

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN  
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

**Estimación de la profundidad a la isoterma de Curie y flujo de  
calor en el campo volcánico El Pinacate y sus alrededores  
(noroeste de Sonora, México) a partir del análisis espectral  
de anomalías aeromagnéticas**

Tesis

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

Presenta:

**María Anaís Mancera Flores**

Ensenada, Baja California, México

2015

Tesis defendida por  
**María Anaís Mancera Flores**

y aprobada por el siguiente Comité

---

M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña  
Director del Comité

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna  
Miembro del Comité

---

Dr. Modesto Ortiz Figueroa  
Miembro del Comité

---

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano  
Miembro del Comité

---

Dr. Juan García Abdeslem  
Coordinador del Posgrado en Ciencias  
de la Tierra

---

Dr. Jesús Favela Vara  
Director de Estudios de Posgrado

Febrero 2015

Resumen de la tesis que presenta María Anaís Mancera Flores como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

**Estimación de la profundidad a la isoterma de Curie y flujo de calor en el Campo Volcánico El Pinacate y sus alrededores (noroeste de Sonora, México) a partir del análisis espectral de anomalías aeromagnéticas**

Resumen elaborado por:

---

María Anaís Mancera Flores

El origen del Campo Volcánico El Pinacate (CVP) ha sido tema de debate durante muchos años; así mismo, la relación estructural entre los edificios volcánicos que lo conforman con el fallamiento regional. Con el objeto de aportar nueva información para dilucidar la relación estructural y tectónica entre el CVP y las estructuras regionales, a partir del análisis espectral, de lineamientos y modelado de las anomalías aeromagnéticas del CVP y sus alrededores se han estimado profundidades a la base de la corteza magnetizada, flujo de calor y localizado trazas de fallas.

La profundidad promedio a la base de la corteza magnetizada oscila entre 14 a 17 km. Asumiendo una temperatura de Curie de 580 °C y una conductividad térmica de 2.62 W/m K se infiere una anomalía de flujo de calor de aproximadamente 153.4 mW/m<sup>2</sup> sobre el CVP. Con base en los resultados obtenidos de las profundidades promedio a la cima de las fuentes magnéticas locales y regionales junto con el modelado unidimensional geotérmico, se infiere que la anomalía de flujo de calor es causada por un cuerpo intrusivo localizado a 9 km de profundidad con temperaturas entre 300 a 400°C que subyace al CVP.

A la vez, del modelado bidimensional de lineamientos de máximos de gradiente horizontal de anomalías pseudogravimétricas, se infieren dos sistemas de fallas normales en las direcciones NE-SW y NW-SE que se intersectan y cortan al basamento ígneo-metamórfico que subyace al CVP. Por su asociación espacial con el principal alineamiento de volcanes monogenéticos Cuaternarios, el sistema de fallas en dirección NW-SE es el más joven de los dos sistemas y es considerado el conducto principal por donde emergieron las lavas que edificaron las estructuras volcánicas. Además, su orientación y desplazamiento hacia el noreste sugiere una posible asociación con el régimen extensional que prevalece en la cuenca oceánica Wagner.

En cuanto al origen del CVP, éste podría estar asociado a una incipiente zona de *magmatic underplating* que suplió el magma basáltico y que fue abortado y desplazado hacia el Alto Golfo de California en respuesta a la deformación intraplaca.

Palabras clave: **Análisis espectral de anomalías magnéticas, isoterma de Curie, flujo de calor, campo volcánico El Pinacate.**

Abstract of the thesis presented by María Anaís Mancera Flores as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics

**Curie point isotherm depth and heat flow of El Pinacate volcanic field (NW Sonora, Mexico) based on spectrum analysis of aeromagnetic anomaly data**

Abstract by:

---

María Anaís Mancera Flores

The origin of El Pinacate Late Pliocene and Quaternary volcanic basaltic field (PVF) has long been a topic of debate; likewise, the structural relationship between the volcanic edifices comprising it with regional faulting. In order to provide new insight into structural and tectonic relation between the PVF and the regional faulting, from spectral and lineaments analysis, and 2D modeling of aeromagnetic anomalies of the PVF and its surroundings, we estimated the depth to the bottom of the magnetized crust, heat flow and identified fault traces.

The computed average depths to the magnetized crust indicated values between 14 and 17 km. Assuming a Curie-point isotherm of 580 °C and a thermal conductivity of 2.62 W/m K, the average computed heat flow for the PVF was 153.4 mW/m<sup>2</sup>. Based on results of shallow and intermediate crustal depths estimated from the average logarithmic slope of the magnetic power spectrum and 1-D thermal modeling, we suggest that the heat flow anomaly is due to a granitic intrusion located at 9 km deep, with temperatures of the order of 300-400°C, underlying the PVF.

Using 2D modeling of lineaments of the horizontal-gradient magnitude of pseudogravity anomalies, two sets of normal faults systems trending NE-SW (west-dipping) and NW-SE (east-dipping) were inferred, both intersect and cut the metamorphic basement that underlies the CVP. The close correlation between the principal alignment of the Quaternary monogenic volcanoes with the fault system trending NE-SW suggest that this fault system is the younger and the principal conduit through which the magma ascended building up the volcanic edifices. In addition, its orientation and displacement toward the east suggest a possible association with the extensional regime prevailing in the oceanic basin Wagner.

As to the origin of the PVF, we proposed that the geothermal and volcanic patterns of the PVF could reflect a pre-existing zone of crustal underplating which was aborted and shifted southwestward into the northern end of the Gulf of California in response to intraplate deformation.

**Key words: Spectrum and lineaments analysis of magnetic data, Curie-point isotherm, heat flow, El Pinacate volcanic field.**

## Dedicatoria

A todas aquellas personas con las que comparto un gusto por la Ciencia; a los que vienen.

## Agradecimientos

A mis padres y hermanos por su apoyo y comprensión.

A mi esposo y mejor amigo por su apoyo y empatía en los tiempos benevolentes, así como en los difíciles.

A mi director de tesis, el M. C. Juan Manuel Espinosa Cardeña, por su apoyo y disponibilidad así como al resto de mi comité: Dr. Carlos Francisco Flores Luna, Dr. Modesto Ortiz Figueroa y Dr. Jesús Roberto Vidal Solano, por sus preguntas, sus valiosos comentarios y sugerencias.

Al Dr. José Manuel Romo Jones, por su apoyo financiero en la etapa terminal de este trabajo.

Al CONACyT, por su apoyo financiero para la realización de este proyecto.

A la división de Ciencias de la Tierra de CICESE, con todos sus investigadores y personal administrativo, por abrirme las puertas y brindarme su apoyo.

A todos aquellos que han participado directa o indirectamente en mi etapa formativa, profesional y de posgrado, sembrando la semilla de la curiosidad y el gusto por la investigación, permitiéndome llegar hasta donde hoy me encuentro.

## Tabla de contenido

	Página
<b>Resumen en español</b> .....	ii
<b>Resumen en inglés</b> .....	iii
<b>Dedicatorias</b> .....	iv
<b>Agradecimientos</b> .....	v
<b>Lista de figuras</b> .....	viii
<b>Capítulo 1. Introducción</b> .....	1
1.1 Objetivos.....	4
1.2 Antecedentes.....	4
1.2.1 Geología.....	4
1.2.2 Geofísica.....	7
1.3 Marco geológico.....	8
1.3.1 Tectónica y volcanismo.....	8
1.3.2 Fisiografía.....	10
1.3.3 Litología y estratigrafía.....	11
1.3.4 Estructura.....	15
<b>Capítulo 2. Metodología y materiales</b> .....	18
2.1 Magnetometría aérea.....	18
2.2 Análisis espectral de anomalías aeromagnéticas.....	22
2.2.1 Aproximación estadística de Spector y Grant.....	23
2.2.2 Métodos del centroide.....	27
2.2.3 Estimación indirecta de flujo de calor.....	33
2.3 Estimación numérica del espectro de potencia radial.....	34
2.4 Análisis de lineamientos aeromagnéticos.....	36
2.4.1 Gradiente horizontal.....	36
2.4.2 Filtrado pasabanda acoplado (Matched bandpass filtering).....	38
2.5 Modelado de datos aeromagnéticos.....	41
2.6 Materiales base de datos aeromagnéticos.....	43
<b>Capítulo 3. Resultados</b> .....	44
3.1 Experimentos numéricos.....	44
3.2 Mapa de anomalías aeromagnéticas.....	51
3.3 Profundidades a la isoterma de Curie.....	52
3.4 Flujo de calor.....	63
3.5 Análisis de lineamientos magnéticos.....	65
3.6 Modelado de perfiles magnéticos.....	69

## **Tabla de contenido (continuación)**

<b>Capítulo 4. Discusión de resultados.....</b>	<b>73</b>
4.1 En relación a la estimación de la profundidad a la base de la corteza magnetizada a partir del análisis espectral de anomalías magnéticas y su interpretación.....	73
4.2 En relación a la estimación indirecta de flujo de calor e interpretación de resultados.....	74
4.3 En relación a la asociación de los lineamientos magnéticos con los lineamientos de los volcanes monogenéticos.....	79
4.4 En relación al origen del CVP.....	81
<b>Capítulo 5. Conclusiones.....</b>	<b>83</b>
<b>Lista de referencias.....</b>	<b>85</b>
<b>Apéndice 1. Cálculo de geotermas.....</b>	<b>89</b>

## Lista de figuras

Figura		Página
1	Localización del Campo volcánico El Pinacate y área de estudio (recuadro rojo). Fuente: Datos del mapa 2014Google, INEGI.....	1
2	Localización del área de estudio y fallas cercanas (líneas color rojo). AGC = Alto Golfo de California; CW = Cuenca Wagner. Fuente: Montoya, 2014.....	3
3	Geología regional de las rocas expuestas en la parte suroeste de Arizona y noroeste de Sonora. PIN = Pinacate; PCO = Puerto Peñasco; PBR = Provincia <i>Basin and Range</i> ; PEGC = Provincia Extensional del Golfo de California. Fuente: Sumner, 1972.....	7
4	Localización de los eventos Pre-Pinacate (Volcanismo Mioceno) y evento Pinacate (Volcanismo Plio-Cuaternario). VSC = Volcán Santa Clara; 10 = cono cinerítico Cerro Colorado; Cráteres 3 = Mac Dougal, 12 = Elegante, 1 = Molina, 2 = Moon, 7 = Kino. Fuente: Cázares, 2013.....	10
5	Litología del CVP y parte de sus alrededores. Fuente: SGM, 1980, 1996.....	13
6	Simbología de las unidades litológicas de la figura 5. Fuente: SGM, 1980, 1996.....	14
7	Porción de un perfil geológico que cruza de Oeste a Este el sector sur del campo volcánico el Pinacate (ver figura 5). Los colores indican: café, rocas volcánicas y conductos alimentadores del CVP; morado, magenta y rosa, rocas metamórficas e ígneas intrusivas, respectivamente, representativas del basamento cristalino. Fuente: SGM, 1980, 1996.....	14
8	Localización de volcanes monogenéticos del CVP. El lineamiento A-B denota la frontera entre la parte Norte y Sur del campo, indicando diferencias tectónicas significativas entre ambas partes de la frontera. Fuente: Lutz y Gutmann, 1995.....	16
9	Mapa de lineamientos de volcanes monogenéticos del CVP inferidos del análisis visual de una imagen Landsat. Fuente: Cázares, 2013.....	17

## Lista de figuras (continuación)

Figura		Página
10	a) Anomalía magnética producida por una falla en un terreno volcánico. b) Detección de la anomalía magnética a lo largo de una línea de vuelo con altura constante de una exploración aeromagnética.....	20
11	Descomposición vectorial de los elementos del campo geomagnético.....	21
12	Sección del modelo propuesto por Spector y Grant (1970) para determinar la profundidad promedio a la cima de un conjunto de prismas uniformemente magnetizados. $\bar{h}$ = profundidad promedio a la cima de los prismas; $\bar{t}$ = espesor promedio; $\bar{a}$ = largo promedio y $\bar{b}$ = ancho promedio.....	24
13	Modelo propuesto por Okubo <i>et al.</i> , (1985) para el cálculo de la profundidad promedio a la base de un conjunto de prismas; $\bar{Z}_t$ : profundidad promedio a la cima, $\bar{Z}_0$ : profundidad promedio al centroide y $\bar{Z}_b$ : profundidad promedio a la base.....	28
14	Modelo propuesto por Tanaka <i>et al.</i> , (1999) para la estimación de la profundidad a la base de una capa magnetizada; $Z_t$ : profundidad a la cima, $Z_0$ : profundidad al centroide y $Z_b$ : profundidad a la base.....	31
15	Diagrama en bloque que muestra la secuencia de pasos del algoritmo utilizado para el cálculo numérico del espectro de potencia radial y profundidades promedio a la cima y centroide de un conjunto de fuentes magnéticas a partir del análisis espectral de sus anomalías aeromagnéticas. $H(k)$ , $K(k)$ , $\Phi(k)$ = espectros de potencia radial; A, B, C, D = constantes; $Z_t$ = profundidad a la cima, $Z_0$ = profundidad al centroide y $Z_b$ = profundidad a la base.....	36
16	Esquema para localizar el valor máximo del gradiente horizontal de la anomalía pseudogravimétrica a partir del centro de la ventana de barrido de 3x3 puntos. Fuente: Blakely y Simpson (1986).....	38

## Lista de figuras (continuación)

Figura		Página
17	Ejemplo de espectro de potencia radial donde se muestra la extracción grafica de los valores de los parámetros de la función de transferencia del filtro acoplado F. Fuente: Sheriff, 2010.....	40
18	Función de transferencia de los filtros acoplados regional (triángulos) y local (rombos). Fuente: Sheriff, 2010.....	41
19	Mapa de anomalías magnéticas producido por un modelo constituido por un conjunto de 48 prismas distribuidos en una malla de 256x256 km, con diferentes profundidades y espesores.....	46
20	Espectros de potencia radial normal (abajo) y modificado (arriba) de la anomalía magnética debida a una colección de prismas dispuestos en un área de 256x256 km con diferentes profundidades y espesores. Las líneas rojas indican las bandas de armónicos seleccionadas para los cálculos de la profundidad y espesor medio utilizando el método de Okubo <i>et al.</i> , (1989).....	47
21	Modelo de una capa con magnetización aleatoria.....	48
22	Anomalía magnética generada por una capa de espesor de 1 km con magnetización aleatoria y enterrada a una profundidad de 3 km.....	49
23	Espectros de potencia radial normal (abajo) y modificado (arriba) de la anomalía magnética debida a una capa magnética con espesor de 1 km, magnetización aleatoria y enterrada a una profundidad de 3 km. Las líneas rojas indican las bandas de armónicos seleccionadas para los cálculos de la profundidad y espesor medio utilizando el método de Tanaka <i>et al.</i> , (1999).....	50
24	Mapa de anomalías magnéticas del CVP y sus alrededores, contornos cada 50 nT; recuadro en color rojo = área cubierta por los derrames del CVP; línea discontinua color negro = límite internacional con Estados Unidos; línea azul = línea de costa; AGC = Alto Golfo de California; CW = Cuenca Wagner.....	52

## Lista de figuras (continuación)

Figura		Página
25	Mapa de anomalía aeromagnética dividido para el cálculo y elaboración de mapas de profundidades a la isoterma de Curie. CVP = Campo Volcánico El Pinacate, PuPe = Puerto Peñasco; AGC = Alto Golfo de California; CW = Cuenca Wagner; línea negra discontinua = límite internacional con EE.UU.; líneas color blanco = topografía y línea de costa; líneas azules discontinuas = bloques sobrelapados; líneas rojas = bloques.....	53
26	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	55
27	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	56
28	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	57

## Lista de figuras (continuación)

Figura		Página
29	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	58
30	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	59
31	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	60
32	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	61

## Lista de figuras (continuación)

Figura		Página
33	Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.....	62
34	Mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada obtenidos utilizando los métodos de Okubo (izquierda) y Tanaka (derecha). Contornos cada 2 km. Cruces color naranja: coordenadas de los puntos de cálculo; línea discontinua color marrón: límite internacional; línea color azul: línea de costa; líneas color rojo: rasgos topográficos del CVP; CVP= Campo Volcánico El Pinacate; Az= Arizona; AGC = Alto Golfo de California.....	63
35	Mapas de flujo de calor del CVP y sus alrededores calculados a partir de las profundidades a la isoterma de Curie obtenidas utilizando el método de Okubo (izquierda) y Tanaka (derecha). Contornos cada 10 mW/m <sup>2</sup> . Línea discontinua = límite internacional, línea azul = línea de costa, líneas rojas = rasgos topográficos del CVP, Az = Arizona, AGC = Alto Golfo de California. Las cruces naranjas indican los puntos dónde fueron hechos los cálculos.....	65
36	Mapa de anomalía pseudogravimétrica del CVP. Contornos cada 1 pseudomiliga; VSC = volcán Santa Clara; CE = cráter Elegante; CC = cráter Cerro Colorado; McD = cráter Mac Dougal y K = cráter Kino; líneas color blanco = rasgos topográficos; cruces color negro = máximos de gradiente horizontal; líneas color magenta = lineamientos seleccionados; línea discontinua = límite internacional; línea color azul = línea de costa.....	67
37	Mapa de anomalía magnética reducida al polo y con filtro pasa bajas del CVP. Contornos cada 10 nT; VSC = volcán Santa Clara; CE = cráter Elegante; CC = Cerro Colorado; líneas color rosa = rasgos topográficos; líneas color blanco = lineamientos seleccionados; líneas con cruces color rosa = perfiles magnéticos; línea discontinua = límite internacional; línea azul = línea de costa.....	68

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
38 Perfil magnético P-1. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (*). Abajo: Modelo magnético (2.5D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.....	70
39 Perfil magnético P-2. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (*). Abajo: Modelo magnético (2.5D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.....	70
40 Perfil magnético P-3. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (*). Abajo: Modelo magnético (2D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.....	71
41 Perfil magnético P-4. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (*). Abajo: Modelo magnético (2D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.....	71
42 Perfil magnético P-5. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (*). Abajo: Modelo magnético (2D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.....	72
43 Comparación de estimaciones indirectas (cruces y números en color rojo) y directas (cruces y números en color azul) de flujo de calor. Izquierda, método de Okubo; derecha método de Tanaka. Línea discontinua = límite internacional, línea azul = línea de costa, líneas café = rasgos topográficos del CVP, AGC = Alto Golfo de California. Fuente: mediciones directas, Southern Methodist University, Geothermal Laboratory, Arizona data base, 2008.....	76
44 Evolución temporal de la temperatura a profundidades de 0, 1, 2 y 3 km, para una esfera con temperatura inicial de 1000 °C, con radio = 5 km y emplazada a 10 km de profundidad. Fuente: García-Estrada, 1992.....	77
45 Figura 45. Geotermas obtenidas para los siguientes casos de producción de calor por fuentes radiactivas: disminución exponencial (verde), constante (roja); sin fuentes (azul). $T_0$ = Temperatura superficial, $Z_b$ = Profundidad a la isoterma de Curie, $q_0$ = flujo de calor superficial, $k$ = conductividad térmica, $A_0$ = generación de calor, $h_r$ = estrato radiactivo.....	79

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
46 Mapa de anomalía regional reducida al polo de la región del CVP. Los puntos color salmón denotan los máximos de gradiente horizontal. Las líneas blancas muestran dos sistemas de fallas principales y los triángulos amarillos sus respectivas caídas. Línea discontinua = límite internacional; líneas rosas = rasgos topográficos; puntos negros = localización de volcanes monogenéticos.....	81

## Capítulo 1. Introducción

---

El Campo Volcánico El Pinacate (CVP) se localiza al noroeste de Sonora, México y se encuentra comprendido entre los paralelos 31.25°, 32.15° latitud Norte y los meridianos 113.15°, 113.40° longitud Oeste. Abarca un área de aproximadamente 3000 km<sup>2</sup> y forma parte del Gran Desierto de Altar decretado en 1993 como Reserva de la Biósfera (Figura 1).



**Figura 1. Localización del Campo Volcánico El Pinacate y área de estudio (recuadro rojo). Fuente: Datos del mapa 2014 Google, INEGI.**

El CVP (Figura 2) es un extenso campo volcánico basáltico alcalino que se desarrolló a mediados del Plioceno, con reactivaciones a inicios del Pleistoceno (Lynch *et al.*, 1981) y en el Reciente (Gutmann *et al.*, 2000), en los límites de la región suroeste de la provincia geológica *Basing and Range* (Cuencas y Cordilleras) del sur de California y noroeste de Sonora, México, y del flanco oriental de la Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC) conocida como Desierto de Altar (DA). Una característica distintiva del CVP es la presencia de cientos (>400) de volcanes cineríticos monogenéticos de dimensiones y altura variable esparcidos en forma aleatoria alrededor de un volcán extinto poligenético tipo escudo (volcán Santa Clara, VSC, en figura 4). Algunos de los volcanes monogenéticos han desarrollado inmensos cráteres

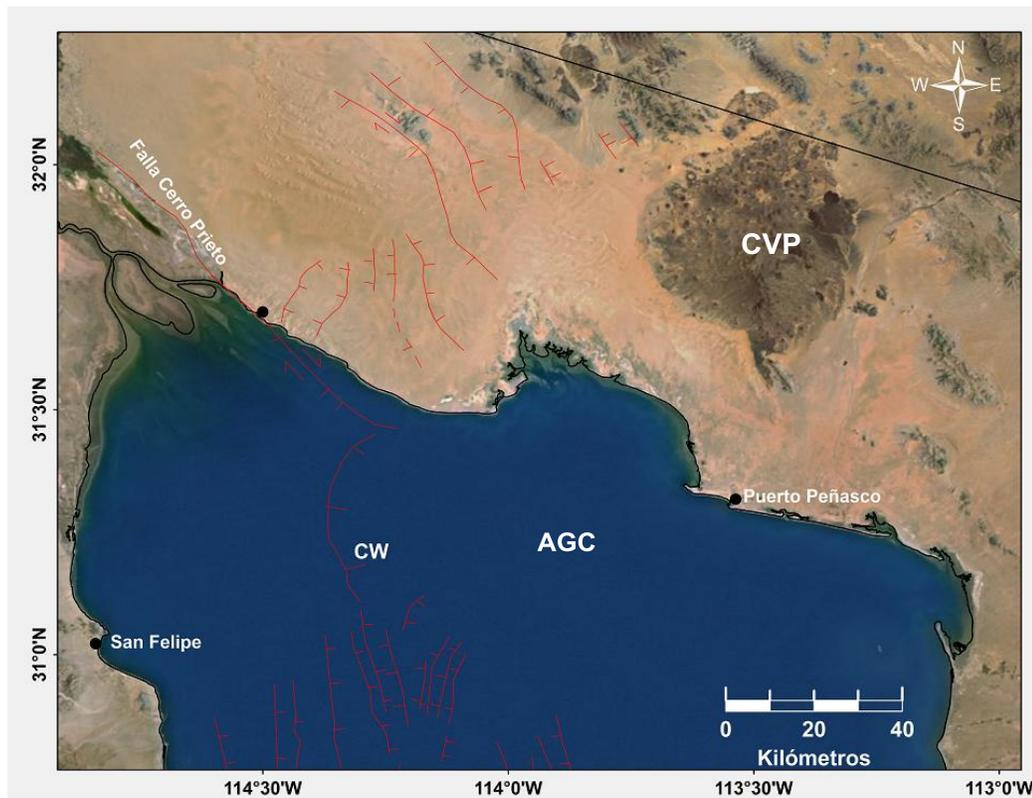
tipo Maar. La relación estructural de los edificios volcánicos del CVP con los rasgos morfológicos estructuralmente controlados por fallamiento extensional tipo *Basin and Range* o con las estructuras del límite activo transforme de placas Pacífico-Norteamérica del cercano Alto Golfo de California no es clara (Sumner, 1972.). Así mismo, su génesis tectónica, las relaciones isotópicas  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de nódulos y minerales de rocas del VSC y de los volcanes monogenéticos tienen valores comprendidos entre 0.7030 y 0.7040 indicando que provienen de material subcortical fundido (Lynch *et al.*, 1981; Lynch, 1991), posiblemente asociado con una minipluma (Goss *et al.*, 2008), y que no ha sido contaminado en su ascenso a través de la corteza continental precámbrica de grosor desconocido. Y aunque el carácter alcalino de las lavas es típico de volcanismo intraplaca continental la relación del evento o eventos volcánicos que formaron el CVP, con el proceso de apertura (*rifting*) del adyacente Golfo de California es incierta y controversial (Wood, 1974; Lynch *et al.*, 1991, Goss *et al.*, 2008, Gutmman, 2011).

Por otra parte, aunque el CVP y sus alrededores ha sido estudiado desde el punto de vista geofísico, tanto local (Wood, 1974) como regional (Sumner, 1972), los nuevos hallazgos geológicos conllevan a realizar nuevos estudios geofísicos. En este trabajo se realiza un análisis de nuevos datos aeromagnéticos del CVP y sus alrededores, compilados por el Servicio Geológico Norteamericano (USGS) en cooperación con el Servicios Geológico Mexicano (SGM), para aportar información de los edificios volcánicos concerniente a su extensión a profundidad y su asociación con el fallamiento del basamento; estimar la base de la corteza magnetizada o isoterma de Curie e inferir el flujo de calor de la zona, datos que indicarán a qué profundidad se llevó a cabo la fusión parcial de los magmas que originaron el CVP y el estado térmico actual de la corteza.

El desarrollo de los siguientes capítulos que conforman este trabajo se describe a continuación:

En el capítulo II se hace una breve descripción del método aeromagnético, del análisis espectral estadístico de anomalías magnéticas y las técnicas que se utilizaron para

estimar la profundidad a la isoterma de Curie. Así mismo de las técnicas para la extracción de lineamientos aeromagnéticos, del filtrado para el realce de anomalías y del modelado bidimensional de perfiles magnéticos. En el capítulo III se presentan los resultados de los experimentos numéricos realizados con modelos para evaluar los algoritmos computacionales utilizados para el análisis espectral de datos magnéticos, para después utilizarlos con los datos del área de estudio. También se muestran los resultados del análisis de lineamientos magnéticos y del filtrado para realzar los efectos de fuentes magnéticas locales y/o regionales; así como los del modelado de 5 perfiles magnéticos perpendiculares a los principales lineamientos magnéticos. En el capítulo IV se discuten los resultados del análisis espectral estadístico, tanto de los experimentos numéricos como de los datos, la correlación entre los lineamientos magnéticos con las fallas del basamento y edificios volcánicos y los modelos magnéticos con los rasgos geológicos y estructurales. Finalizando con las conclusiones.



**Figura 2. Localización del área de estudio y fallas cercanas (líneas color rojo). AGC = Alto Golfo de California; CW = Cuenca Wagner. Fuente: Montoya, 2014.**

## 1.1. Objetivos

### General:

Estimar la profundidad a la que se llevó a cabo el proceso de fusión parcial de los magmas que originaron el CVP y dilucidar la relación entre los conductos magmáticos de los volcanes monogénicos y los rasgos estructurales superficiales y profundos.

### Particulares:

- 1) Compilar un mapa de anomalías aeromagnéticas de la región del CVP y sus alrededores a partir de la base de datos digital del Mapa Aeromagnético de Norteamérica.
- 2) Estimar la profundidad a la isoterma de Curie y flujo de calor del CVP y sus alrededores.
- 3) Generar un mapa de lineamientos aeromagnéticos del CVP.
- 4) Modelado bidimensional de perfiles magnéticos perpendiculares a los principales lineamientos magnéticos.

La importancia del estudio radica en que, hasta la fecha, únicamente se han hecho interpretaciones locales de datos magnéticos terrestres de intensidad vertical de tres cráteres tipo maar (Wood, 1974), y gravimétricos y aeromagnéticos regionales dirigidos a determinar el espesor y fallamiento de las cuencas adyacentes al CVP (Sumner, 1972).

## 1.2. Antecedentes

### 1.2.1. Geología

De acuerdo a Gutmann (2011) el primer registro escrito de observaciones geológicas en el CVP fue hecho por el capitán Juan Mateo Manje de origen español y el padre jesuita Eusebio Francisco Kino por el año de 1701 y quizá fueron los primeros en reconocer al Volcán Santa Clara como un volcán extinto. Uno de los primeros trabajos geológicos fue realizado por Ygnacio Safford Bonillas en el año de 1910, reconociendo que los derrames del campo son principalmente basaltos que contienen cristales gruesos de

olivino y labradorita además de estudiar la morfología de ésta última y utilizar técnicas como la cristalografía óptica para entender la composición química de los cristales.

Posteriormente Ives (1936, en Gutmann, 2011) en un ensayo sobre las inundaciones de desiertos en el valle de Sonoyta, mostró el primer mapa donde se observaba de forma aproximada la extensión de los derrames de El Pinacate y sugirió que el Río Sonoyta había cambiado la dirección de su cauce debido a la erupción de los derrames.

Sumner (1972) en un estudio regional geológico y geofísico, que incluyó el Desierto de Altar, concluye que el CVP forma parte de una zona de deformación y ha sido el resultado de movimientos relativos de las placas Norteamericana y Pacífico. No se han encontrado indicios de fallas superficiales en el campo de lava, pero puede ser debido a la extrusión que tiende a eliminar expresiones superficiales; el campo de lava del Pinacate está formado por conos cineríticos y cráteres, los cuales presentan un aparente control estructural preexistente en el basamento cristalino.

Las siguientes tesis doctorales del CVP aportaron información relevante de la geoquímica, petrografía y petrología de las rocas que constituyen las lavas de CVP. Gutmann (1972), hace una amplia descripción de la geoquímica y petrografía de las unidades expuestas en el Cráter Elegante; Donnelly (1974) expone el primer estudio petrogenético del campo volcánico, en donde muestra un inventario de las estructuras, análisis mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de las lavas.

Lynch (1981) complementa el trabajo de Donnelly, en éste presenta una caracterización geoquímica y geocronológica del campo donde también generó los primeros datos isotópicos del campo así como la determinación de los parámetros petrológicos y petrogenéticos involucrados en la formación del volcán Santa Clara; a partir de medir la proporción de los isótopos de estroncio  $^{87}\text{Sr}$  y  $^{86}\text{Sr}$  en 14 muestras de lavas, se encontró una concentración baja para rocas del manto y una concentración alta para rocas corticales, con lo anterior concluyeron que las lavas de El Pinacate se originaron en el manto y ascendieron a través de la corteza terrestre sin contaminarse.

Vidal-Solano (2005) y Vidal-Solano *et al.*, (2005) caracterizan las rocas volcánicas miocénicas del CVP a partir de estudios de campo, mineralógicos, isotópicos,

petrográficos, geoquímicos y dataciones con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Identifican rocas ácidas e intermedias (andesitas, dacitas y riolitas) pertenecientes al Mioceno temprano a medio evolucionando durante el Mioceno medio a tardío a una composición de flujos basálticos y andesitas basálticas que marcan el punto de transición entre la culminación de un régimen de subducción y el comienzo de un régimen de distensión.

