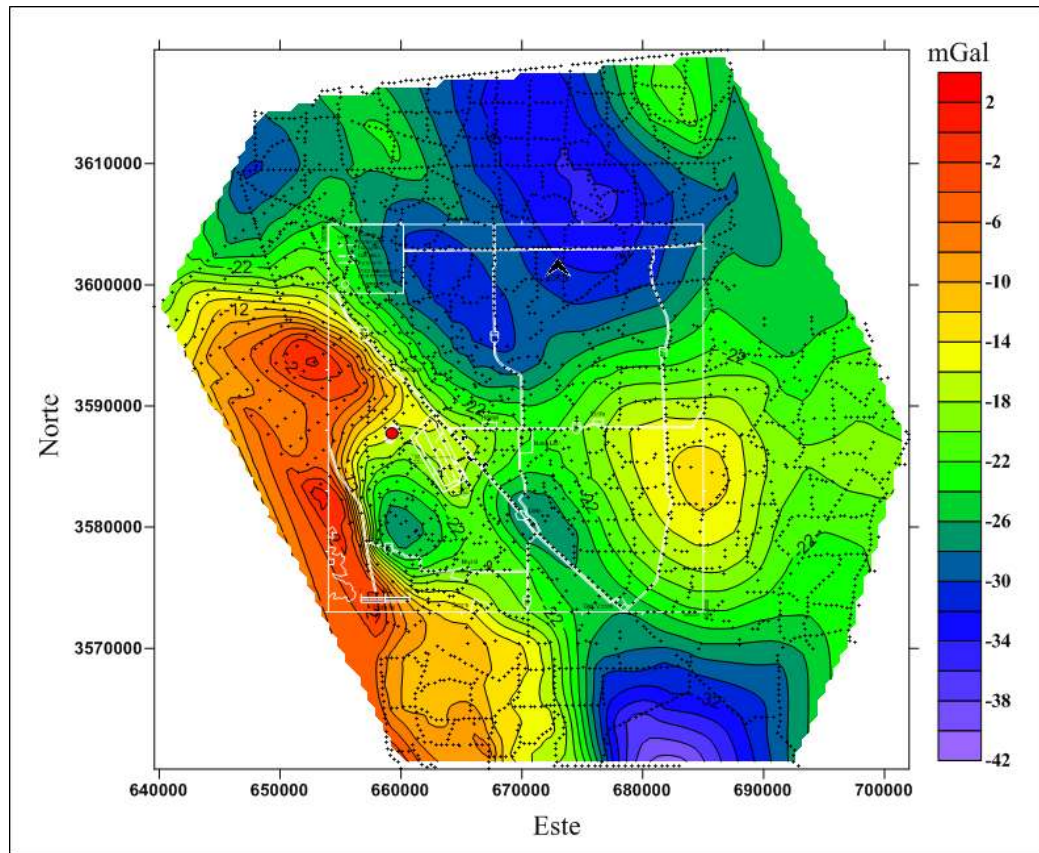


Figura 28. Mapa de anomalía de Bouguer completa del CGCP (cuadro en color blanco) y sus alrededores. Los puntos en color negro indican las estaciones del banco PEMEX-CRM. El punto rojo señala al Volcán Cerro Prieto. Contornos en mGals. Intervalo entre contornos cada 2 mGals. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### **3.3 Separación regional-residual**

#### **3.3.1 Ajuste de superficies polinomiales**

Considerando que se quieren realzar anomalías residuales positivas relacionadas con el campo geotérmico, se calcularon polinomios de 2ro. 3ro. y 4to. grado para cada conjunto de datos. Las figuras 29 a 31 muestran estos ajustes y sus respectivos residuales, que fueron obtenidos a partir de las diferencias entre los valores de anomalía de Bouguer y los polinomios calculados, para cada punto de medición del conjunto de datos CFE-UCR. Se observa que a partir del polinomio de 2do. orden que la anomalía positiva en forma de nariz tiende a aislarse dando lugar a una anomalía positiva de forma ovalada que se extiende hacia el Este y sobre el área del CGCP. La amplitud relativa de la anomalía decrece al aumentar el grado de ajuste, en tanto que sus dimensiones espaciales aumentan.



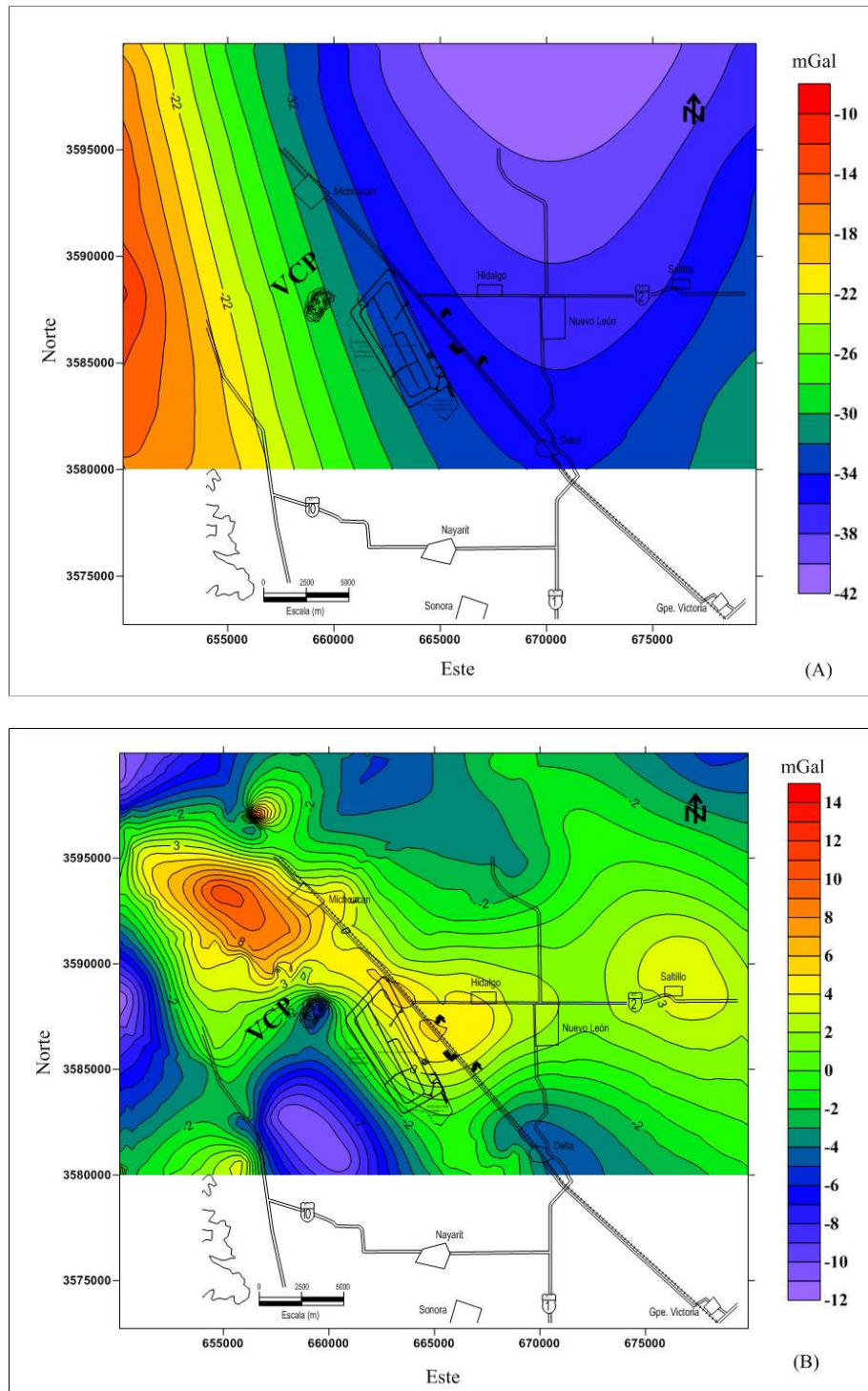


Figura 29. Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos CFE-UCR. Ajuste (A) y residual (B) de 2do. grado. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 2 y 1 mGal, respectivamente. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

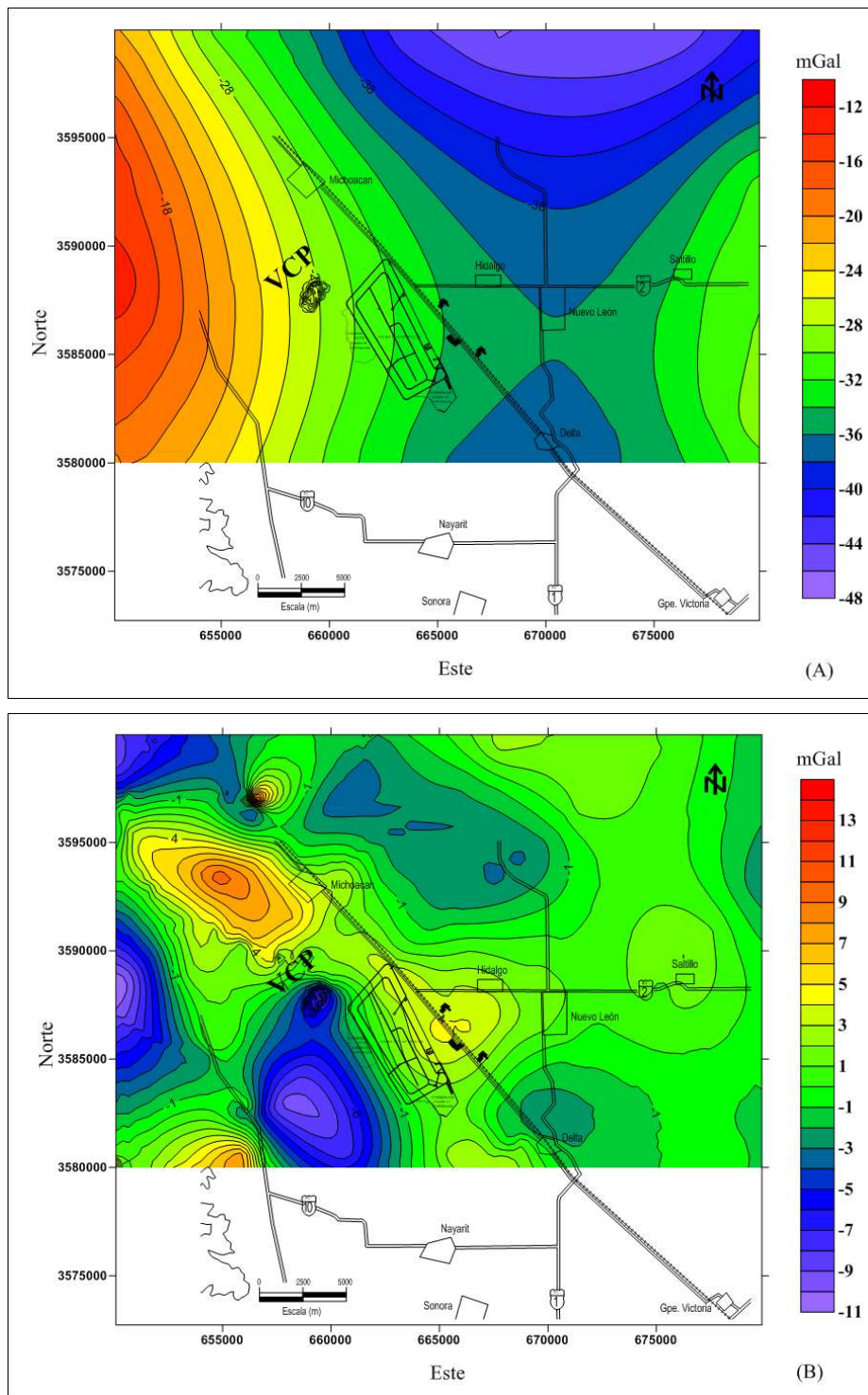


Figura 30. Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos CFE-UCR. Ajuste (A) y residual (B) de 3er. grado. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 2 y 1 mGal, respectivamente. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

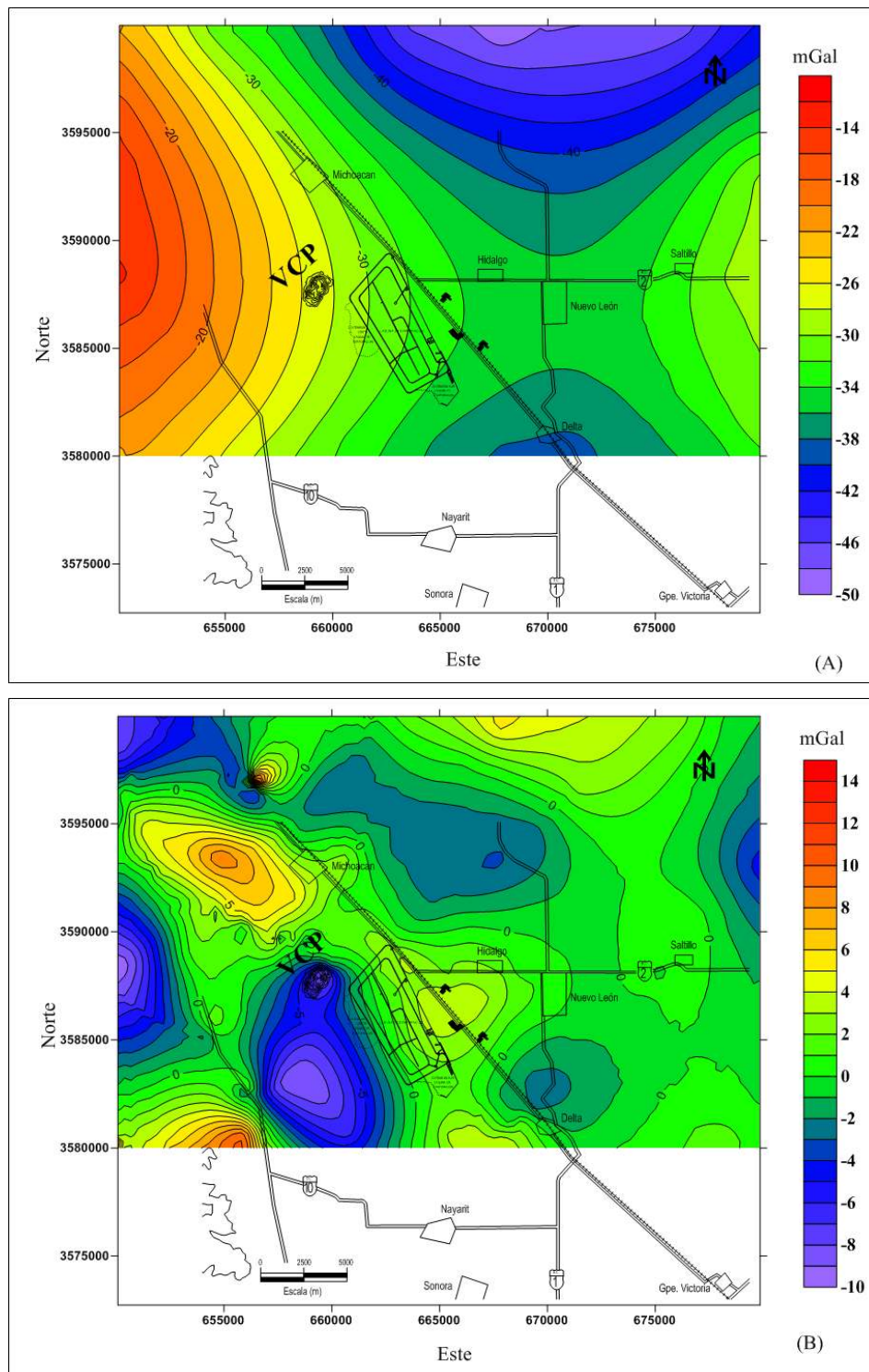


Figura 31. Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos CFE-UCR. Ajuste (A) y residual (B) de 4to. grado. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 2 y 1 mGal, respectivamente. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

Las figuras 32 a la 34 muestran los ajustes y sus respectivos residuales para cada punto de medición del conjunto de datos PEMEX-CRM. También se observa que a partir del polinomio de 2do. orden la anomalía en forma de nariz se aísla en una anomalía positiva ovalada sobre el campo geotérmico, pero debido a la mejor resolución espacial de estos datos, la anomalía se define mejor.

