



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Estimación de la profundidad
del Punto de Curie para el
estado de Coahuila

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

José Antonio Jiménez Miramontes

DIRECTORA DE TESIS

Ing. Xóchitl Flores Soto



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Índice general

Índice de figuras	III
Índice de tablas	v
Resumen	vi
Abstract	vi
Agradecimientos	vii
1. Introducción	1
2. Fundamentos teóricos	2
2.1. Inducción magnética	2
2.2. Campo magnético de un dipolo	3
2.2.1. Potencial de un dipolo y el momento magnético	3
2.2.2. Campo dipolar	4
2.3. Magnetización	4
2.3.1. Tipos de magnetización	5
2.4. Intensidad magnética	6
2.5. Susceptibilidad magnética y permeabilidad magnética	6
2.6. Campo geomagnético	7
2.6.1. Fuentes internas y externas del campo geomagnético	8
2.6.2. Campo Geomagnético Internacional de Referencia	9
2.6.3. Variaciones temporales del campo magnético	9
2.7. Transformada de Fourier	11
2.8. Temperatura de Curie	12
2.9. Flujo de calor y gradiente geotérmico	13
3. Descripción del estado de Coahuila	14
3.1. Localización	14
3.2. Geología	15
3.2.1. Estratigrafía	16
3.2.2. Geología Estructural y tectónica	19
4. Metodología	22
4.1. Método para estimar la profundidad de punto de Curie	22
4.1.1. Modelos estadísticos para interpretar anomalías magnéticas	22

4.1.2. Estimación de la profundidad de la base de la fuente magnética	24
4.2. Cálculo de gradiente geotérmico	25
4.3. Datos	26
4.4. Definición de ventanas	26
4.5. Procesamiento de los datos	28
4.6. Programa para estimación de profundidades y gradiente geotérmico	31
5. Resultados	33
5.1. Interpretación	36
6. Conclusiones y recomendaciones	42
A. Resultados completos de profundidades de Punto de Curie	43
Bibliografía	46

Índice de figuras

2.1. Representación de la fuerza de Lorentz. Fuente: Lowrie W. Principles of Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press; 2007.	2
2.2. Representación del campo magnético de un dipolo. Fuente: Lowrie W. Principles of Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press; 2007.	3
2.3. Representación de un dipolo Fuente: Lowrie W. Principles of Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press; 2007.	4
2.4. Momentos magnéticos en un volumen Fuente: Lowrie W. Principles of Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press; 2007.	4
2.5. Representación de los tipos de magnetización Fuente: Caballero Miranda, Cecilia I. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 2011.	5
2.6. Vector del campo geomagnético junto con sus componentes cartesianas y polares Fuente: Blakely R. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge: Cambridge University Press; 1996.	7
2.7. Intensidad total del campo magnético en nT para 2015 Fuente: "International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation" por Thébault et al.,2015, Earth, Planets and Space, vol.67 ,p. 79. . . .	10
3.1. Ubicación del estado de Coahuila	14
3.2. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983)	15
3.3. Geología del estado de Coahuila	16
3.4. Ubicación de los campos volcánicos Ocampo, Las Esperanzas y Las Coloradas modificado de Aranda-Gómez et al. (2005)	19
3.5. Aspectos estructurales del estado de Coahuila modificado de Chavez-Cabello, (2005) .	20
4.1. Representación gráfica de un prisma rectangular y sus parámetros Fuente: "Statistical models for interpreting Aeromagnetic Data" por A. Spector y F. S. Grant, 1970, Geophysics, vol. 35(2), pp. 293-302 .	23
4.2. Ejemplificación de la capa magnética con sus profundidades correspondientes	25
4.3. Mapa de anomalía de campo total del estado de Coahuila	26
4.4. Mapa de anomalía de campo total del estado de Coahuila y los puntos centrales de las ventanas propuestas	27
4.5. Señal con un periodo completo (a) y señal truncada (b) con sus respectivas transformadas Fuente: http://www.ni.com/white-paper/4844/es	28
4.6. Representación del pre-proceso aplicado a la malla de datos magnéticos Fuente: modificado de http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Preparing_Grids_for_MAGMAP_FFT_Processing.pdf	28
4.7. Malla de datos antes del pre-procesamiento (a) y después del pre-procesamiento (b) .	29
4.8. Logaritmo natural del espectro de potencia 2D de la señal	29
4.9. Logaritmo natural del espectro radial de potencia de la señal	30
4.10. Ejemplo de las curvas generadas para obtener Z_t y Z_b	31