Vidal-Solano *et al.*, (2008) a partir de la correlación entre firmas geoquímicas de rocas volcánicas del Mioceno del CVP y la evolución tectónica del margen oeste de Norteamérica sugieren que un cambio progresivo en las fuentes del magmatismo puede estar relacionado al desarrollo de una ventana astenosférica durante el Mioceno.

Cázares (2013) en su tesis de maestría presenta un estudio del sistema maar-diatrema del cráter El Elegante, encontrando a partir de análisis estratigráfico y de facies de los depósitos de éste sus etapas eruptivas y proponiendo un modelo para la formación, evolución y crecimiento de un sistema maar-diatrema general.

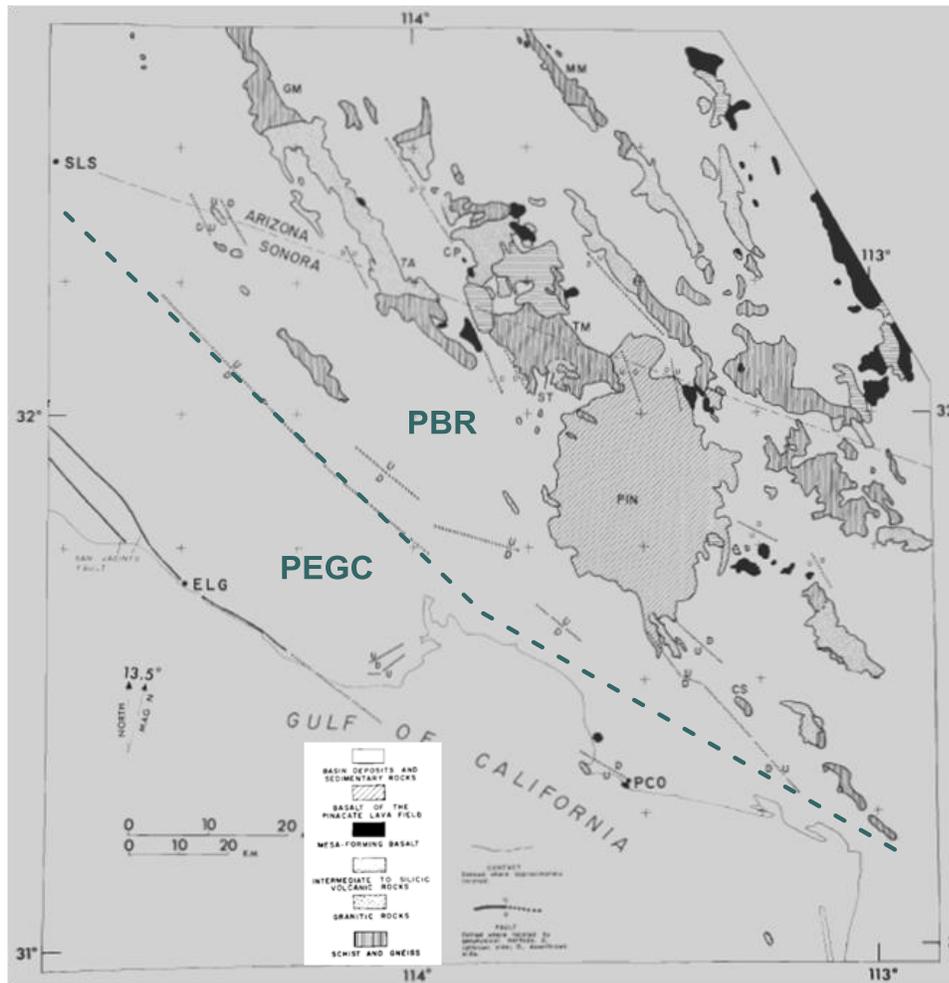


Figura 3. Geología regional de las rocas expuestas en la parte suroeste de Arizona y noroeste de Sonora. PIN = Pinacate; PCO = Puerto Peñasco; PBR = Provincia *Basin and Range*; PEGC = Provincia Extensional del Golfo de California. Fuente: Sumner, 1972.

### 1.2.2 Geofísica

Los pocos estudios geofísicos que se han hecho sobre el CVP son un levantamiento magnético terrestre de intensidad vertical de los cráteres, Mac Dougal, Molina, Cerro Colorado y Moon (números 3, 1, 10 y 2, figura 4, respectivamente), un levantamiento gravimétrico del piso del cráter Mac Dougal (Wood, 1974); y un levantamiento aeromagnético y gravimétrico regional que incluyó al Desierto de Altar y al CVP (Sumner, 1972). De la forma y amplitud de la anomalía magnética dipolar detectada del cráter Mac Dougal y aplicando la regla de la amplitud-media para un cilindro vertical, se encontró que, ésta podía ser producida por un cuerpo altamente magnetizado y cercano a la superficie, con lo cual descartaron que se tratara de una cámara magmática en

estado de enfriamiento. Al hacer el modelado directo de la anomalía mediante ensayo y error, obtuvieron una anomalía no correlacionada con la topografía y a su vez que la geometría de la fuente asemeja ya sea a un intrusivo cilíndrico (*intrusive plug*) o un enjambre de diques (*feeder dike*) más que un pico central enterrado (*buried central peak*).

Los resultados arrojados por los levantamientos magnéticos del Cerro Molina y cráter Mac Dougal, indican que ambos son chimeneas de cenizas (*tuff pipes*) con intrusiones basálticas no significativas.

Por otra parte, de los levantamientos aeromagnético y gravimétrico regionales, dirigido a determinar la profundidad al basamento cristalino y localizar fallas principales en el área, se concluye lo siguiente (Sumner, 1972): a partir de mediciones de susceptibilidad magnética y remanencia de muestras de rocas del área, se encuentra que la magnetización de las rocas es paralela a la del campo geomagnético y los rangos de los valores de susceptibilidades magnéticas (en unidades CGS) de las rocas del basamento cristalino (granitos y gneises) es de 20 a 260 x 10<sup>-6</sup>, de las rocas metamórficas de 20 a 1000 x 10<sup>-6</sup>, de los basaltos del Pinacate 600 a 1000 x 10<sup>-6</sup> (magnetización remanente de 2700 a 4000 x 10<sup>-6</sup>) y de las rocas sedimentarias < a 20 x 10<sup>-6</sup>, por lo que éstas últimas se consideraran no magnéticas; las anomalías aeromagnéticas presentan una orientación principal N40°-50°W, patrón magnético que es paralelo al sistema de fallas del *Basing and Range* y fallas de rumbo del sistema San Andrés-Golfo de California; a partir del modelado bidimensional tipo Talwani de las anomalías gravimétricas y aeromagnéticas, se encontró un salto vertical del basamento de aproximadamente 3 km con caída al oeste que delimita el margen este-sureste de la Cuenca de Altar, actividad relacionada con procesos de extensión de la PEGC.

### **1.3. Marco geológico**

#### **1.3.1 Tectónica y volcanismo**

El CVP se encuentra dentro de los límites accidentales de la Provincia del *Basin and Range* (PBR) del sur de California y noroeste de México y flanco oriental de la Provincia

Extensional del Golfo de California (PEGC) (Figura 3). La evolución geodinámica de la PBR está asociada a cambios del ángulo de subducción de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica en el Eoceno (< 60 Ma) que produjeron una fase de extensión regional E-W caracterizada por Cuencas y Sierras alargadas según una dirección N-S a NNW-SSE paralelas a la trinchera (Thierry *et al.*, 2011). La evolución geodinámica de la PEGC está asociada a un cambio de un régimen de subducción al desarrollo de un *rift* continental (Proto-Golfo de California) y a un *rift* oceánico (Golfo de California) con transferencia de la Península de California a la Placa Pacífico durante el Mioceno tardío-Plioceno (<12 Ma) lo que provocó la configuración actual del límite de Placas Pacífico-Norteamérica (Martin-Barajas *et al.*, 2002). El origen del CVP podría estar relacionada con extensión generada por la fase *Basin and Range*, probablemente reactivada por una extensión posterior relacionada con la apertura del Golfo de California. Sin embargo, la superposición de una deformación extensional neógena sobre una deformación extensional paleógena o más antigua, hace que la afinidad tectónica del volcanismo del Pinacate permanezca incierta (Gutmann, 2011).

El volcanismo del CVP se ha dividido en dos eventos: pre-Pinacate y Pinacate. El evento Pre-Pinacate, está formado por una secuencia volcánica basáltica del Mioceno inferior (~ 20 Ma) y una secuencia volcánica del Mioceno medio (~12-15 Ma) constituida por andesitas y dacitas calcoalcalinas, riolitas de alto sílice (evolucionando hacia líquidos peralcalinos) y basaltos mesa con carácter alcalino de transición. Las firmas geoquímicas de los afloramientos localizados hacia el Este sugieren como fuente un viejo manto litosférico Precámbrico mientras que los basaltos localizados hacia el Oeste están relacionados a la mezcla de componentes litosféricas y astenosféricas. Estos cambios en la fuente magmática, se sugiere están asociados a la evolución tectónica de la parte Oeste del Cratón de Norte América. Las lavas voluminosas y primitivas, originadas por un grado de fusión más alto y un acceso fácil hacia la superficie, revelan la presencia de una litósfera delgada durante el Cuaternario (Vidal-Solano *et al.*, 2008). En tanto que el evento Pinacate (Plioceno-Cuaternario), constituido esencialmente de basaltos a traquitas alcalino-sódicas generadas en un ambiente intraplaca continental (anorogénico) con firmas geoquímicas similares a *OIB* (*Ocean Island Basalts*), que reflejan una fuente mantélica (Cázares, 2013). (Figura 4).

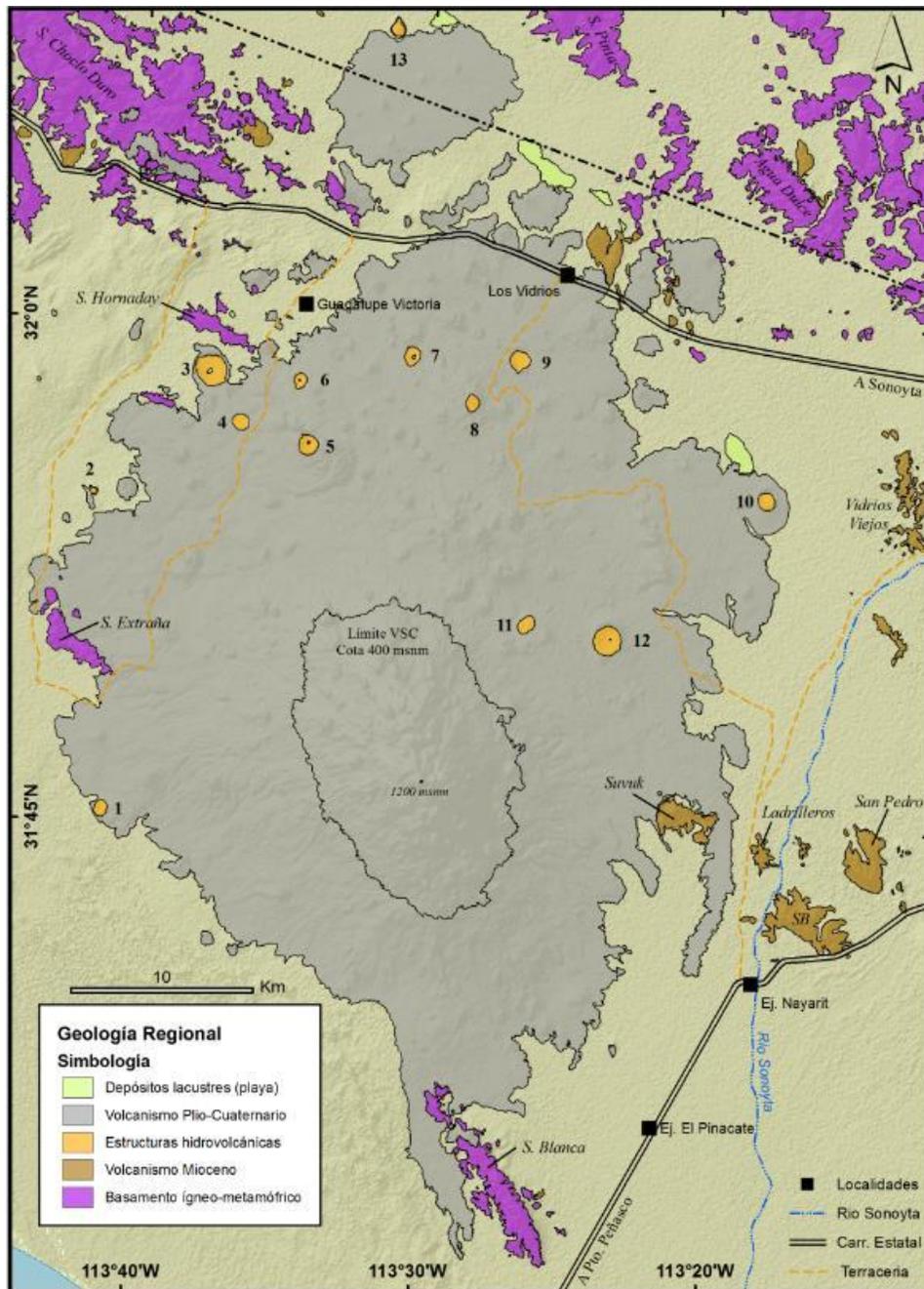


Figura 4. Localización de los eventos Pre-Pinacate (Volcanismo Mioceno) y evento Pinacate (Volcanismo Plio-Cuaternario). VSC = Volcán Santa Clara; 10 = cono cinerítico Cerro Colorado; Cráteres 3 = Mac Dougal, 12 = Elegante, 1= Molina, 2= Moon, 7= Kino. Fuente: Cázares, 2013.

### 1.3.2. Fisiografía

El CVP forma parte de la provincia fisiográfica del Desierto de Sonora caracterizada por el arreglo en forma paralela y discontinua de extensos valles y cordilleras alargadas

orientadas en dirección NNW-SSE (Figura 3). La región oriental del CVP está dominada por campos de dunas móviles de hasta más de 100 metros de altura, playas pequeñas, llanuras aluviales con dunas y lechos de arroyo antiguos, todos ellos con topografías suaves y a alturas de entre 100 y 200 metros sobre el nivel del mar. Se cree que la arena presente en el campo se originó debido al proceso de erosión de sierras granitoides y metamórficas de la región (Solis-Limón, 2003). La región centro-oriental está caracterizada por cientos de montículos y colinas de hasta 200 m de altura formados por edificios volcánicos que describen una morfología tortuosa y accidentada. Por sus dimensiones y altura destaca el escudo extinto Santa Clara (VSC, figura 4) con tres picos: Pinacate, Carnegie y Medio, que en conjunto alcanzan una altitud promedio de 1200 m.s.n.m. Además, el volcán cinerítico cerro Pinacate (1000 m) y el cráter Elegante (250m de profundidad). En general, el complejo volcánico está constituido por flujos de lava, conos cineríticos (>400) y cráteres gigantes (10) tipo Maar. Ejemplos de éstos últimos son: el Cerro Colorado, el cráter Mac Dougal, el cráter Molina y el de la Luna (números 10, 3, 1, 2 en figura 4). Este último, al estar aislado del resto, se supone no estar relacionado con ellos.

### **1.3.3. Litología y estratigrafía**

De acuerdo a las cartas geológicas Puerto Peñasco y Los Vidrios de escala 1: 250,000 compiladas y editadas por el INEGI (Figura 5), las unidades litológicas que afloran en el área de estudio abarcan un rango estratigráfico que abarca del Precámbrico al Reciente de rocas metamórficas, ígneas (intrusivas, extrusivas) y sedimentarias. Se observa en dichas cartas que las rocas más antiguas que afloran en el área son gneises precámbricos, también están presentes masas menores de rocas graníticas y esquistos. Rocas metamórficas (esquistos, gneises) de edad paleozoica afloran al noreste, sureste y noroeste del CVP. También, se observan intrusivos graníticos (cuarzo monzonita a tonalita) del Cretácico asociados con los plutones que conforman el Batolito Sonorense. Basaltos y andesitas del Terciario que forman mesetas, aparentemente falladas, están ampliamente esparcidas en el sector oeste del área, El Cuaternario está representado por el CVP, el cual comprende las rocas volcánicas más jóvenes expuestas con edades que van del Pleistoceno (Volcán Santa Clara) al Holoceno (>400 volcanes cineríticos). Estas rocas afloran en más del 80% del área de

estudio, están constituidas por coladas de basaltos alcalinos de olivino. Gran parte del área está cubierta por aluvi3n que se encuentra rellenando los valles intermontanos y las partes bajas del 1rea.

Siguiendo a Sumner (1972), Lynch (1981), Gutmann (2011) e INEGI (2002), se describe la columna estratigr1fica general que se esperar1a en el 1rea cubierta por los derrames del CVP. Esta consiste de: un basamento Prec1mbrico-Paleozoico (1200 a 245 Ma) y Mesozoico (245-66 Ma) de rocas metam3rficas (gneises, esquistos) e 1gneas intrusivas (granodiorita, granito, tonalita, gabro) que subyacen a sedimentos continentales (gravas y areniscas) de posible edad Eoceno Temprano (~57 Ma) y a rocas volc1nicas (basaltos, andesitas) de edad Oligoceno-Mioceno temprano (<25 Ma). Estas 1ltimas est1n sobreyacidas por sedimentos cl1sticos continentales y marinos del Mioceno medio (15 Ma) y sedimentos marinos (lutitas, arenisca y areniscas conglomer1ticas) del Mioceno tard1o-Plioceno (6.5 a 1.6 Ma). Hacia la cima, la secuencia est1 compuesta por rocas volc1nicas y sedimentos fluviales y aluviales de edad Pleistoceno-Reciente (1.6- <0.01 Ma), estos 1ltimos depositados por el r1o Sonoyta. La secuencia de rocas volc1nicas Cuaternarias corta toda la columna estratigr1fica y se desarrolla sobre sedimentos fluviales y aluviales. La actividad volc1nica registrada (evento Pinacate) es de dos tipos (Vidal-Solano *et al.*, 2005): volcanismo poligen1tico (1.7 – 0.78 Ma) y monogen1tico (~1 Ma– Hist3rico). En el primer evento se edifica en la regi3n centro sur del campo un volc1n tipo escudo (Santa Clara) alineado en direcci3n NNW-SSE que alcanza una altura de 1200 m.s.n.m. 1ste, est1 constituido por una serie que evoluciona de basaltos hasta traquitas s3dicas, pasando por hawaitas, mugearitas y benmore1tas. En el segundo evento se generan alrededor del volc1n Santa Clara m1s de 400 mont1culos con poca altura y pendiente muy inclinada, constituidos por flujos de lavas fundidas a lo largo de una fisura o alrededor de un canal central (*spatter cones*). Algunos de los cuales desarrollan actividad hidrovulc1nica intermitente (cr1teres tipo Maar). La composici3n de las lavas var1a de basaltos a hawaitas.





Figura 6. Simbología de las unidades litológicas de la figura 5. Fuente: SGM, 1980, 1996.

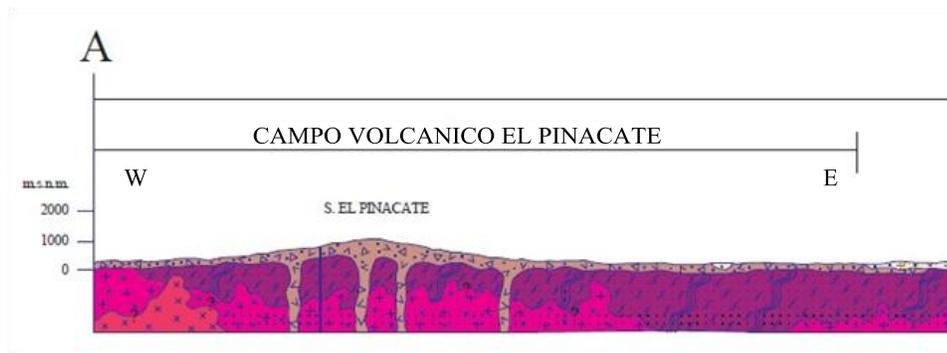
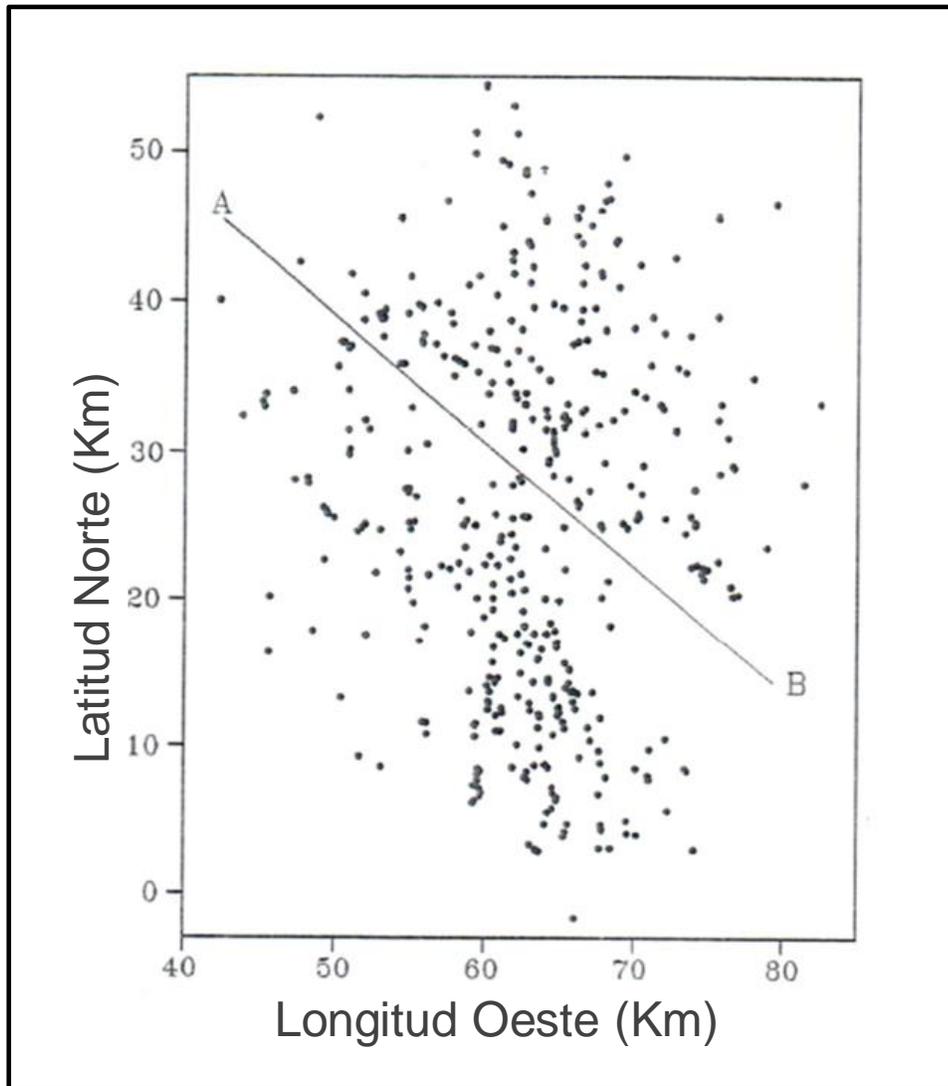


Figura 7. Porción de un perfil geológico que cruza de Oeste a Este el sector sur del campo volcánico el Pinacate (ver figura 5). Los colores indican: café, rocas volcánicas y conductos alimentadores del CVP; morado, magenta y rosa, rocas metamórficas e ígneas intrusivas, respectivamente, representativas del basamento cristalino. Fuente: SGM, 1980, 1996.

### 1.3.4. Estructura

El CVP se localiza al norte de un salto vertical en el basamento, inferido a partir del modelado bidimensional de datos gravimétricos y magnéticos, de aproximadamente 3 km con caída hacia el oeste que delimita el margen este-sureste de la PEG (Sumner, 1972). Además, discurre adyacente al lineamiento regional con dirección NW-SE conocido como Límite del Cratón, una posible frontera estructural que marca la aparición súbita hacia el oeste de rocas metamórficas precámbricas (Von der Haar y Hower, 1984). A partir del análisis morfológico de los edificios volcánicos del CVP se ha inferido la presencia de direcciones estructurales preferenciales orientadas N50°E y N40°W (Dymesich y Blackerby, 1985; en Gutmann, 2001). Así mismo, a partir del análisis estadístico de la distribución geográfica de los volcanes monogenéticos se han encontrado alineaciones significativas en las direcciones N10°E, N20°W y N55°W (Lutz y Gutmann, 1995; Cázares, 2013) (Figura 8 y Figura 9). Las tendencias N40°W, N55°W y N20°W, posiblemente se relacionen con antiguas fallas asociadas a la extensión cenozoica, (*Basin and Range*) caracterizada por sistemas de fallas normales que forman elementos de tipo *horsts* y *graben* o series de semi-grabens escalonados con direcciones de extensión que varían entre N50°E y N70°E. En tanto que la tendencia N10°E con la evolución de la falla transforme San Jacinto-Cerro Prieto del sistema San Andrés-Golfo de California en el Plioceno y la tendencia N50°E, y el mismo campo, posiblemente reflejen la extensión oblicua de la Cuenca Wagner, un incipiente centro de dispersión de piso oceánico localizado al suroeste (Gutmann, 2011) en el alto Golfo de California. Debido a que el patrón estructural de la PEG está sobrepuesto al patrón estructural de la PBR, donde la mayor parte de la deformación es más antigua, hace cuestionar la sugerida relación estructural entre el CVP y los rasgos estructurales extensionales que caracterizan a las PBR y PEG (Gutmann, 2011).



**Figura 8. Localización de volcanes monogenéticos del CVP. El lineamiento A-B denota la frontera entre la parte Norte y Sur del campo, indicando diferencias tectónicas significativas entre ambas partes de la frontera. Fuente: Lutz y Gutmann, 1995.**

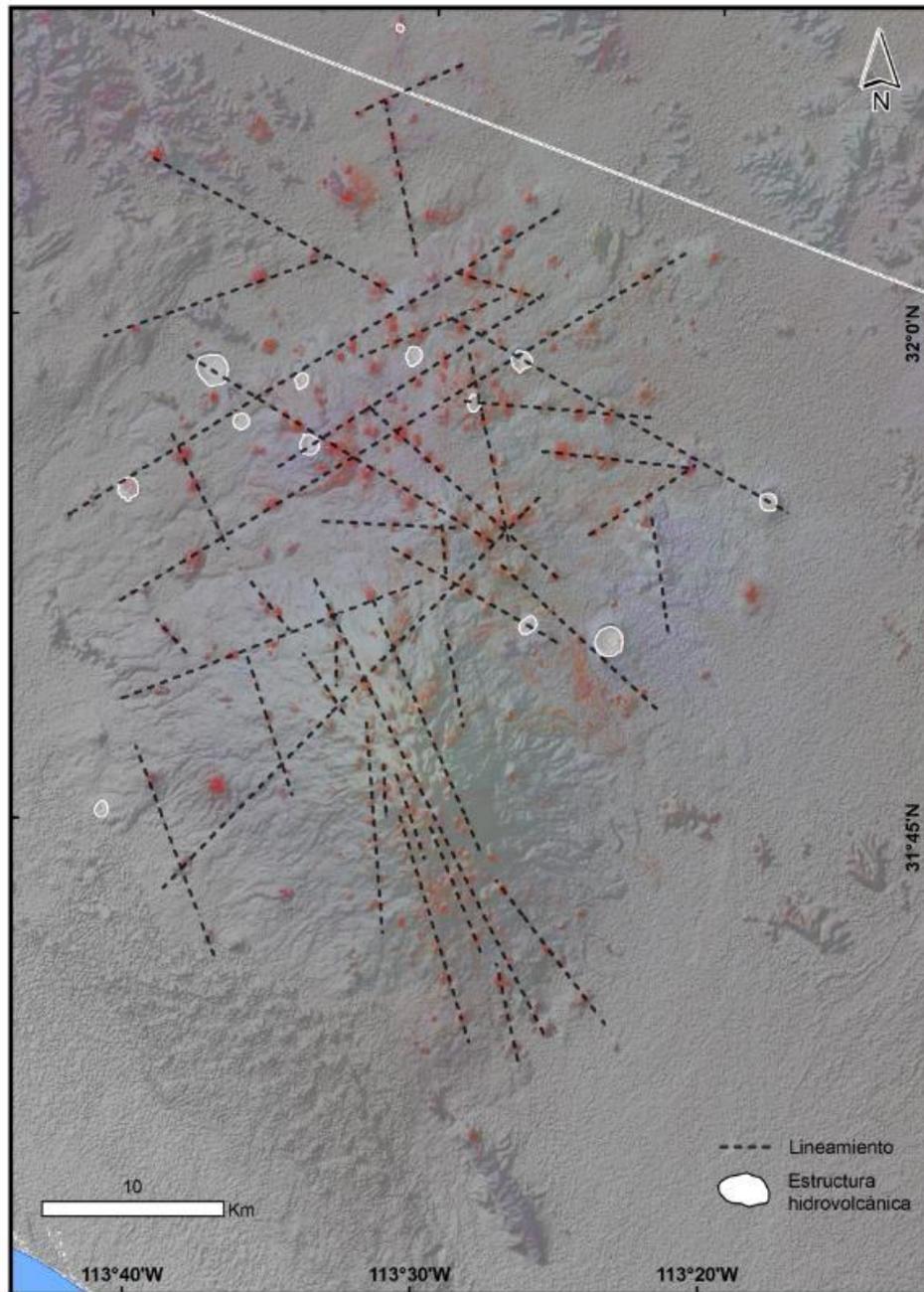


Figura 9. Mapa de lineamientos de volcanes monogenéticos del CVP inferidos del análisis visual de una imagen Landsat. Fuente: Cázares, 2013.