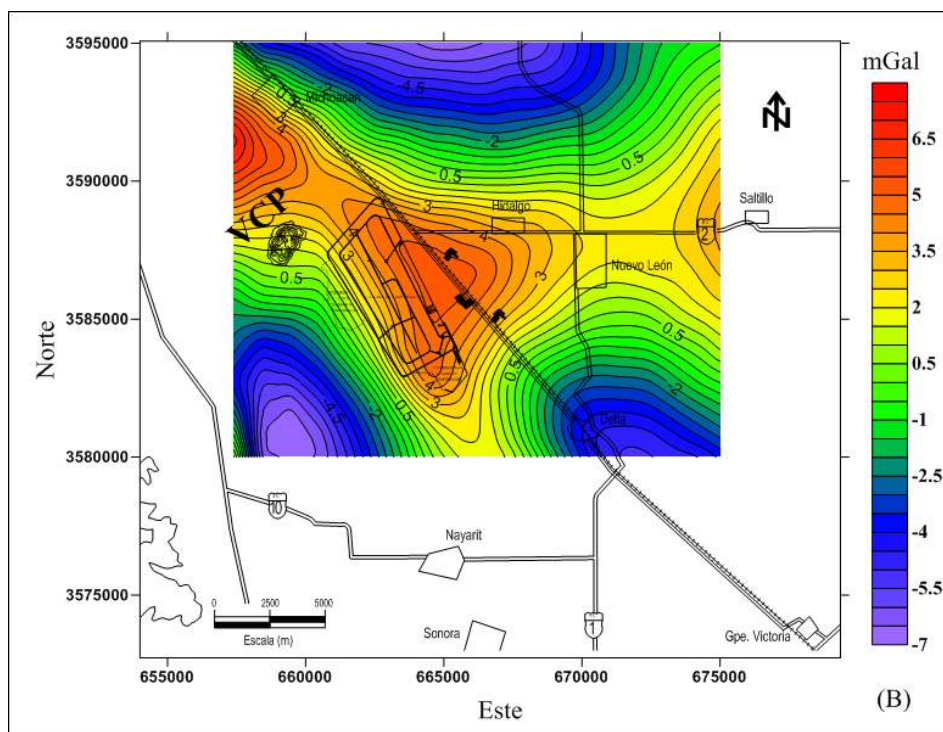
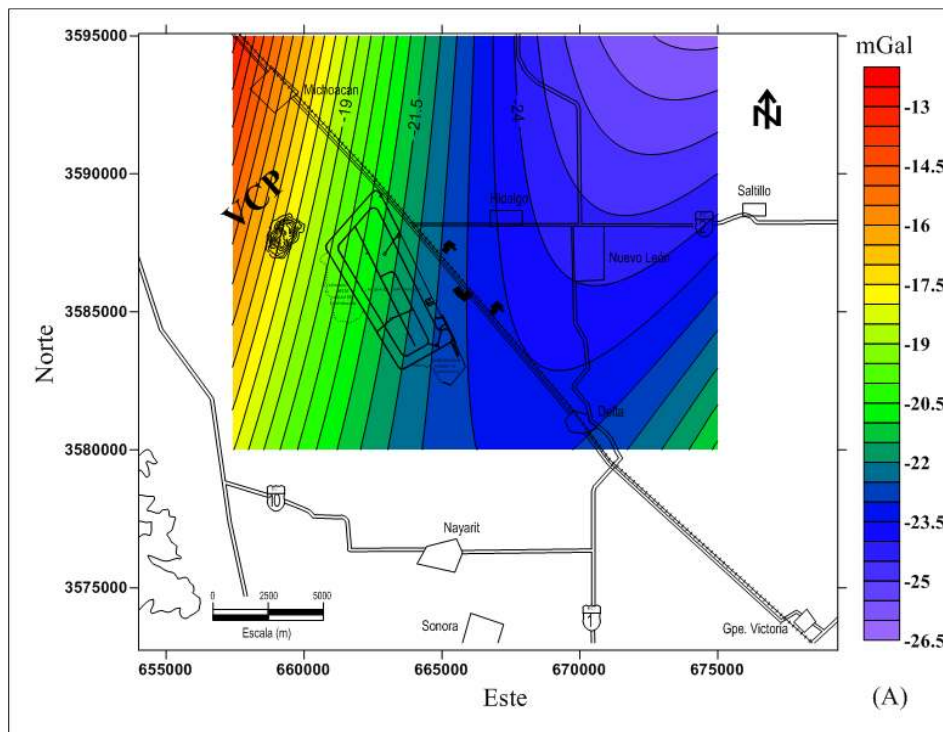


Figura 32. Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos PEMEX-CRM. Ajuste (A) y residual (B) de 2do. grado. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 0.5 mGal. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

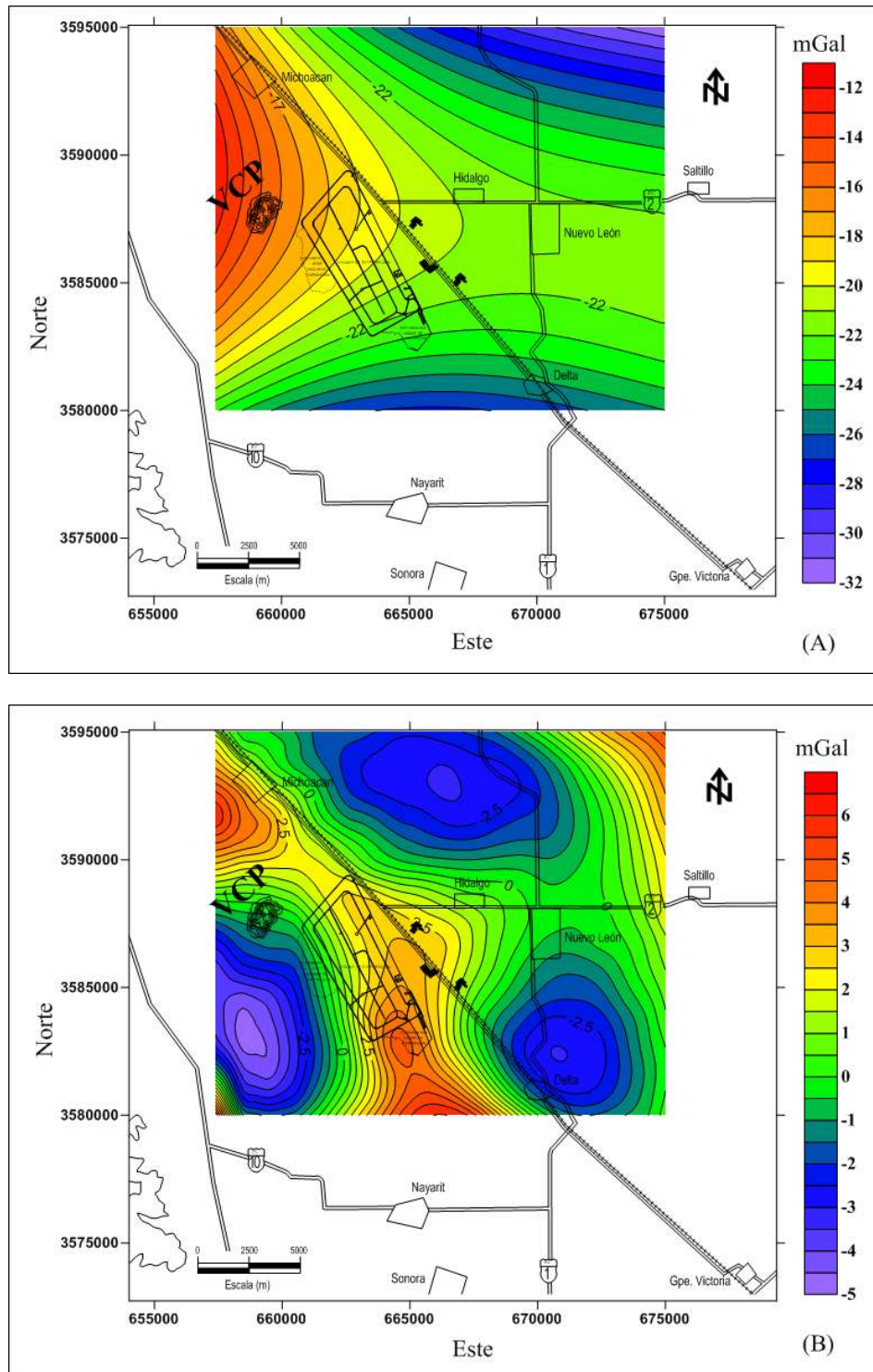


Figura 33. Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos PEMEX-CRM. Ajuste (A) y residual (B) de 3er. grado. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 1 y 0.5 mGal, respectivamente. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

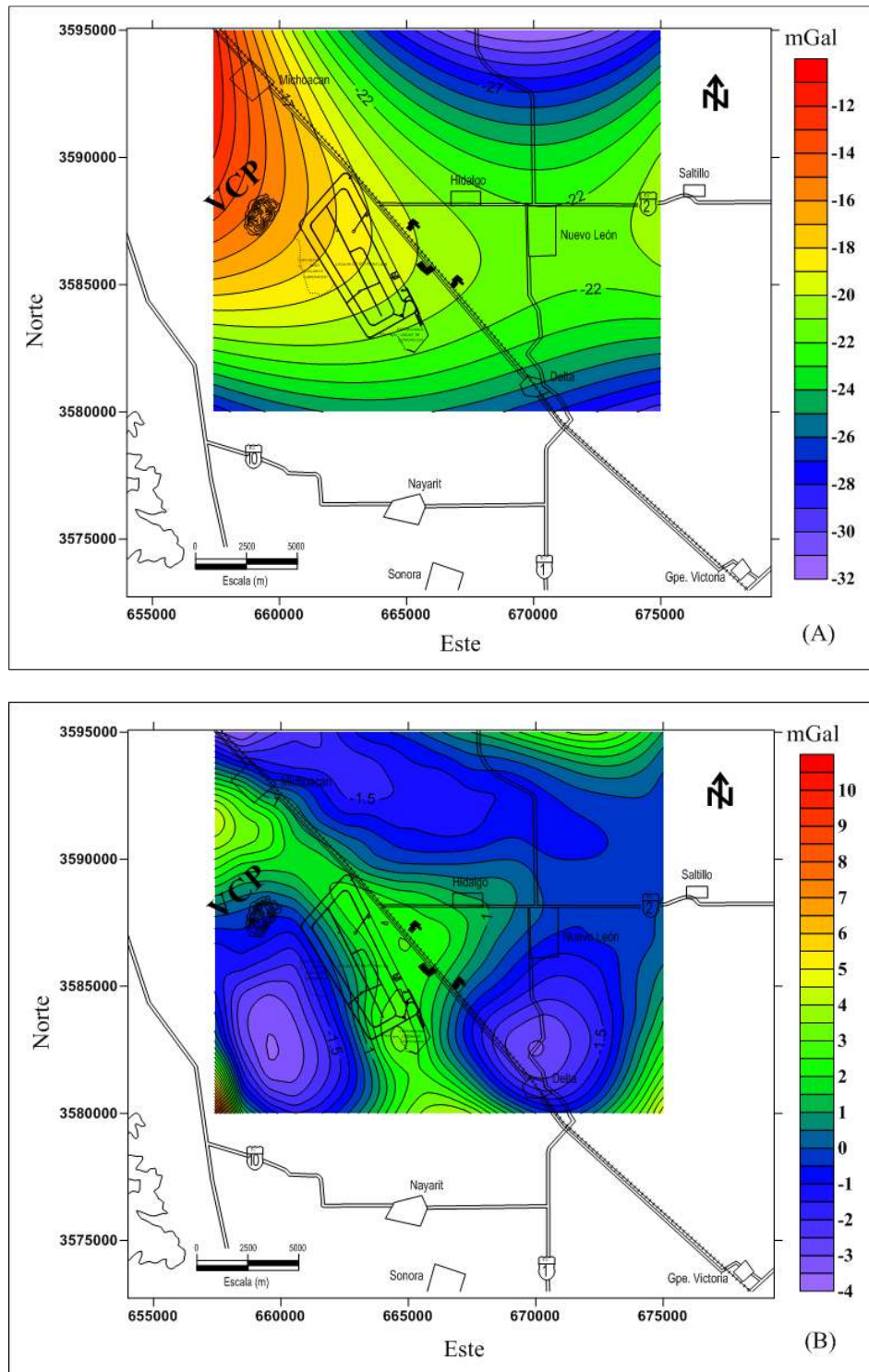


Figura 34. Separación Regional-residual con ajuste de superficies polinomiales, banco de datos PEMEX-CRM. Ajuste (A) y residual (B) de 4to. grado. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 1 y 0.5 mGal, respectivamente. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### 3.3.2 Factorización espectral

Considerando que la resolución espacial de los datos es un factor fundamental para realizar la separación regional-residual mediante factorización espectral, se decidió utilizar únicamente el banco de datos PEMEX-CRM. Debido a que los datos no tenían una distribución regular, se elaboró una malla de datos con dimensiones de 70 x 70 km y con separación entre nodos de 0.5 km, lo cual da una frecuencia de Nyquist de 1 ciclo/km.