4.11. Ejemplo de las pendientes seleccionadas para obtener Z_t y Z_b	32
4.12. Ejemplo de la interfaz de julia para el programa generado	32
5.1. Mapa de campo magnético total con la distribución de los 89 puntos centrales de ventanas y sus respectivas profundidades en kilómetros	34
5.2. Mapa de profundidades de punto de Curie	35
5.3. Mapa de gradiente geotérmico	35
5.4. Mapa de profundidades de punto de Curie en las diferentes provincias	36
5.5. Mapa de gradiente geotérmico en las diferentes provincias	37
5.6. Zonas mineralizadas con presencia de hierro al noroeste de Coahuila	38
5.7. Mapa de profundidades de punto de Curie en comparación con la provincia Basin and Range Fallas obtenidas de "Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México" por José J. Aranda-Gómez, Christopher D. Henry y James F. Luhr, 2000, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. LIII, pp. 59-71	39
5.8. Mapa de gradiente geotérmico en comparación con la provincia Basin and Range Fallas obtenidas de "Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México" por José J. Aranda-Gómez, Christopher D. Henry y James F. Luhr, 2000, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. LIII, pp. 59-71	40
5.9. Zonas identificadas con potencial geotérmico	40

Índice de tablas

2.1.	Tabla de susceptibilidades magnéticas de minerales y rocas Fuente: Caballero Miranda, Cecilia I. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 2011.	7
2.2.	Tabla de Temperatura de Curie para algunos minerales ferromagnéticos Fuente: "Magnetic Properties of Rocks and Minerals" por Christopher P. Hunt, Bruce M. Moskowitz y Subir K. Banerje, 1995, Handbook of Physical Constants, vol. 3, pp. 189-204. American Geophysical Union.	13
4.1.	Ejemplo del archivo generado por el programa Oasis Montaj	30
5.1.	Tabla de profundidades de la estructura magnética y gradiente geotérmico	33
A.1.	Tabla completa de profundidades de la estructura magnética y gradiente geotérmico	45

Resumen

Se estimó la profundidad de punto de Curie para el estado de Coahuila haciendo uso del análisis espectral de datos aeromagnéticos siguiendo la metodología propuesta por Okubo et al. (1985) y se obtuvo el cálculo de gradiente geotérmico a partir de dichas profundidades con el fin de caracterizar el potencial geotérmico de Coahuila. Las profundidades de punto de Curie estimadas varían entre los 3.28 [km] y los 12.48 [km], con los valores más someros distribuidos, en su mayoría, en la parte occidental del estado. Después hacer un análisis de los resultados parece haber una correlación entre las profundidades y los aspectos geológicos presentes en la región.

Abstract

Curie Point Depths for Coahuila state were estimated applying spectral analysis of aeromagnetic data following the methodology proposed by Okubo et al. (1985) and geothermal gradient calculations were obtained from the data so the geothermal potential of Coahuila could be assessed. Curie point Depths vary from 3.28[km] and 12.48 [km] with shallow values distributed mostly in the west part of the state. After analyzing the data there seems to be a correlation between Curie point Depths and the present geology.

Agradecimientos

Antes que nada quisiera agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, así como a la Facultad de Ingeniería y a todos los profesores por brindarme los conocimientos que me permitieron llegar hasta este punto.

Al proyecto P01 del CeMIEGeo y a la doctora Rosa María Prol Ledesma por darme la oportunidad de formar parte de un proyecto tan interesante que me dejó muchas enseñanzas.