## Capítulo 2. Metodología y materiales

---

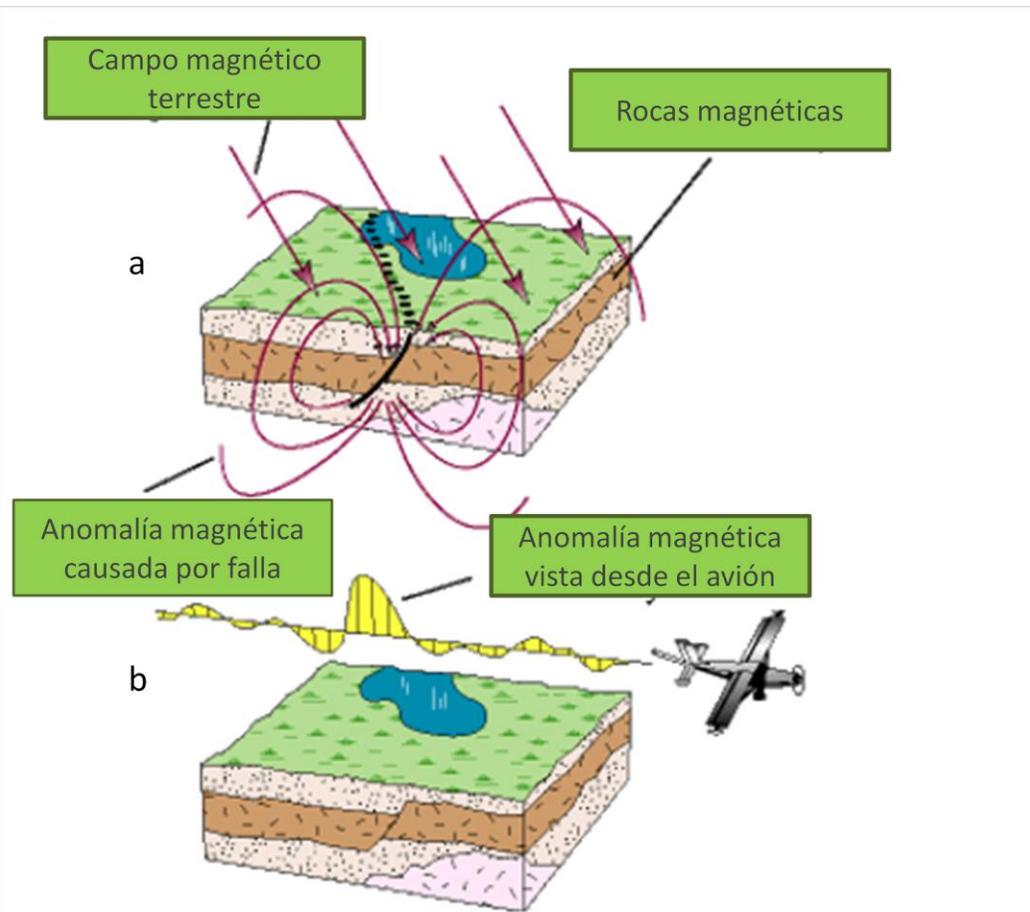
En este capítulo se describen los fundamentos del método aeromagnético de las técnicas empleadas para la estimación de la profundidad a la isoterma o punto de Curie, del flujo de calor, de la extracción de lineamientos magnéticos y del modelado de perfiles magnéticos del CVP y sus alrededores, así como el material utilizado.

### 2.1 Magnetometría aérea

La magnetometría aérea es una técnica utilizada en la exploración geofísica cuya función es medir las variaciones o anomalías del campo geomagnético y vincularlas con su posible estructura geológica en el subsuelo (Figura 10).

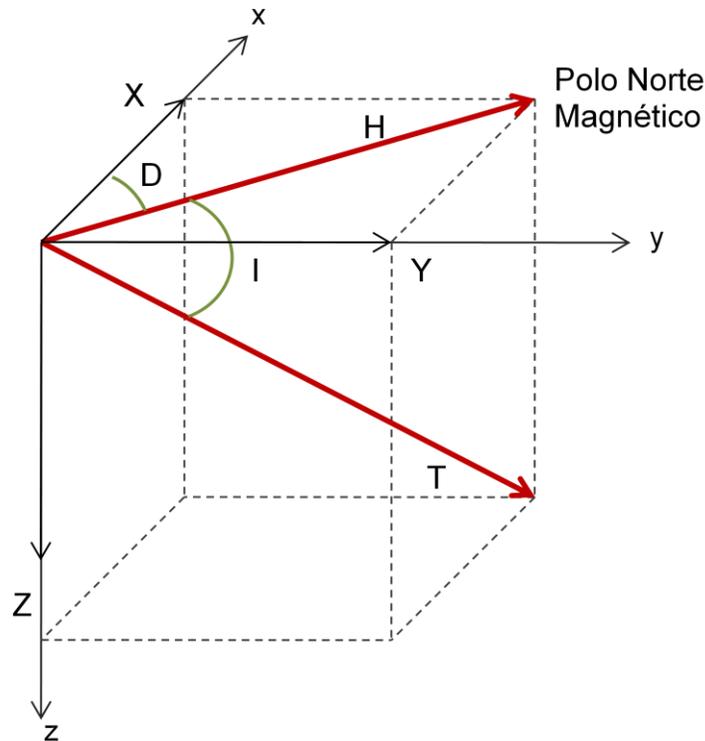
Esencialmente, los reconocimientos aeromagnéticos registran cambios en la distribución del mineral accesorio magnetita, considerado el principal portador de la magnetización de las rocas y puede ocurrir en concentraciones de 0.1 a 0.5 % en muchos tipos de rocas. Concentraciones tan bajas de 0.02 % pueden detectarse por los reconocimientos aeromagnéticos modernos. La principal ventaja de este método geofísico de reconocimiento es su eficacia para detectar rocas magnéticas en áreas cubiertas por: vegetación, agua, nieve y sedimentos recientes, lo que lo hace independiente de las condiciones superficiales del terreno; además, elimina las perturbaciones del campo magnético debido a causas superficiales como: objetos metálicos, concentraciones de magnetita en suelos y aluviones, afloramientos de coladas volcánicas, etc. Esto se debe a que el efecto de la masa magnética es inversamente proporcional al cubo de su distancia al sensor del equipo de medición (magnetómetro). Por otra parte, es uno de los métodos más rápidos y económicos que se emplean para realizar mapeos regionales de reconocimiento geológico desde escalas 1:1,000 hasta 1:1,000,000. El principal inconveniente del método aeromagnético es el ensanchamiento de las anomalías con la altitud del detector, lo que origina que anomalías de distintos orígenes y profundidades se confundan en una sola (efecto de superposición) cuando las observaciones se realizan a gran altura. En general, se admite que la altura del vuelo debe ser tal que corresponda a la distancia mínima que debe existir entre dos anomalías magnéticas para que éstas aparezcan separadas en

los perfiles o mapas, para esto se adopta una trayectoria de líneas de vuelo perpendiculares al patrón estructural que prevalece en la región de estudio. La distancia entre perfiles puede variar entre algunos kilómetros y algunas decenas de kilómetros dependiendo de la naturaleza de la investigación. La altura de vuelo con relación al suelo varía entre una centena de metros para investigaciones de objetos relativamente pequeños y poco profundos a miles de metros cuando se trata de estudiar estructuras corticales profundas. En el primer caso el vuelo se realiza paralelo al terreno, mientras que en el segundo se lleva a cabo a una altitud constante. El tipo de magnetómetros que más se utilizan en la exploración magnética son del tipo *fluxgate* y precesión nuclear que alcanzan precisiones de 0.01 nano Teslas. El primero utiliza un sensor de núcleo saturable y tiene su fundamento en el fenómeno de saturación de un circuito magnético. En tanto que el segundo, su principio está basado en el fenómeno de resonancia o precesión de los núcleos atómicos de una sustancia al aplicarle un campo magnético (Reynolds, 1998).



**Figura 10. a) Anomalía magnética producida por una falla en un terreno volcánico. b) Detección de la anomalía magnética a lo largo de una línea de vuelo con altura constante de una exploración aeromagnética.**

En cuanto al campo geomagnético, éste es similar al que produciría un dipolo alineado con el eje de la Tierra. Sus elementos principales se muestran en la figura 11. La intensidad total ( $T$ ), inclinación ( $I$ ) y declinación ( $D$ ) magnética varían con respecto a la longitud y latitud.  $T$  es el vector resultante de la suma de las tres componentes principales ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ).  $I$  es el ángulo entre  $H$  y  $T$ ,  $D$  es el ángulo entre el eje  $x$  y el polo norte magnético medido a partir del polo norte geográfico y en el sentido de las manecillas del reloj. Debido a que la dirección positiva del vector magnético está definida como la dirección norte del polo magnético, el polo sur geográfico es el polo norte magnético de la Tierra y viceversa



**Figura 11. Descomposición vectorial de los elementos del campo geomagnético.**

La intensidad de campo magnético total está dada por la ecuación (2.1)

$$T = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (2.1)$$

Donde: T es la intensidad de campo magnético total, H la componente horizontal, Z la componente vertical, X el norte geográfico y Y el este geográfico.

En el Sistema Internacional se utilizan las nano Teslas como unidades de intensidad de campo magnético total, 1 nano Tesla = 1 gamma =  $10^{-5}$ Gauss.

Las anomalías magnéticas son producidas por ciertos minerales como la magnetita, ilmenita y pirrotina, que se encuentran distribuidos tanto en rocas de la superficie como del subsuelo. La forma y amplitud de la respuesta magnética dependen de la geometría, rumbo, profundidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente de la unidad litológica que produce la anomalía, así como por la inclinación (I) y

declinación (D) magnética del sitio. El valor de anomalía magnética se obtiene a partir de la relación (2.2):

$$\Delta T = \{[T_{obs} \pm T_{vd}] - T_{IGRF}\} \quad (2.2)$$

Donde:  $\Delta T$  = Anomalía magnética;  $T_{obs}$  = Intensidad magnética observada;  $T_{vd}$  = Corrección por variación diurna (variación temporal del Campo Geomagnético);  $T_{IGRF}$  = Campo Geomagnético Internacional de Referencia (modelo matemático del Campo Geomagnético que describe la variación de éste en función de la latitud, longitud y tiempo).

La interpretación de datos aeromagnéticos puede realizarse en 3 etapas:

1. Análisis cualitativo de mapas y/o perfiles y realce de anomalías mediante técnicas como: filtrado espacial, gradiente horizontal, señal analítica, reducción al polo, *matched filter*, etc. con el fin de correlacionar dichas anomalías con los rasgos geológicos.
2. Análisis cuantitativo mediante modelado directo y/o inverso, bidimensional y/o tridimensional de mapas o perfiles. Tanto para el caso de modelado directo e inverso, se define un modelo inicial compuesto por una serie de cuerpos con ciertas propiedades magnéticas para calcular la anomalía teórica que producen y compararla con la observada.
3. Integración de datos magnéticos y geológicos en forma de mapas.

## 2.2. Análisis espectral de anomalías aeromagnéticas

El análisis espectral es una técnica del procesamiento de señales que consiste en el tratamiento digital de éstas en forma de ondas en el dominio de las frecuencias con el propósito de extraer información de su espectro, posición o de su amplitud. La señal se modela como un proceso estocástico (sinónimo de probabilístico y aleatorio) el cual representa una amplia clase de señales con considerable complejidad. En el caso de la exploración aeromagnética el campo magnético se modela como un campo estocástico, que representa una señal compleja producida por la suma de la contribución de diversas señales cuyas fuentes son de diferentes tamaños y se localizan a diferentes

profundidades. Para separar las señales de diferentes longitudes de onda se utiliza la técnica del filtrado digital y para estimar la profundidad y dimensiones de las fuentes se analiza el espectro de potencia radial (se le ha quitado la dependencia angular) que muestra cómo la potencia de la señal es distribuida en función de la frecuencia espacial. A partir del ajuste de rectas a segmentos lineales del espectro, se estiman las profundidades promedio a la cima, centroide y base de las fuentes magnéticas, ésta última conocida como la profundidad al punto o superficie de Curie, temperatura a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas (Tarbuck y Lutgens, 2005). A continuación se describen los métodos que se utilizaron para estimar la profundidad a la isoterma de Curie en el área de estudio partiendo de los fundamentos estadísticos-probabilísticos en que se basan los métodos aplicados.

### 2.2.1. Aproximación estadística de Spector y Grant

Se parte de que la anomalía aeromagnética es el resultado exclusivo de los efectos de un conjunto homogéneo (ensamble) de prismas rectangulares magnetizados uniformemente y dispuestos en un rango más o menos constante de profundidades (Figura 12). Su espectro de potencia total se puede escribir según la sumatoria (2.3)

$$E(k, \theta) = \sum_{i=1}^j C_i H_i T_i S_i R_{Ti} R_{Mi} \quad (2.3)$$

Donde:

$$k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2},$$

$$\theta = \arctan\left(\frac{k_x}{k_y}\right)$$

$$C = 4\pi^2 k^2; H = e^{-2hk}; T = (1 - e^{-tk})^2;$$

$$S = S^2(k, \theta) = \frac{\text{sen}(ak \cos \theta) \text{sen}(bk \cos \theta)}{ak \cos \theta \ bk \cos \theta}$$

$$R_T = R_T^2(\theta) = [n^2 + (l \cos \theta + m \sin \theta)^2]$$

$$R_M = R_M^2(\theta) = [N^2 + (L \cos \theta + M \sin \theta)^2]$$

Con:  $i$  = número de cuerpos;  $k$  = número de onda o frecuencia espacial angular (ciclos/km);  $h$  = profundidad a la cima del prisma [km];  $t$  = espesor del prisma [km];  $a$  y  $b$  = largo y ancho del prisma [km], respectivamente;  $n$ ,  $l$ ,  $m$  y  $N$ ,  $L$ ,  $M$  = cosenos directores del vector de campo geomagnético  $T$  [ $A/m^2$ ] y de la magnetización  $M$  [nT], respectivamente.

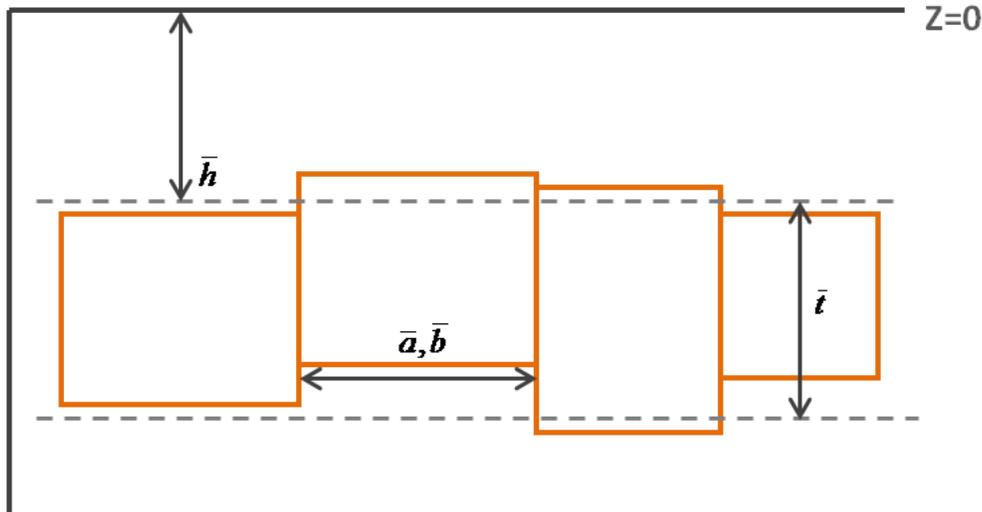


Figura 12. Sección del modelo propuesto por Spector y Grant (1970) para determinar la profundidad promedio a la cima de un conjunto de prismas uniformemente magnetizados.  $\bar{h}$  = profundidad promedio a la cima de los prismas;  $\bar{t}$  = espesor promedio;  $\bar{a}$  = largo promedio y  $\bar{b}$  = ancho promedio.

Considerando que el campo magnético es la realización de un proceso estocástico, los parámetros que definen el modelo ( $h$ ,  $t$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $M$ ) se conciben como variables aleatorias que integran un espacio-muestra de posibles valores. La esperanza o el valor más probable puede expresarse según la fórmula (2.4) (Spector y Grant, 1970):

$$\langle E(k, \theta) \rangle = \int \dots \int E(k, \theta) * \Phi(a, b, t, h, l, D, M) dV \quad (2.4)$$

Donde  $\Phi$  denota la función de distribución de probabilidad conjunta y  $\langle \rangle$ , el valor esperado.

Para resolver la integral se asume que los parámetros de la función de probabilidad varían independientemente uno con respecto del otro de modo que puede escribirse que:

$$\Phi(a, b, t, h, I, D, M) = \Phi(a) \Phi(b) \Phi(t) \Phi(h) \Phi(I) \Phi(D) \Phi(M), \text{ por lo tanto}$$

$$\langle E(k, \theta) \rangle = 4\pi^2 \langle M \rangle^2 \langle R_T^2(\theta) \rangle \langle R_M^2(\theta) \rangle \langle e^{2hk} \rangle \langle (1 - e^{-tk})^2 \rangle \langle S^2(k, \theta) \rangle \quad (2.5)$$

Si además se asume que a la anomalía magnética se le ha eliminado la asimetría por efecto de la Inclinación y Declinación del campo geomagnético, operación conocida como Reducción al Polo, es decir, que para un conjunto grande de cuerpos, los valores promedio tanto la Inclinación como la Declinación de éstos no difiere en gran medida de la Inclinación y Declinación del campo geomagnético, se pueden intercambiar los términos  $R_M^2 = R_T^2$  en la ecuación (2.5).

Definiendo una nueva forma para el espectro de potencia de la ecuación (2.5)

$$\langle EPR(k, \theta) \rangle = \frac{\langle E(k, \theta) \rangle}{R_T^4(\theta)} = 4\pi^2 M^2 \langle e^{-2hk} \rangle \langle (1 - e^{-tk})^2 \rangle \langle S^2(k, \theta) \rangle \quad (2.6)$$

El espectro de potencia es un espectro bidimensional que puede condensarse en un espectro unidimensional, por ejemplo un espectro radial:

$$\langle EPR(k) \rangle = 4\pi^2 M^2 \langle e^{-2hk} \rangle \langle (1 - e^{-tk})^2 \rangle \langle S^2(k) \rangle \quad (2.7)$$

Aplicando logaritmos naturales a ambos miembros de (2.7) se pueden desasociar los productos

$$\text{Ln}\langle EPR(k) \rangle = \text{Ln}(4\pi^2 M^2) + \text{Ln}\langle e^{-2hk} \rangle + \text{Ln}\langle (1 - e^{-tk})^2 \rangle + \text{Ln}\langle S^2(k) \rangle \quad (2.8)$$

Con

$$S^2(k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |S(k, \theta)|^2 d\theta \quad (2.9)$$

Quedando por definir la forma que se le asignará a las funciones de probabilidad. Por su facilidad de tratar analíticamente, se adopta la de tipo rectangular uniforme de

Spector y Grant (1970). Analizando los factores H, T y S de la ecuación (2.3), se encuentra que para valores de  $k$  menores a  $1/t$  que,  $\langle e^{-2hk} \rangle \cong e^{-2\bar{h}k}$

El logaritmo natural de este factor aproxima a una línea recta cuya pendiente,  $m$ , es  $-2\bar{h}$ , por lo tanto se tiene que la profundidad promedio del ensamble es:

$$\bar{h} = -\frac{m}{2k} \quad (2.10)$$

Si la expresión  $\ln\langle EPR(k) \rangle$  es graficada en función de la frecuencia, dada en ciclos/km, entonces, el decaimiento de las pendientes del espectro de potencia radial a frecuencias menores y mayores, describirán las profundidades a las fuentes magnéticas profundas y someras, respectivamente.

Además, encuentran que al combinar los últimos dos sumandos de la ecuación (2.8), relacionados con el espesor y dimensiones horizontales del ensamble, respectivamente, el efecto que se produce es la introducción de un pico en el espectro de potencia radial localizado en los números de onda pequeños, desplazándose hacia frecuencias más bajas a medida que se incrementa el valor del espesor. Si en la práctica no se encuentra este pico, es posible que se necesite incrementar el área de la anomalía aeromagnética donde se está calculando el espectro de potencia radial. En cuanto al efecto que introduce en el espectro el último sumando de la ecuación (2.8), relacionado con el ancho ( $a$ ) y largo ( $b$ ) del ensamble es el producir un decaimiento más rápido del espectro, afectando la estimación de la profundidad promedio de la cima del ensamble.

Este modelo estadístico ha representado la base de sustentación de técnicas computacionales aplicadas a mapas aeromagnéticos para estimar la profundidad a la isoterma de Curie (por ejemplo: Smith *et al.*, 1974; Connard *et al.*, 1983, Okubo *et al.*, 1985; Blakely, 1988; Tanaka *et al.*, 1999). Entre ellos destacan especialmente por las innovaciones que hacen las de Okubo *et al.*, (1985) y de Tanaka *et al.*, (1999) que extienden la metodología determinística de Bhattacharyya y Leu (1977) para encontrar profundidades a la base de fuentes magnéticas a partir del análisis espectral de

anomalías magnéticas aisladas, a la metodología estadística de Spector y Grant (1970). Ambas técnicas pertenecen al grupo de técnicas espectrales para estimar profundidades a la isoterma de Curie conocidas como el Método del Centroide.

Antes de aplicar estas técnicas a los datos aeromagnéticos del área de estudio, se probaron utilizando datos sintéticos obtenidos con modelos representativos, cuyos resultados se muestran en el subcapítulo Experimentos Numéricos (3.1) del capítulo de Resultados (III). A continuación se describe brevemente cada método.

### 2.2.2 Métodos del Centroide

Okubo *et al.*, (1985), siguiendo a Bhattaharyya y Leu (1977) estimaron la profundidad al centroide,  $z_0$  de un conjunto de fuentes magnéticas constituidas por prismas rectangulares (Figura 13), como paso previo al cálculo de la profundidad a la base,  $z_b$  de la corteza magnética a partir de la siguiente relación:

$$z_b = 2z_0 - z_t \quad (2.11)$$

Donde  $z_t$  es la profundidad a la cima de las fuentes.

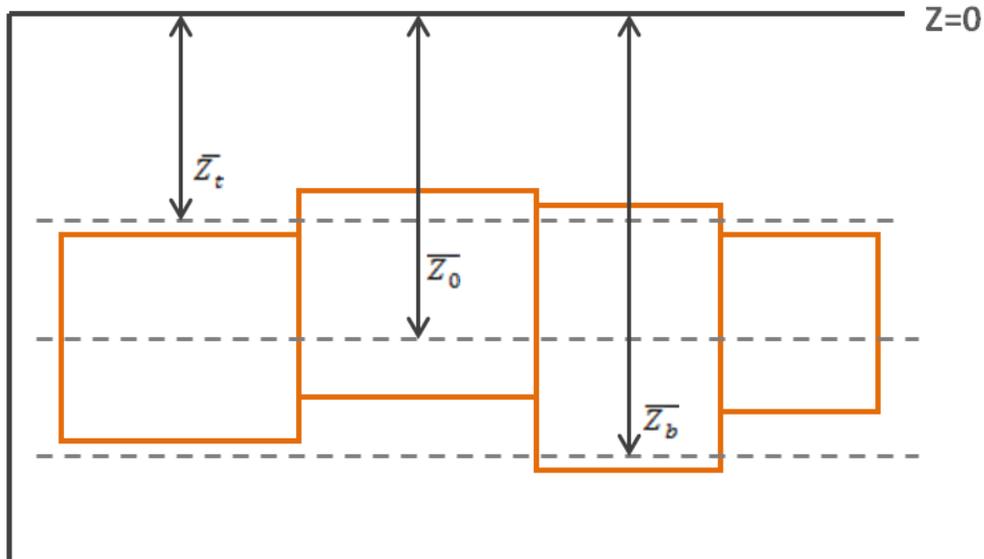


Figura 13. Modelo propuesto por Okubo *et al.*, (1985) para el cálculo de la profundidad promedio a la base de un conjunto de prismas;  $\bar{Z}_t$ : profundidad promedio a la cima,  $\bar{Z}_0$ : profundidad promedio al centroide y  $\bar{Z}_b$ : profundidad promedio a la base.

Para esto, desarrollaron la expresión analítica del espectro de la anomalía magnética en coordenadas polares, en el espacio de las frecuencias angulares  $u = k \cos \theta$ ,  $v = k \sin \theta$ , debida a una colección de prismas centrados en el punto con coordenadas promedio  $(x_0, y_0, z_0)$

$$\begin{aligned}
 E(k, \theta) = & 2\pi J A [N + i(L \cos \theta + M \sin \theta)] \cdot [n + i(l \cos \theta + m \sin \theta)] & (2.12) \\
 & \cdot \text{sinc}(\pi k a \cos \theta) \text{sinc}(\pi k b \sin \theta) \\
 & \cdot \exp(-2\pi i k (x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)) \\
 & \cdot [\exp(-2\pi k Z_t) - \exp(-2\pi k Z_b)]
 \end{aligned}$$

Donde  $i = \sqrt{-1}$ ,  $\mathbf{J}$  es la magnetización promedio por unidad de volumen,  $\mathbf{A}$  el área promedio de la sección transversal,  $\mathbf{L}$ ,  $\mathbf{M}$  y  $\mathbf{N}$  los cosenos directores promedio del campo geomagnético,  $\mathbf{l}$ ,  $\mathbf{m}$  y  $\mathbf{n}$  los cosenos directores promedio del vector de magnetización,  $\mathbf{a}$  y  $\mathbf{b}$  las dimensiones horizontales promedio,  $z_t$  y  $z_b$  las profundidades promedio a la cima y base, respectivamente. El término *sinc* denota la función seno cardinal

$$\text{sinc}(\theta) = \frac{\sin \theta}{\theta}$$

A continuación, la ecuación (2.12) es puesta en términos del centroide  $Z_0$  y el espesor  $t$ , usando la siguiente relación:

$$\exp(-2\pi k z_t) - \exp(-2\pi k z_b) = 2 \text{senh}(\pi k t) \exp(-2\pi k z_0) \quad (2.13)$$

En la región de las frecuencias bajas del espectro se cumplen las siguientes aproximaciones:

$$\text{sen}(\pi u a) \approx \pi u a$$

$$\text{sen}(\pi v b) \approx \pi v b$$

$$\text{senh}(\pi k t) \approx \pi k t$$

Que al sustituirlas en la ecuación (2.12), ésta se reduce a:

$$E(k, \theta) = 4\pi^2 V J k [N + i(L \cos \theta + M \sin \theta)] \cdot (n + i(l \cos \theta + m \sin \theta)) \quad (2.14a) \\ \cdot \exp[-2\pi i k (x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)] \cdot \exp(-2\pi k Z_0)$$

Donde  $V$  es el volumen promedio de las fuentes magnéticas. La ecuación (2.14a), excepto por el término exponencial que contiene a las coordenadas de los centros, es el espectro de un dipolo. Por lo tanto, concluyen que a frecuencias muy bajas, el promedio del conjunto de prismas corresponde a una distribución aleatoria de dipolos puntuales, y debido a la simetría radial de éstos, los resultados, dentro del rango de validez de la ecuación (2.14a), del análisis del espectro serán independientes de la forma geométrica del conjunto de fuentes que producen la anomalía magnética.

Para estimar la profundidad al centroide  $z_0$ , modifican el espectro dividiéndolo por el número de onda angular  $k$ :

$$G(k, \theta) = \frac{1}{k} E(k, \theta) \quad (2.14b)$$

Para después simplificar el espectro de potencia  $|G(k, \theta)|^2$  de  $G(k, \theta)$  a un espectro de potencia promediado con respecto al azimut del plano de las frecuencias angulares  $u, v$ :

$$H^2(k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |G(k, \theta)|^2 d\theta \quad (2.15)$$

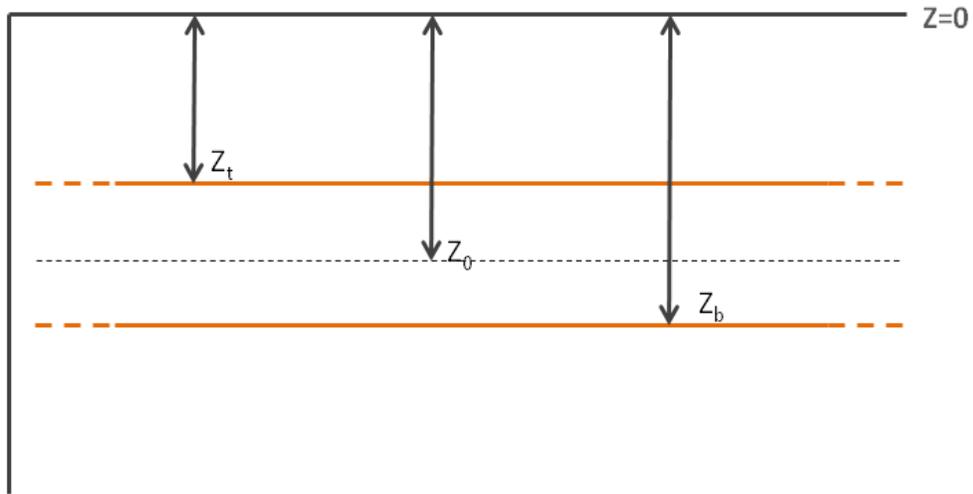
Bajo esta representación,  $H(k)$  adquiere la forma  $H(k) = A \exp(-2\pi k z_0)$ , siempre y cuando  $E(k, \theta)$  satisfaga la ecuación (2.15). El logaritmo natural de  $H(k)$  es la ecuación de una recta:

$$\ln H(k) = \ln A - 2\pi k z_0 \quad (2.16)$$

Donde  $A$  es una constante. El centroide es estimado ajustando por mínimos cuadrados a  $\ln H(k)$  con un término constante y un término lineal en  $k$ . La pendiente,  $m = -2\pi z_0$ , de la recta dará una estimación del centroide,  $z_0$ .

Las profundidades a la cima,  $Z_t$ , son calculadas siguiendo el método de la pendiente de Spector y Grant (1970).

Por otra parte, Tanaka *et al.*, (1999) proponen como fuente magnética una capa horizontal magnetizada de espesor  $2d$  con su cima y base a las profundidades  $Z_t$  y  $Z_b$ , respectivamente, que se extiende horizontalmente hacia el infinito en todas direcciones, de tal forma que la profundidad a la cima es mucho menor comparada con su extensión horizontal (Figura 14). La magnetización de la capa se comporta estadísticamente y se asume que es una función aleatoria de las coordenadas  $x, y$ ,  $M(x, y)$ .



**Figura 14. Modelo propuesto por Tanaka *et al.*, (1999) para la estimación de la profundidad a la base de una capa magnetizada;  $Z_t$ : profundidad a la cima,  $Z_0$ : profundidad al centroide y  $Z_b$ : profundidad a la base.**

La expresión, en el dominio de las frecuencias, para el espectro de potencia de la anomalía de campo total,  $F(k_x, k_y)$ , de una capa magnetizada es (Blakely, 1995):

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) * F(k_x, k_y) \quad (2.17)$$

Con:

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_f|^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2$$

$\Phi_M(k_x, k_y)$  = Espectro de potencia de la magnetización

$C_m$  = Constante de proporcionalidad

$\Theta_m$  = Factor de la dirección de la magnetización

$\Theta_f$  = Factor de la dirección del campo geomagnético

$Z_t$  = Profundidad a la cima de la capa

$Z_b$  = Profundidad a la base de la capa

$|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$  Número de onda

La expresión (2.17) se puede simplificar considerando que los promedios radiales de los factores de dirección de la magnetización y del campo geomagnético son

constantes, así mismo, la magnetización,  $M(x,y)$ , por ser una variable aleatoria no correlacionada. Por lo tanto su promedio radial estará dado por:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|) = Ae^{-2|k|Z_t}(1 - e^{-|k|(Z_b-Z_t)})^2 \quad (2.18)$$

Donde A es una constante relacionada con las dimensiones de la fuente magnética, la dirección de la magnetización y del campo geomagnético.