El contenido espectral del mapa de anomalías gravimétricas se despliega en el espectro de potencia radial promedio (Figura 35). Éste fue dividido en sus componentes regional y residual. La pendiente de 0.0 a 0.2 ciclos/km se identifica con fuentes gravimétricas profundas y de grandes dimensiones, la pendiente de 0.2 a 0.6 ciclos/km con fuentes gravimétricas relativamente someras y de dimensiones pequeñas. La pendiente de 0.6 a 1.0 es el ruido contenido en los datos.

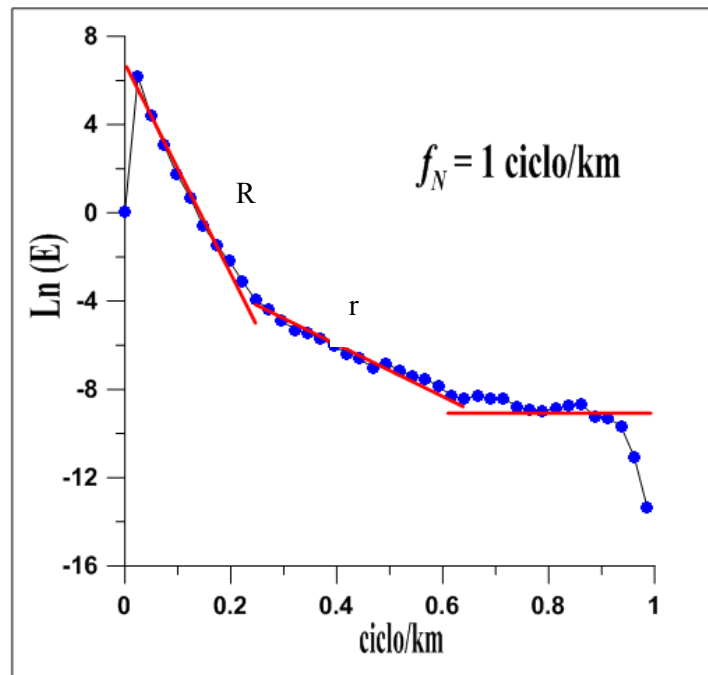


Figura 35. Espectro de potencia radial promedio de la base de datos gravimétricos PEMEX-CRM. Eje abscisas: frecuencia espacial [ciclos/kilómetro]. Eje ordenadas: Logaritmo natural del espectro de potencia radial. R = regional. r = residual.



Para determinar la componente residual de la anomalía de Bouguer se diseñó un filtro pasa-altas. Filtros pasa-altas con diferentes longitudes de onda de corte fueron calculados y aplicados (Figuras 36 y 37). Filtros con longitud de onda de corte de 10 y 12 km (= 0.1 ciclos/km y 0.08 ciclos/km respectivamente) y atenuación de 1 km, aislaron una anomalía gravimétrica positiva ovalada con centro sobre el campo geotérmico (Figuras 36 B y 37 A, respectivamente). A partir de estos resultados se aplicaron filtros pasa-banda con diferentes longitudes de onda de corte y atenuación de 1 km en la longitud de onda corte superior e inferior. Un filtro con frecuencias de corte entre 10 (=0.1 ciclos/km) y 12 km (= 0.08 ciclos/km), definió una anomalía residual positiva (Figura 38) que coincide con la anomalía residual positiva sobre el campo geotérmico, obtenida mediante el ajuste de una superficies polinomial de 2do. grado de ambos conjuntos de datos (figuras 29 B y 32 B, respectivamente), y casi con la forma y dimensiones de la anomalía termal a 1800 m de profundidad (figura 13). Tal correlación nos confirma un origen geotérmico a la anomalía gravimétrica residual positiva derivada de la separación regional residual, que para su interpretación cuantitativa, se requirió de separarla del efecto de estructuras locales cuyo efecto gravimétrico se sobrelapa a la anomalía de origen geotérmico.

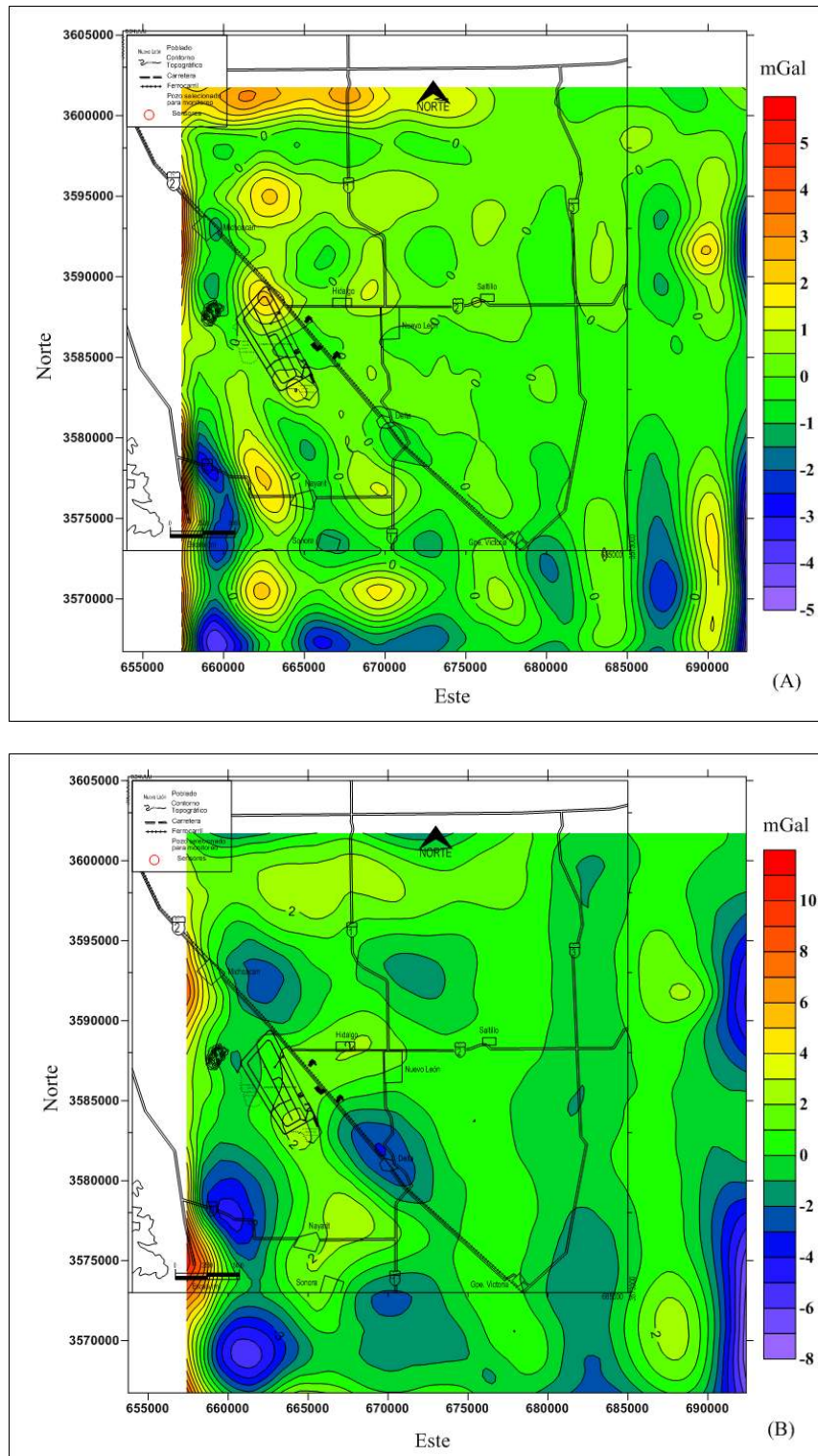


Figura 36. Mapa de anomalía de Bouguer filtrado pasa-altas, longitud de onda de corte: (A) 6 km, (B) 10 km. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada A) 0.5 mGal, B) 1 mGal. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

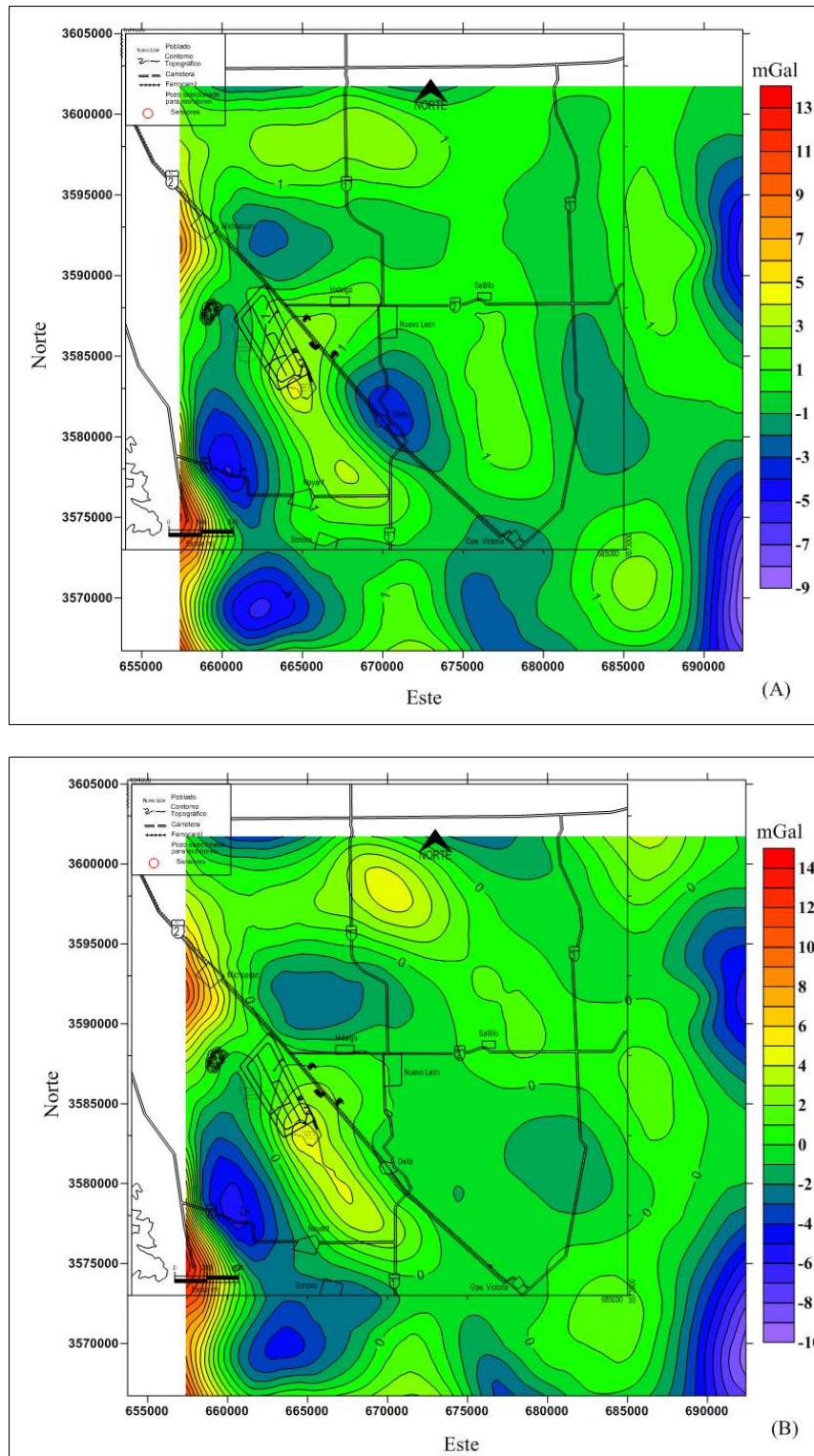


Figura 37. Mapa de anomalía de Bouguer filtrado pasa-altas, longitud de onda de corte: (A) 12 km, (B) 16 km. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 1 mGal. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

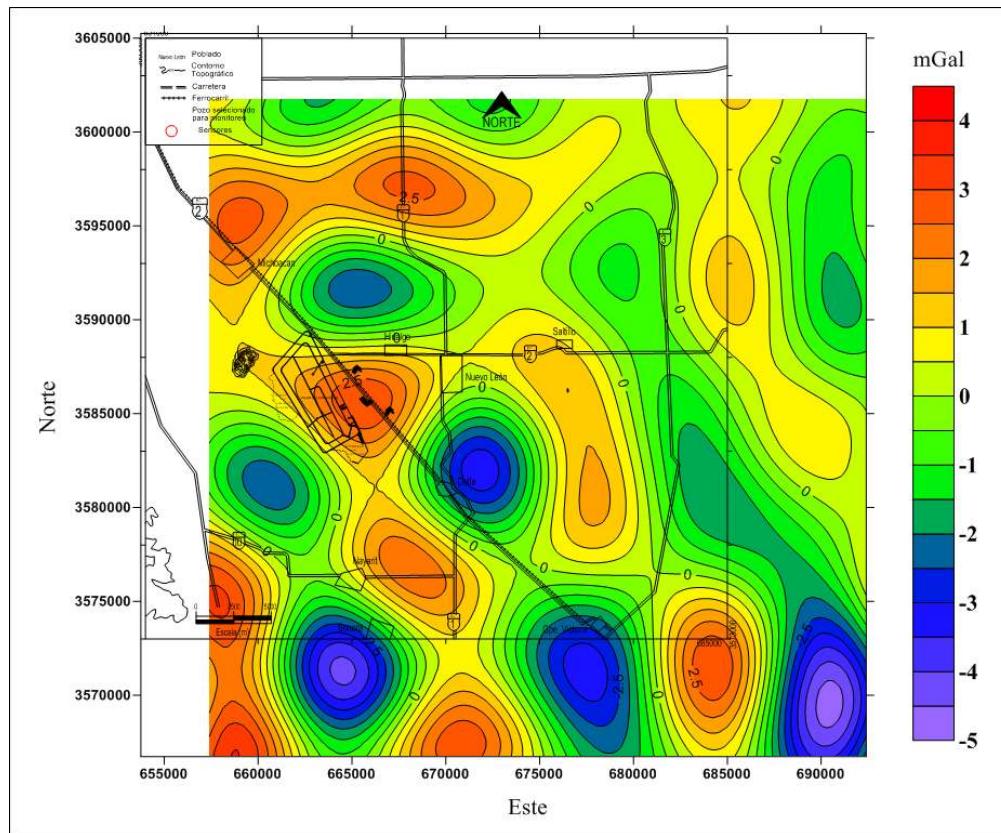


Figura 38. Mapa de anomalía de Bouguer filtrado pasa-banda, longitudes de onda de corte: 10 y 12 km. Contornos en mGals. Intervalo de contornos cada 0.5 mGal. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### 3.4 Anomalia residual local

Previo al modelado de datos gravimétricos se aisló de manera gráfica la anomalía residual positiva obtenida mediante el proceso de filtrado pasa-banda (figura 39) del efecto de anomalías superimpuestas debidas a estructuras locales aparentemente no relacionadas con el yacimiento. Para establecer el nivel cero o de referencia de la anomalía nos guiamos por la configuración de las profundidades de la ZMSE (figura 12) y de la ULG (figura 11) así como la de isotermas a la profundidad de 1850 m (figura 13). La figura 40 muestra la anomalía residual local obtenida sobre el mapa de isotermas a la profundidad de 1850 m. Se observa una amplia anomalía ovalada con amplitud de 5 mGal y su eje principal con una orientación de NE a SW.