A la ingeniera Xochitl Flores Soto por ser mi asesora en este tema, por todo el aprendizaje y las buenas experiencias.

A mis padres y a mi hermana por hacerme quien soy hoy en día, por el apoyo y siempre creer en mí.

A Mariana Garibay por todo el cariño y apoyo durante este trabajo y mi última etapa en la carrera.

A mis gatos Tocino, Rudy, Nepo y Bruno por la compañía en las horas de desvelo durante la carrera y la elaboración de esta tesis.

Y por último, quisiera dedicar este trabajo a todas las personas que ya no están aquí pero siempre estarán presentes.

Capítulo 1

Introducción

México está ubicado en los primeros lugares a nivel mundial en generación de energía geotérmica por detrás de países como Estados Unidos, Filipinas e Indonesia. La Comisión Federal de Electricidad opera hasta la fecha cuatro campos geotérmicos con una capacidad instalada, para 2016, del orden de 931 Megawatts eléctricos (MWe) además de un campo geotérmico operado por una empresa privada con una capacidad instalada de 10 MWe según reportes del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica.

A pesar de ya tener plantas en operación, se cree que el recurso geotérmico en todo el país es mayor por lo que la búsqueda de nuevos prospectos geotérmicos es muy importante. A pesar de que existen diferentes aspectos a tomar en cuenta para determinar si una zona es factible para la explotación de energía geotérmica, algunos de los parámetros más importantes son el flujo de calor y el gradiente geotérmico por lo que el proyecto P01 del CeMIEGeo busca generar mapas de flujo de calor y gradiente geotérmico para toda la República Mexicana con el fin de delimitar zonas de interés para realizar investigaciones y posiblemente desarrollar energía geotérmica en las mismas.

La estimación de la profundidad asociada a la temperatura de Curie mediante datos aeromagnéticos se ha realizado en un sinúmero de trabajos y ha probado ser una herramienta útil para conocer la distribución de profundidades asociadas a altas temperaturas en ciertas regiones para aplicaciones de Geotermia. En este caso, puede ser de gran ayuda para tener una idea de la distribución de temperaturas en todo el país y complementar las mediciones de flujo de calor y gradiente geotérmico que se tengan.

Tomando en cuenta lo anterior, esta tesis tiene como objetivo estimar la profundidad de la base de la capa magnética que se relaciona con la temperatura de Curie mediante el análisis espectral de datos aeromagnéticos, obtenidos del Servicio Geológico Mexicano, para tener una idea del potencial geotérmico del estado de Coahuila.

Para cumplir con el objetivo planteado, la presente tesis se divide en 6 capítulos en los que se tiene una introducción, seguida de la explicación de conceptos relacionados con magnetometría, teoría de Fourier, Temperatura de Curie y flujo de calor que puede verse en el capítulo 2. En el capítulo 3 se realiza una descripción del estado de Coahuila, desde su localización y extensión hasta la estratigrafía y geología estructural presente en el estado mientras que en el capítulo 4 se menciona la metodología utilizada y se da una descripción de las actividades realizadas para obtener los resultados que se tratan en el capítulo 5 y llevan a las conclusiones del capítulo 6.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

2.1. Inducción magnética

Para definir al campo magnético \mathbf{B} se debe mencionar primero a la fuerza de Lorentz (Figura 2.1a), la cual nos dice que la fuerza que experimenta una carga q que se mueve a velocidad \mathbf{v} a través de un campo magnético está representada como

$$F = q(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (2.1)$$

Otra forma de ver lo anterior, es considerando una carga que se mueve a lo largo de un tramo $d\mathbf{l}$ de un circuito conductor que producirá una corriente \mathbf{I} (Figura 2.1b). La fuerza experimentada por el tramo del circuito al transportar dicha corriente en un campo magnético será