Considerando longitudes de onda,  $\lambda$ , menores al doble del grosor de la capa ( $\lambda < 2d$ ), la ecuación (2.18) se puede aproximar a (Tanaka *et al.*, 1999):

$$\ln [\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln B - |k|Z_t \quad (2.19)$$

Donde B es una constante. La profundidad a la cima  $Z_t$  puede calcularse mediante la pendiente del espectro de potencia de la anomalía de campo total.

Poniendo la ecuación (2.18) en función del grosor ( $2d$ ) y del centroide ( $Z_0$ ) de la capa, ésta puede escribirse de la manera siguiente:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-2|k|Z_0}(e^{-|k|(Z_t-Z_0)} - e^{-|k|(Z_b-Z_0)}) \quad (2.20)$$

Donde C es una constante. A longitudes de onda grandes la ecuación (2.20) se resume a:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-|k|Z_0}(e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(d)}) \sim Ce^{-|k|Z_0} 2|k|d \quad (2.21)$$

A partir de la ecuación (2.18) se arriba a la siguiente ecuación (Tanaka *et al.*, 1999):

$$\ln \left[ \frac{\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}}{|k|} \right] = \ln D - |k|Z_0 \quad (2.22)$$

Donde D es una constante.

Por lo tanto, las profundidades a la cima y al centroide de la fuente magnética se pueden estimar ajustando líneas rectas a través de ventanas correspondientes a

números de onda altos y bajos del espectro de potencia radial de  $\ln[\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2}]$  y  $\ln[\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2}/|k|]$  a partir de las ecuaciones (2.19) y (2.22), respectivamente.

Las profundidades a la cima  $Z_t$  y al centroide  $Z_0$  son calculadas a partir del espectro de potencias  $\Phi_{\Delta T} (k_x, k_y)$  y ambas son utilizadas para calcular la profundidad a la base  $Z_b$  de la fuente magnética usando la ecuación (2.21).

### 2.2.3. Estimación indirecta de flujo de calor

Para el cálculo indirecto de flujo de calor a partir del conocimiento de la profundidad de la base de la corteza magnetizada, se parte del supuesto que la parte inferior del estrato magnético no corresponde con interfaz alguna entre materiales diferentes, sino más bien corresponde a una frontera de temperaturas. El principal portador de la magnetización de muchas rocas cristalinas de la corteza terrestre media e inferior es la magnetita, un mineral ferromagnético que pierde sus propiedades magnéticas a la temperatura de 580° grados centígrados conocida como temperatura o punto de Curie ( $T_c$ ), de manera que las variaciones de la base de la corteza magnetizada reflejan variaciones en la profundidad de la isoterma del punto de Curie. De la Ley de Fourier que describe la transferencia de calor por conducción (Turcotte y Schubert, 1982):

$$q = K \frac{dT}{dz} \quad (2.23)$$

Donde  $q$  es el flujo de calor,  $K$  es el coeficiente de la conductividad térmica y  $\frac{dT}{dz}$  es el gradiente de temperatura. Y de acuerdo a Tanaka *et al.*, (1999) la temperatura de Curie  $T_c$  se puede definir como:

$$T_c = \frac{dT}{dz} D_c \quad (2.24)$$

$D_c$  es la profundidad al Punto de Curie, la cual se considera equivalente a la profundidad  $Z_b$  de la ecuación (2.11). Asumiendo que no existen fuentes ni sumideros

de calor entre la superficie de la Tierra y la profundidad al Punto de Curie y considerando el gradiente de temperatura como una constante, combinando (2.23) y (2.24) se tiene que:

$$q = K \frac{T_c}{D_c} \quad (2.25)$$

Para aplicar la ecuación (2.25) quedaría por determinar o asumir un valor promedio de la conductividad térmica de la corteza en el área de estudio.

### 2.3. Estimación numérica del espectro de potencia radial

Para el cálculo numérico del espectro de potencia radial y estimación de la profundidad promedio a la cima y centroide de un conjunto de fuentes magnéticas, se ha utilizado un programa en lenguaje Fortran desarrollado por el M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardeña siguiendo el método de Okubo *et al.*, (1985), el cual ha sido actualizado por el autor de este trabajo al incluir el método de Tanaka. El procedimiento consiste básicamente en tres pasos: a) preparación de datos; b) estimación del espectro de potencia radial; c) estimación de la profundidad promedio a la cima y centroide a partir del ajuste por mínimos cuadrados a segmentos lineales del espectro de potencia radial. Pasos que se ilustran en el diagrama en bloques de la figura 15 y que se describen a continuación:

Preparación de datos  $[\Delta T(x,y)]$ . (1) Eliminación de la media aritmética, con el fin de remover la componente DC de la serie de datos; (2) Eliminación de la tendencia (*detrending*), removiendo así cualquier tendencia que opaque la forma propia de los datos y (3) la aplicación de una ventana (*tapering*), con el fin de decrementar suavemente hacia el cero los valores iniciales y finales del conjunto de datos.

Estimación del espectro de potencia radial: (1) Estimación del espectro de potencia, aplicando el algoritmo de la transformada rápida de Fourier; (2) Estimación del espectro de potencia radial, la integral definida se evalúa numéricamente promediando los valores de la función bajo el signo de la integral dentro de anillos concéntricos alrededor

del origen del sistema de coordenadas polares ( $k = 0$ ), siguiendo el algoritmo de Dimitriadis *et al.*, (1987).

$$H^2(k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |G(k, \theta)|^2 d\theta = \frac{1}{N_i} \sum_{j,l=1}^n |G(k)|^2, \quad i = 1, n \quad (2.26)$$

Donde  $N_i$  es el número de puntos del  $i$ -ésimo anillo y  $j, l$  son las coordenadas de los puntos dentro de cada  $i$ -ésimo anillo.

*Estimación de la profundidad promedio a la cima y centroide de las fuentes magnéticas:*

Una vez seleccionados visualmente los segmentos lineales del espectro de potencia radial modificado (centroide) y sin modificar (profundidad a la cima), se estima la pendiente,  $m$ , del segmento a través de una regresión lineal (Bevington y Robinson, 1992):

$$m = \frac{N \sum k_i \text{Ln } g(k_i) - \sum k_i \sum \text{Ln } g(k_i)}{N \sum k_i^2 - (\sum k_i)^2} \quad (2.27)$$

Donde:

$N$  = número de armónicos

$k_i$  = abscisas [ciclos/km]

$\text{Ln } g(k_i)$  = ordenadas [adimensionales]

La incertidumbre en el cálculo de la pendiente ( $\delta m$ ), y por consecuencia de la profundidad media ( $\delta \bar{h}$ ), es calculada mediante su desviación estándar,  $S$ , definida por la siguiente relación (Bevington y Robinson, 1992):

$$\delta m = \sqrt{\frac{S^2}{N \sum k_i^2 - (\sum k_i)^2} \sum k_i^2} \quad (2.28)$$

A partir de este momento, la forma de proceder dependerá de los modelos propuestos y formas del espectro de potencia radial y sus correspondientes modificaciones sugeridas por cada autor. Lo anterior se contiene en la figura 15.

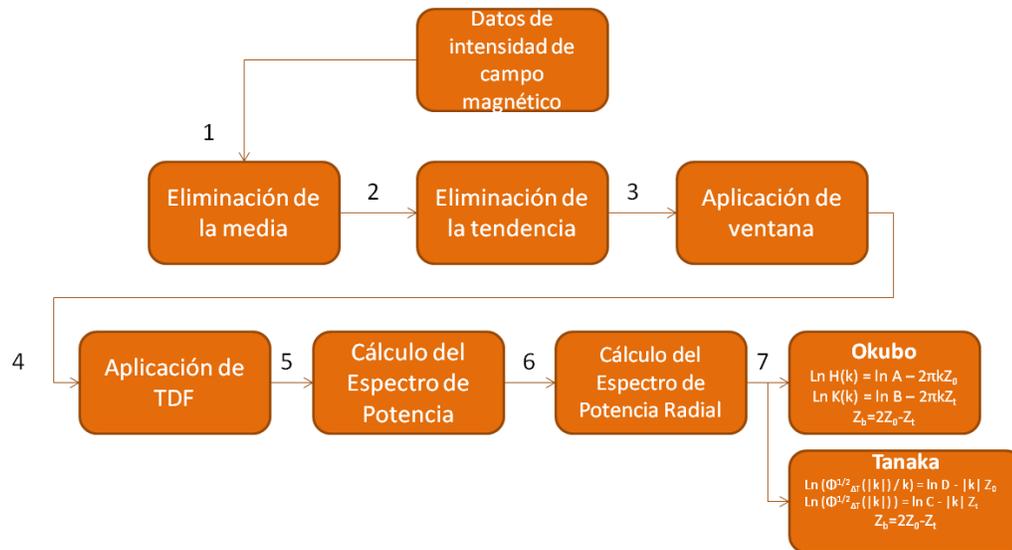


Figura 15. Diagrama en bloque que muestra la secuencia de pasos del algoritmo utilizado para el cálculo numérico del espectro de potencia radial y profundidades promedio a la cima y centroide de un conjunto de fuentes magnéticas a partir del análisis espectral de sus anomalías aeromagnéticas.  $H(k)$ ,  $K(k)$ ,  $\Phi(k)$  = espectros de potencia radial;  $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$  = constantes;  $Z_t$  = profundidad a la cima,  $Z_0$  = profundidad al centroide y  $Z_b$  = profundidad a la base.

## 2.4. Análisis de lineamientos aeromagnéticos

### 2.4.1. Gradiente horizontal

Para tratar de dilucidar la relación entre fallamiento y los conductos magmáticos del CVP, se realizó un análisis de lineamientos magnéticos aplicando la técnica de análisis de contactos magnéticos (*magnetic boundary analysis*) para detectar y delinear contactos litológicos y estructurales (Blakely y Simpson, 1986; Grauch y Cordell, 1987, Blakely, 1995). Esta técnica ha sido ampliamente utilizada para el mapeo de fallas en una amplia diversidad de ambientes geológicos, incluidos los volcánicos. El procedimiento básicamente consta de 3 pasos que se describen a continuación:

- (1) Se transforman las anomalías magnéticas de campo total ( $T$ ) a anomalías pseudogravimétricas ( $T_{psg}$ ): Para ello, se transforman al dominio de las frecuencias las anomalías magnéticas de campo total, se multiplica por la función de

transferencia del filtro pseudogravimétrico ( $f_{psg}$ ) y se aplica la transformada inversa al producto.

$$T_{psg} = F^{-1}\{F[T]f_{psg}\} \quad (2.29)$$

Con:

$$f_{psg} = \frac{G\rho}{M} \left( \frac{1}{C_m K O_f} \right)$$

Donde: G, constante de gravitación universal;  $\rho$ , densidad; M, magnetización;  $C_m$ , constante de proporcionalidad del sistema de unidades; K, número de onda;  $O_f$ , factor de la dirección del campo geomagnético; F denota transformada y  $F^{-1}$  transformada inversa. La anomalía pseudogravimétrica denota la anomalía gravimétrica que debería observarse sobre una distribución de densidad equivalente a la anomalía magnética.

(2) Habiendo hecho la transformación pseudogravimétrica se determina la magnitud del gradiente horizontal usando las siguientes ecuaciones:

$$H_{psg}(x, y) = \sqrt{\frac{d^2 T_{psg}(x, y)}{dx^2} + \frac{d^2 T_{psg}(x, y)}{dy^2}} \quad (2.30)$$

Con:

$$\frac{dT_{psg}}{dx} = \frac{T_{i+1,j} - T_{i-1,j}}{2dx}$$

$$\frac{dT_{psg}}{dy} = \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j-1}}{2dy}$$

Donde (x,y) son las coordenadas y  $T_{ij}$  es el campo pseudogravimétrico definido en el punto i,j.

(3) Localización y graficado de cada máximo del gradiente horizontal: Se determina el máximo a partir de una ventana de barrido de 3x3 de la malla de datos. Se ajusta

una parábola a través de cada triplete de datos, como se indica en la figura 16. El número de parábolas que alcanza un máximo dentro de la celda central (rectángulo) da el índice  $N$  ( $1 \leq N \leq 4$ ). Si  $N$  excede 1, el valor y localización del máximo mayor es usado.

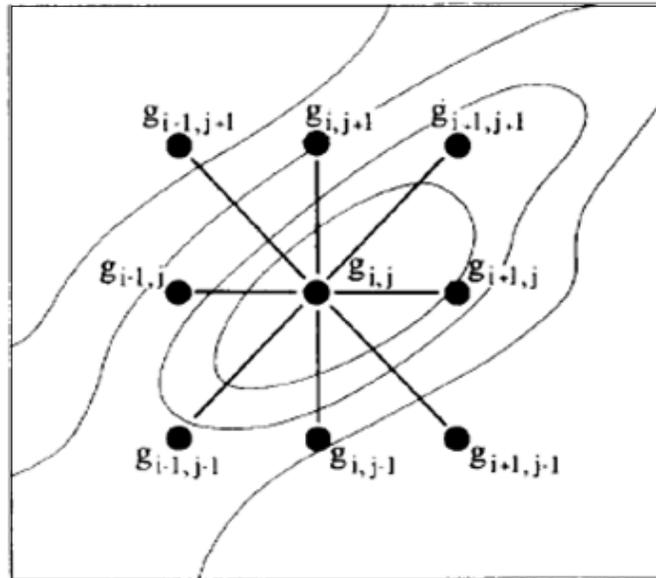


Figura 16. Esquema para localizar el valor máximo del gradiente horizontal de la anomalía pseudogravimétrica a partir del centro de la ventana de barrido de 3x3 puntos. Fuente: Blakely y Simpson (1986).

#### 2.4.2 Filtrado pasabanda acoplado (Matched bandpass filtering)

Se ha encontrado que el filtrado acoplado (FA) de datos aeromagnéticos es útil en áreas con cubierta volcánica para obtener información relacionada con la identificación de intrusivos enterrados, de estructuras regionales ocultas y de variaciones en el espesor de la cubierta volcánica. El FA se basa en el análisis del espectro de potencia radial de datos magnéticos para realzar los efectos de fuentes magnéticas someras (componente somera o local) y de las profundas (componente profunda o regional), relacionadas con el contenido de frecuencias altas y bajas, respectivamente. Para el diseño de un FA se parte de que el espectro de amplitud se puede escribir de la manera siguiente (Sheriff, 2010):

$$E(|k|) = A_1(|k|) + A_2(|k|) \quad (2.31)$$

Con las siguientes aproximaciones:

$A_1(|k|) = Be^{-Hk}$ , la componente regional, modelada con una capa con profundidad promedio H, y  $A_2(|k|) = be^{-hk}$ , la componente superficial, modelada con una capa con profundidad promedio h. Siendo  $H > h$ .

Tal que el espectro de potencia radial será:

$$E(|k|) = (Be^{-Hr} (1 + \frac{b}{B} e^{(H-h)k}))^2 \quad (2.32)$$

$$E(|k|) = (A_1 * (F1)^{-1})^2$$

De manera que el FA consiste en multiplicar la transformada de Fourier de los datos aeromagnéticos por la función de transferencia del filtro F, con el objeto de extraer la componente regional. Para el caso de separar la componente local o somera la expresión de la función de transferencia del filtro sería la siguiente:

$$E(|k|) = (be^{-hk} (1 + \frac{B}{b} e^{(h-H)k}))^2 \quad (2.33)$$

$$E(|k|) = (A_2 * (F2)^{-1})^2$$

Los parámetros para la definición del filtro F: H, h, y b/B, son determinados a partir de un análisis visual del gráfico del espectro de potencia radial (Figura 17). En la Figura 18 se muestran las funciones de transferencia de los FA para extraer la componente regional y local.

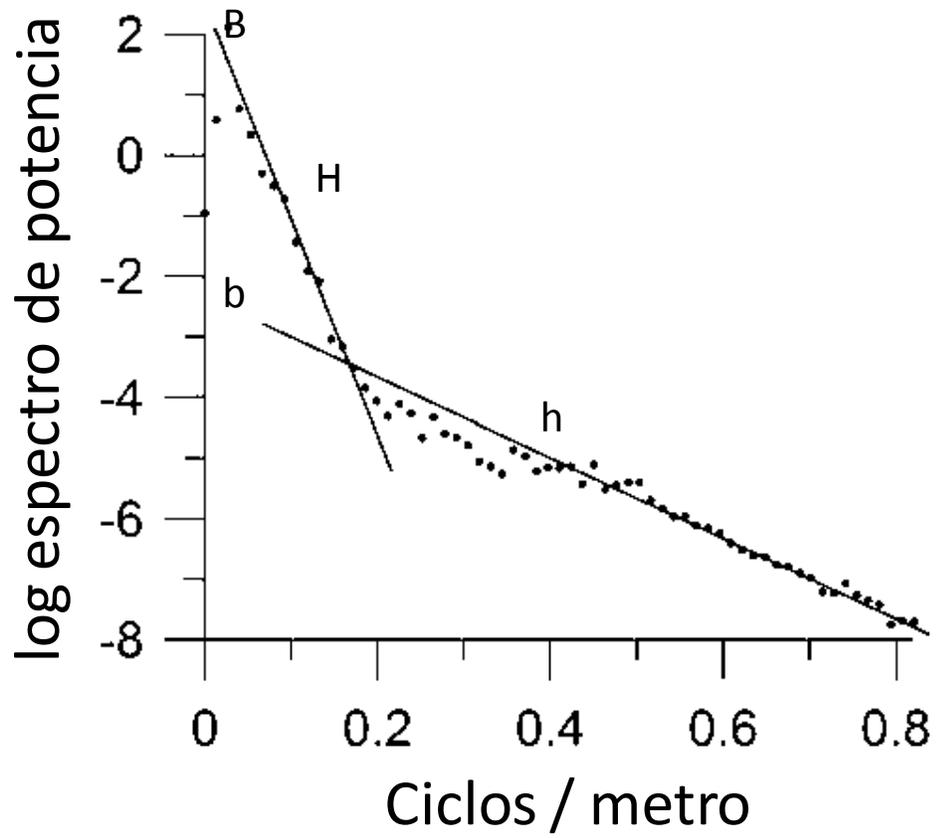


Figura 17. Ejemplo de espectro de potencia radial donde se muestra la extracción grafica de los valores de los parámetros de la función de transferencia del filtro acoplado F. Fuente: Sheriff, 2010.

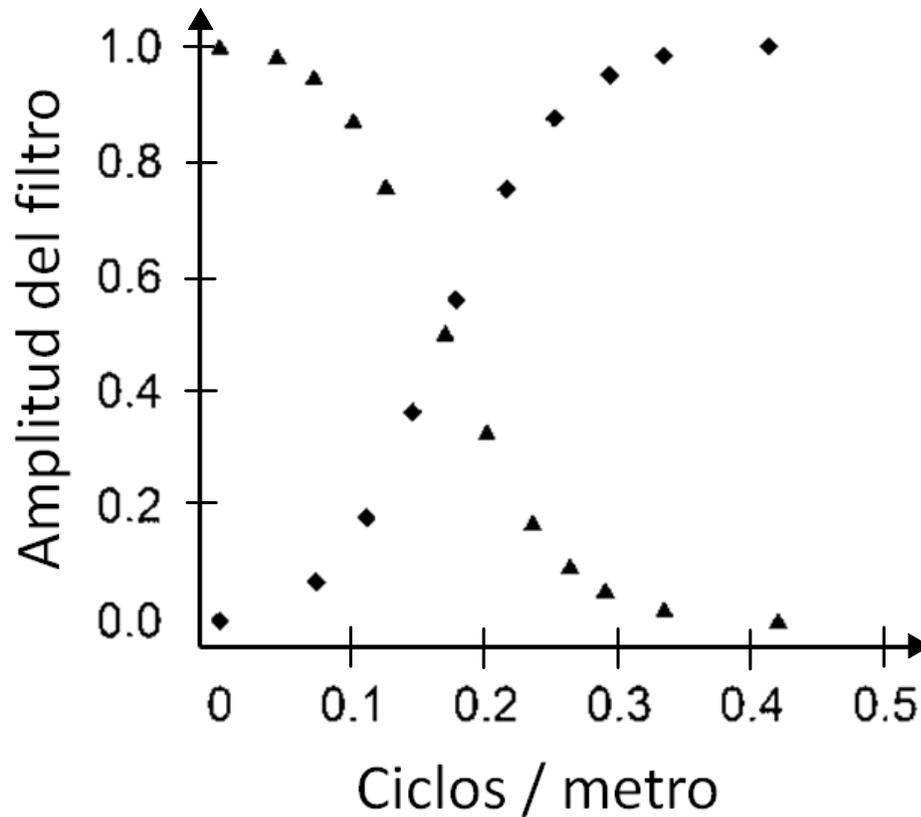


Figura 18. Función de transferencia de los filtros acoplados regional (triángulos) y local (rombos). Fuente: Sheriff, 2010.

## 2.5. Modelado de datos aeromagnéticos

El modelado de datos aeromagnéticos consiste en encontrar la forma geométrica y susceptibilidad magnética de una estructura, de tal forma que la anomalía que produce ésta se aproxime lo más posible a la anomalía magnética observada. En este trabajo se utilizó el software libre mag2dc (versión 2.11) desarrollado por G.R.J. Cooper de la Universidad de Witwatersrand, que utiliza un esquema tipo Talwani para el modelado directo e inverso cuasi-tridimensional (2.5 dimensiones) a través de perfiles. El modelado se efectúa a través de contrastes de susceptibilidad constante a partir de polígonos irregulares y la cuasi-tercera dimensión se extiende de forma perpendicular a la sección del modelo. El ajuste entre la anomalía magnética del modelo propuesto y la anomalía magnética observada se hace mediante prueba y error (modelado directo) o siguiendo un criterio que lo optimice de forma automática (modelado inverso).

Durante el proceso del modelado, se ajustan: las posiciones de los vértices de los polígonos y su susceptibilidad. Ambos tipos de modelado se inician fijando vértices y/o susceptibilidad para alguno de los polígonos partiendo de información de pozos o de la obtenida mediante alguna otra técnica geofísica (sismología de reflexión/refracción, métodos electromagnéticos, gravimetría) en caso de que esté disponible. El método usado para calcular la respuesta magnética o anomalía magnética (inducida y/o remanente) de los modelos se basan en el método de Talwani y Heirtzler (1964).

Para la interpretación del perfil magnético, en términos de los parámetros del conjunto de polígonos, vértices y susceptibilidades magnéticas, se realiza utilizando un esquema iterativo de inversión no lineal. La solución al problema inverso plantea determinar la predicción de parámetros que minimizan la suma del cuadrado de los residuales, conocida como función objetivo definida por la relación (2.34):

$$R(p) = \sum_{i=1}^N [d_i - f_i(p)]^2 \quad (2.34)$$

Donde  $d_i$  = datos observados;  $f_i(p)$  = función que representa la respuesta del modelo;  $p_j$  ( $j=1,m$ ) = parámetros del modelo (vértices, susceptibilidad magnética).

Para estimar  $p$ , se busca el mínimo de  $R(p)$  de forma iterativa, usando una expansión en series de Taylor a primer orden del problema directo en torno a un vector de parámetros del modelo inicial  $p_0$

$$d_i \sim f_i(p_0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial f_i(p)}{\partial p_j} \Big|_{p_0} (p_{0j} - p_j) \quad (2.35)$$

Que en notación matricial toma la forma:

$$b \sim A \Delta p \quad (2.36)$$

Donde el vector  $b=d-f(p_0)$  representa la discrepancia entre el modelo observado y el calculado.

La matriz  $A_{ij} = \frac{\partial f(p)}{\partial p_j} |_{p_0}$  es una matriz simétrica, positiva definida, formada por las derivadas parciales de  $f(p)$  con respecto a los parámetros del modelo, que son obtenidas numéricamente. La solución al sistema de ecuaciones (2.36) es el vector  $\Delta p$ , que se suma al modelo inicial  $p_1 = p_0 + \Delta p$ , con el fin de reducir la función objetivo  $R(p)$ . El proceso anterior se repite las veces necesarias hasta que la discrepancia entre ambos modelos sea un factor de tolerancia establecido de manera previa o al llegar a un límite máximo de iteraciones.

Para encontrar  $\Delta p$  se emplea un algoritmo de mínimos cuadrados regularizados conocido como “*ridge regression*”.

$$dp = [ATA + \alpha I]^{-1} A^T p \quad (2.37)$$

Donde:  $I$  = matriz identidad;  $\alpha$  = parámetro de regularización, escalar positivo que ayuda a a estabilizar la convergencia (Marquaridt, 1970).

## 2.6. Materiales base de datos aeromagnéticos

Debido a que el área de estudio es una región fronteriza, los datos utilizados en este trabajo fueron extraídos de la base de datos digital del Mapa Magnético de América del Norte (Daniels *et al.*, 2002) compilado por el servicio geológico de EE. UU. (USGS) en cooperación con los servicios geológicos de Canadá (GSC) y de México (SGM). La rejilla de datos extraídos abarca las coordenadas  $31^\circ$  a  $33^\circ$  Latitud norte y  $-112.75^\circ$  a  $-114.5^\circ$  Longitud oeste. Tiene un espaciamiento de 1 km, se encuentran en un plano a 300 m arriba del terreno y están proyectadas en la proyección Cónica Conforme de Lambert. Las coordenadas de los datos fueron re-proyectadas a la proyección Universal Transversa de Mercator zona UTM 12 Norte México con datum horizontal NAD 27, para facilitar su presentación y procesado (Espinosa-Cardena, J.M. 2012, comunicación personal).

## Capítulo 3. Resultados

---

### 3.1. Experimentos numéricos

Con el propósito de comprobar los algoritmos para el cálculo de espectros y las metodologías estadísticas-espectrales para estimar las profundidades promedio de fuentes magnéticas propuesta por Okubo *et al.*, (1985) y Tanaka *et al.*, (1999), se realizaron dos experimentos numéricos. Para el primero, se calculó el espectro de potencia radial de la anomalía magnética de campo total producida por un conjunto de 48 prismas distribuidos al azar cubriendo un área de 256x256 km (figura 19), con sus parámetros, profundidad a la cima ( $Z_t$ ) y espesor ( $t$ ) caracterizados con una distribución de probabilidad gaussiana ( $Z_t = 2$  km,  $d_{Z_t} = 0.1$  km;  $t = 14.1$  km,  $d_t = 1$  km, donde la  $d$  indica la desviación estándar), en tanto que el largo ( $a$ ) y ancho ( $b$ ) con una distribución de probabilidad uniforme ( $a = 11.6$  km,  $d_a = 1$  km;  $b = 11.9$ ,  $d_b = 1$  km). Para el cálculo de la anomalía magnética se consideró que los prismas están uniformemente magnetizados por inducción, con un ángulo de inclinación  $I = 58^\circ$  y de declinación  $D = 12^\circ$  y una intensidad de magnetización de  $M = 0.96$  A/m. Para ello se utilizó un programa de cómputo basado en la formulación de Bhattacharyya y Leu (1977; Espinosa-Cardaña, J.M. 2012, comunicación personal). Para el graficado de los valores de anomalía magnética obtenidos éstos fueron interpolados en una retícula con una separación de 1 kilómetro entre cada nodo mediante el método de mínima curvatura.

En tanto que para el cálculo del espectro de potencia radial numérico normal (ecuación 2.14a) y modificado (ecuación 2.14b) se partió de un programa en Fortran desarrollado por el M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardaña. La figura 20 muestra la gráfica de los espectros obtenidos y las bandas, en color rojo, de frecuencia seleccionadas para estimar, por el método de las pendientes, la profundidades medias a la cima y centroide de la colección de prismas magnéticos. Los resultados arrojan una profundidad media a la cima de  $Z_t = 3.0 \pm 0.2$  km y un espesor medio de  $t = 14.5 \pm 0.8$  km, cercanas a las profundidades medias de las distribuciones gaussianas normales de los parámetros geométricos del modelo,  $Z_{tM} = 2 \pm 0.1$  km y  $t_M = 14.1 \pm 1$  km.

Para el caso del método de Tanaka, primero se generó un modelo magnético constituido por una capa horizontal enterrada a una profundidad  $Z_t=3$  km, de espesor  $t=1$  km y con magnetización aleatoria. Para esto último, se utilizó una subrutina del libro *Numerical Recipes* (Press *et al.*, 1986, pág. 197) que genera números aleatorios distribuidos uniformemente en el intervalo  $[0, 1]$  de una magnitud específica; para el cálculo se partió de un valor semilla igual a 1.5 A/m. La figura 21 muestra el modelo de magnetización obtenido. Así mismo, para generar la anomalía magnética (figura 22) de dicho modelo se utilizó una subrutina extraída del libro *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* (Blakely, 1995, p. 394). Para el cálculo de la anomalía magnética se consideró magnetización inducida con ángulos de inclinación  $I= 58^\circ$  y de declinación  $D= 12^\circ$ . A su vez, en la figura 23 se muestra su espectro de potencia radial normal y reducido, así como las bandas de frecuencias (líneas color rojo) seleccionadas para estimar la profundidad media y espesor medio del modelo. Se aprecia que los resultados obtenidos son similares a los valores esperados:  $Z_t=3$  km,  $Z_0=3.5$  km,  $Z_b=4$  km y  $t=1$  km.

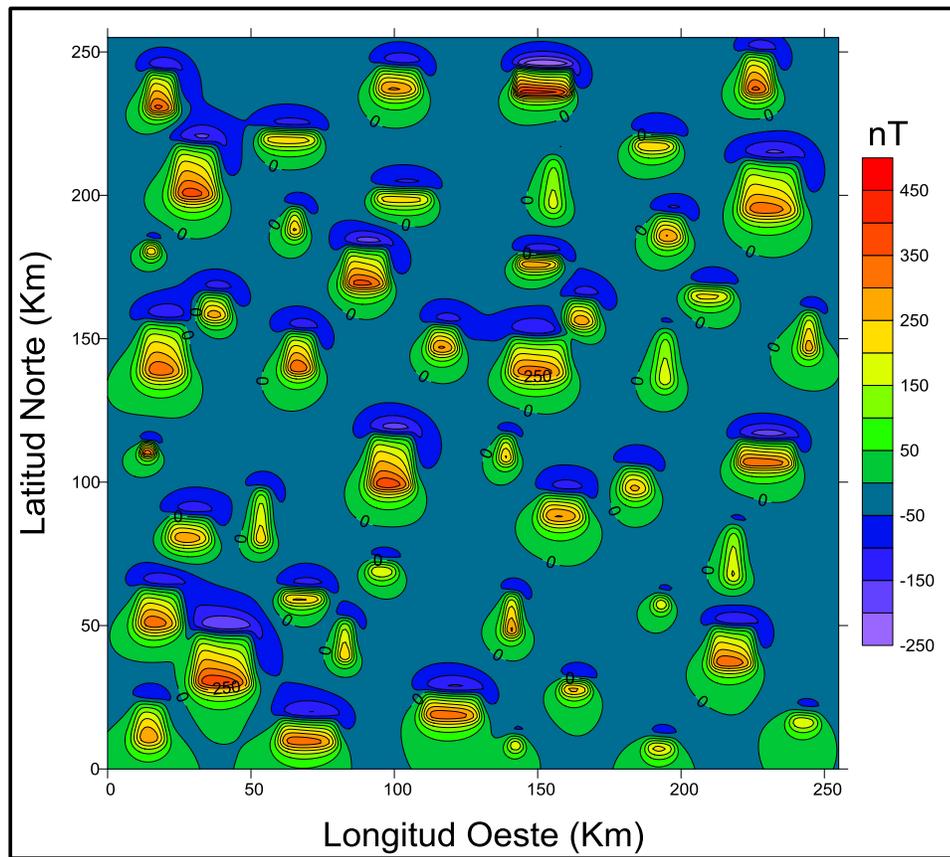


Figura 19. Mapa de anomalías magnéticas producido por un modelo constituido por un conjunto de 48 prismas distribuidos en una malla de 256x256 km, con diferentes profundidades y espesores.