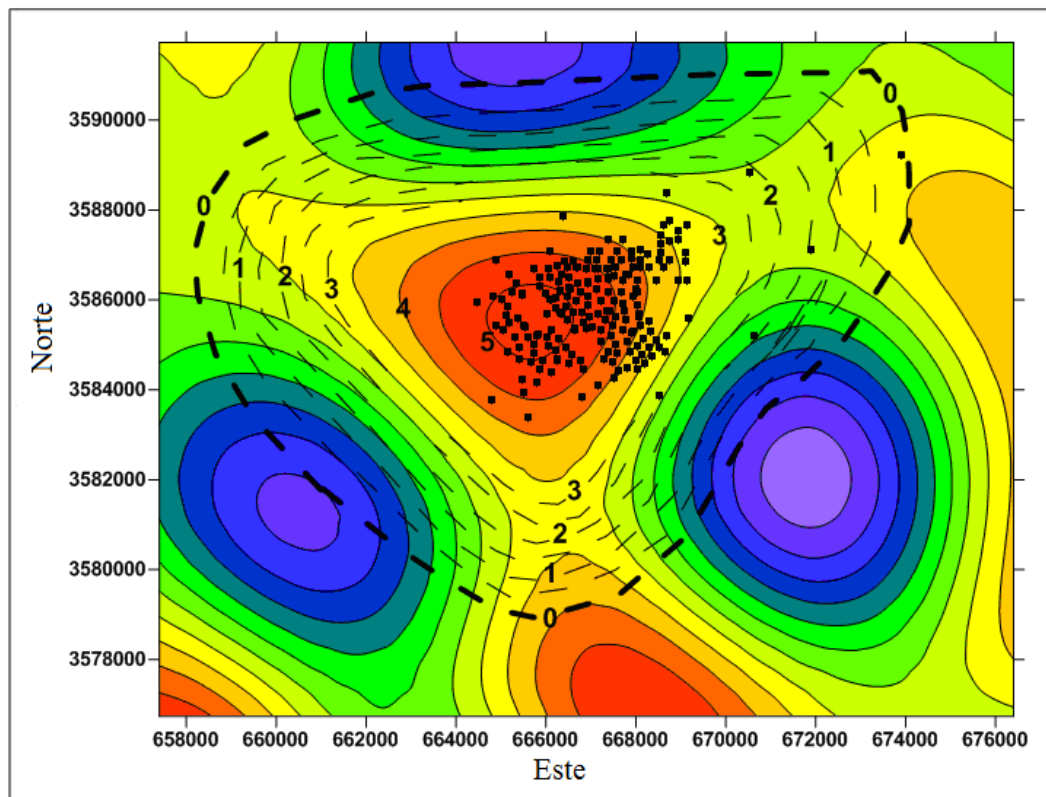


Figura 39. Aislamiento de la anomalía residual mediante la extrapolación gráfica de los contornos gravimétricos (líneas punteadas color negro) hacia el nivel cero. Los puntos color negro indican la posición de los pozos que cortaron la ZMSE. Contornos en mGals. Intervalo entre contornos cada 0.5 mGals. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

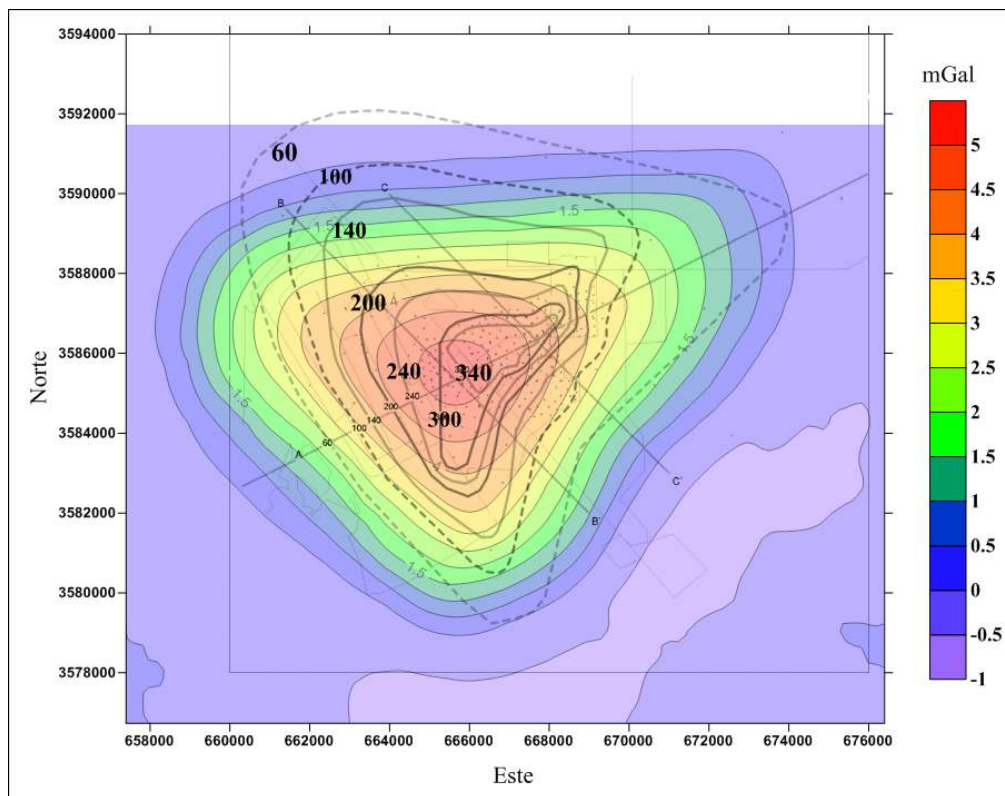


Figura 40. Anomalia gravimétrica residual local (contornos en colores) sobrepuesta al mapa de isotermas a la profundidad de 1850 m (líneas punteadas color negro). Contornos: gravimétricos cada 0.5 mGal. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### 3.5 Modelado inverso de datos gravimétricos

Tanto el método de la anchura media e iterativo utilizados para modelar la anomalía residual local, requieren del conocimiento del contraste de densidad entre la masa anómala y la roca encajonante. Éste fue estimado tomando como base el modelo bidimensional de densidades (figura 41) obtenido por Grannell (1983) a partir del modelado 2D de un perfil de datos gravimétricos que cruza el campo geotérmico. Las densidades iniciales del modelo fueron obtenidas integrando las publicaciones de información sobre densidades junto con registros de densidad gamma – gamma para 10 pozos sobre el área del campo productor y cercanos a éste (Grannell et. al., 1983). El modelo muestra un rango de densidades de 1.9 a 2.4 g/cm<sup>3</sup> para los sedimentos no consolidados y un rango de 2.4 a 2.65 g/cm<sup>3</sup> para los sedimentos consolidados. Obteniéndose un contraste de densidad promedio entre sedimentos densificados por alteración hidrotermal (promedio 2.52 gr/cm<sup>3</sup>) y las rocas que le sobreyacen (promedio 2.12 gr/cm<sup>3</sup>) de 0.4 gr/cm<sup>3</sup>.

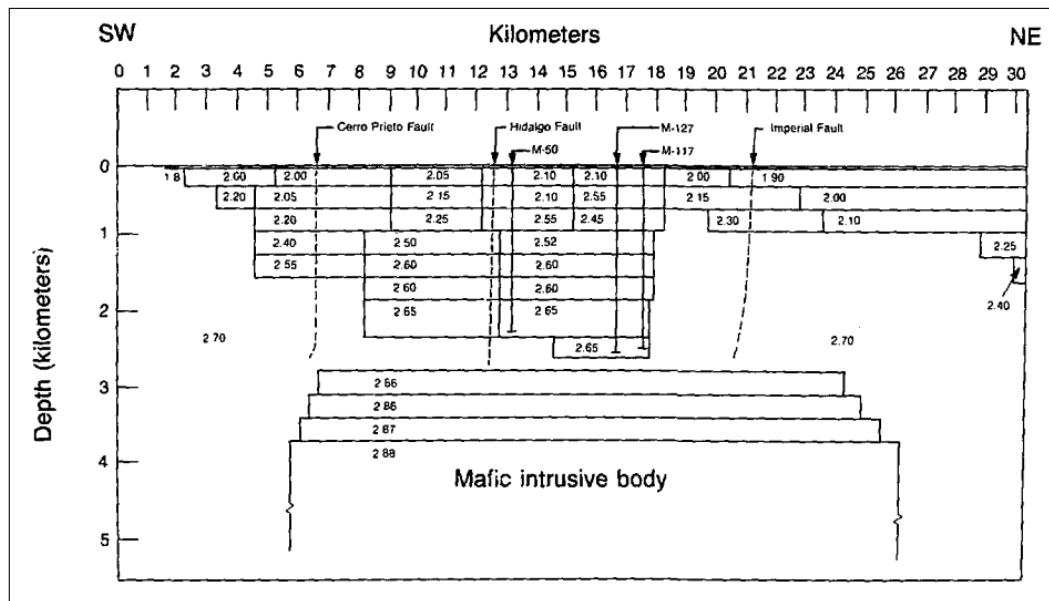


Figura 41. Modelo conceptual propuesto por Grannell al interpretar un perfil gravimétrico sobre el CGCP. Eje de abscisas: longitud [km]. Eje de ordenadas: profundidad [km]. E.V. 2:1. Tomado de Grannell, et al. (1983, p. 162).

### 3.5.1 Regla de la anchura media

Para determinar la amplitud pico ( $g_{\max}$ ) y anchura media ( $X_{1/2}$ ) de la anomalía residual local se trazó un perfil norte – sur pasando por el máximo de la anomalía local (figura 42 A). La figura 42 B muestra el perfil gravimétrico extraído, el valor de la amplitud máxima de la anomalía ( $g_{\max} = 5.15$  mGal) y de su anchura media promedio ( $X_{1/2p} = (X'_{1/2} + X''_{1/2})/2 = (4300+3100)/2 = 3200$  m). Asumiendo una geometría esférica a la masa anómala que produce la anomalía se procedió a determinar la profundidad de su centro  $Z = 4175.7$  m y la longitud del radio  $R = 2000$  m, éste último asumiendo un contraste de densidad entre sedimentos densificados por alteración hidrotermal ( $2.52$  gr/cm<sup>3</sup>) y las rocas que le sobreyacen ( $2.12$  gr/cm<sup>3</sup>) de  $0.4$  gr/cm<sup>3</sup>. Con estos parámetros se estima que la cima ( $h_c = Z-R$ ) y base ( $h_b = Z+R$ ) del cuerpo densificado están a  $2175.7$  m y  $6175.7$  m respectivamente. Los parámetros estimados fueron utilizados para obtener la anomalía gravimétrica de la estructura esférica (Ecuación 27).



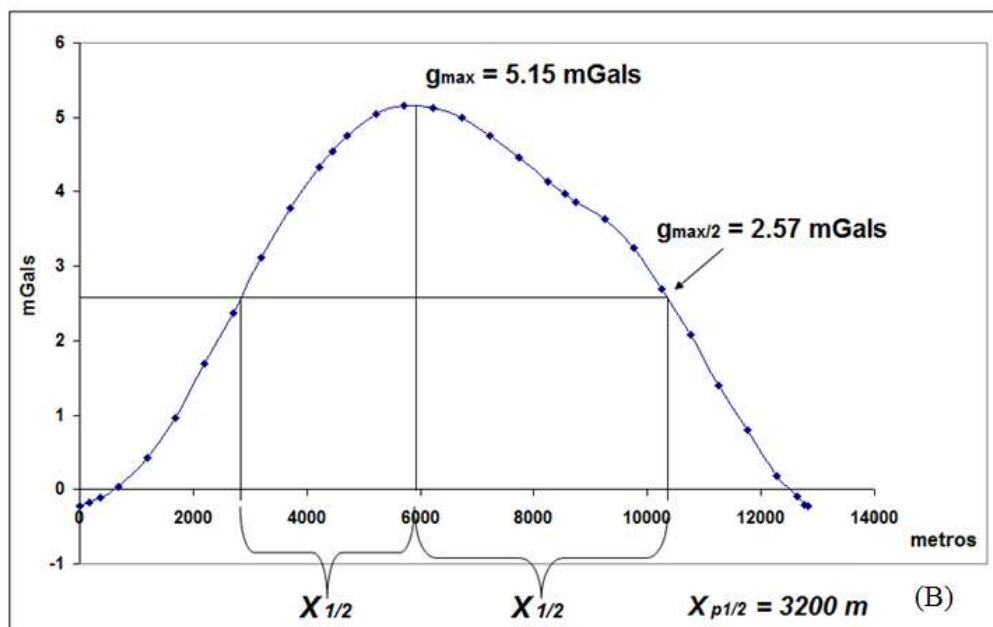
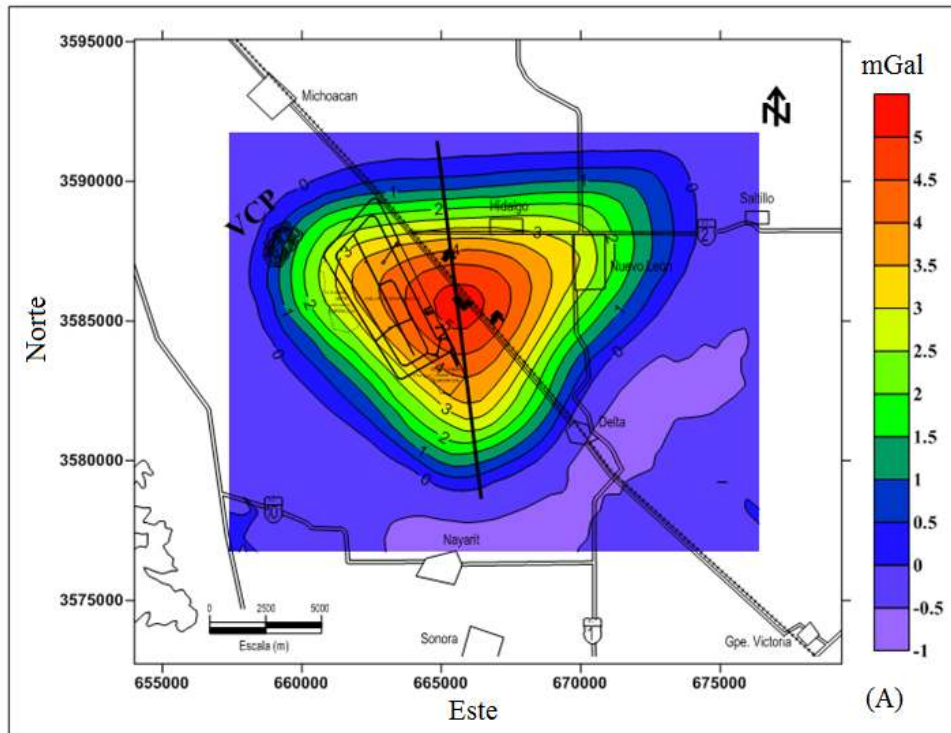


Figura 42. Localización (A) del perfil gravimétrico (B) utilizado para extraer los parámetros correspondientes al método de la achura media. Se indica la distancia horizontal ( $X_{1/2}$ ) del punto de máxima gravedad ( $g_{\max}$ ) al punto donde la gravedad tiene la mitad ( $g_{\max/2}$ ) de su valor máximo. En planta: intervalo entre contornos cada 0.5 mGals. Coordenadas UTM (NAD27) en metros. VCP = Volcán Cerro Prieto. En perfil: eje de abscisas longitud [km], eje de ordenadas: anomalía gravimétrica [mGals].