$$dF = I(d\mathbf{l} \times d\mathbf{B}) \quad (2.2)$$

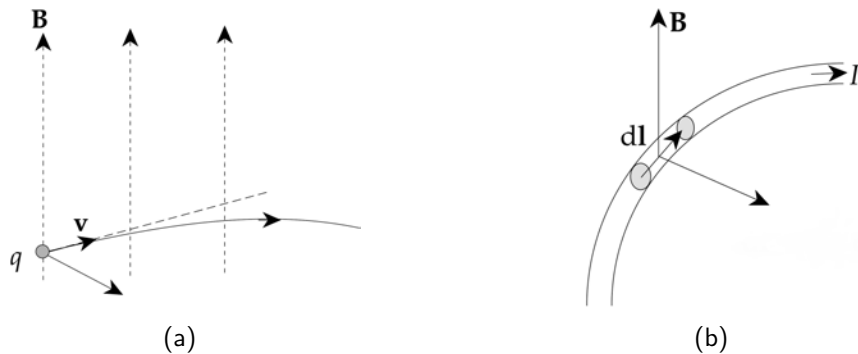


Figura 2.1: Representación de la fuerza de Lorentz (Lowrie, 2007)

El campo magnético B se define para un cierto punto a una distancia \mathbf{r} del tramo $d\mathbf{l}$ como

$$d\mathbf{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{I(d\mathbf{l} \times \hat{\mathbf{r}})}{r^2} \quad (2.3)$$

Al integrar la ecuación anterior alrededor de todo el circuito produce la Ley de Biot-Savart, la cual nos dice que una corriente que pasa por circuito produce un campo magnético en un

punto directamente proporcional a dicha corriente e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre el punto y la corriente que produce al campo.

$$B = \frac{\mu_0}{4\pi} \oint \frac{I(dl \times \hat{r})}{r^2} \quad (2.4)$$

El campo magnético B también es conocido como inducción magnética o densidad de flujo magnético y su unidad en el SI es el Tesla (\mathbf{T}), que tiene dimensiones de $N/(Am)$ (Blakely, 1995; Lowrie, 2007).

2.2. Campo magnético de un dipolo

La ley de Gauss para campos magnéticos nos indica que no existen los monopolos magnéticos, es decir, un campo magnético no puede ser generado desde un polo; un polo positivo debe ir acompañado por un polo negativo formando así un dipolo, como puede verse en la figura 2.2.

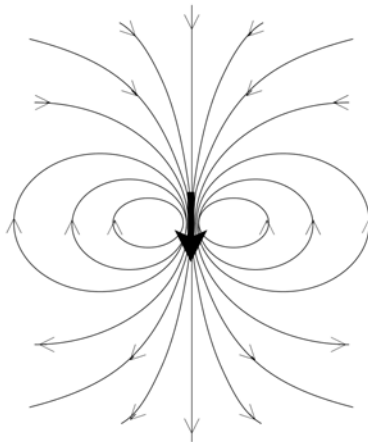


Figura 2.2: Representación del campo magnético de un dipolo (Lowrie, 2007)

2.2.1. Potencial de un dipolo y el momento magnético

Considerando dos polos opuestos, uno positivo p^+ y uno negativo p^- , que se encuentran separados entre sí a una distancia d (Figura 2.3), la línea que une a los polos forma un eje y el potencial a una distancia r y con un ángulo θ con respecto a dicho eje es

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{(dp) \cos \theta}{r^2} \quad (2.5)$$

La cantidad dp ayuda a definir al momento magnético, el cual resulta del producto de la fuerza de polos por la distancia que los separa $m = dp$ por lo que la expresión anterior puede escribirse como

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \cos \theta}{r^2} \quad (2.6)$$

El momento magnético está relacionado con la propensión que tiene un imán a alinearse a un campo magnético, en este caso el dipolo, o en su defecto está relacionado con el torque que tendría un imán al ser sometido a un campo magnético. El momento magnético tiene como unidades A/m^2 .