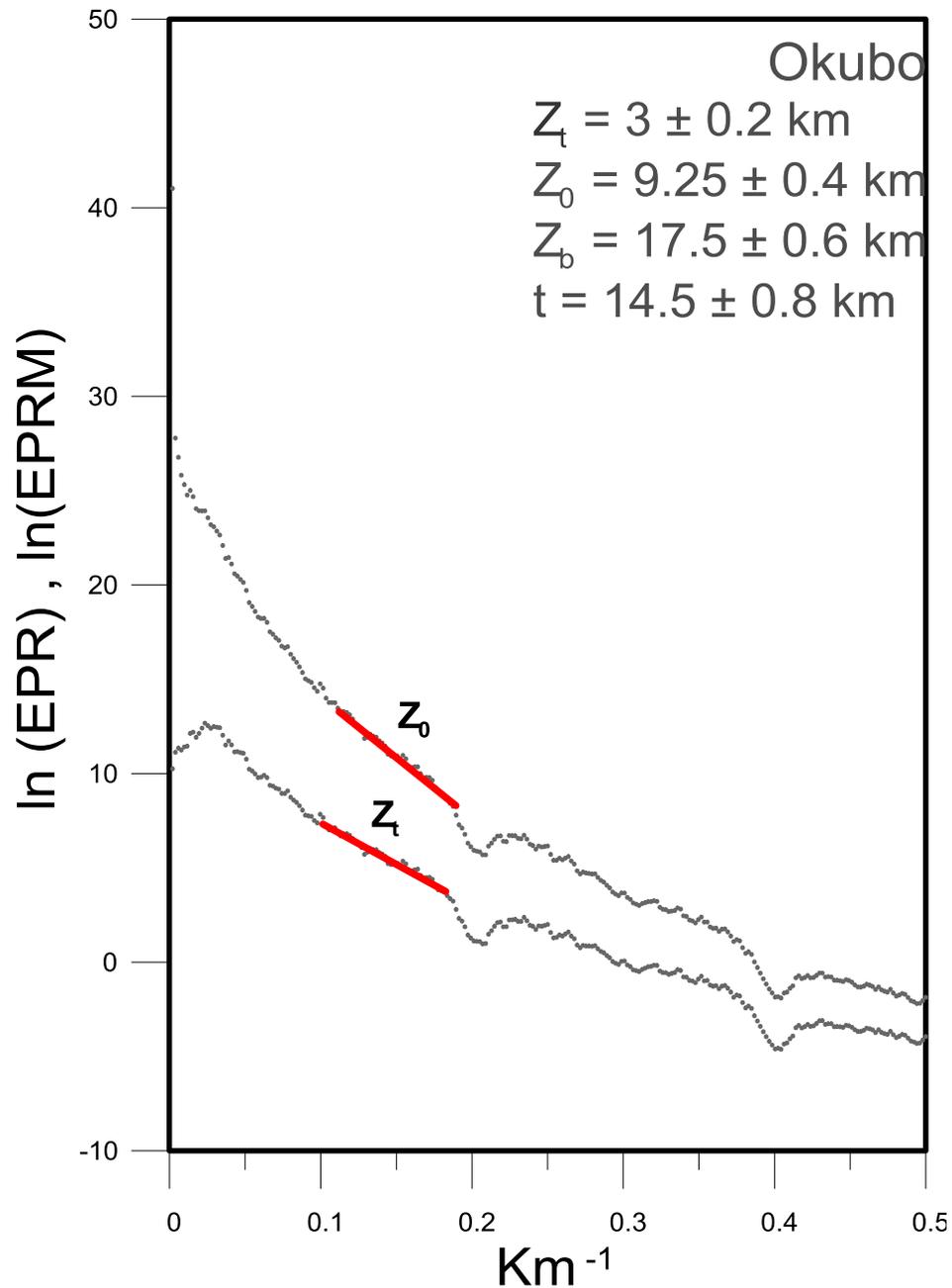


Figura 20. Espectros de potencia radial normal (abajo) y modificado (arriba) de la anomalía magnética debida a una colección de prismas dispuestos en un área de 256x256 km con diferentes profundidades y espesores. Las líneas rojas indican las bandas de armónicos seleccionadas para los cálculos de la profundidad media a la cima ( $Z_t$ ) y centroide ( $Z_0$ ) utilizando el método de Okubo *et al.*, (1989).  $Z_b$ = profundidad media a la base;  $t$ = espesor medio.

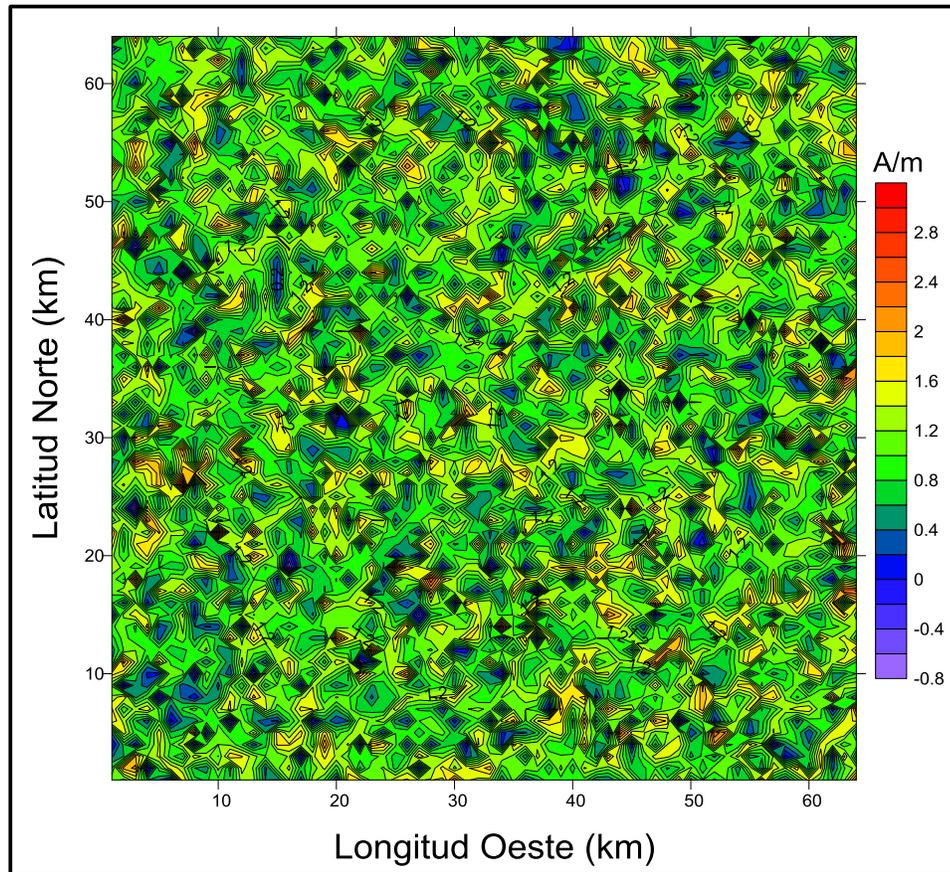


Figura 21. Modelo de una capa con magnetización aleatoria.

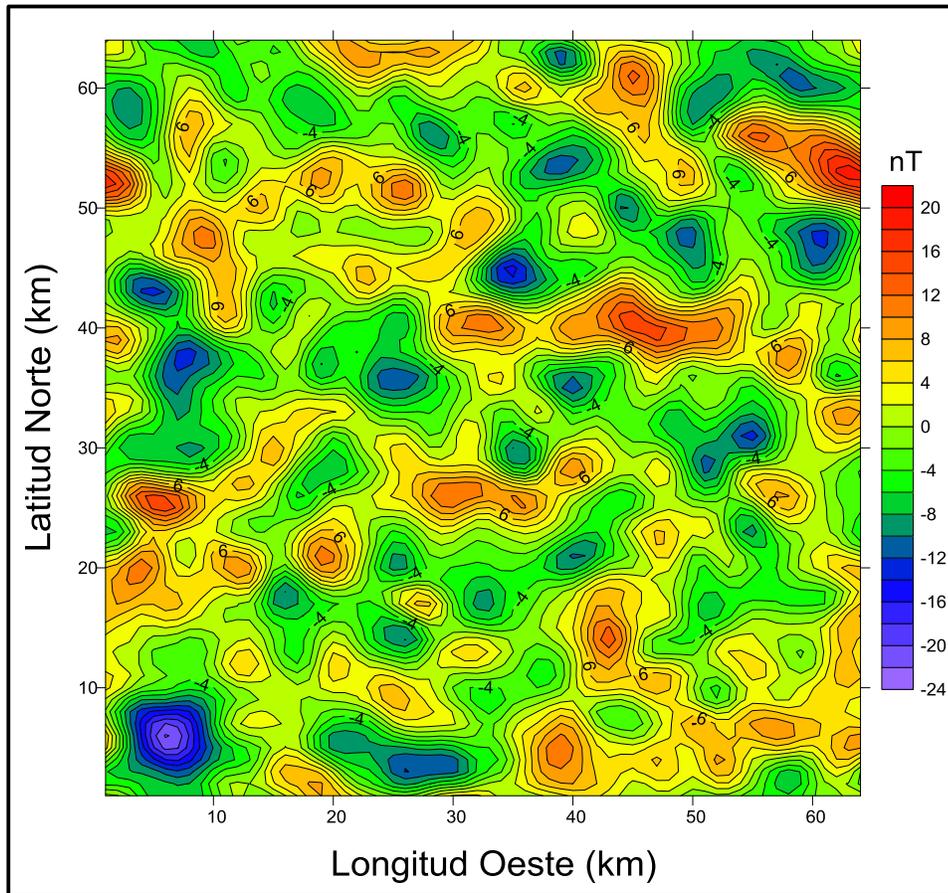


Figura 22. Anomalía magnética generada por una capa de espesor de 1 km con magnetización aleatoria y enterrada a una profundidad de 3 km.

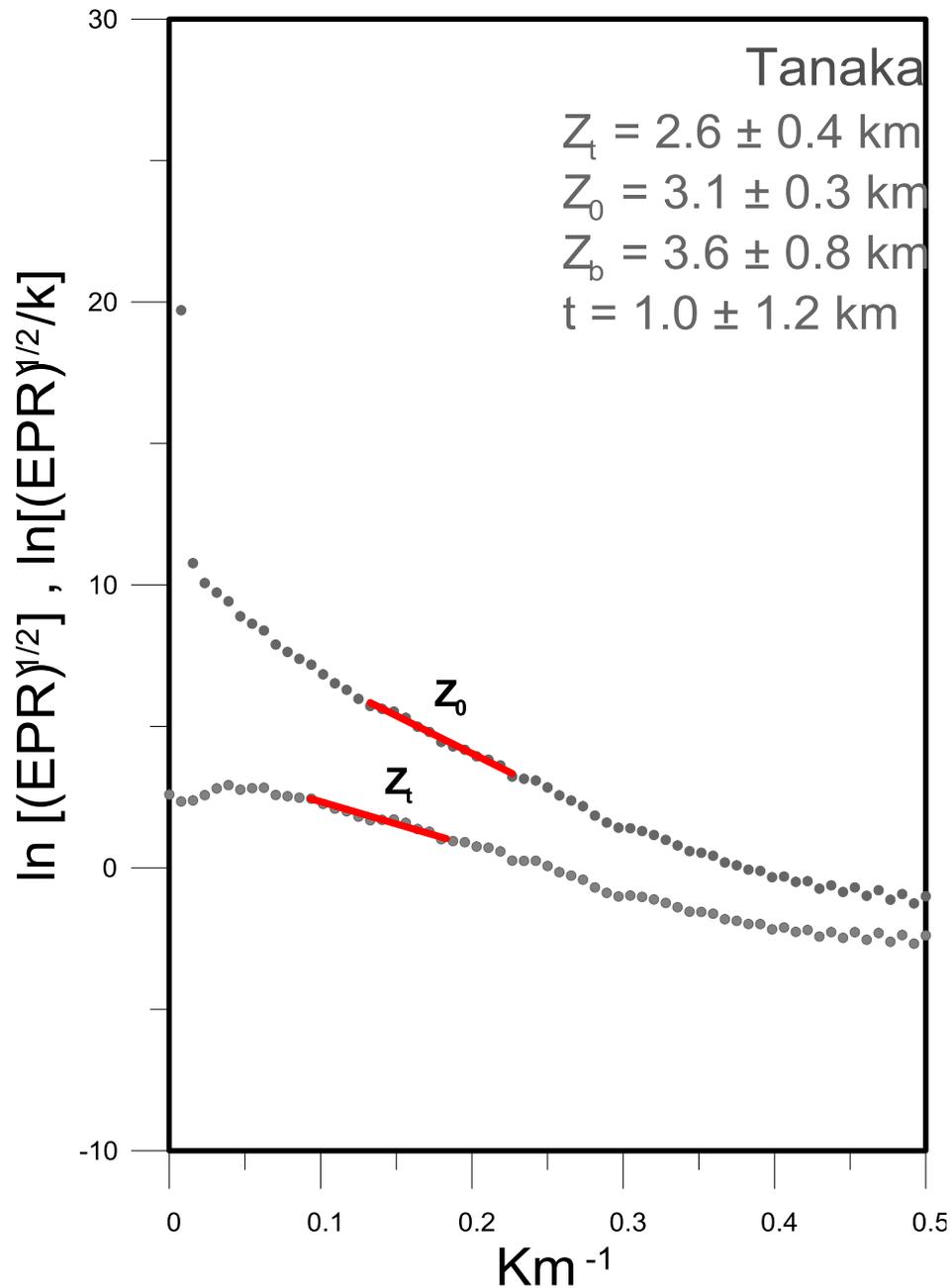


Figura 23. Espectros de potencia radial normal (abajo) y modificado (arriba) de la anomalía magnética debida a una capa magnética con espesor de 1 km, magnetización aleatoria y enterrada a una profundidad de 3 km. Las líneas rojas indican las bandas de armónicos seleccionadas para los cálculos de las profundidades a la cima ( $Z_t$ ) y centroide ( $Z_0$ ) utilizando el método de Tanaka *et al.*, (1999).  $Z_b$ = profundidad a la base;  $t$ = espesor.

### 3.2. Mapa de anomalías magnéticas

La figura 24 muestra el mapa aeromagnético utilizado para estimar profundidades a la isoterma de Curie del CVP y sus alrededores. Los valores de intensidad magnética están interpolados uniformemente cada 0.5 km sobre una retícula utilizando el método de mínima curvatura. El mapa abarca un área de 38,646 km<sup>2</sup> e incluye parte del sur del Estado de Arizona, Estados Unidos y del sector oeste del Alto Golfo de California. El rango de intensidad de las anomalías magnéticas es de -350 a 600 nT. En tanto que los valores de intensidad magnética del área cubierta por los derrames del CVP (recuadro rojo, figura 24) oscilan entre -150 a 250 nT.

El sector NNE, en Arizona, está caracterizado por una anomalía intensa y alargada positiva (de ~550 nT) con dimensiones de aproximadamente 50 km de ancho y 80 km de largo con una orientación casi paralela a los rasgos estructurales de la provincia *Basin and Range*, su origen se asocia con afloramientos de esquistos, granitos y basaltos (ver figura 3 del Capítulo I). En el sector NNW se observa una anomalía poco intensa relativa alargada (de ~150 nT) asociada con potentes depósitos de cuenca, rocas sedimentarias, además de afloramientos de esquistos y granitos. Los sectores SSW (Alto Golfo de California) y SSE (norte de Puerto Peñasco) se caracterizan por presentar anomalías magnéticas (de ~ -150 a 50 nT) de forma alargada con una orientación paralela al patrón estructural de la provincia del *Basin and Range* y asociadas con depósitos de cuenca y afloramientos de esquistos y granitos. En el sector central, al NE del CVP, destaca una anomalía (de ~100 a 250 nT) de dimensiones aproximadas de 20 km de ancho y 60 km de largo. De las anomalías localizadas sobre el CVP, destaca una de dimensiones aproximadas de 20 km de ancho y 40 km de largo, de aparente origen desconocido.

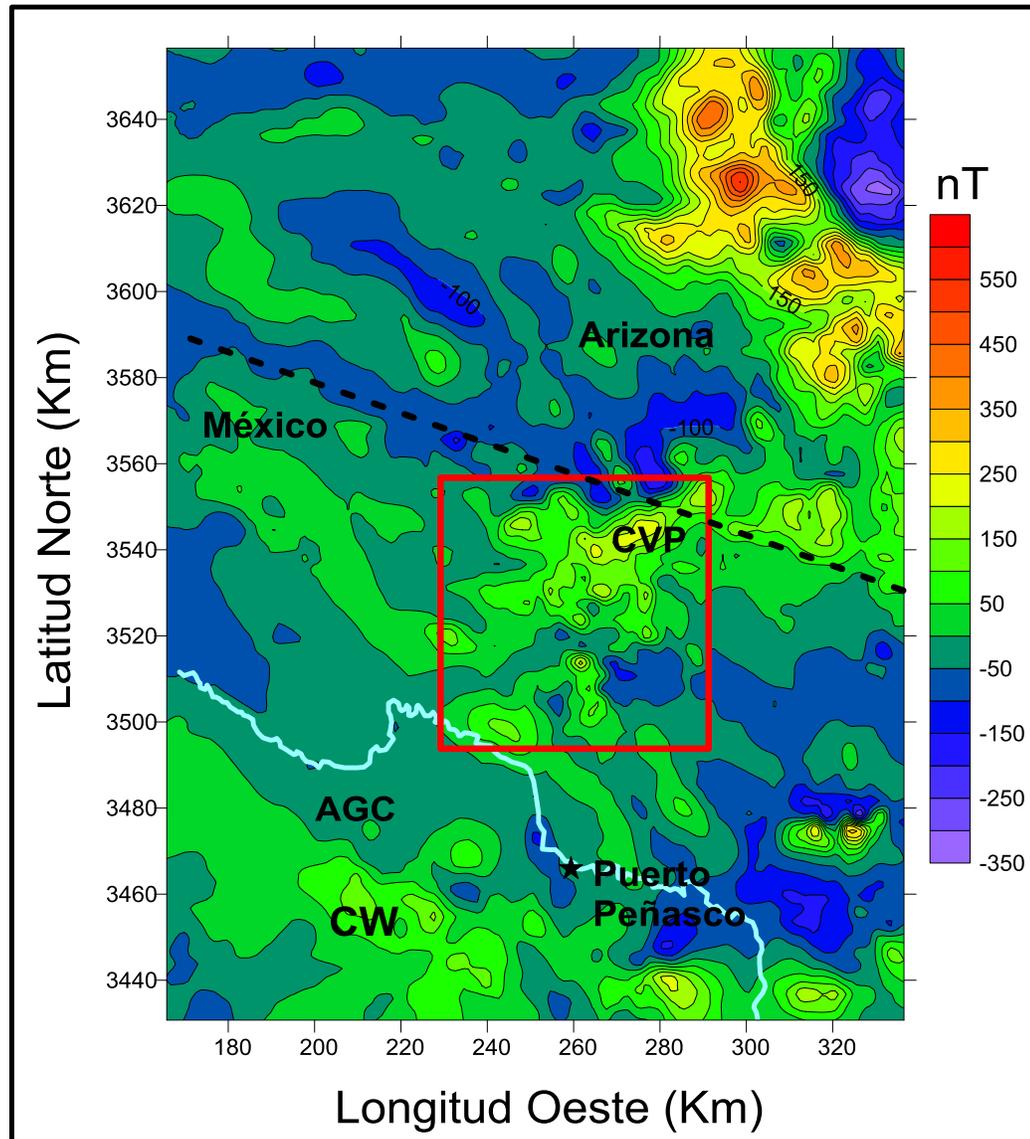


Figura 24. Mapa de anomalías magnéticas del CVP y sus alrededores, contornos cada 50 nT; recuadro en color rojo = área cubierta por los derrames del CVP; línea discontinua color negro = límite internacional con Estados Unidos; línea azul = línea de costa; AGC = Alto Golfo de California; CW = Cuenca Wagner.

### 3.3. Profundidades a la isoterma de Curie

La figura 25 muestra la división por bloques de dimensiones de 64x64 km en que fue dividida el área para la obtención de un mapa de profundidades a la isoterma de Curie. Cada bloque fue sobrelapado en un 50% en la dirección E-W y N-S por el bloque adyacente, resultando un total de 24 bloques.

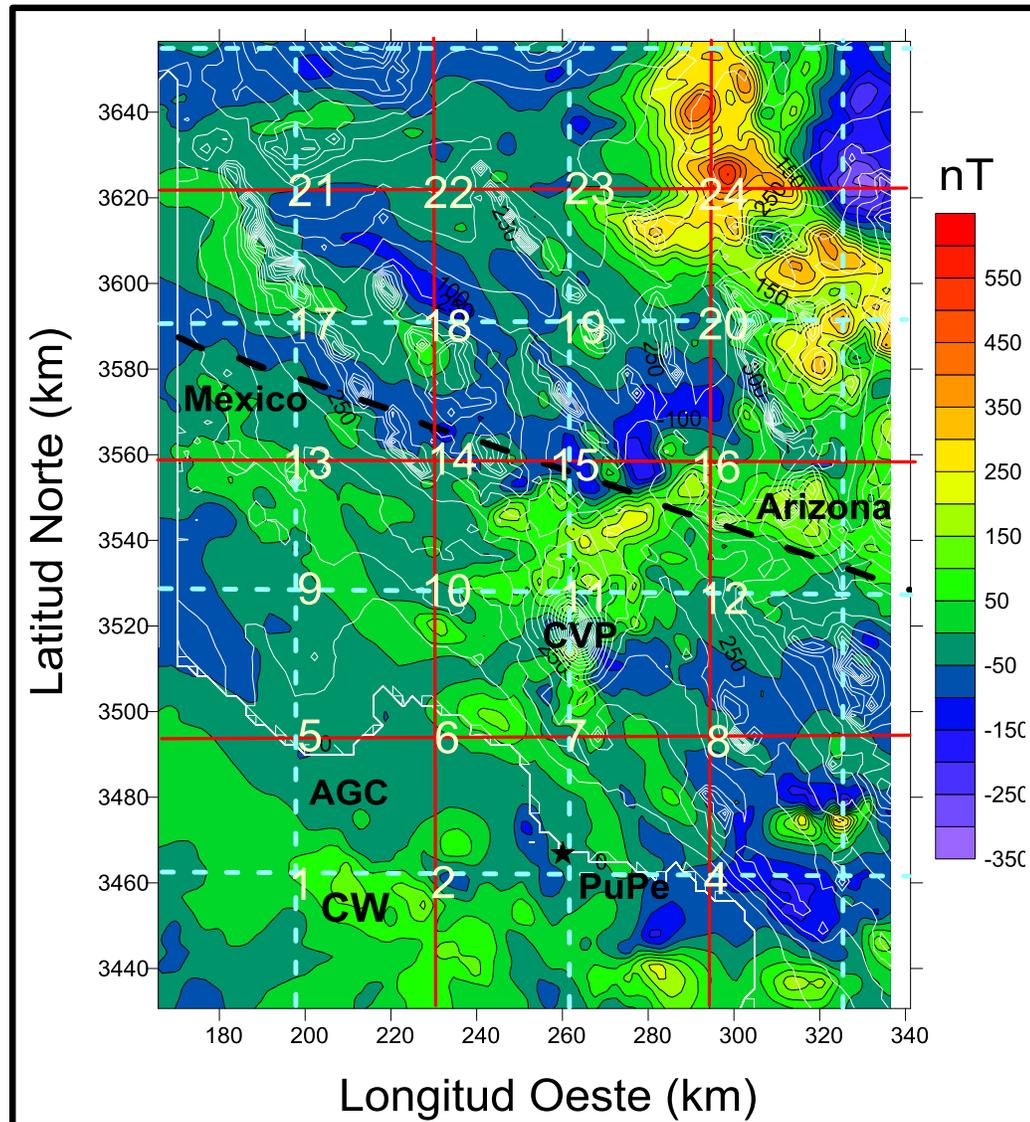


Figura 25. Mapa de anomalía aeromagnética dividido para el cálculo y elaboración de mapas de profundidades a la isoterma de Curie. CVP = Campo Volcánico El Pinacate, PuPe = Puerto Peñasco; AGC = Alto Golfo de California; CW = Cuenca Wagner; línea negra discontinua = límite internacional con EE.UU.; líneas color blanco = topografía y línea de costa; líneas azules discontinuas = bloques sobrelapados; líneas rojas = bloques.

Las dimensiones de los bloques fueron seleccionadas a partir de que cada espectro de potencia radial generado por cada bloque mostraba un pico de baja frecuencia ( $\sim 0.015$  ciclos/km) indicando que las dimensiones del bloque eran suficientes para inferir fuentes magnéticas a profundidades no mayores de 15 km.

Previo al cálculo de la profundidad a la isoterma de Curie de cada bloque, se calibró un espectro ubicando el centro de un bloque en un sitio cerca de Puerto Peñasco (PuPe,

figura 26, bloque 3) donde se reportan profundidades a la interfaz corteza-manto (Moho) de 14 a 18 km, estimadas a partir del análisis de funciones receptor de sismos lejanos (Lewis *et al.*, 2001). La figura 26 muestra el espectro de potencia radial modificado junto con la banda de frecuencias seleccionada, para estimar la profundidad a la base de la corteza magnetizada con los métodos de Okubo (18.2 +- 0.7 km) y Tanaka (18.1 +- 0.6 km), que produjo resultados cercanos a la profundidad promedio del Moho reportada. Con este criterio se seleccionaron las bandas de frecuencias de los espectros modificados para estimar profundidades al centroide con el método de Okubo y Tanaka del resto de los 23 bloques. En las figuras 26 a la 33 se muestran mapas de anomalías magnéticas, espectros normales y modificados, bandas de frecuencias seleccionadas, así como los resultados obtenidos. En tanto que en la figura 34 se muestran los mapas de profundidades a la isoterma de Curie obtenidos con ambos métodos.

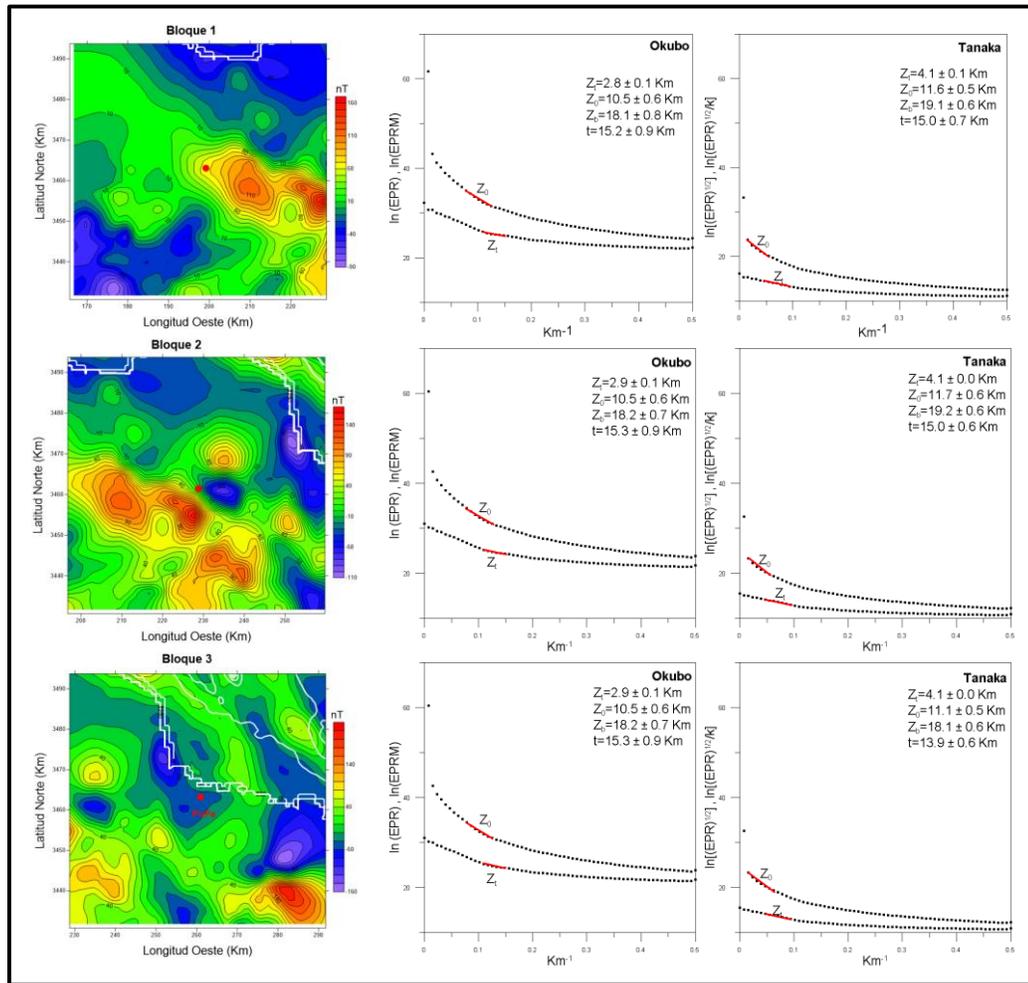


Figura 26. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.