En la figura 43 se muestra la comparación entre la anomalía observada (puntos color rojo) y la calculada (puntos color azul). A grandes rasgos el ajuste entre ambas curvas se considera aceptable. Estos resultados indican que la anomalía tiene un origen intrasedimentario.

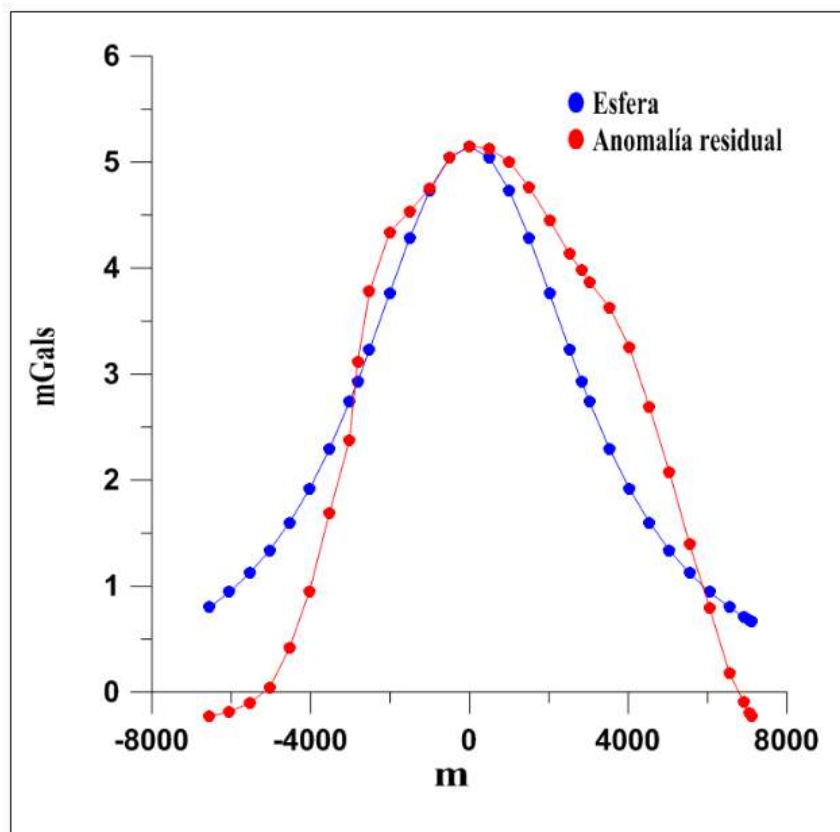


Figura 43. Comparación entre anomalía observada (puntos en color rojo) y calculada (puntos en color azul) utilizando como modelo una esfera con los siguientes parámetros: profundidad del centro  $Z= 4175.7$  m; radio  $R= 2000$  m; contraste de densidad  $0.4$   $\text{gr}/\text{cm}^3$ . Eje de abscisas: longitud [m]. Eje ordenadas: anomalía gravimétrica [mGals].

### 3.5.2 Método iterativo

Para hacer la interpretación cuantitativa tridimensional de la anomalía gravimétrica residual local mediante el proceso de modelado iterativo, a partir de ésta se elaboró una malla de 20x16 datos con una distancia entre nodos de 1 km y siguiendo el modelo geológico del CGCP se decidió modelar el yacimiento con estructuras tipo prismas *verticales* y *simétricos* (figuras 24 A y B, respectivamente). Para diferentes contrastes de densidad y profundidades del nivel de referencia Z se estimó el espesor de los prismas iterativamente de ambos modelos (figuras 45 y 46) hasta que el máximo error entre una iteración y otra no disminuyera y modelos cuyas profundidades a la cima del conjunto de prismas fueran similares a las profundidades de la cima de la ULG y de la ZMSE, considerando que ésta última representa el inicio a profundidad del yacimiento. Con esto se redujo en gran medida el número de soluciones a la respuesta gravimétrica.

Resultados del modelado se presentan a lo largo de dos perfiles. El primero se extiende del pozo M-105 al pozo M-205 y el segundo del pozo M-172 al pozo M-189 (figura 44).

En la figura 45 se muestran 4 soluciones a lo largo del perfil M105-M205 (línea punteada color magenta) obtenidas con un modelo de *prismas verticales* para varias profundidades del plano de referencia Z (2, 4, 3 y 5 km) y un contraste fijo de densidades de 0.5 g/cm<sup>3</sup> entre el modelo y las rocas que le sobreyacen.

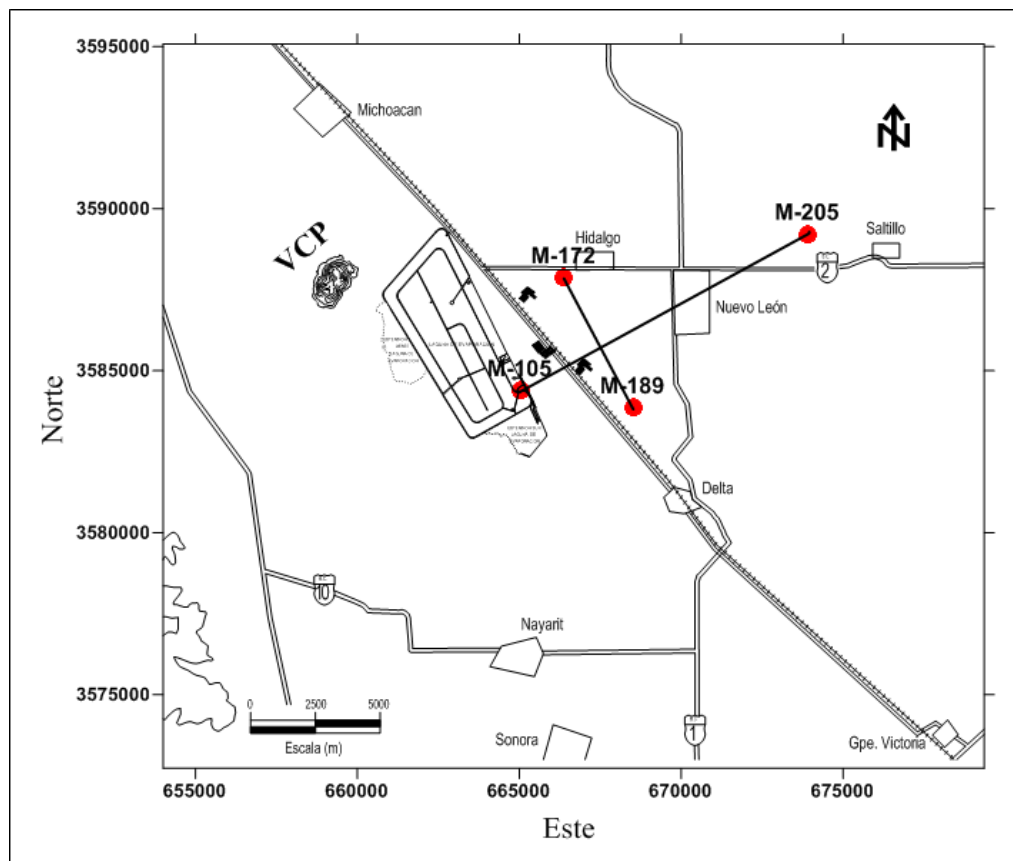


Figura 44. Perfiles lanzados para comparar los modelos obtenidos con la cima de la zona mineralizada de sílice – epidota. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

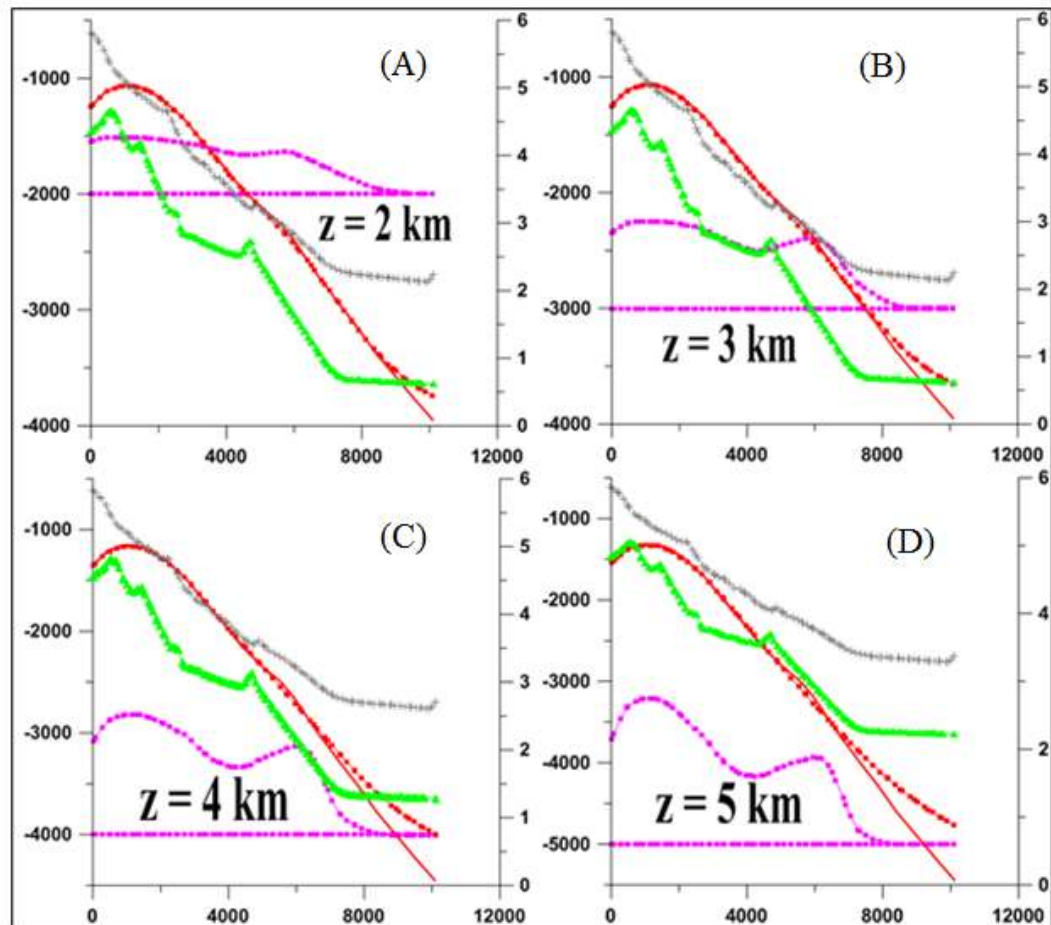


Figura 45. Perfil M105-M205. Soluciones utilizando un modelo de *prismas verticales* con una densidad fija de  $0.5 \text{ g/cm}^3$  y planos de referencia  $Z$  colocados a profundidades de: (A) 2 km, (B) 3 km, (C) 4 km y (D) 5 km. Eje  $X$ : Longitud del perfil, en metros. Eje  $Y$  izquierdo: Profundidad, en metros. Eje  $Y$  derecho: Respuesta gravimétrica, en miligales. E.V. 4:1, simbología:

- ▲ Cima ZMSE
- ⊕ Cima ULG
- Modelo
- Respuesta gravimétrica del modelo
- Anomalía residual

Junto con la estructura resuelta se muestra la anomalía residual medida (línea color rojo) y la respuesta gravimétrica del modelo (línea punteada color rojo), profundidades de la cima de la ULG (línea punteada color gris) y de la ZMSE (línea punteada color verde). Para los cuatro modelos el ajuste entre datos observados y calculados es muy bueno (por debajo de 0.1 mGal a partir de la estructura resuelta), sin embargo, las profundidades a la cima de la estructurada derivada del modelado no concuerdan con las profundidades a la cima de la ULG y de la ZMSE.

En la figura 46 se muestran otras 4 soluciones usando un modelo de *prismas simétricos* para varias profundidades del plano de referencia  $Z$  (2.0, 2.5, 3.5 y 4.5 km) y un contraste fijo de densidades de 0.2 g/cm<sup>3</sup>. En este caso, las profundidades a la cima de las estructuras resueltas muestran mayor correlación con las profundidades de la ULG (línea punteada color gris) y de la ZMSE (línea punteada color verde). En especial la estructura con una profundidad de referencia  $Z$  de 3.5 km (figura 46 C).