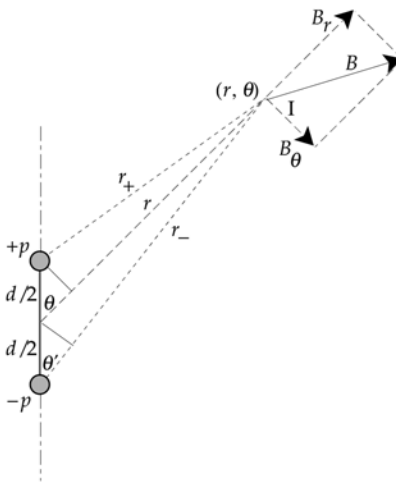


Figura 2.3: Representación de un dipolo (Lowrie, 2007)

2.2.2. Campo dipolar

El campo magnético de un dipolo o campo dipolar resulta de aplicar el gradiente al potencial de un dipolo $B = -\nabla V$ lo que da como resultado

$$|B| = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} \sqrt{3 \cos^2 \theta + 1} \quad (2.7)$$

2.3. Magnetización

El movimiento de un electrón alrededor de un átomo produce un momento magnético. Para un volumen como el de la figura 2.4, el momento magnético neto estará en función del grado de alineamiento que presentan los diferentes momentos magnéticos atómicos presentes en dicho volumen y se puede representar como la suma vectorial de todos los momentos magnéticos. Se define entonces a la magnetización \mathbf{M} como la suma de momentos magnéticos por unidad de volumen (Lowrie, 2007).

$$M = \frac{1}{V} \sum_i m_i \quad (2.8)$$

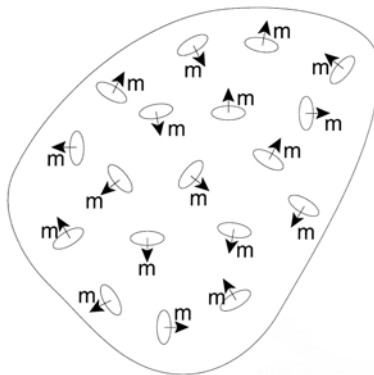


Figura 2.4: Momentos magnéticos en un volumen (Lowrie, 2007)

2.3.1. Tipos de magnetización

Diamagnetismo

En el diamagnetismo, al aplicarse un campo magnético sobre un material, el movimiento de los electrones se verá alterado y generará una magnetización que se oponga al campo magnético aplicado. El diamagnetismo se da en materiales cuyos electrones están emparejados y no permiten que haya momentos magnéticos atómicos.

Paramagnetismo

Cuando un material tiene electrones libres, los átomos presentarán momentos magnéticos y, en presencia de un campo magnético, éstos podrán alinearse para producir magnetización que tendrá la misma dirección del campo magnético que se aplique (Figura 2.5). Una vez que el campo magnético desaparezca también lo hará la magnetización.

Ferromagnetismo

Existen materiales en los que los átomos intercambian energía por lo que los momentos magnéticos atómicos interactúan entre sí formando un campo que alineará a dichos momentos y generará lo que se conoce como magnetización espontánea. También existen otros casos en los que los momentos magnéticos atómicos no están alineados en una misma dirección. Cuando los momentos magnéticos atómicos están alineados de forma antiparalela se tienen dos momentos magnéticos iguales y opuestos se presenta el fenómeno de antiferromagnetismo dando como resultado una baja susceptibilidad magnética y una magnetización espontánea nula. Por otro lado, si los momentos magnéticos opuestos no son iguales se da el ferrimagnetismo en el que sí existe una magnetización espontánea pero en menor grado a la que se da en el ferromagnetismo.