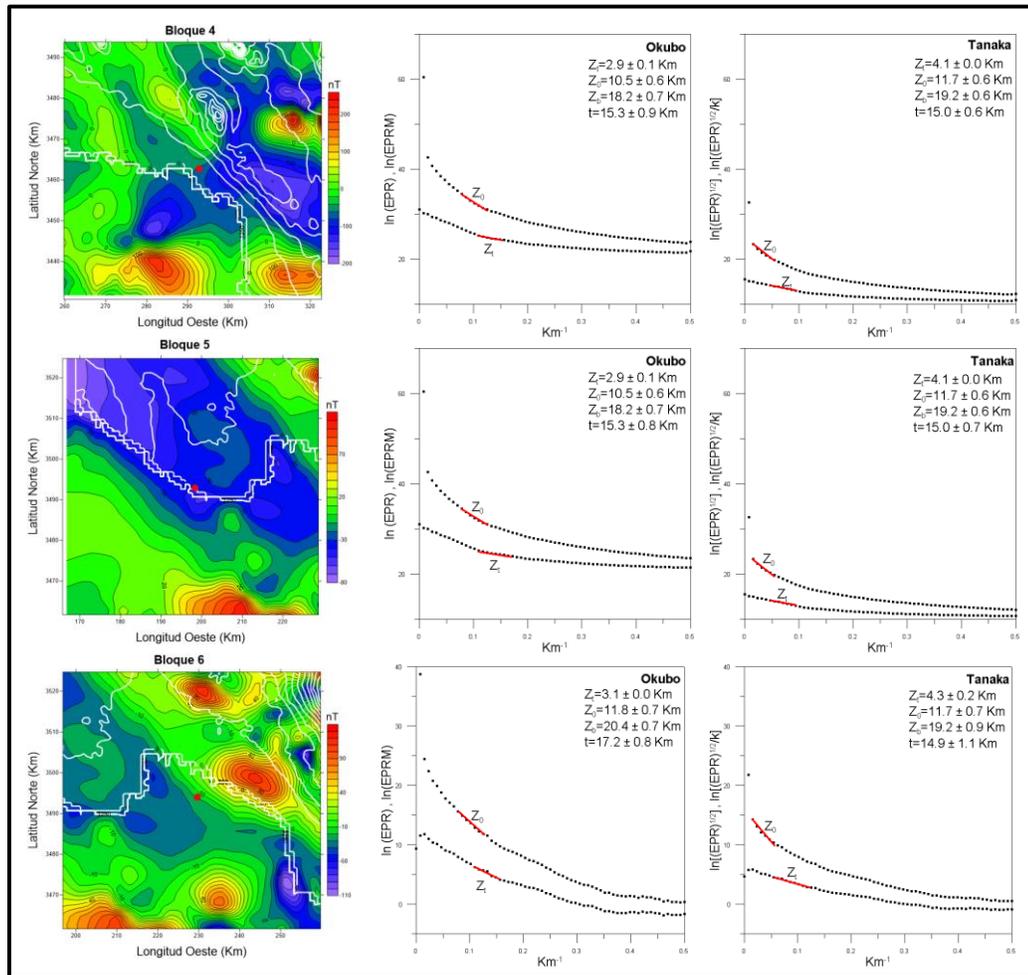


Figura 27. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.

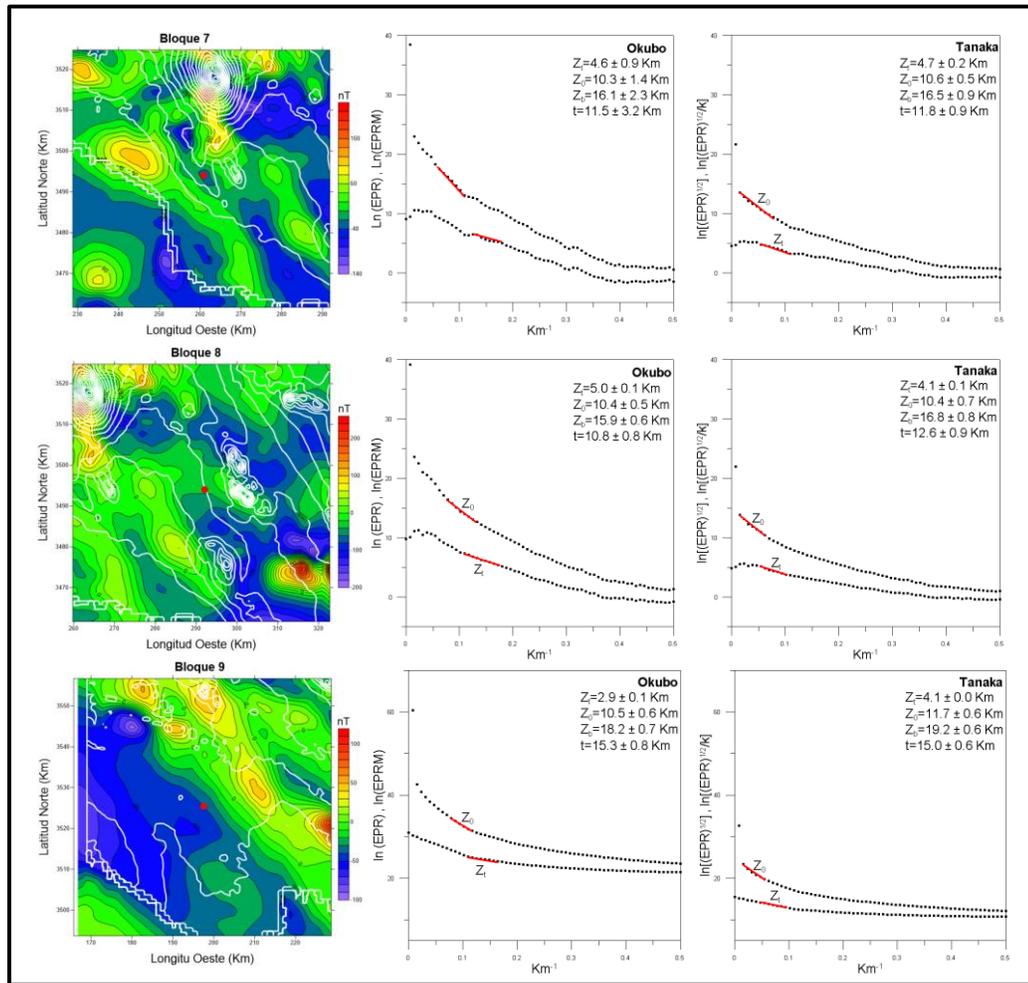


Figura 28. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.

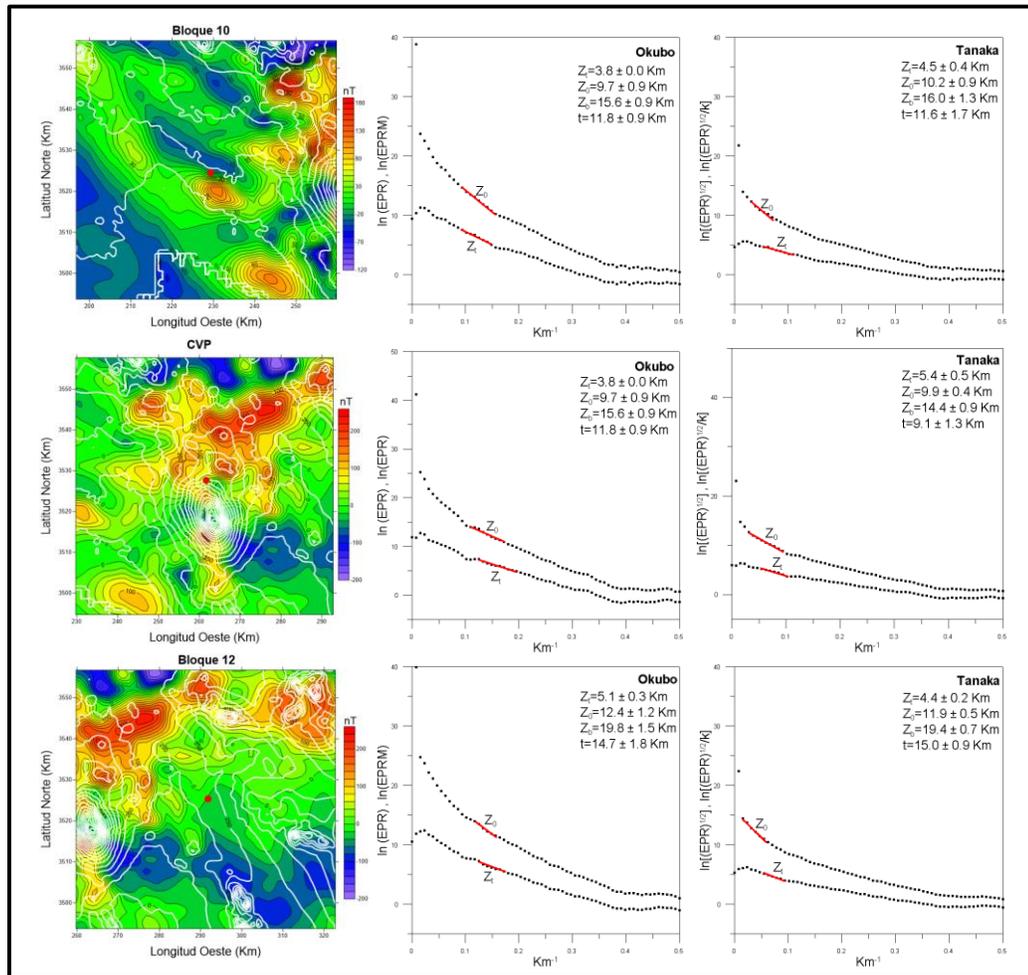


Figura 29. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.

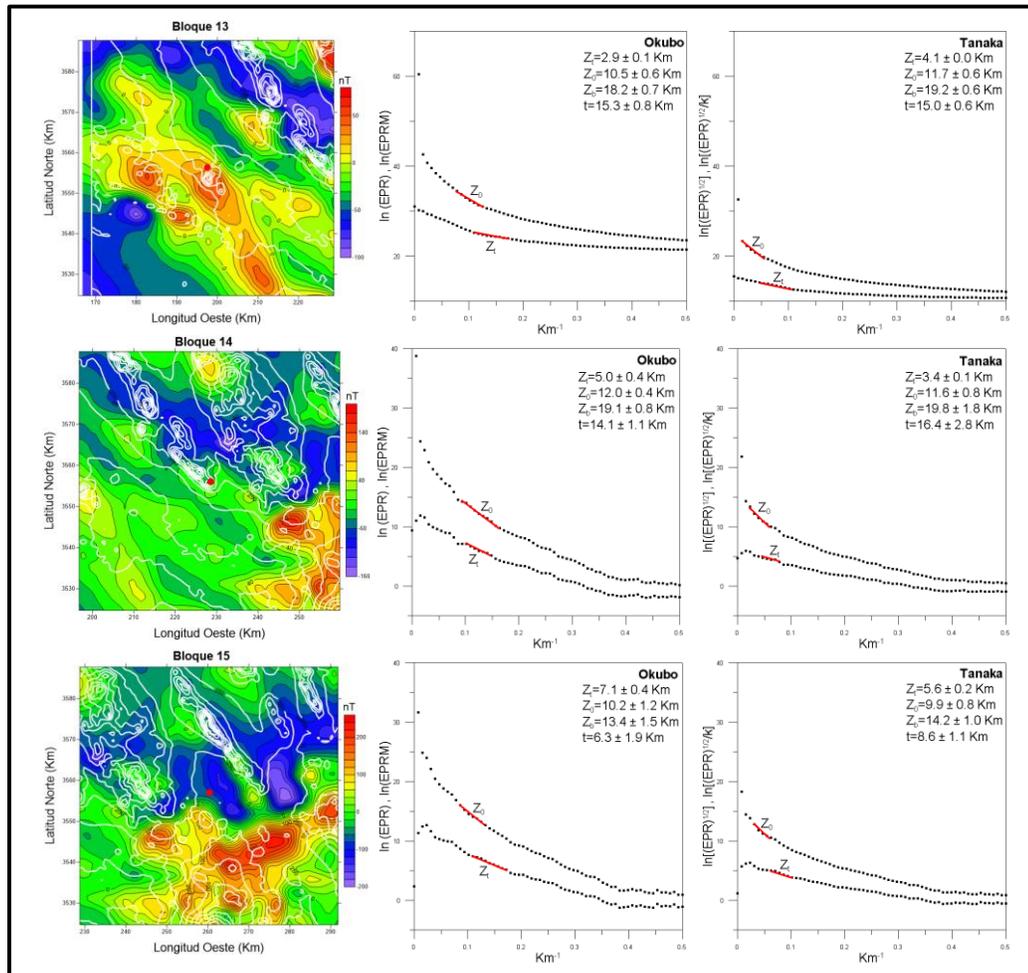


Figura 30. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.

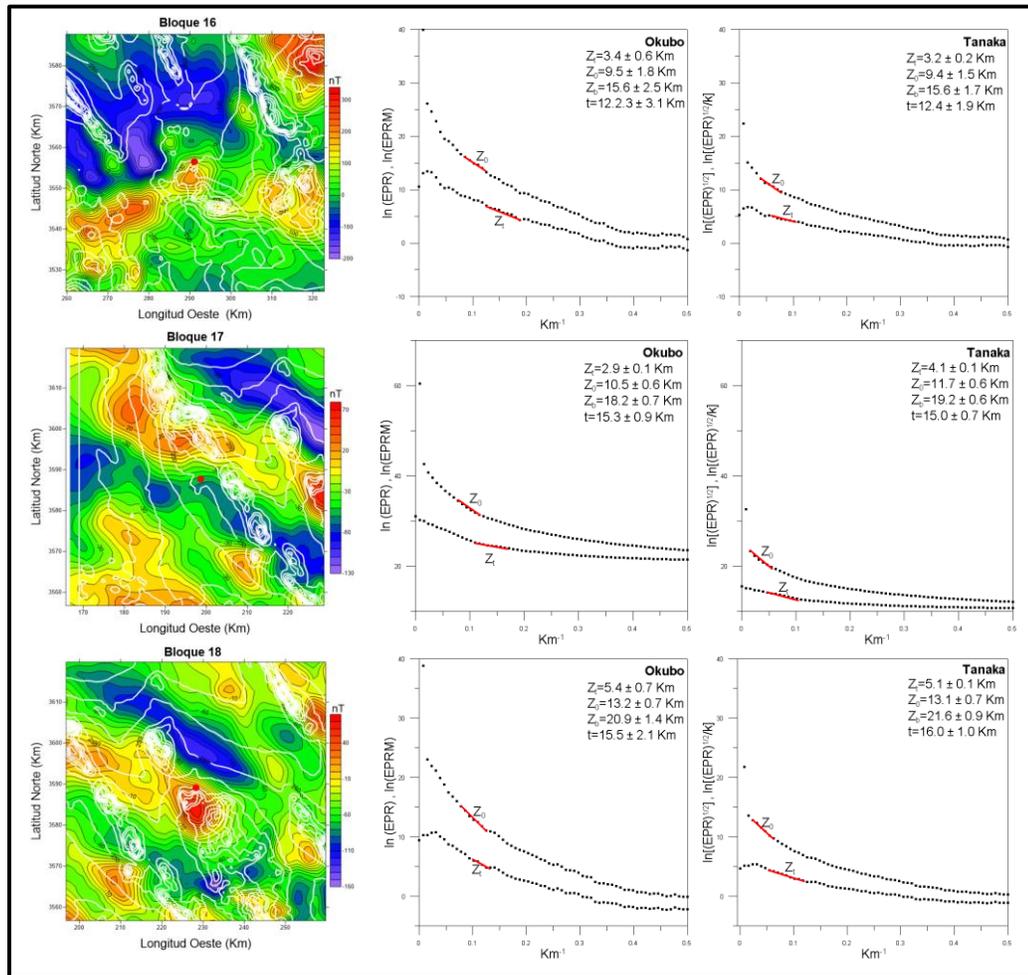


Figura 31. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.

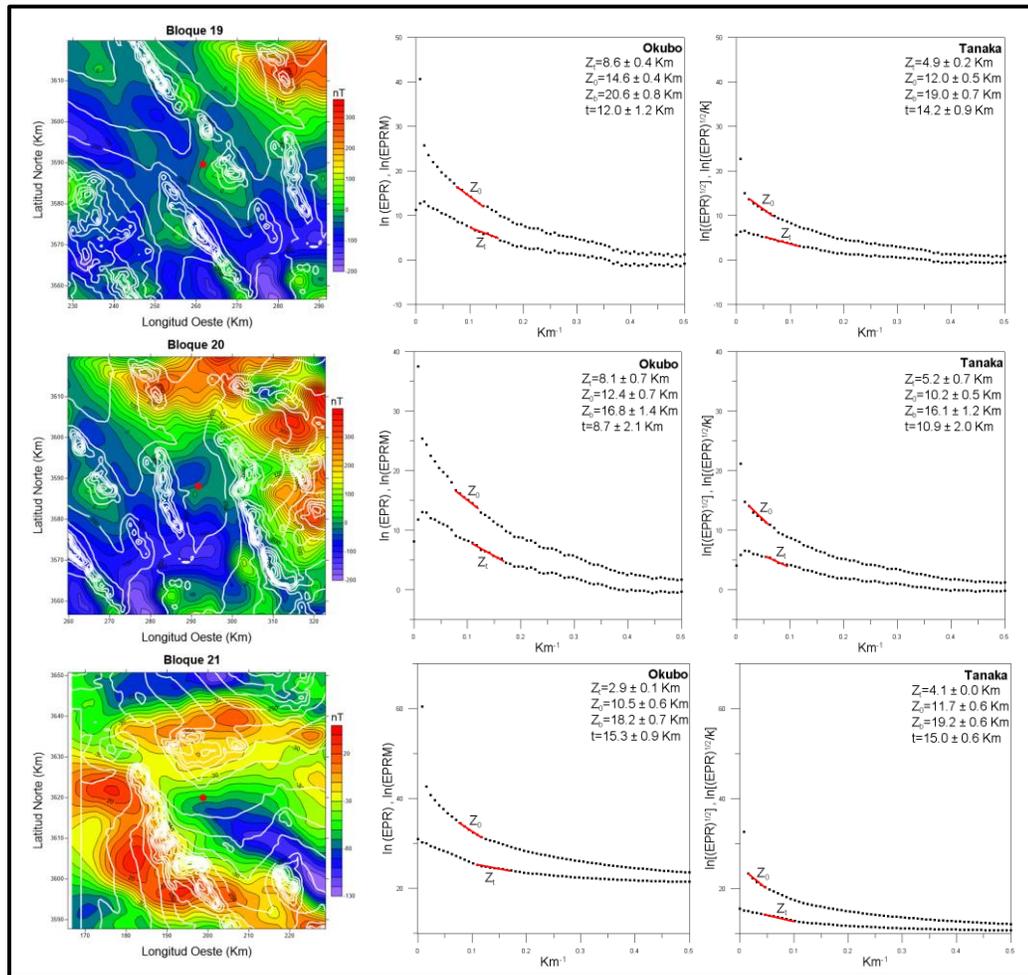
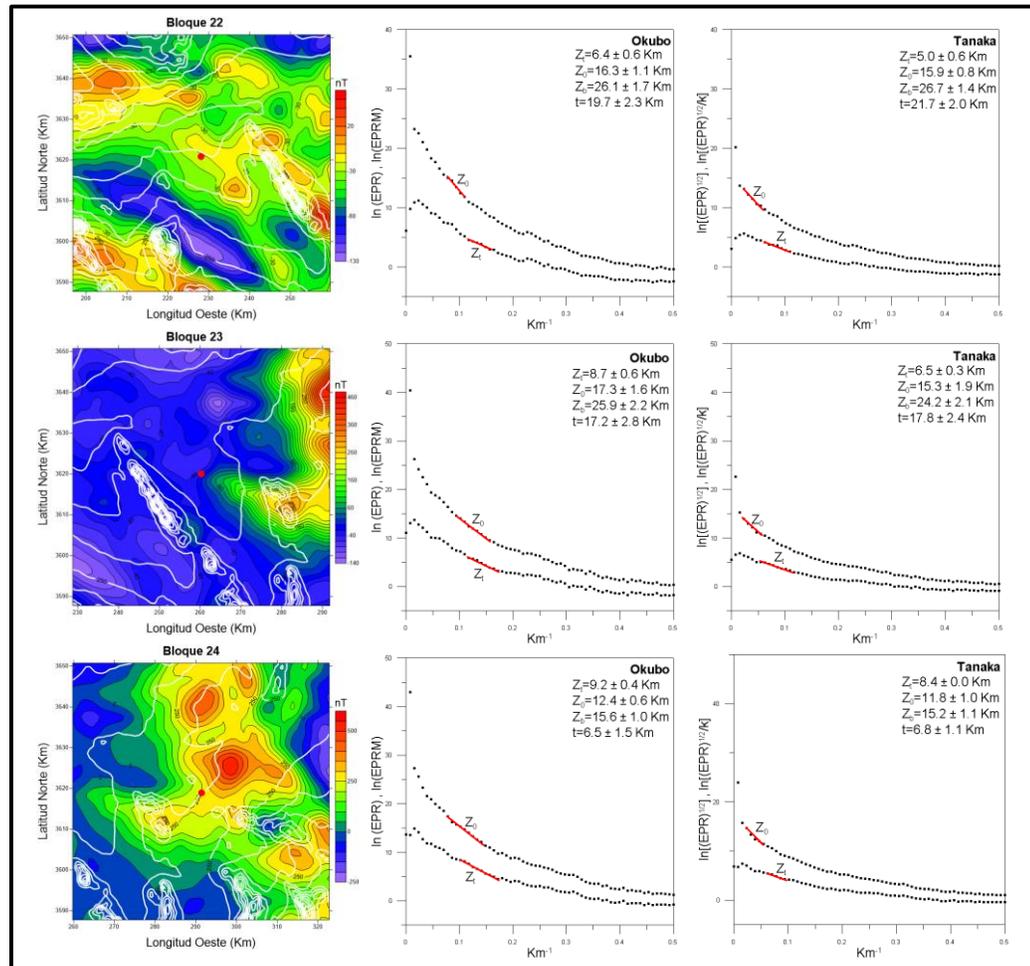


Figura 32. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.



**Figura 33. Bloques para la elaboración de mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada. A la izquierda, mapas de intensidad magnética. Los puntos rojos indican los centros de los bloques y las coordenadas de los sitios donde las profundidades fueron estimadas, las rayas color blanco indican los rasgos topográficos; al centro y a la derecha, espectros de potencia radial normales y modificados con las bandas (en color rojo) de frecuencias utilizadas para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, con los métodos de Okubo y Tanaka, respectivamente.**

En la figura 34 se muestran los mapas de profundidades a la corteza magnetizada obtenidos con ambos métodos. Al comparar los mapas se observa que la forma y tendencia de sus contornos son muy similares, destacándose que en ambos se manifiesta un pronunciado adelgazamiento cortical (13 a 14 km) o levantamiento del manto por debajo de los derrames del CVP.

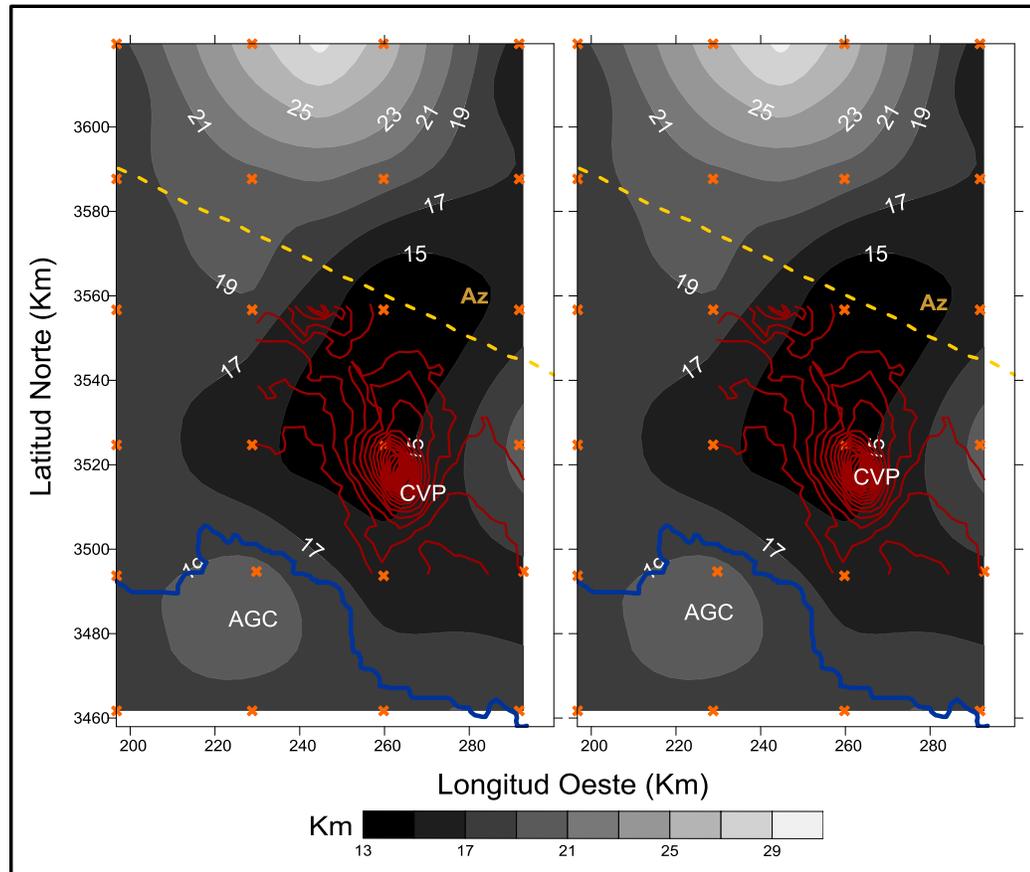


Figura 34. Mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada obtenidos utilizando los métodos de Okubo (izquierda) y Tanaka (derecha). Contornos cada 2 km. Cruces color naranja: coordenadas de los puntos de cálculo; línea discontinua color marrón: límite internacional; línea color azul: línea de costa; líneas color rojo: rasgos topográficos del CVP; CVP= Campo Volcánico El Pinacate; Az= Arizona; AGC = Alto Golfo de California.

### 3.4. Flujo de calor

Si la base de la corteza magnetizada se interpreta como una frontera donde los materiales portadores de la magnetización pierden sus propiedades magnéticas, especialmente de la magnetita, sus variaciones en profundidad reflejarían variaciones de la isoterma de Curie ( $\sim 580^{\circ}\text{C}$ ) que a su vez, producen cambios en el gradiente geotérmico y flujo de calor. Bajo esta suposición se elaboraron mapas de flujo de calor a partir de los mapas de profundidades a la base de la corteza magnetizada obtenidas con los métodos de Okubo y Tanaka, utilizando la ecuación 2.25 del Capítulo 2. Para ambos casos se utilizó una conductividad térmica de  $2.62\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , valor que se encuentra en el rango de conductividades térmicas reportadas para granito y basalto

(Tanaka *et al.*, 1999), rocas características de la zona. Además, una temperatura superficial promedio de 22° C. La figura 35 muestra los mapas de flujo de calor obtenidos. Los valores de flujo de calor fueron interpolados en una retícula con una separación de 1 km entre cada nodo utilizando el método de mínima curvatura. En ambos mapas, se observa una anomalía de flujo de calor ( $\sim 153.4 \text{ mW/m}^2$ ), con intensidad mayor a dos veces mayor al flujo de calor normal de la región ( $70 \text{ mW/m}^2$ ) con forma elipsoidal, con su eje principal orientado en la dirección NE-SW. El CVP se localiza en el extremo sur de dicha anomalía, sugiriendo una aparente relación. La relación espacial entre el CVP y la anomalía de flujo de calor, sugiere la posible presencia de una cámara magmática a profundidad en estado de enfriamiento, que dio origen al CVP. O bien, simplemente la manifestación de la cercanía del manto superior.

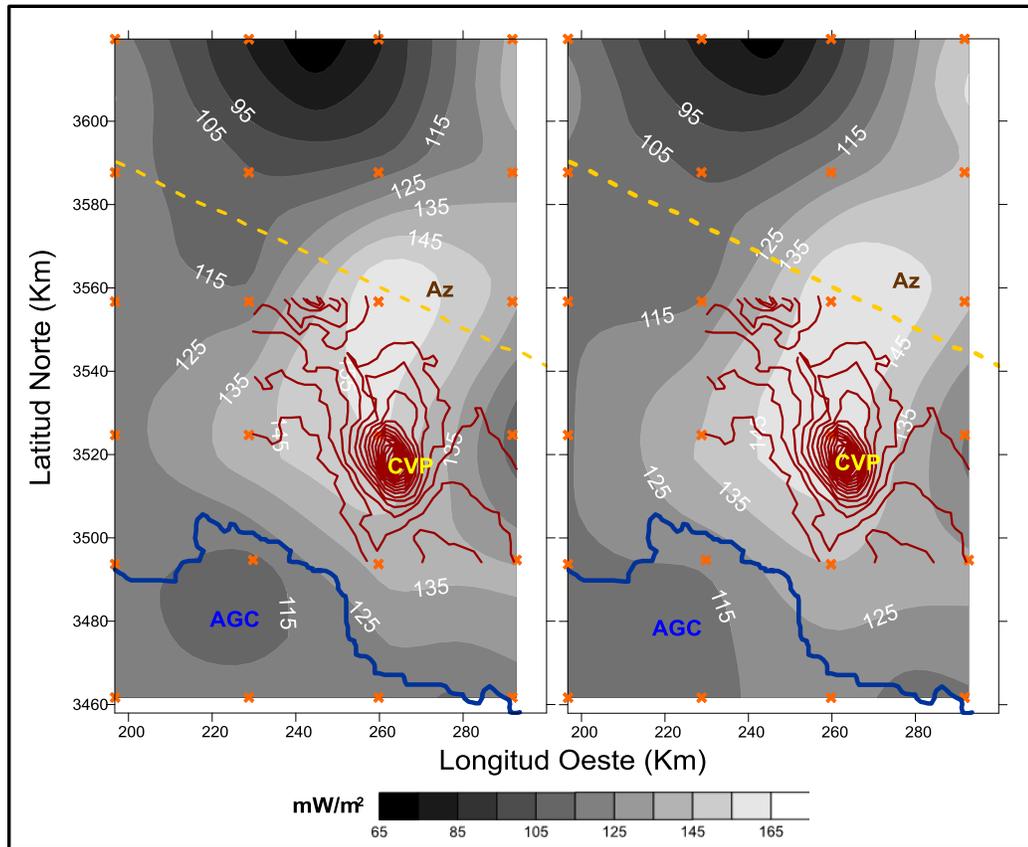


Figura 35. Mapas de flujo de calor del CVP y sus alrededores calculados a partir de las profundidades a isoterma de Curie obtenidas utilizando el método de Okubo (izquierda) y Tanaka (derecha). Contornos cada 10  $\text{mW/m}^2$ . Línea discontinua = límite internacional, línea azul = línea de costa, líneas rojas = rasgos topográficos del CVP, Az = Arizona, AGC = Alto Golfo de California. Las cruces naranjas indican los puntos dónde fueron hechos los cálculos.