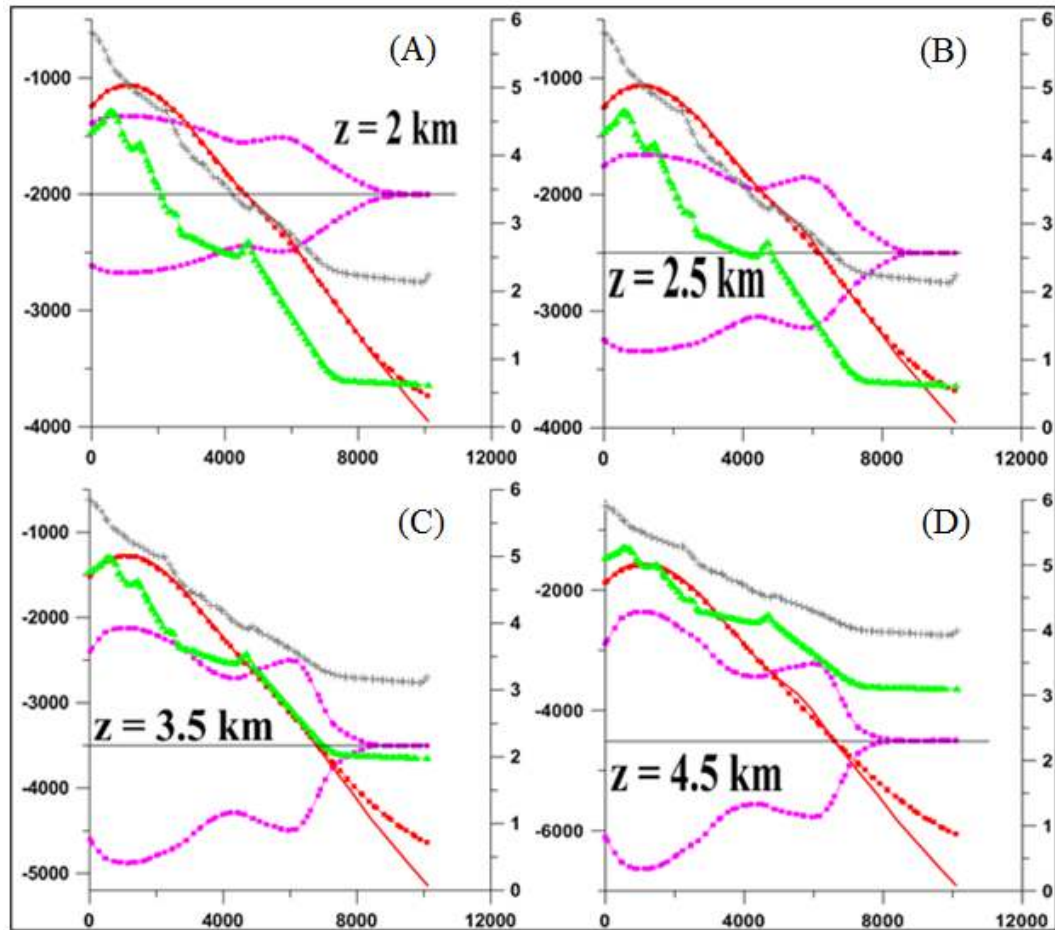


Figura 46. Perfil M105-M205. Soluciones utilizando un modelo de *prismas simétricos* con una densidad fija de  $0.2 \text{ g/cm}^3$  y planos de referencia  $Z$  colocados a profundidades de: (A) 2 km, (B) 2.5 km, (C) 3.5 km y (D) 4.5 km. Eje  $X$ : Longitud del perfil, en metros. Eje  $Y$  izquierdo: Profundidad, en metros. Eje  $Y$  derecho: Respuesta gravimétrica, en miligales. E.V. 4:1, simbología:

- ▲ Cima ZMSE
- ⊕ Cima ULG
- Modelo
- Respuesta gravimétrica del modelo
- Anomalía residual

Por otra parte, en la figura 47 se muestra una vista en planta de las profundidades a la cima (figura 47 A) y de espesores (figura 47 B) del modelo aceptado como mejor solución. El modelo presenta una estructura principal (de 5x3 km de área) de forma ovalada que se ubica en el centro del campo, con profundidades de 2.0 a 2.6 km y espesores en el centro de 4.0 km a 1.6 km en los bordes. Por su ubicación en las zonas productoras del campo (CPII y CPIII), esta estructura en domo ha sido causada por la densificación de sedimentos (areniscas-lutitas) debido a la precipitación por disolución de minerales principalmente de sílice y calcita. Proceso hidrotermal que aún se está llevando a cabo por el ascenso y circulación persistente de fluidos hidrotermales con temperaturas cercanas a los 300 °C, como lo registran las curvas de temperatura-profundidad de los pozos profundos recientemente perforados en las zonas de producción.

De la estructura principal se desprenden tres estructuras menores semicirculares ubicadas en sus vértices, las cuales podrían deberse a efectos de borde del modelo (prismas) utilizado. Sin embargo, la primera, localizada al sureste del volcán Cerro Prieto, con profundidad de ~2.0 km y espesor de ~3.0 km, y la segunda, localizada al sur del campo, con profundidad de ~1.5 km y espesor de ~4 km, podrían indicar, además del levantamiento del basamento granítico, zonas con vestigios de actividad hidrotermal antigua. La primera aseveración se sustenta en el hecho de que pozos ubicados en estas zonas han cortado el basamento a las profundidades entre 1500 m (S262) (Espinosa y Campos, 2009) y 2800 m (M96) (Lira, 2005). La tercera, localizada al noreste del campo, con profundidad de ~2.3 km y espesor de ~2.5 km, indica un levantamiento del yacimiento y su continuidad hacia el oriente, área de desarrollo del proyecto geotérmico Cerro Prieto IV.



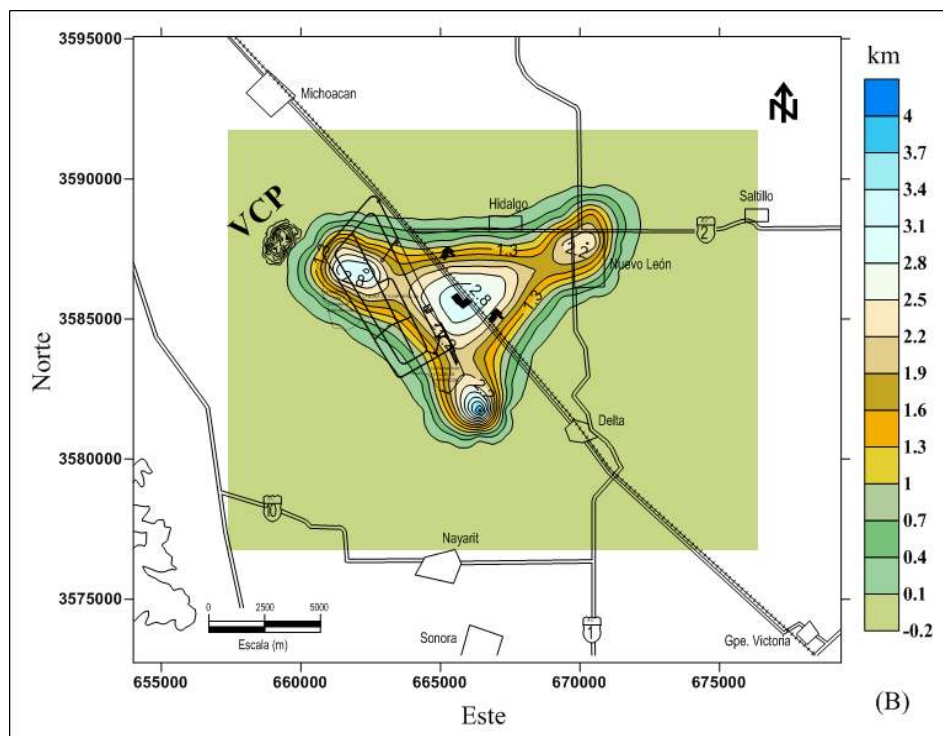
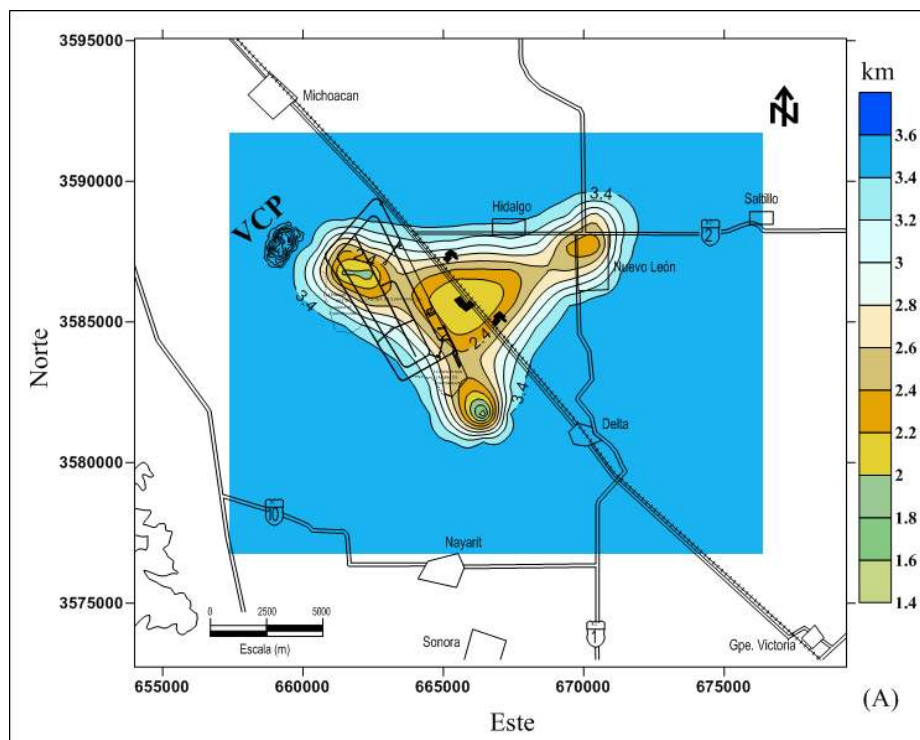


Figura 47. Mapa de profundidades a la cima (A) y espesores (B) del modelo aceptado que mejor explica los datos. Intervalo entre contornos cada 0.2 km y 0.3 km, respectivamente. VCP = Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

Finalmente, la figura 48 muestra el mapa de diferencias o residuales entre la anomalía gravimétrica observada y la producida por el modelo. Discrepancias mayores de hasta 1.5 mGals se sitúan en los alrededores del área cubierta por la anomalía, las cuales, además de otras menores que se observan, se considera que deben a un proceso de inestabilidad en el proceso de convergencia del modelo y que es producido por la longitud de la retícula utilizada en la discretización de la anomalía y/o efectos de borde del tipo de modelo (prismas) utilizado en el esquema de inversión de datos. En relación al primero, se probaron diferentes tamaños de retículas. Por ejemplo con retículas de 500 m, no aparecía un gran domo con máximo en el centro del campo sino que el programa solucionaba esa área con un gran anillo que se profundizaba en el centro, lo cual no correspondía con los registros de pozo de la ZMSE. En cambio con retículas de 2 km, las estructuras eran demasiado extensas y horizontales, de manera que éstas se profundizaban en mucho menor grado que los registros de pozo.

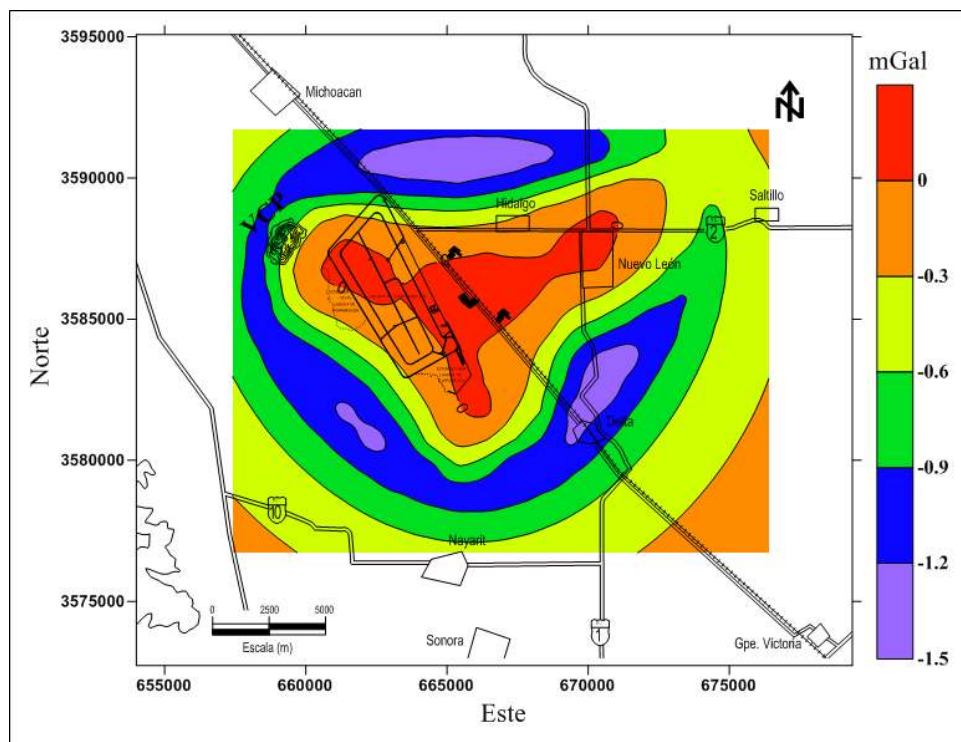


Figura 48. Mapa de valores residuales entre la anomalía observada y la calculada. Contornos en mGals. Intervalo entre contornos cada 0.3 mGal. VCP=Volcán Cerro Prieto. Coordenadas UTM (NAD27) en metros.

### 3.6 Cálculo de exceso de masa

En la Tabla 1 se muestran los resultados de los cálculos parciales y total de la estimación del exceso de masa que produce la anomalía gravimétrica positiva residual local (figura 39). El área entre contornos gravimétricos fue estimada mediante integración numérica utilizando un esquema tipo cuadratura de Simpson y el producto  $dS_i \times dg_i$  de la sumatoria de la ecuación 33 del capítulo III fue obtenido en intervalos de 0.5 mGal. El exceso de masa total estimado es aproximadamente de 6,879.71 millones de toneladas métricas ( $6.88 \times 10^9$  Tm).

Tabla 1.- Estimación del exceso de masa que produce la anomalía gravimétrica residual local.

<b>anomalía <math>dg_i</math> (mGal)</b>	<b>área <math>dS_i</math> (<math>1 \times 10^6</math> m<sup>2</sup>)</b>	<b><math>dS_i \times dg_i</math> (<math>1 \times 10^6</math> m<sup>2</sup> mGal)</b>	<b>Exceso de masa <math>M_i</math> (<math>1 \times 10^6</math> Tm)</b>
0.25	28.3	7.0	167.3
0.75	18.3	13.7	327.43
1.25	15.5	19.4	463.7
1.75	14.3	25.0	597.5
2.25	13.7	30.8	736.12
2.75	12.0	33.0	788.7
3.25	11.0	35.75	854.43
3.75	10.8	40.5	968.0
4.25	8.7	37.0	884.3
4.75	7.16	34.0	812.6
5.0	2.34	11.7	279.63

$$M_A = 6879.71 \text{ millones de Tons}$$

$$6.88 \times 10^9 \text{ Tons}$$

#### 4. Discusión de resultados

*Modelos digitales de elevación (MDE) y corrección topográfica.* La utilidad de los MDE es para cuantificar el efecto gravitacional del relieve del terreno (la corrección topográfica). Para esto se utilizaron dos MDE, CTOPO30 y SRTM, las alturas, sobre el nivel medio del mar, del primero se reportan con una precisión absoluta de 30 m y la del segundo de 16 m. Para evaluar el error en el cálculo del efecto topográfico al utilizar el MDE SRTM, se seleccionó una estación gravimétrica con coordenadas UTM (650080.00 ,3595223.00 ,8.53m) ubicada el en CGCP y se estimó el efecto por topografía aplicando el método de plantillas de Hammer hasta un radio lejano de 20 km utilizando un mapa topográfico escala 1:50,000 del INEGI, la corrección fue de 0.200 mGals. Así mismo, se repitió el cálculo pero a los valores de elevación de la topografía de alrededor se le agregará y restará los 16 m de incertidumbre. Primero se calculó la corrección del terreno con los valores de incertidumbre sumados, posteriormente se realizó el cálculo con los valores restados. La corrección fue de 0.2316 y 0.1786 mGal respectivamente, lo que implica una diferencia de 50 microgals. Aunque el error en los MDE sí se ve reflejado en la corrección topográfica, éste es del orden de la precisión con que se reportan los datos. Además, resulta muy pequeño si se compara con la amplitud relativa de las anomalías gravimétricas presentes en el área de estudio.