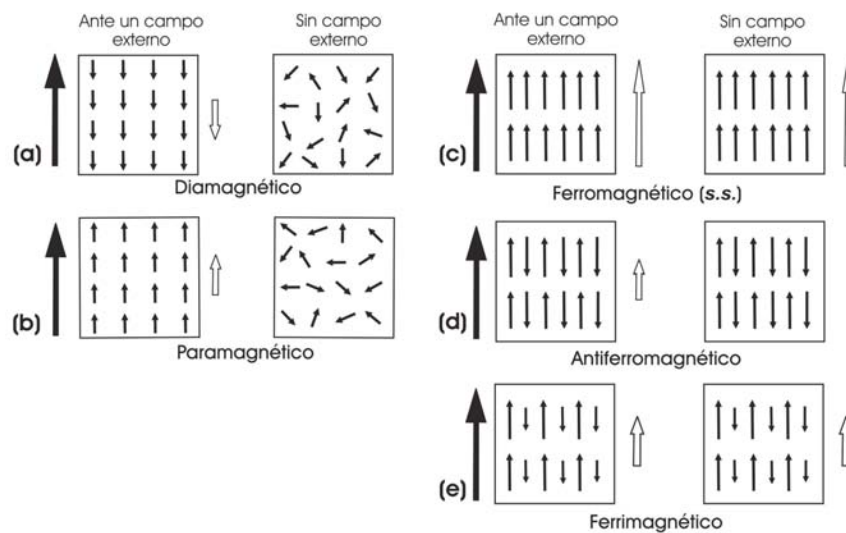


Figura 2.5: Representación de los tipos de magnetización (Caballero Miranda, 2011)

2.4. Intensidad magnética

Partiendo de una de las ecuaciones de Maxwell que dice que un campo magnético es generado por todas las corrientes eléctricas y, considerando a las corrientes de desplazamiento despreciables debido a que las propiedades dieléctricas no son tomadas en cuenta para la región de interés, se tiene que:

$$\nabla \times B = \mu_0(I_m + \nabla \times M) \quad (2.9)$$

De la ecuación anterior, se define un nuevo campo magnético **H** que está relacionado con las corrientes eléctricas que no provienen de los momentos magnéticos atómicos o bien es la inducción magnética sin los efectos de la magnetización

$$H = \frac{B}{\mu_0} - M \quad (2.10)$$

El campo **H** recibe el nombre de intensidad magnética y presenta unidades de A/m .

2.5. Susceptibilidad magnética y permeabilidad magnética

Los materiales pueden presentar una componente de magnetización debido a un campo magnético inducido. En ese caso, el campo magnético **B** dentro de un material será la suma entre el campo magnético **H** y la magnetización **M**. Esta magnetización será proporcional al campo magnético externo y, dependiendo del material, estará alineada en forma paralela o antiparalela a dicho campo magnético.

$$M = \chi H \quad (2.11)$$

La constante adimensional χ recibe el nombre de susceptibilidad magnética y representa la facilidad con la que un material puede ser magnetizado en presencia de un campo magnético externo. La susceptibilidad magnética dependerá del tipo de material que sea sometido al campo magnético y puede ser positiva o negativa; en los materiales diamagnéticos es negativa, mientras que en materiales ferromagnéticos y paramagnéticos es positiva aunque la susceptibilidad de los últimos será menor en comparación con los materiales ferromagnéticos. En la tabla 2.1 pueden observarse los valores de susceptibilidad magnética de algunos minerales y rocas.

Considerando una vez más que el campo de inducción magnética es igual a la suma de la magnetización más el campo de intensidad magnética y despejando **B** de 2.10

$$B = \mu_0(H + M) = \mu_0(H + \chi H) = H\mu_0(1 + \chi) \quad (2.12)$$

De 2.12 definimos a la permeabilidad magnética $\mu = \mu_0(1 + \chi)$ como la habilidad de un material para permitir el flujo de un campo magnético. Las rocas y minerales tienen permeabilidades bajas y generalmente $\mu \approx 1$.