### 3.5. Análisis de lineamientos magnéticos

Para obtener un mapa de lineamientos magnéticos del área que abarca el CVP, primero se transformó el mapa de anomalías magnéticas (bloque CVP, figura 29) a un mapa de anomalías pseudogravimétricas, cuyo origen se considera que son fuentes gravimétricas con densidad equivalente al volumen de susceptibilidad magnética de las fuentes magnéticas. Para realizar la transformación se ha considerado magnetización inducida con ángulos de inclinación  $I = 58^\circ$  y declinación  $D = 12^\circ$ , y una proporción de uno a uno entre la intensidad de magnetización ( $M$ ) y la densidad ( $d$ ). La figura 36 muestra el mapa de anomalía pseudogravimétrica obtenido, en esta sobresale una

amplia e intensa anomalía positiva en la parte centro noreste del área con forma elíptica con su eje mayor orientado en dirección NE-SW; el máximo de la anomalía es de aproximadamente 11 pseudo miligales y cae sobre los cráteres de explosión freatomagmática: Kino (K), Mac Dougal (McD) y el cráter del volcán cinerítico Cerro Colorado (CC). Aunque por las dimensiones y amplitud de la anomalía ésta se asocia con un cuerpo intrusivo del basamento metamórfico que subyace a los derrames del CVP. También, se observa que el volcán escudo Santa Clara (SC), el rasgo topográfico más sobresaliente con altura por arriba de los 1200 m.s.n.m., presenta una angosta anomalía alargada en dirección NW-SE en su flanco sur, coincidiendo con el eje principal de la estructura morfológica.

Obtenido el mapa de anomalías pseudogravimétricas, se elaboró un mapa de gradiente horizontal que se utilizó para extraer valores y alineaciones de máximos de gradiente horizontal (cruces negras en figura 36) indicativos de contactos magnéticos verticales, cuyos orígenes se podrían asociar con fallas. Bajo esta perspectiva, se seleccionaron algunos lineamientos magnéticos (líneas color magenta en figura 36), que se orientan en dos direcciones preferenciales: NE-SW y NW-SE.

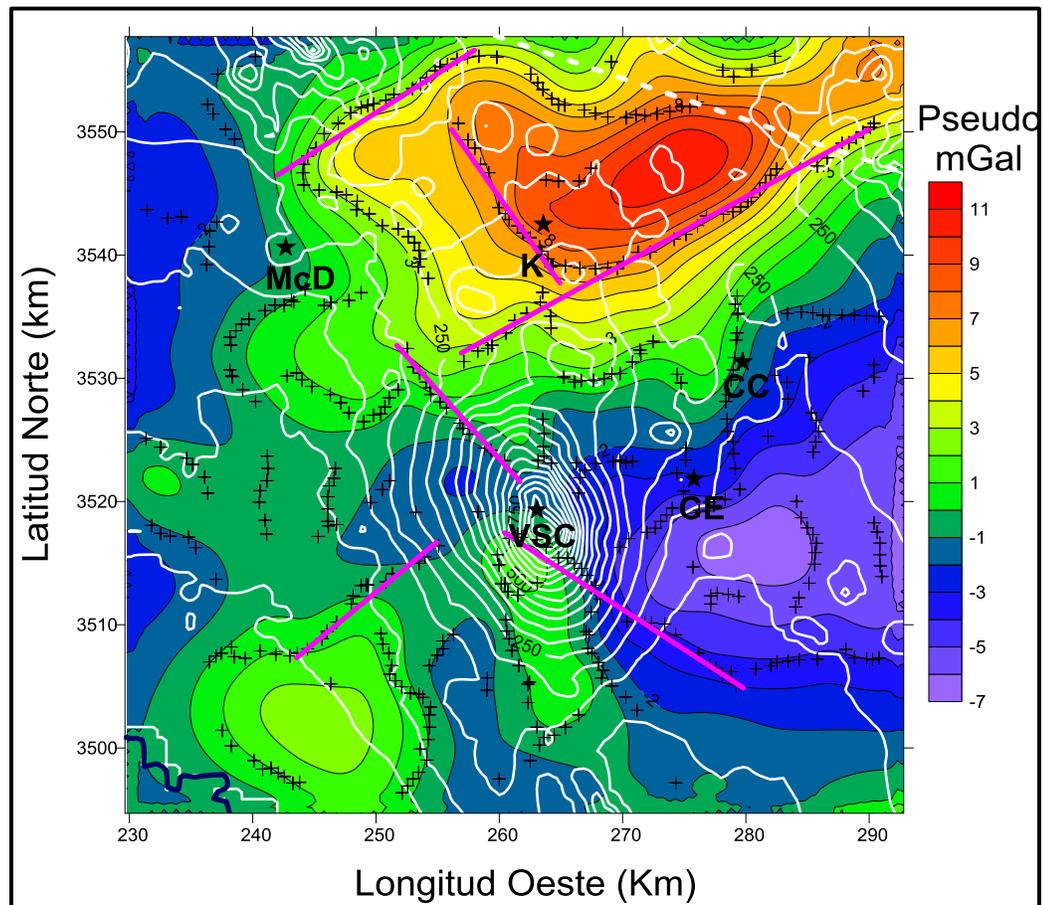
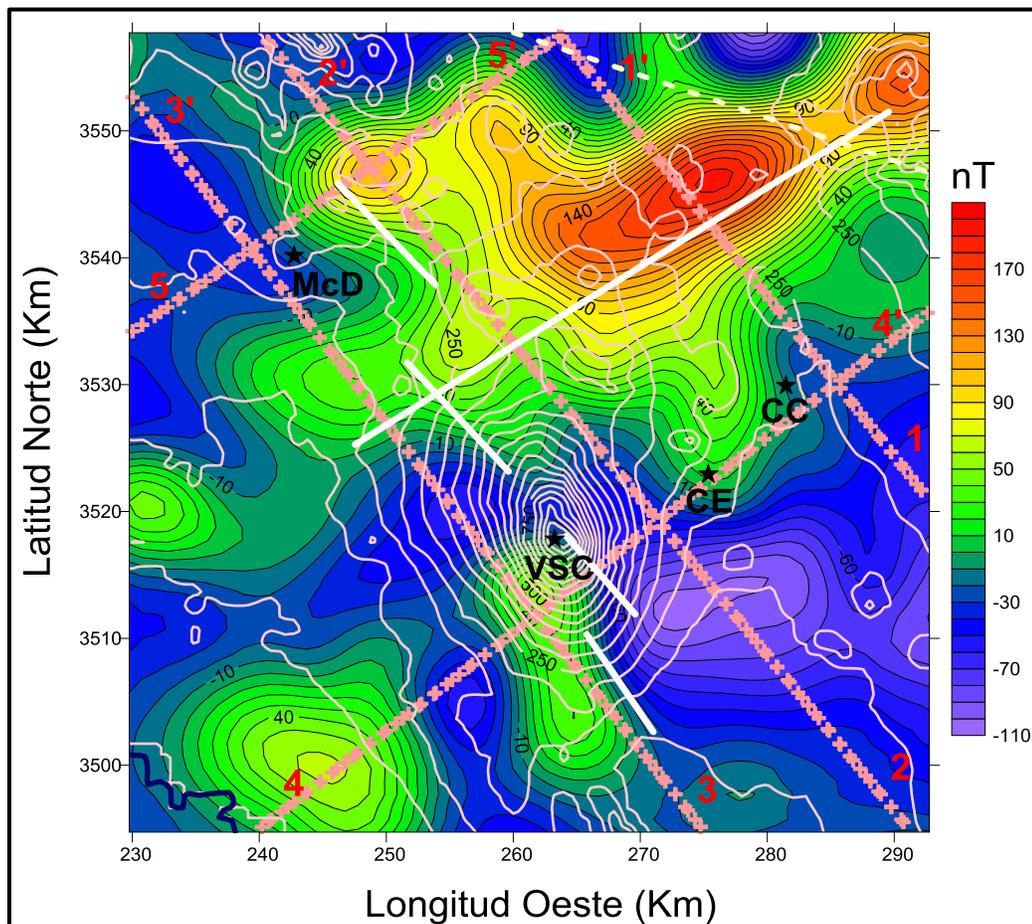


Figura 36. Mapa de anomalía pseudogravimétrica del CVP. Contornos cada 1 pseudomilgal; VSC = volcán Santa Clara; CE = cráter Elegante; CC = cráter Cerro Colorado; McD = cráter Mac Dougal y K = cráter Kino; líneas color blanco = rasgos topográficos; cruces color negro = máximos de gradiente horizontal; líneas color magenta = lineamientos seleccionados; línea discontinua = límite internacional; línea color azul = línea de costa.

Por otra parte, para resaltar los rasgos del basamento que subyace al CVP, al mapa de anomalías magnéticas se le suprimió el efecto de las fuentes magnéticas superficiales asociadas con los derrames del CVP mediante la aplicación de un filtro acoplado (*matched bandpass filtering*) que actúa como un filtro pasa-bajas. Los parámetros para la definición o diseño del filtro,  $H$ ,  $h$ , y  $b/B$  (ecuación 2.32 del Capítulo 2), fueron obtenidos del espectro de potencia radial del mapa de anomalías magnéticas (bloque CVP figura 29). El mapa se muestra en la figura 17. En tanto que el mapa de anomalías filtrado en la figura 37, al que se le han sobrepuesto los lineamientos de máximos de gradiente horizontal seleccionados y perfiles perpendiculares a éstos (líneas con cruces discontinuas color rosa, marcados con números arábigos del 1 al 5 en color rojo), para

modelarlos con el fin de cuantificar la inclinación y profundidades de los contactos de las rocas del basamento metamórfico que subyace al CVP.

El procedimiento y resultados de la modelación de los perfiles se presentan en el inciso siguiente. El proceso de la transformación de anomalías magnéticas a anomalías pseudogravimétricas, reducidas al polo, de gradiente horizontal, extracción de máximos de gradiente horizontal y filtrado acoplado, se realizó utilizando programas del paquete para procesado de datos magnéticos y gravimétricos desarrollado por el Servicio Geológico Norteamericano (Phillips, 1997).



**Figura 37.** Mapa de anomalía magnética reducida al polo y con filtro pasa bajas del CVP. Contornos cada 10 nT; VSC = volcán Santa Clara; CE = cráter Elegante; CC = Cerro Colorado; líneas color rosa = rasgos topográficos; líneas color blanco = lineamientos seleccionados; líneas con cruces color rosa = perfiles magnéticos; línea discontinua = límite internacional; línea azul = línea de costa.

### 3.6. Modelado de perfiles magnéticos

Se modelaron 5 perfiles (figura 37) de anomalías magnéticas reducidas al polo regionales utilizando el programa Mag2dc ver. 2.10 de uso libre del Departamento de Geofísica de la Universidad de Witwatersrand desarrollado por G.R.J. Cooper ([http://www.wits.ac.za/files/040c9\\_096945001363342419.rar](http://www.wits.ac.za/files/040c9_096945001363342419.rar)). El programa utiliza un esquema de modelado directo e inverso cuasi-tridimensional ( $2^{1/2}$  D) interactivo tipo Talwani y permite fijar vértices y contrastes de susceptibilidad magnética a lo largo del proceso de inversión de datos. Previo a la modelación de los perfiles magnéticos del CVP, el programa fue probado con datos sintéticos producidos con modelos conocidos teniendo resultados satisfactorios. Los perfiles magnéticos del CVP que se modelaron se obtuvieron interpolando los valores de los nodos de la malla con que se elaboró el mapa de anomalías magnéticas regionales reducidas al polo, la interpolación se realizó utilizando un algoritmo de tipo *spline* cúbico con puntos equidistantes cada 500 m. Para el modelado de los perfiles se considera que la amplitud de las anomalías magnéticas son producidas por cambios en profundidad del contraste magnético entre un cuerpo intrusivo de aparente composición grano-diorítica con susceptibilidad magnética de 0.0012 unidades cgs y las rocas que componen el basamento metamórfico, sedimentos suprayacentes junto con las raíces de los derrames volcánicos del CVP. Además, que la cima de los cuerpos se encuentra a una profundidad promedio de 3 km. Perfiles y modelos se describen a continuación:

Los modelos de los perfiles 1, 2 y 3 (Figuras 38 a 40) muestran en la intersección con el lineamiento magnético NE-SW, un contacto magnético el cual se interpreta como una falla normal con caída hacia el sureste. Así mismo, en los modelos de los perfiles 4 y 5 (figuras 41 y 42) que cortan el lineamiento magnético NW-SE, el cual se interpreta como una falla normal con caída hacia el suroeste. Implicaciones de dichos contactos-fallas se mencionan en el capítulo siguiente.

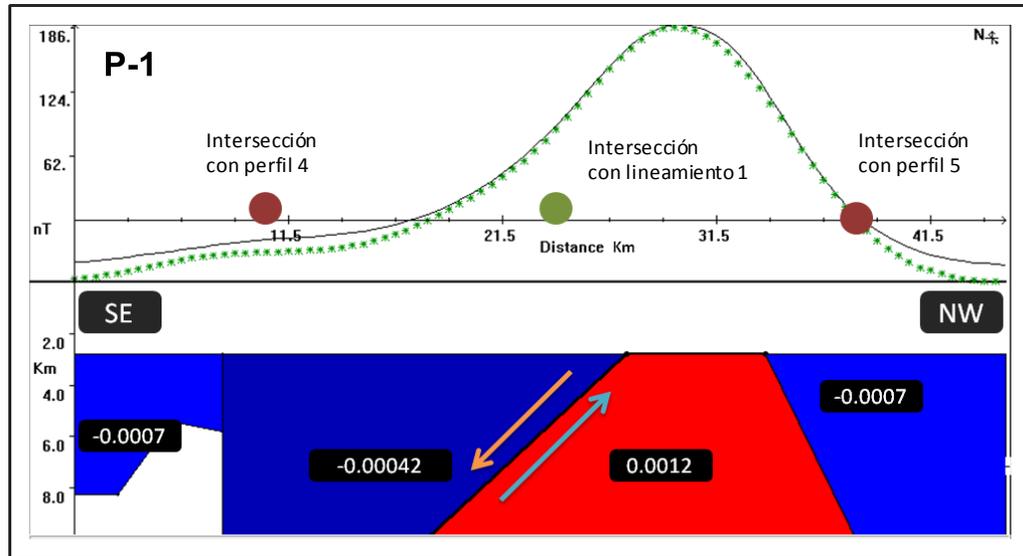


Figura 38. Perfil magnético P-1. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (\*). Abajo: Modelo magnético (2.5D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.

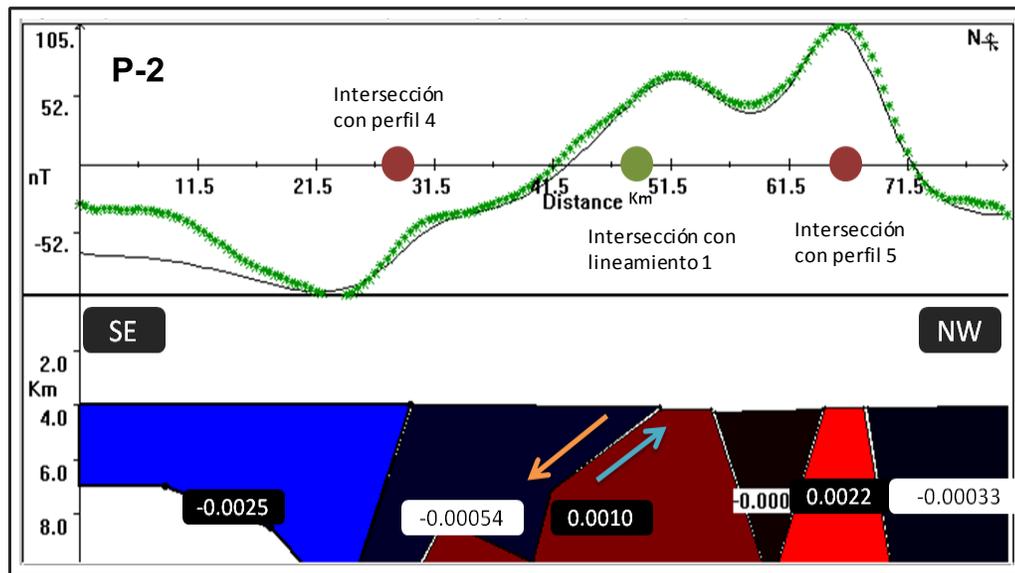


Figura 39. Perfil magnético P-2. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (\*). Abajo: Modelo magnético (2.5D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.

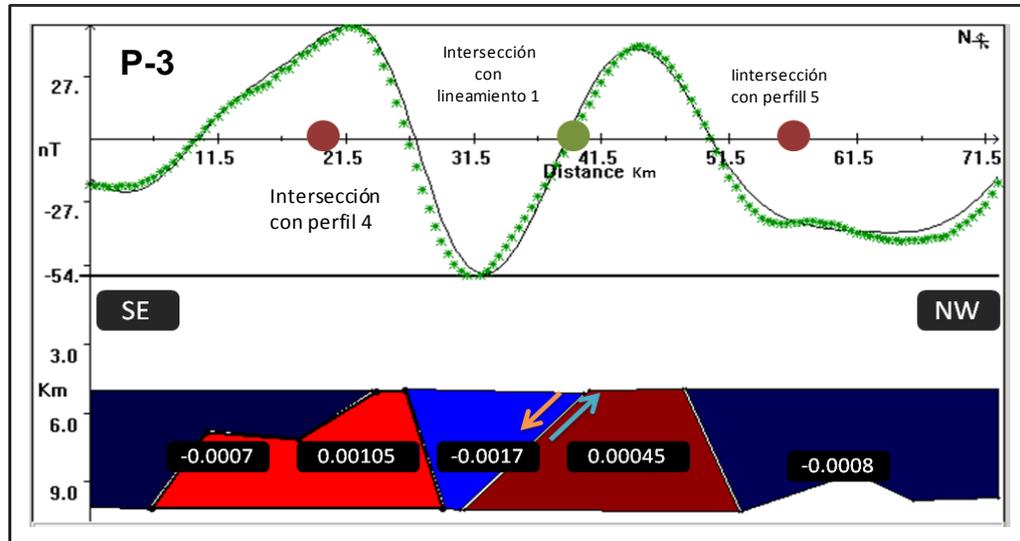


Figura 40. Perfil magnético P-3. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (\*). Abajo: Modelo magnético (2D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.

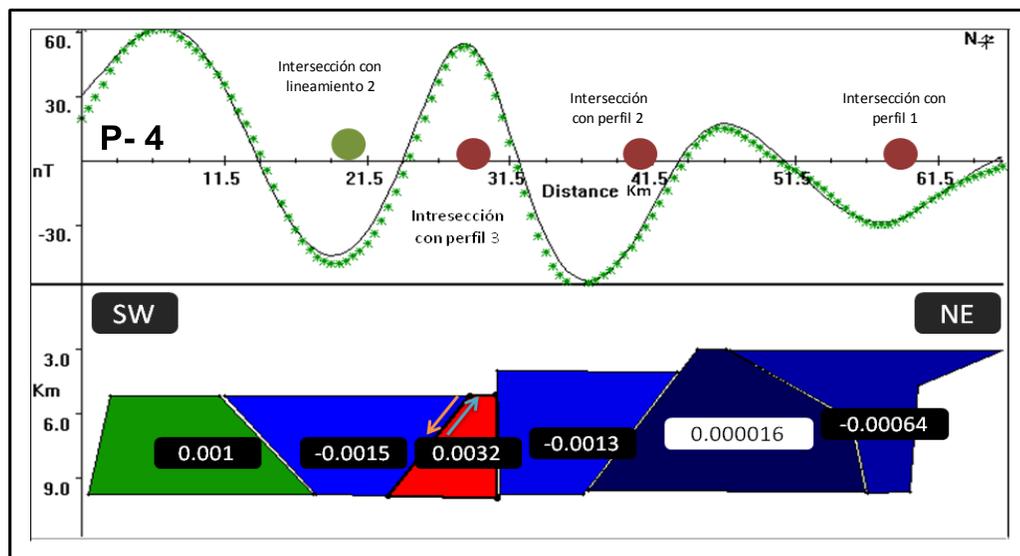


Figura 41. Perfil magnético P-4. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (\*). Abajo: Modelo magnético (2D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.

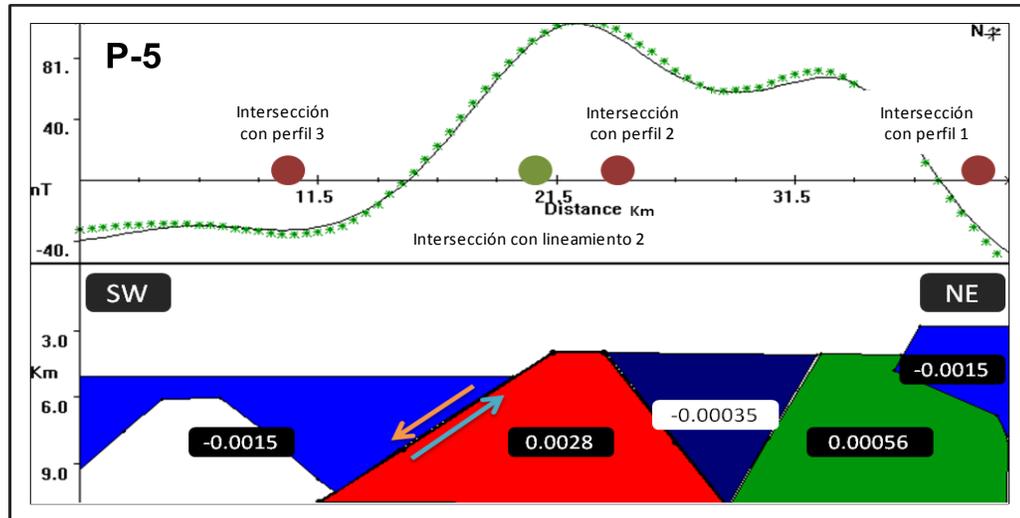


Figura 42. Perfil magnético P-5. Arriba: anomalía magnética observada (-) y calculada (\*). Abajo: Modelo magnético (2D) con contrastes de susceptibilidad magnética [-0.0007] en unidades cgs.

## Capítulo 4. Discusión de resultados

---

Una vez obtenidos los resultados, es necesario discutir algunas cuestiones en torno a ellos, como es el caso de la relación que tiene el Moho con la base de la corteza magnetizada y la localización de una frontera térmica; las posibles fuentes generadoras de una anomalía intensa de flujo de calor a partir de las características que muestra la zona de estudio, como son su tectónica y características geológicas; la relación entre el volcanismo monogenético a nivel superficial y el fallamiento a nivel de basamento, así como la correlación entre los lineamientos encontrados a partir del análisis del gradiente horizontal y los encontrados a partir de las alineaciones de los volcanes monogenéticos; por último, acerca de los posibles eventos que dieron origen al CVP, a partir de su marco tectónico, su litología y de las diferentes estructuras y edades de éstas presentes en la zona. A continuación se describe cada uno de ellos.

### **4.1 En relación a la estimación de la profundidad a la base de la corteza magnetizada a partir del análisis espectral de anomalías magnéticas y su interpretación.**

A partir de modelos sintéticos se evaluaron los métodos propuestos por Okubo *et al.*, (1985) y Tanaka *et al.*, (1999) para la estimación de la profundidad a la base de la corteza magnetizada a partir del análisis espectral de anomalías magnéticas. En el primero las anomalías se interpretan debidas a variaciones en las profundidades a la cima y base de un conjunto o ensamble de prismas, en tanto que en el segundo se consideran debidas a variaciones laterales en el contenido de minerales magnéticos y en el tipo de roca de una capa magnética de espesor constante. Los experimentos numéricos con ambos métodos arrojaron resultados satisfactorios por lo que se procedió a aplicarlos al mapa de anomalías magnéticas del CVP y sus alrededores para estimar la profundidad a la isoterma de Curie, interpretada en este trabajo como una frontera térmica que coincide con la frontera reológica constituida por la interfaz manto-corteza conocida como discontinuidad de Mohorovicic o Moho. El Moho puede verse como una frontera mecánica en donde las ondas sísmicas experimentan una aceleración a partir del cambio en las propiedades reológicas de las rocas entre frágil y dúctil. En regiones de flujo de calor alto en la corteza continental, esta frontera reológica

puede localizarse a profundidades de entre 13 a 18 kilómetros (Adams, 2006). La corteza continental queda comprendida en la litósfera que tiene como característica principal ser sólida e incluye parte del manto superior. Una definición de carácter térmico para la litósfera, radica en que es la parte de la Tierra en la que la energía térmica se transmite por medio del fenómeno de conducción a diferencia de la astenósfera, que queda por debajo del manto, en la que la transferencia de calor es llevada a cabo por la convección. En algunas circunstancias, las definiciones térmica y mecánica se correlacionan debido a que las propiedades mecánicas de las rocas dependen del cociente entre su temperatura y la temperatura a la que se funden. Y siendo que el Moho se encuentra dentro de la litósfera y funciona como frontera reológica, podemos decir que éste forma parte de una frontera térmica (Stüwe, 2007). Por otra parte, la ausencia de  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (magnetita) en rocas provenientes del manto superior (peridotita, xenolitos de dunita y eclogita) en diversos ambientes geológicos indica que no son magnéticas a temperaturas mantélicas ( $> 600^\circ \text{C}$ ), lo que corrobora que el Moho es una frontera magnética (Wasilewsky *et al.*, 1979).

Basados en estos hechos, se calibró el espectro de potencia radial de una ventana de datos magnéticos (figura 26, bloque 3) con centro en el sitio (PuPe) donde previamente se había estimado la profundidad a la interfaz manto-corteza a partir del análisis de la función-receptor de sismos lejanos (Lewis *et al.*, 2001). La banda de armónicos seleccionada para el cálculo de la profundidad media al centroide del espectro de potencia radial modificado tanto para el método de Okubo como para el método de Tanaka, se tomó como base para el cálculo de la profundidad a la isoterma de Curie del resto de las ventanas (23) en que se dividió el área de estudio. Cabe mencionar que en la mayoría de los espectros de potencia radial calculados resalta un pico en la banda de las bajas frecuencias indicando que la base de la corteza magnetizada es detectable.

## **4.2 En relación a la estimación indirecta de flujo de calor e interpretación de resultados**

En general, la profundidad de la superficie de Curie estimada a partir del análisis espectral de anomalías magnéticas es comparada con otro tipo de información, por ejemplo datos de sismicidad, anomalías gravimétricas, mediciones directas de flujo de

calor. En este trabajo comparamos las profundidades a la isoterma de Curie, convertidas a flujo de calor, del CVP y sus alrededores con mediciones directas de flujo de calor, extraídas de la base de datos del estado de Arizona del laboratorio de Geotermia de la Universidad Metodista del Sur ([http://geothermal.smu.edu/static/DatasetsZipped/core.template\\_heatflow\\_materialized.zip](http://geothermal.smu.edu/static/DatasetsZipped/core.template_heatflow_materialized.zip)). Las estimaciones de flujo de calor directas fueron realizadas a partir de mediciones de temperaturas con termistores en pozos con un rango de profundidades de 200 a 600 m y conductividades medidas a diferentes intervalos de profundidades.

En la figura 43 se muestra la comparación de estimaciones indirectas (cruces y números en color rojo), con el método de Okubo (derecha) y Tanaka (izquierda), y directas (cruces y números en color azul) de flujo de calor. Se observa que algunos de los valores de flujo de calor obtenidos a partir de las profundidades a la isoterma de Curie son similares a los obtenidos en pozos. Valores de flujo de calor alto y bajo presentan una correlación espacial, mas no en magnitud. La discrepancia en magnitud se atribuye a que las estimaciones directas podrían estar influenciadas por gradientes de temperatura altos debido a la circulación somera de agua de manantiales calientes, como se aprecia en los sectores norte-este y centro-este, con valores por arriba de los 200 mW/m<sup>2</sup>. De especial interés, son los valores de las estimaciones indirectas sobre el área del CVP, el valor de 153.4 mWm<sup>-2</sup> o en términos del gradiente térmico de 40°C/Km, sobre el volcán Santa Clara, es considerado alto tomando en cuenta que para la región *Basin and Range*, tiene un valor de 90 mW/m<sup>2</sup> (~27 °C/Km) (Jessop, 1990). Por lo tanto, se considera que valores que exceden los 120 mW/m<sup>2</sup> indican condiciones geotérmicas anómalas, producidas, en primera instancia aparentemente, por la presencia de una cámara magmática subyacente al CVP en estado de enfriamiento.

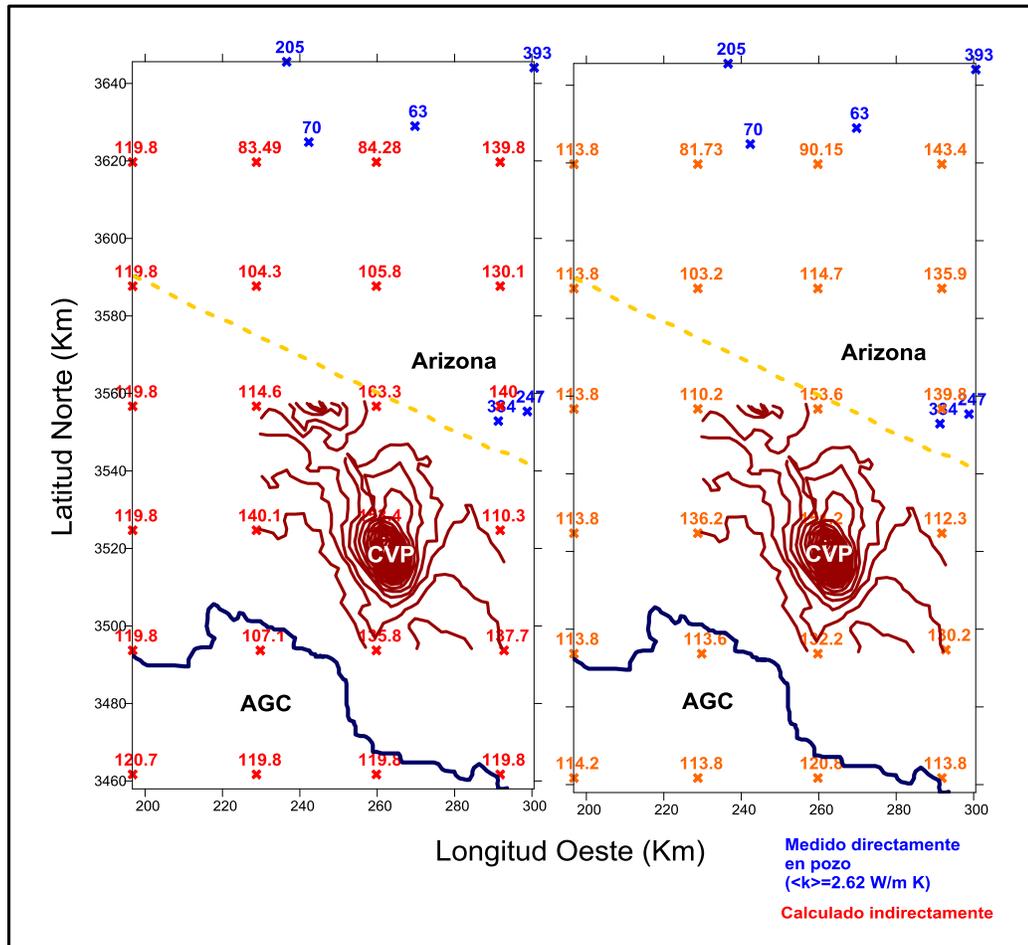


Figura 43. Comparación de estimaciones indirectas (cruces y números en color rojo y naranja) y directas (cruces y números en color azul) de flujo de calor. Izquierda, método de Okubo; derecha método de Tanaka. Línea discontinua = límite internacional, línea azul = línea de costa, líneas café = rasgos topográficos del CVP, AGC = Alto Golfo de California. Fuente: mediciones directas, Southern Methodist University, Geothermal Laboratory, Arizona data base, 2008.