La corrección por topografía se calculó hasta un radio de 40 km para ambas bases de datos gravimétricos. Esta distancia fue considerada conveniente ya que se pretendía anular el efecto de la Sierras Cucapá, El Mayor y el Volcán Cerro Prieto por ser los accidentes topográficos más cercanos al área de estudio. Se consideró que la influencia de las montañas más lejanas, como la Sierra de Juárez, era mínima. Comparaciones hechas entre el mapa de anomalía de Bouguer simple y el mapa de anomalía de Bouguer completa muestran diferencias poco perceptibles para ambos mapas; de hecho la anomalía sobre el CGCP no cambia. Aunque en este caso la corrección por topografía pareciera innecesaria fue muy importante llevarla a cabo ya que, además de ser un paso necesario en el tratamiento e interpretación de datos de gravimetría, el no corregir por topografía puede dar lugar a especulaciones acerca de la autenticidad y confiabilidad de las anomalías gravimétricas resultantes.

*Base de datos gravimétricos.* Los dos conjuntos de datos de anomalía de Bouguer completa (estaciones de CFE y conjunto PEMEX–CRM) empleados para la realización de este trabajo, aunque fueron adquiridos en fechas diferentes y resolución espacial, al configurarlos ambos muestran una anomalía gravimétrica positiva en forma de nariz que es truncada en el centro del CGCP, lo que le da credibilidad a la anomalía gravimétrica.

*Separación regional – residual.* Para la separación regional-residual de los datos de anomalía de Bouguer completa de los bancos CFE y PEMEX-CRM se utilizaron las técnicas de Regresión Múltiple y Factorización Espectral. El ajuste por superficies polinomiales tanto del banco de datos de CFE y PEMEX-CRM realizó anomalías gravimétricas residuales positivas sobre el área oeste del CGCP con amplitudes relativas de 5, 4 y 3 mGals para polinomios de 2do, 3ro y 4to orden, respectivamente (figuras 29, 30 y 31). Las anomalías del banco de datos PEMEX–CRM aparecen con mayor definición y muestran un patrón ligeramente diferente debido a su mayor cobertura espacial. Por tal motivo, se aplicó a dicho conjunto de datos la separación regional-residual con el método de Factorización Espectral.

Se obtuvo un mapa residual utilizando un filtro pasa-banda con frecuencias de corte de 0.08 a 0.1 ciclos/km que realizó una anomalía residual positiva sobre el CGCP con amplitud relativa de 3 mGal. El proceso de filtrado aparentemente eliminó el desplazamiento de la anomalía residual producido por las estructuras regionales. Cabe mencionar, que aunque las técnicas de Regresión Múltiple y Factorización Espectral son diferentes, ambas produjeron una anomalía gravimétrica residual positiva sobre el CGCP. Para determinar la amplitud y anchura de la anomalía residual se realizó una separación regional-residual local mediante separación gráfica, resultando una anomalía residual positiva con una amplitud de 5 mGal y cuyos contornos siguen estrechamente los contornos del mapa de temperaturas a 1850 m de profundidad y los de las profundidades a la cima de la ZMSE.

*Modelado tridimensional.* La correlación de la anomalía gravimétrica positiva con el mapa de temperaturas a 1850 m de profundidad motivó la interpretación cuantitativa de la anomalía gravimétrica mediante técnicas de modelado tridimensional. Resultados

del modelado la anomalía residual positiva sobre el CGCP suponiendo que la fuente tiene geometría esférica indican que su origen es intrasedimentario. Además, para refinar la interpretación cuantitativa de dicha anomalía se realizó un modelado iterativo tridimensional basado en el método de Cordell y Henderson. El algoritmo tiene algunas limitantes como el hecho de que solamente permita un contraste de densidad entre el cuerpo anómalo y la roca encajonante cuando en realidad ésta aumenta con la profundidad; también la posición horizontal del plano de referencia  $Z$ , que sería más realista si tuviera una inclinación. A pesar de estas limitantes los resultados obtenidos son aceptables. Para esto, se experimentó con varias parejas de valores de la profundidad al plano de referencia  $Z$  y el contraste de densidad, ya sea manteniendo una fija y variando la otra. La respuesta gravimétrica de todos los modelos obtenidos reproducía la anomalía gravimétrica residual dentro del error de los datos, lo cual es un claro ejemplo de la ambigüedad inherente del método gravimétrico. Por ejemplo, si se escogían valores de contraste de densidad altos, la base de la estructura resultante era muy somera; de manera contraria si se escogían contrastes de densidad muy bajos y planos de referencia poco profundos, la estructura resultante sobrepasaba el límite superior de la ZMSE que se tomó como restricción para la profundidad a la cima de los prismas que conformaban los modelos (figuras 45 y 46).

En la figura 49 se muestra el modelo 3D final de la anomalía gravimétrica del CGCP al cual se le han sobrepuesto las fallas inferidas a partir del análisis de la geología del subsuelo y de la distribución tridimensional de temperaturas por Antunez et al. (1991). Sobresale una estructura central de forma ovalada, posicionada sobre la zona productora, con tres apófisis alrededor de ésta. Se observa que el borde sureste de la estructura central corre paralelo a la zona de falla (área achurada) y a la falla H, las cuales corta al yacimiento y sirven de conductos para el ascenso de los fluidos hidrotermales. La forma de dicha estructura se aprecia mejor en las figuras 50A y 50B que muestran perfiles en la dirección suroeste-noreste (M105-M205) y sureste-noroeste (M172-M189), respectivamente. A éstos se les ha superpuesto el perfil de temperaturas a la profundidad de 1850 m (línea continua color rojo), el de profundidades a la cima de la ULG (línea continua color gris) y el de la ZMSE (línea continua color verde). En ambas figuras se observa correlación de las profundidades a la cima del modelo (línea

color magenta) con la cima de la ULG, de la ZMSE y con el perfil de temperaturas, la cual es más evidente en el perfil M172-M189. Lo anterior conlleva a sugerir que las profundidades de la base del modelo indicarían que la base de la ULG y posiblemente la del yacimiento, lleguen hasta una profundidad máxima de 5000 m en el centro del campo. Además, que la estructura en forma de domo es la expresión gravimétrica de la ZMSE y provee los argumentos suficientes para sustentar la hipótesis de la presencia de una anomalía gravimétrica positiva de origen geotérmico en el CGCP.

En cuanto a los apófisis de la estructura principal, la coincidencia de la localizada al oriente con la terminación de la zona de falla y de la falla H, confirma la continuidad y adelgazamiento de la ZMSE hacia al oriente. Los otros dos apófisis, localizados en el flanco occidental, se ubican en las cercanías de la falla Cerro Prieto, la cual forman una estructura tipo horst que actúa como barrera hidrológica del yacimiento. Como toda la anomalía residual se modeló con densidades propias de los sedimentos consolidados, que son menores a las del basamento, el algoritmo resolvió esa parte de la anomalía con estructuras de gran volumen (altura) y poca densidad.

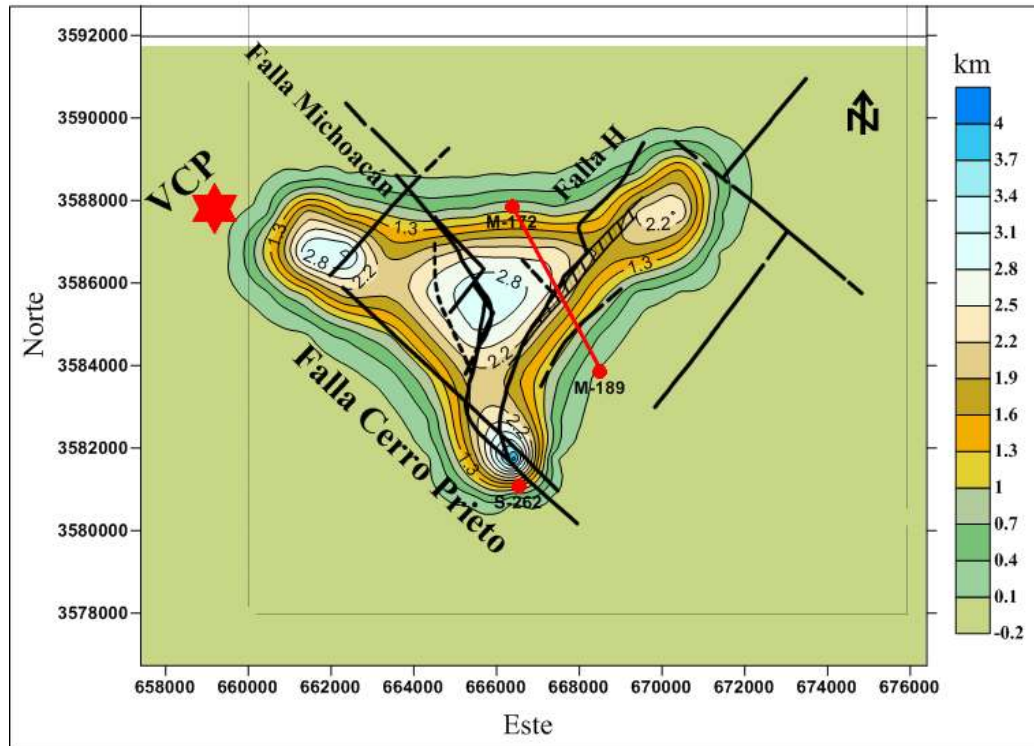


Figura 49. Modelo 3D de la anomalía gravimétrica del CGCP. Los contornos indican espesores en km, el contraste de densidad es de  $0.2 \text{ gr/cm}^3$ . Coordenadas UTM (NAD27) en metros. Sobrepuesto al modelo son las fallas reportadas por Antunez et al. (1991).



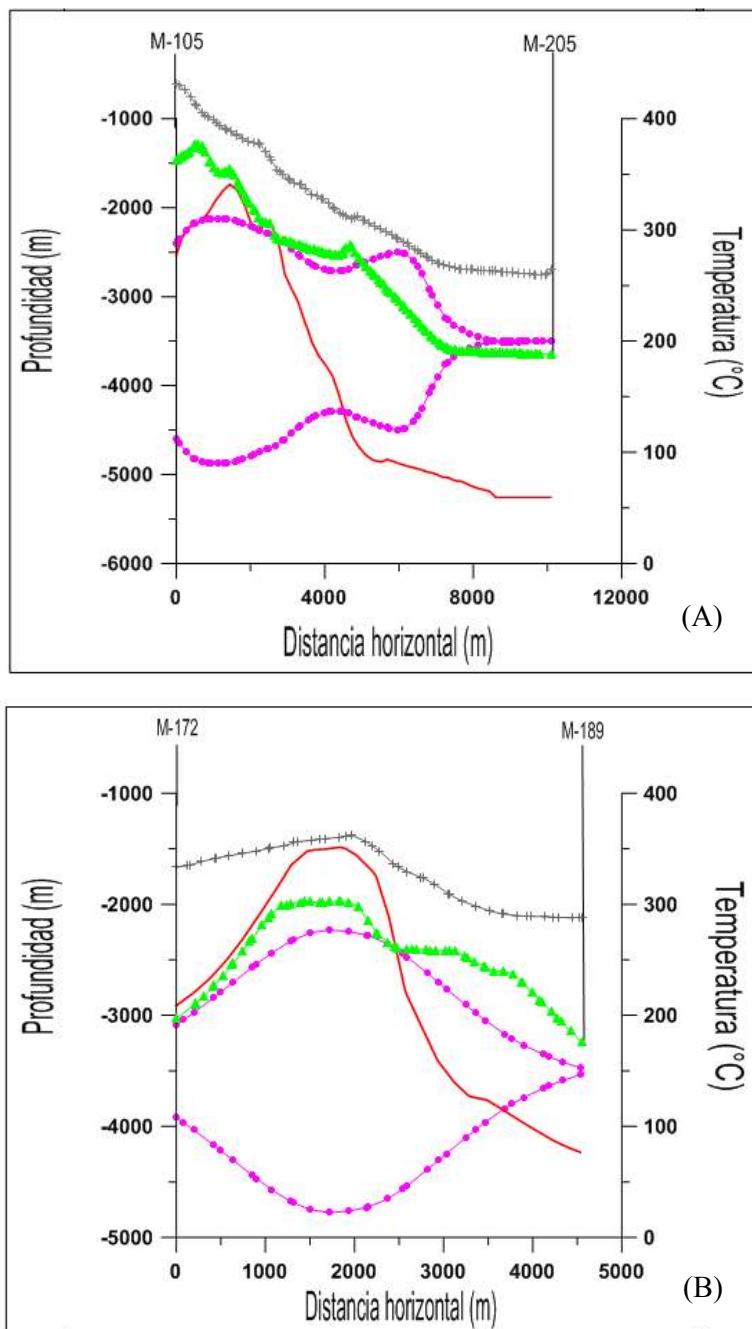


Figura 50. Secciones del modelo 3D de la anomalía gravimétrica del CGCP. (A) perfil M105–M205. (B) perfil M172–M189. Eje X: distancia horizontal [m]. Eje Y izquierdo: profundidad [m]. Eje Y derecho: temperatura a una profundidad específica de 1850 m [°C]. Profundidad de pozos hasta la cima de ZMSE. E.V. 4:1, simbología:

- ▲ Cima ZMSE
- ✦ Cima ULG
- Modelo
- Temperatura

*Cálculo del exceso de masa.* El exceso de masa que se obtiene con el método de Hammer tiene una fuente de error el cual está fundamentado desde la base teórica del método mismo (teorema de la divergencia de Gauss) debido a que, al momento de evaluar la integral, en teoría deberían de considerarse límites infinitos lo cual en la práctica no es así. Esto implica que parte de los extremos de la anomalía gravimétrica no son considerados en la integral (LaFehr, 1965). Otras fuentes de error en el método de Hammer están en la separación regional-residual, ya que se puede subestimar o sobreestimar el área que abarcan las anomalías; además el exceso de masa calculado es muy sensible a las profundidades y dimensiones del cuerpo.

El valor estimado del exceso de masa total utilizando el método de Hammer arrojó un valor de 6,880 millones de toneladas. En tanto que el volumen estimado del modelo prismático es de 87,520 millones de m<sup>3</sup>. Dividiendo la masa total entre el volumen del modelo obtenemos un valor de densidad ( $\rho = M_T/V$ ) aproximado de 0.1 g/cm<sup>3</sup>, valor cercano al contraste de densidad (0.2 g/cm<sup>3</sup>) del modelo. Este resultado indica que el contraste de densidad utilizado en la inversión iterativa es un valor razonable además de que fue estimado considerando las densidades promedio de los sedimentos no consolidados ( $\rho = 2.2 \text{ gr/cm}^3$ ) y consolidados ( $\rho = 2.4 \text{ gr/cm}^3$ ). Éstos últimos constituidos por lutitas intercaladas con areniscas donde se localiza la ZMSE.

Por otra parte, a partir del exceso de masa se podría obtener una edad aproximada del sistema geotérmico conociendo la razón de flujo y asumiendo una cantidad de sólidos disueltos totales que se precipitan a lo largo de las trayectorias ascendentes de las salmueras. Por ejemplo, Meidav (1995) reporta una edad de ~78,000 años para el yacimiento del campo geotérmico de East Mesa considerando una precipitación de 7 gr/l de sólidos disueltos totales. Utilizando la gráfica de Meidav (1975) (figura 51) que relaciona razón de flujo con edad del yacimiento de East Mesa, se obtendría un flujo de aproximadamente 50 millones de m<sup>3</sup>/año. Considerando la cercanía y condiciones geológicas similares de los campos geotérmicos de East Mesa y Cerro Prieto, podrían utilizarse estas cantidades para estimar la edad probable del sistema hidrotermal de Cerro Prieto. Para ésto se ha tomado en cuenta que la salinidad promedio de la salmuera del CGCP (~ 11,000 ppm; Ledesma et al., 1998) es 2 veces mayor que la salinidad de la salmuera de East Mesa (~ 5,000 ppm; Jackson y Raber, 1983), lo que implicaría una

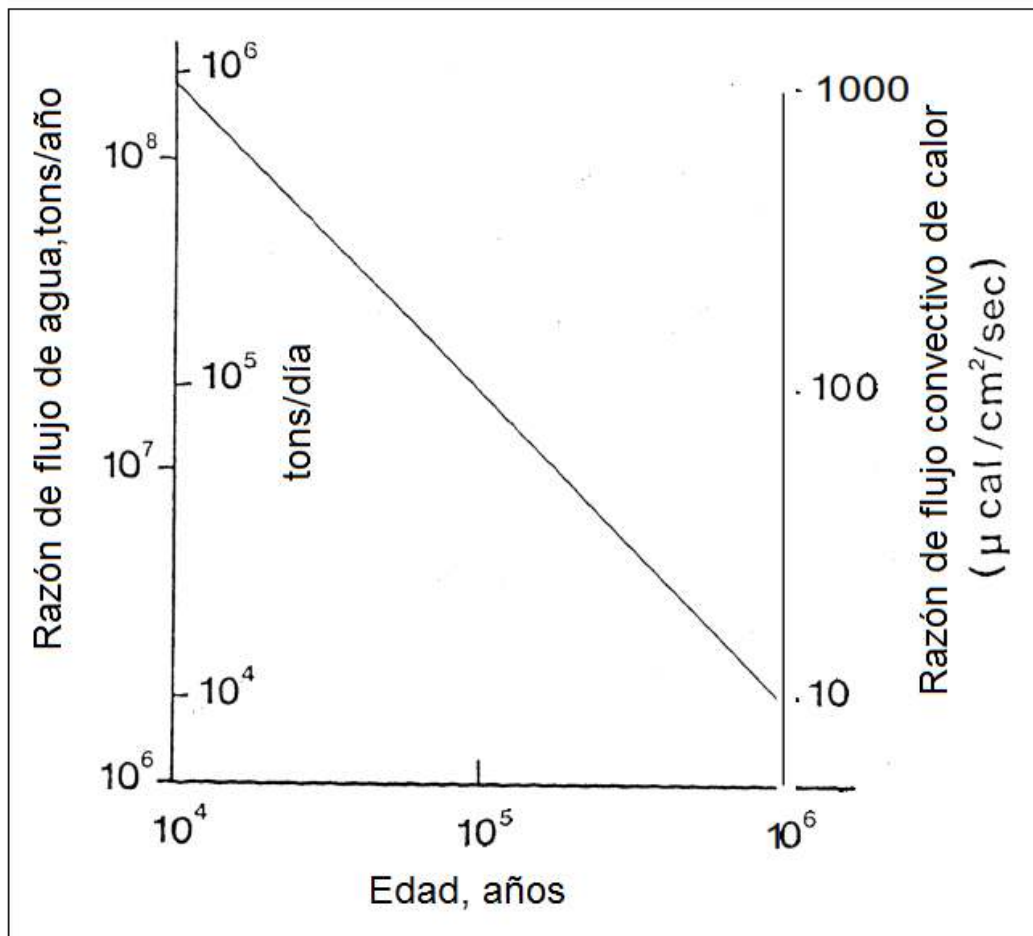


Figura 51. Razones de flujo de agua y flujo convectivo de calor estimados del sistema hidrotermal de East Mesa. Eje X: edad del yacimiento [años]. Eje Y izquierdo: razón de flujo de agua [tons/año]. Eje Y derecho: razón de flujo convectivo de calor [ $\mu\text{cal}/\text{cm}^2/\text{s}$ ]. Modificado de Meidav, et al. (1975, p. 61).

precipitación de 14 gr/L de sólidos disueltos totales. Manteniendo la razón de flujo de 50 millones  $\text{m}^3/\text{año}$  y considerando el exceso de masa total ( $\sim 6,880$  millones de toneladas) se estima una edad probable de  $\sim 9,800$  años para el sistema hidrotermal de Cerro Prieto. Los cálculos anteriores son realizados en base a las condiciones termodinámicas que prevalecen en East Mesa. Elders et al. (1982), a partir de estudios de termocronología (huellas de trazas de fisión en cristales de apatito contenidos en areniscas) estiman una edad de 10,000 años para el yacimiento de Cerro Prieto. Aunque la inferencia de la edad de un yacimiento geotérmico a partir del cálculo de exceso de

masa no es un método de datación tan exacto como el de termocronología. Diferentes autores, incluido Meidav (1995), son de la idea de que el periodo de vida promedio de un sistema hidrotermal está en el rango de 10,000 a 100,000 años.

## 5. Conclusiones y Recomendaciones

De acuerdo con los resultados obtenidos en el presente trabajo se pueden extraer las siguientes conclusiones y recomendaciones:

- A partir del análisis por separación-regional mediante las técnicas de regresión múltiple y factorización espectral de datos gravimétricos de la región del CGCP, se encuentra una anomalía gravimétrica residual positiva sobre el CGCP con una amplitud relativa de 5 mGal.
- La interpretación cuantitativa tridimensional de la anomalía gravimétrica y la correlación del modelo obtenido con el mapa de isotermas a la profundidad de 1850 m y el de profundidades de la ZMSE, se confirma un origen geotérmico de la anomalía gravimétrica. Además, se infiere que la profundidad de la base del yacimiento es de ~5,000 m en la zona central del campo.
- A partir del cálculo del exceso de masa se estima una masa total de 6,880 millones de toneladas de sales depositadas por disolución hidrotermal para el año de 1984.
- Considerando una razón de flujo 50 millones de T/año y una precipitación de 14 gr/l de sólidos disueltos totales, se estima una edad probable del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto de ~ 9,800 años, la cual cae dentro del rango de la edad estimada con termocronología (~ 10,000 años) y de las edades que se reportan para los sistemas geotérmicos (10,000 a 100,000 años).
- Se recomienda continuar con los estudios de monitoreo gravimétrico de manera ininterrumpida del CGCP, para detectar y ubicar cambios de: espesor y saturación de la zona de vapor; en el nivel freático; y en la temperatura del agua. Cambios que podrían cuantificarse a partir del análisis de los cambios de masa que en conjunto producen.

### Referencias bibliográficas

Antunez, E.U., Menzies, A.J., y Sanyal, S.K. (1991). Simulating a challenging water dominated geothermal system: the Cerro Prieto Field, Baja California, Mexico. Proceedings, Sixteenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California. p. 1-9.

Biehler, S., (1971). Gravity studies in Imperial Valley. Cooperative geological-geophysical-geochemical investigations of geothermal resources in Imperial Valley area of California. University of California, Riverside. p. 29-42.

Chase, D.S., Clover, R.C., Grannell, R.B., and Leggewie, R.M., (1978). Precision gravity studies at Cerro Prieto. Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Lawrence Berkeley Laboratory, p. 249-256.

Chávez, René E. (1987). An integrated geophysical study of the geothermal field of Thule Chek, B.C., Mexico. Geothermics, Vol 16, No. 5/6. p. 529-538.

Cordell, L., Henderson, R.G. (1968). Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. Geophysics, Vol. 33. No. 4. p. 596-601.

Davis, John C. (1973). Statistics and Data Analysis in Geology. USA. Wiley.

De Boer, J.Z., (1980). Paleomagnetism of the Quaternary Cerro Prieto, Crater Elegante, and Salton Buttes volcanic domes in the northern part of the Gulf of California rhombochasm. Proceedings of the 2nd Symposium of The Cerro Prieto Geotherm Field, Baja California, México, p. 91-102.

Dehling, P. (1978). Marine Gravity. Amsterdam. Elsevier Scientific.

Elders, W.A., Bird, D.A., Williams, A.E. & Schiffman, P. (1982) A model for the heat source of the Cerro Prieto magma-hydrothermal system, Baja California Mexico. Actas del 4to. Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México. p. 265-284.

Espinosa, J.M., Campos, J.O. (2008). Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, Mexico. JVGR, Vol. 176, p. 601-609.

Espinosa, J.M., Pérez, R. y Almeida, M. (2000). Implicaciones geológicas de las anomalías gravimétricas y magnéticas de la región de Cerro Prieto, Baja California, México. Cuarta Reunión Sobre la Geología del Noroeste de México y Áreas adyacentes. Libro de resúmenes (Eds. Thierry Calmus y Efrén Pérez-Segura). Publicaciones ocasionales No. 2, ERNO, UNAM, Depto. de Geología, USON. pág.34.

Facca, G., Tonani, F., (1967). The self-sealing geothermal field, Bull. Volcanologique, Vol. 30, p. 271.

Fonseca, H., Razo, M.A. (1979). Gravity, magnetics and seismic reflection studies at the Cerro Prieto geothermal field. Actas del 2do. Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México: Mexicali, México, CFE y USDE División of Geothermal Energy, p. 303-320.

Goldstein, N.E., Carle, S. (1986). Faults and gravity anomalies over the East Mesa Hydrothermal – Geothermal system. Annual Meeting of the Geothermal Resources Council, Palm Springs, CA, 11 p.

González López, M., (1999). Actualización del modelo de basamento en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C., México. Geotermia, Vol. 15, No. 1, p. 19-24.

Goodacre, A. (1989). Interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas para no especialistas. México, D.F. Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

Granell, R.B., Randale, G., Zhou, H. & Phibbs, J.K. (1983). Quantitative interpretation of the Bouguer anomaly over the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. Earth Sciences Division Annual Report. Lawrence Berkeley Laboratory. University of California. Berkeley, California.

Gupta, V.K., Ramani, N. (1980). Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. Geophysics, Vol. 45. No. 9, p. 1412-1426.

Hammer, S. (1944). Estimating ore masses in gravity prospecting. Geophysics, Vol. 10, p. 50-62.

Hildebrand, T.G. FFTFIL: A filtering program base don two-dimensional Fourier analysis of geophysical data. Open-File Report 83-237. United States Department of The Interior. Geological Survey. 62 p. Recuperado de: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr83237>

Izquierdo, G., Aragón, A., Portugal, E., Arellano, V.M., de León, J. y Álvarez, J. (2006). Mineralogía de la zona mineralizada de sílice-epidota (ZMSE) del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, B.C., México. Geotermia, Vol. 19, No. 2, p. 2-12.

Harrar, J., Raber, E. (1983) Chemical analisis of geothermal waters and strategic petroleum reserve Brines for Strategic and Precious Metals. UCRL-88575, Rev 1. PREPRINT. Univesity of California, p. 1-28.

LaFehr, T.R. (1965). The Estimation of the Total Amount of Anomalous Mass by Gauss's Theorem. Journal of Geophysical Research. Vol. 70, No. 8, p. 1911-1919.

- Ledesma, A., Ocampo, J., De León, J. (1998). Production Recovery of Well 627 in Cerro Prieto Geothermal Field. Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 22, p. 321-325.
- Lira Herrera, H. (2005). Actualización del modelo geológico conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto, B.C. Geotermia, Vol.18, No.1, p.57-46.
- Meidav, T., James, R. y Sanyal, S. (1975). Utilization of gravimetric data for estimation of hydrothermal reservoir characteristics in the East Mesa Field, Imperial Valley, California. Proceedings of the 1st Symposium on Geothermal Reservoir Engineering, University of Stanford, California, p. 1-10.
- Meidav, T. (1995). Approximation of geothermal reservoir characteristics based on gravimetry. International Geothermal Association, Vol. 2, Italy. p. 849-851.
- Nettleton, L.L. (1976). Gravity and magnetics in oil prospecting. USA. McGraw-Hill.
- Noble, B., Daniel, J.W. (1998). USA. Prentice Hall.
- Ocampo, J., De León, J. y Pelayo, A. (2006). Declinación de la producción del pozo E-54 en el campo geotérmico de Cerro Prieto a causa de la incrustación. Geotermia. Vol. 19, No. 1. p. 11-24.
- Pérez Padilla, (1998). Análisis de los mapas de potencial gravimétrico y magnético del sistema geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México. (Tesis de Licenciatura) Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N. p.1-81.
- Phillips, J. (1997). Potential-Field Geophysical Software for the PC, version 2.2. Open File Report 97-725. U.S. Geological Survey. Recuperado de: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-0725/>
- Prian C., R. (1979). Posibilidades de desarrollo del área geotérmica de Cerro Prieto, Baja California Norte. Actas del Segundo Simposio sobre el campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México. p. 146-158.
- Olivier, R., Simard, R. (1981). Improvement of the conic prism model for terrain correction in rugged topography. Geophysics. Vol. 46, No. 7, p. 1054-1056.
- Quintanilla, A. L., Suárez, F. (1994) Fuente de calor en el campo geotérmico de Cerro Prieto y su relación con la anomalía magnética Nuevo León, México. Geofísica Internacional. Vol. 33, No. 4. p 575-584.
- Velasco Hernández, J. (1963). Levantamiento gravimétrico zona geotérmica de Mexicali Baja California. Consejo de Recursos Naturales no renovables. México. 41 p. Documento de circulación restringida.



Wagner, M. (2003). SRTM DTED format, Product Description SRTM/PD03/11/03, Version 1.1, Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt, URL. Recuperado de: <http://www.dlr.de/srtm/produkte/SRTM-XSAR-DEM-DTED-1.1.pdf>