En García-Estrada (1992) se presenta el cálculo del decaimiento de temperaturas para el caso de una cámara magmática en estado de enfriamiento (figura 2, p. 325), correspondiente a un cuerpo esférico de 5 kilómetros de radio, con su centro a 10 kilómetros de profundidad emplazado a una temperatura inicial de 1000°C, usando como profundidad de referencia 3000m, para una edad de 10 mil años (edad cercana a la última actividad volcánica reportada en el CVP; Gutmann *et al.*, 2000), se obtiene una temperatura de ~10° C (figura 44), situación que evidencia que aún cuando se habla de una cámara magmática de gran tamaño, la anomalía térmica conductiva que se produce es muy baja, sugiriendo de alguna manera que aún cuando la fuente

original que provee la energía estuviera compuesta por una cámara magmática en estado de enfriamiento, la fuente inmediata de calor debería estar formada por cuerpos intrusivos locales más someros para poder justificar los altos gradientes de temperaturas ( $>40^{\circ} \text{C/Km}$ ). Debido a lo anterior, es más factible considerar como origen de la anomalía de flujo de calor del CVP a un cuerpo intrusivo en estado de enfriamiento.

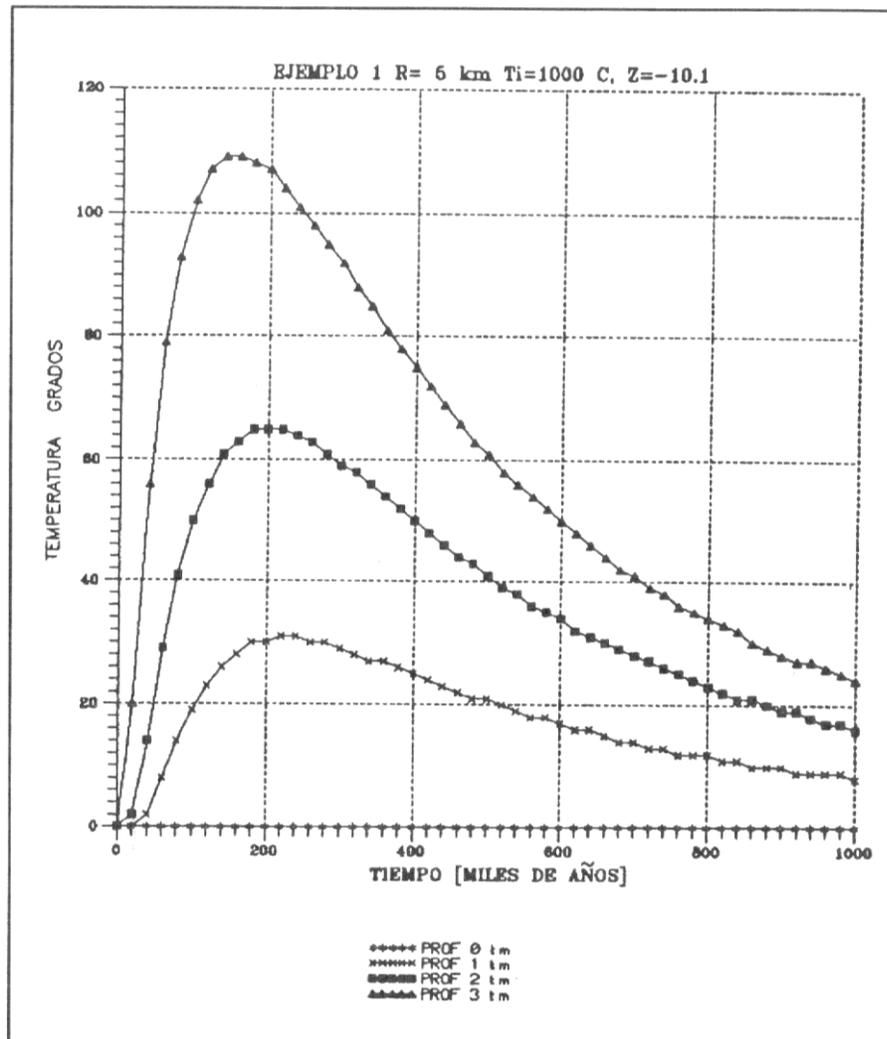


Figura 44. Evolución temporal de la temperatura a profundidades de 0, 1, 2 y 3 km, para una esfera con temperatura inicial de  $1000^{\circ} \text{C}$ , con radio = 5 km y emplazada a 10 km de profundidad. Fuente: García-Estrada, 1992.

Por otra parte, en la estimación indirecta de flujo de calor (ecuación 2.24, capítulo 3) se han supuesto condiciones de gradiente térmico constante en la corteza media e inferior, no obstante que en regiones continentales la contribución al flujo de calor superficial de

fuentes radiactivas (desintegración de isótopos de Uranio, Torio y Potasio) es importante (Turcotte y Schubert, 2002). La figura 45 muestra las curvas de temperatura-profundidad (geotermas) obtenidas para los siguientes casos de producción de calor por elementos radiogénicos: disminución exponencial (ecuación 2.47, Apéndice 1), lineal (ecuación 2.43, Apéndice 1) y el caso en el que no hay producción de calor (ecuación 2.44, Apéndice 1). Para los dos primeros se utilizó una temperatura superficial promedio  $T_0$  de 22° C, una temperatura de 560° C a la profundidad a la base de la corteza magnetizada (15 km) obtenida por el método de Okubo, una producción de calor radiogénico  $A_0$  de 3.5 micro  $W/m^3$ , un estrato radiactivo  $h_r$  de 10 km de espesor localizado a partir de la superficie y una conductividad térmica de  $2.62 Wm^{-1}K^{-1}$ , que se encuentra dentro del rango de conductividades de las zonas con características intrínsecas del *Basin and Range* (Turcotte y Schubert, 2002). Se incluye en la figura líneas discontinuas horizontales que indican las profundidades promedio que se estimaron para la cima de las fuentes que producen las anomalías magnéticas residuales (4 km) y regionales (9 km), respectivamente.

De la comparación de las geotermas, se infiere que, la temperatura de la basa de las fuentes magnéticas residuales (basamento metamórfico) oscila entre 151 a 195°C, en tanto que las de la cima de las fuentes regionales (intrusivos) entre 369 a 415°C.

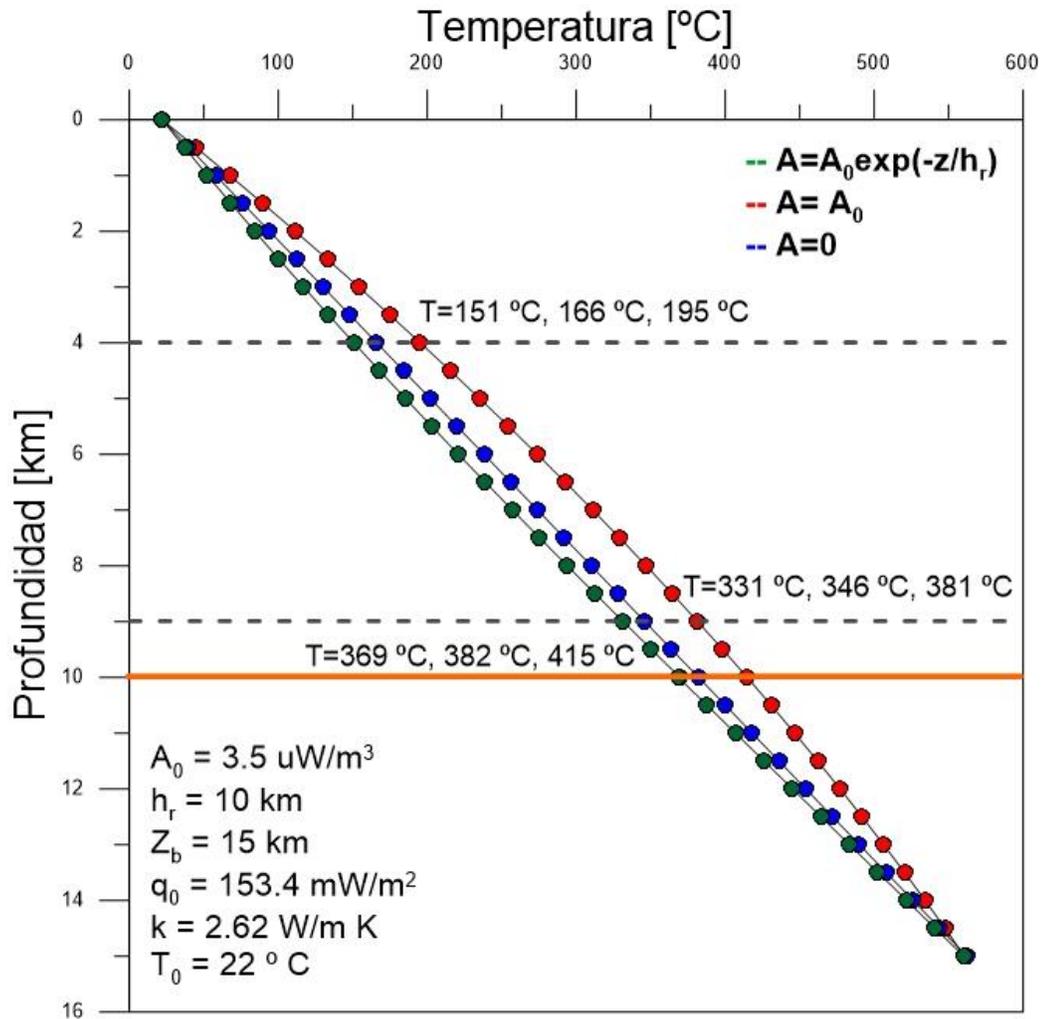


Figura 45. Geotermas obtenidas para los siguientes casos de producción de calor por fuentes radiactivas: disminución exponencial (verde), constante (roja); sin fuentes (azul).  $T_0$  = Temperatura superficial,  $Z_b$  = Profundidad a la isoterma de Curie,  $q_0$  = flujo de calor superficial,  $k$  = conductividad térmica,  $A_0$ = generación de calor,  $h_r$ = estrato radiactivo.

De lo anterior, se podría decir que el o los cuerpos intrusivos que generan la anomalía de flujo de calor en el CVP se localizan a una profundidad promedio de 9 km con una temperatura de enfriamiento entre 369° a 415°C, dependiendo del modelo de producción de calor que se seleccione.

### 4.3 En relación a la asociación de los lineamientos magnéticos con los lineamientos de los volcanes monogenéticos

La figura 46 muestra el mapa de anomalía magnética regional reducida al polo del CVP al cual se le ha sobrepuesto la ubicación de los volcanes monogenéticos (puntos color

negro, Cazares, 2013), los lineamientos de los máximos de gradiente horizontal (puntos color rosa de diferente tamaño) y las fallas inferidas (líneas color blanco) del basamento ígneo-metamórfico que subyace a los derrames volcánicos. En general, se observa una correlación espacial entre los lineamientos de máximos de gradiente horizontal interpretados como fallas y los volcanes monogenéticos. El lineamiento con dirección NE-SW se asocia con el fallamiento de la provincia extensional del Golfo de California y el de dirección NW-SE con el fallamiento de la provincia *Basin and Range*. Se observa que una mayor cantidad de los volcanes monogenéticos se agrupan alrededor del segmento norte de la falla con dirección NE-SW, por lo que se sugiere que éste fue el conducto principal por donde emergieron dichos volcanes. Además, su orientación y caída hacia el este sugiere una asociación con el régimen extensional que prevalece en la cuenca oceánica Wagner.

Por otra parte, en un estudio estadístico, utilizando la técnica PNN (Poisson Nearest Neighbor, por sus siglas en inglés), hecho por Le Corvec *et al.*, (2013) en relación a las distribuciones espaciales y alineaciones de volcanes monogenéticos en 37 distintos campos volcánicos alrededor del mundo, encontraron que la mayor parte de los campos volcánicos que presentan este tipo de volcanismo muestran un amontonamiento estadístico en la distribución de éstos, así como que los alineamientos en campos que sufren un esfuerzo compresivo, presentan menos orientaciones preferenciales, contrastando con los que se encuentran en un ambiente extensional, que presentan un sinnúmero de orientaciones preferenciales, debido quizá a la competencia entre influencias de esfuerzos a nivel local y regional o a fracturas preexistentes dentro de la corteza.

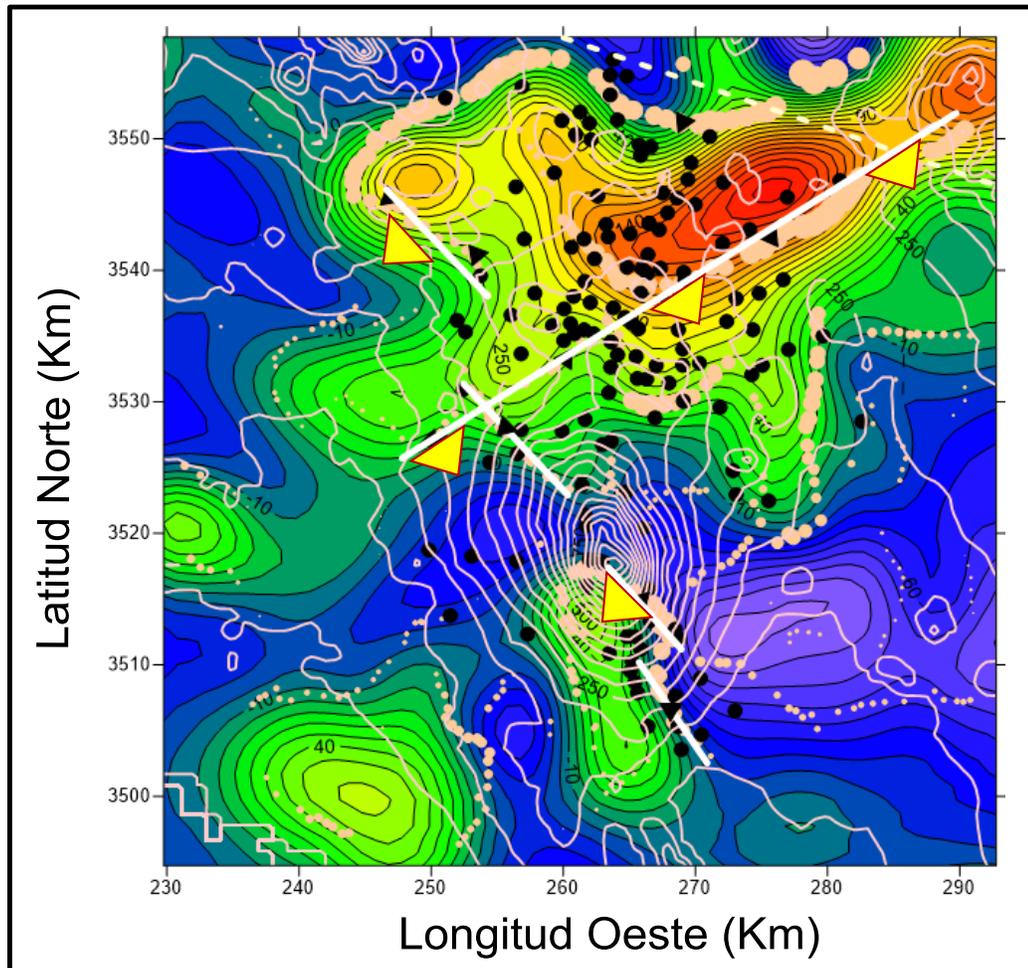


Figura 46. Mapa de anomalía regional reducida al polo de la región del CVP. Los puntos color salmón denotan los máximos de gradiente horizontal. Las líneas blancas muestran dos sistemas de fallas principales y los triángulos amarillos sus respectivas caídas. Línea discontinua = límite internacional; líneas rosas = rasgos topográficos; puntos negros = localización de volcanes monogénéticos.

#### 4.4 En relación al origen del CVP

El proceso geológico que dio origen al CVP ha sido tema de debate y aún es incierto (Gutmann, 2011). El origen de la anomalía de flujo de calor ( $\sim 153.4 \text{ mW/m}^2$ ), encontrada en este trabajo, se ha asociado a la presencia de un cuerpo intrusivo en estado de enfriamiento ubicado a 9 km de profundidad por debajo del CVP. El origen de tal intrusivo y del propio campo volcánico podría estar relacionado a un proceso de “magmatic underplating” que suplió el magma. En este proceso magma basáltico queda atrapado cerca del Moho o dentro de la corteza o en zonas de transición corteza-manto, debido a la baja densidad de las rocas de la corteza (Cox, 1993). Cuando este proceso

se lleva a cabo mediante el fenómeno de apertura (*rifting*, por ejemplo, el Golfo de California), se inicia a partir de la localización de una anomalía térmica localizada en la astenósfera, donde al liberarse presión en el manto por el afloramiento adiabático debido al propio proceso de apertura, puede generar cuerpos basálticos fundidos; con el ascenso del magma con dirección al Moho, se inicia un proceso de enfriamiento y solidificación con liberación de calor que da lugar a una nueva corteza (*underplating*), al mismo tiempo de aportar las condiciones óptimas para la posible formación de intrusiones o la presencia de volcanismo (Pasquale *et al.*, 2014).

En el CVP, el proceso de *underplating* aparentemente fue abortado en su etapa inicial de desarrollo y desplazado hacia el alto Golfo de California en respuesta a la deformación intraplaca.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

En base a los objetivos planteados en el capítulo 1, sección 1.1 y a los resultados obtenidos en el capítulo 3, se puede concluir que:

1. A partir del análisis de anomalías magnéticas generadas con modelos sintéticos se encuentra que los métodos espectrales propuestos por Okubo y Tanaka, para estimar profundidades a la base de la corteza magnetizada, son de fácil programación, aplicables y producen resultados confiables.

2. A partir del análisis espectral de las anomalías aeromagnéticas del CVP y sus alrededores se han estimado, profundidades a la base de la corteza magnetizada en la región del CVP y sus alrededores que oscilan entre 14 a 17 km, las cuales son interpretadas como ondulaciones de la isoterma de Curie, una frontera cortical térmica que a su vez es interpretada como la interfaz manto-corteza o Moho.

3. Estimaciones indirectas de flujo calor, obtenidas a partir de las profundidades a la isoterma de Curie, indican una anomalía de flujo de calor ( $\sim 153.4 \text{ mW/m}^2$ ) sobre el CVP, cuyo origen se atribuye a un cuerpo intrusivo en estado de enfriamiento localizado a 9 km de profundidad con temperaturas entre 300 a 400°C, inferidas a partir de un modelo geotérmico unidimensional, considerando producción de calor radiogénico.

4. A partir de la generación de lineamientos de máximos de gradiente horizontal magnético y del modelado bidimensional de perfiles aeromagnéticos, se infieren dos fallas principales a nivel del basamento ígneo-metamórfico que subyace al CVP. La primera, con rumbo NW-SE y caída hacia el suroeste, es asociada al movimiento de extensión que dio origen a la provincia *Basin and Range* (falla más antigua). La segunda, con rumbo NE-SW y caída hacia el sureste, es asociada al movimiento de extensión oblicuo que dio origen a la cuenca oceánica Wagner (falla más joven). Ésta última, por su asociación espacial con los volcanes monogenéticos, es considerada el conducto principal por donde emergieron las lavas que edificaron dichos volcanes.

5. A partir de la correlación entre los resultados de este trabajo y la evolución del proceso de *rifting* del Golfo de California, se sugiere que el origen del CVP podría estar asociado a un proceso de “magmatic underplating” que suplió el magma basáltico y que fue abortado y desplazado hacia el Alto Golfo de California en respuesta a la deformación intraplaca.

## Lista de referencias

- Adams, M.G. (2006). Alternating ductile-brittle deformation in Alleghanian shear zones, northwestern North Carolina and eastern Tennessee. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38(3)75.
- Bevington, P.R., Robinson. (1969). *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*. McGraw-Hill Book Company, 336 pp.
- Bhattacharyya, B. K., Leu, L. K. (1977). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 42(1), 41-50.
- Blakely, R. J. (1988). Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 93(B10), 11817-11832.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Blakely, R. J., Simpson, R. W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494-1498.
- Breiner, S., (1973). Applications manual for portable magnetometers. Geometrics, 58 pp.
- Calmus, Thierry, Vega-Granillo Ricardo, Lugo Zazueta Raúl (2011). Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico tardío y el cenozoico, Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México. UNAM, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227-266.
- Cázares Hernández, F. (2013) *Comportamiento volcánico-hidrotermal del sistema maar-diatrema del cráter El Elegante; Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México*. Tesis de Maestría en ciencias. Universidad de Sonora. 153 p.
- Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., and de la Fuente, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics*, 48, 376-390.
- Cox, K. G. (1993). Continental magmatic underplating. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 342(1663), 155-166.
- Daniels, V. B. A. C. D., Patricia, C. A. F. I. H., Mark, H. R. K. W. M., Victoria, P. C. R. W. R., Ronald, R. S. S. S. S., Phillips, S. J. V., & Ravat, J. D. (2002). Digital data grids for the magnetic anomaly map of North America. Recuperado 20 de enero 2012 de: [http://pubs.usgs.gov/sm/mag\\_map/](http://pubs.usgs.gov/sm/mag_map/)

- Dimitriadis, K., G.A. Tselentis, K. Thanassoulas, 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. Short Note. *Computers & Geosciences*, 13(5), 549-560.
- Donnelly, M.F., 1974, *Geology of the Sierra del Pinacate volcanic field, northern Sonora, Mexico, and southern Arizona U.S.A.: Stanford, California, U.S.A.*, Tesis doctoral, Stanford University, 722 p.
- Estrada, G. H. G. (1992). Generalidades sobre termometría y un ejemplo: la explicación física de criterios geológicos de exploración geotérmica. *Geotermia: Revista mexicana de geoenergía*, 8, 305.
- Goss, A. R., Gutmann, J. T., Varekamp, J. C., Kamenov, G. (2008, October). Pb isotopes and trace elements of the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, Mexico: a Basin and Range mini-plume near the EPR spreading center. Geological society of America abstracts with programs, 40(6).
- Gutmann, J. T. (2011). *Estudios Geológicos en el Campo Volcánico de El Pinacate* (Vol. 5). Hermosillo, Sonora. Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste. 51 p.
- Gutmann, J. T., Turrin, B. D., Dohrenwend, J. C. (2000). Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field yield notably young  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81(4), 33-37.
- Grauch, V. J. S., Cordell, L. (1987). Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52(1), 118-121.
- Jessop, A. M. (1990). *Thermal geophysics* (Vol. 306). Amsterdam: Elsevier.
- Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J., Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.
- Lewis, J. L., Day, S. M., Magistrale, H., Castro, R. R., Astiz, L., Rebollar, C., Brune, J. N. (2001). Crustal thickness of the peninsular ranges and gulf extensional province in the Californias. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 106(B7), 13599-13611.
- Lutz, T. M., Gutmann, J. T. (1995). An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 100(B9), 17659-17670.
- Lynch, D. J. (1981). Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora. *Mexico (Ph. D. thesis): Tucson, University of Arizona*. 250p

- Lynch, D. J., Musselman, T. E., Gutmann, J. T., Patchett, P. J. (1993). Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico. *Lithos*, 29(3), 295-302.
- Martin-Barajas, A., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, p. 72-83.
- Marquardt, D. W. (1970). Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation, and nonlinear estimation. *Technometrics*, 12(3), 591-612.
- Montoya Valenzuela, J.A. (2014) *Evidencias basadas en sismica de reflexión de un sector de tectónica inactiva en el norte del Golfo de California*. Tesis de Maestría en ciencias. Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 80 p.
- Okubo, Y., Graf, R. J., Hansen, R. O., Ogawa, K., Tsu, H. (1985). Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 50(3), 481-494.
- Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P. (2014). *Geothermics: Heat Flow in the Lithosphere*. Springer International Publishing AG.
- Phillips, J. D. (1997). *Potential-field geophysical software for the PC, version 2.2*. US Department of the Interior, US Geological Survey. Recuperado 17 de marzo 2013 de: <http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr-97-0725/>
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Servicio Geológico Mexicano (1980). Carta Geológico Minera Puerto Peñasco H12-1 Sonora , Esc 1: 250 000. Recuperado el 12 de febrero de 2014: [http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas\\_Online/geologia/10\\_H12-1\\_GM.pdf](http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/10_H12-1_GM.pdf)
- Servicio Geológico Mexicano (1996). Carta Geológico Minera Los Vidrios I12-10 Sonora, Esc. 1: 250 000. Recuperado el 12 de febrero de 2014: [http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas\\_Online/geologia/9\\_I12-10\\_GM.pdf](http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/9_I12-10_GM.pdf)
- Sheriff, S. D. (2010). Matched filter separation of magnetic anomalies caused by scattered surface debris at archaeological sites. *Near Surface Geophysics*,8(2), 145-150.
- Solís-Limón, M.F. (2003). *Caracterización y procedencia de las dunas que bordean al campo volcánico El Pinacate, Sonora, México*. Tesis de Maestría en ciencias. Universidad de Sonora. 158p.
- Southern Methodist University Geothermal Laboratory. *Geothermal Data Aggregation*. Recuperado el 5 de marzo de 2014, de [http://geothermal.smu.edu/static/DatasetsZipped/core.template\\_heatflow\\_materialized.zip](http://geothermal.smu.edu/static/DatasetsZipped/core.template_heatflow_materialized.zip)

- Smith, R.B., R.T. Shuey, R.O. Freidline, R.M. Otis, L.B. Alley. 1974. Yellowstone Hot Spot: New Magnetic and Seismic Evidence. *Geology*, 2(9), 451-455.
- Spector, A., & Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Stüwe, K. (Ed.). (2007). *Geodynamics of the lithosphere: An introduction*. Springer.
- Sumner, J. R. (1972). Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3103-3120.
- Talwani, M., Heirtzler, J. R. (1964). *Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape*. *Geophysics* 52 (2), 232-238.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306(3), 461-470.
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., Josephs, R. (2005). *Earth: an introduction to physical geology*. Pearson/Prentice Hall.
- Turcotte, D. L., Schubert, G. (2002) *Geodynamics*. (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Vidal-Solano, J.R. (2005). Le volcanisme hyperalcalin d'âge miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora). Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique. Thèse de Docteur en Sciences, Université Aix-Marseille III. 256p.
- Vidal-Solano, J. R., Paz, F. A., Demant, A. (2005). *Caracterización y cronología del evento volcánico terciario pre-pinacate, campo El Pinacate, Noroeste de Sonora, México* (Vols. 18 y 19). Hermosillo, Sonora. Universidad de Sonora.
- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W. (2008). Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico. Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic sequences from the Pinacate area (Sonora). *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 691-708.
- Von der Haar, S., Howard, J. H. (1981). Intersecting faults and sandstone stratigraphy at the Cerro Prieto geothermal field. *Geothermics*, 10(3), 145-167.
- Wasilewski, P. J., Thomas, H. H., Mayhew, M. A. (1979). The Moho as a magnetic boundary. *Geophysical Research Letters*, 6(7), 541-544.

## Apéndice 1. Cálculo de geotermas

---

Para la estimación indirecta de flujo de calor a partir del conocimiento de la profundidad a la base de la corteza magnetizada, se parte de la ley de Fourier, la cual es la ecuación más básica para describir el fenómeno de la conducción de calor. Su forma general está dada por la siguiente ecuación (Turcotte y Schubert, 2002):

$$k \operatorname{div} [\operatorname{grad}(T(x, y, z))] + A(x, y, z) = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T(x, y, z)}{\partial t} \quad (2.38)$$

Donde  $T$  = temperatura [K];  $k$  = conductividad térmica [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ],  $A$  = producción de calor [ $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ];  $t$  = tiempo [s] y  $\alpha$  = difusividad térmica [ $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ]

Si se considera el caso estacionario (es decir, en el que no se toma en cuenta la variación temporal), y que la conducción de calor sólo ocurre de manera vertical donde ésta no varía con la profundidad, la ecuación (2.38) se simplifica a:

$$\frac{d^2T(z)}{dz^2} + \frac{A}{k} = 0 \quad (2.39)$$

Que es una ecuación diferencial lineal de segundo orden, de coeficientes constantes. Integrando la ecuación (2.39) desde la superficie hasta una profundidad  $z$ , se obtiene:

$$\int_0^z \left( \frac{d^2T}{dz^2} + \frac{A}{k} \right) dz = 0 \quad (2.40)$$

$$\left( \frac{dT}{dz} + \frac{A}{k}z \right) \Big|_0^z = 0 \quad (2.41)$$

Evaluando los límites en (2.41), se obtiene:

$$\frac{dT(z)}{dz} - \frac{dT(z=0)}{dz} + \frac{A}{k}z = 0 \quad (2.42)$$

Donde  $\frac{dT(z=0)}{dz}$  es una constante.

Integrando nuevamente la ecuación (2.42) y evaluando el resultado en los límites de la integral, se arriba a la ecuación (2.43) que describe la temperatura en función de la profundidad cuando se considera una producción de calor constante

$$T(z) = T(z = 0) + z \frac{dT(z = 0)}{dz} - \frac{A}{2k} z^2 \quad (2.43)$$

Donde  $T(z=0)$  es otra constante, que se puede obtener sabiendo cuánto es la temperatura en la superficie.

Es evidente que si no se considera producción de calor, la ecuación (2.43) se reduce a

$$T(z) = T(z = 0) + z \frac{dT(z = 0)}{dz} \quad (2.44)$$

Ahora bien, si se considera que la producción de calor es debido a la presencia de elementos radiogénicos con forma de exponencial negativa, la ecuación (2.39) toma la forma

$$\frac{d^2T(z)}{dz^2} + \frac{A_0 \exp(-z/h_r)}{k} = 0 \quad (2.45)$$

Donde  $A_0$  es la producción de calor radiogénico [ $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ] y  $h_r$  es el grosor de la capa de elementos radiogénicos. Integrando la ecuación (2.45) y evaluando en los límites de la integral, se obtiene:

$$\frac{dT(z)}{dz} - \frac{dT(z = 0)}{dz} + \frac{A_0 h_r}{k} \left[ 1 - \exp(-z/h_r) \right] = 0 \quad (2.46)$$

Donde  $\frac{dT(z=0)}{dz}$  es una constante

Integrando nuevamente la ecuación (2.46) y evaluando en los límites de la integral, se obtiene la ecuación que relaciona la temperatura en función de la profundidad cuando se considera que hay producción de calor debida a la presencia de elementos radiogénicos en forma de exponencial negativa:

$$T(z) = T(z = 0) + z \frac{dT(z = 0)}{dz} - z \frac{A_0 h_r}{k} + \frac{A_0 h 2_r}{k} \left[ 1 - \exp(-z/h_r) \right] \quad (2.47)$$

Donde  $T(z=0)$  es una constante que se determina sabiendo la temperatura en la superficie.