Tabla 2.1: Tabla de susceptibilidades magnéticas de minerales y rocas (Caballero Miranda, 2011)

Ferromagnéticos	Susceptibilidad magnética (SI $\times 10^{-3}$)	Roca sedimentaria	Susceptibilidad magnética (SI $\times 10^{-5}$)
Magnetita	1500 - 5000	Limolita	2.5 - (20)
Hematita	2 - 50	Lutita	1.26 - (10)
Pirrotita	50 - 300	Lechos rojos	0.063 - 0.63
Goethita	1.3 - 5	Caliza	< 0.013 - 0.025 - (10)
Paramagnéticos	Susceptibilidad magnética (SI $\times 10^{-3}$)	Roca ígnea	Susceptibilidad magnética (SI $\times 10^{-5}$)
Piroxenos	0.5 - 5	Basalto	(2.2) 100 - 7700 (10000)
Anfíboles	0.5 - 5	Riolita	25 - 100
Biotita	1 - 3	Ignimbrita	25 - 2500
Otras micas	0.05 - 1	Gabro	10 - 10000
Siderita	3.8 - 4.2	Diorita	0.6
		Ultrabásicas	0.3
		Granitos	1 - 1000
Diamagnéticos	Susceptibilidad magnética (SI $\times 10^{-6}$)	Roca metamórfica	Susceptibilidad magnética (SI $\times 10^{-5}$)
Cuarzo	-14.5	Gneis	0.6
Calcita	-13	Esquisto	0.13
		Pizarra	0.13

2.6. Campo geomagnético

El campo magnético terrestre es como cualquier campo de inducción magnética por lo que puede representarse mediante un vector (Figura 2.6) y tiene las mismas unidades (teslas) aunque, debido que es un campo débil (del orden de 10^{-5} T), se optó utilizar las unidades de nanotesla ($nT = 10^{-9}$ T). El vector puede expresarse mediante 3 componentes cartesianas X, Y, Z orientadas de tal forma que coincidan con el norte y este geográficos y la dirección vertical hacia abajo respectivamente (Blakely, 1995; Lowrie, 2007).

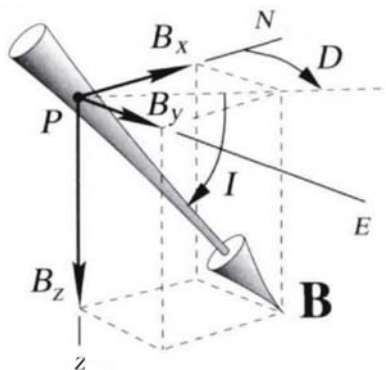


Figura 2.6: Vector del campo geomagnético junto con sus componentes cartesianas y polares (Blakely, 1995)

Otra forma de representar al campo geomagnético es a través de su intensidad total y de otros dos ángulos llamados inclinación y declinación. La intensidad total será igual a

$$T = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (2.13)$$

Mientras que la inclinación es el ángulo entre el vector y el plano horizontal que, por convención, es positivo cuando se encuentra por debajo de éste último. La declinación es el ángulo que se forma entre el plano vertical que contiene al vector del campo magnético (llamado meridiano magnético) y el norte geográfico, siendo la declinación positiva al este del meridiano magnético.

$$I = \arctan \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \quad (2.14)$$

$$D = \arcsin \frac{Y}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \quad (2.15)$$

2.6.1. Fuentes internas y externas del campo geomagnético

El campo geomagnético puede ser caracterizado obteniendo el potencial para una esfera mediante el análisis de esféricos armónicos. El potencial está dado por:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n \sum_{m=0}^n (g_n^{me} \cos m\phi + h_n^{me} \sin m\phi) P_n^m(\theta) + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\phi + h_n^{mi} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \right] \quad (2.16)$$

Los coeficientes g_n^m y h_n^m son llamados coeficientes de Gauss y los superíndices i y e especifican si son fuentes internas y externas, respectivamente. Carl Friederich Gauss fue el primero en describir al campo geomagnético de esta forma en 1838 y determinó que el campo magnético es generado totalmente en el interior de la Tierra, aunque se sabe ahora que hay una contribución proveniente del exterior.

Fuentes externas

La fuente externa del campo geomagnético está relacionada con la interacción entre la Tierra y el Sol. Una gran cantidad de partículas cargadas, conocida como viento solar, es emanada por el Sol hacia la Tierra e interacciona con la misma en una región llamada magnetósfera. La mayor parte de las partículas quedan en la magnetósfera pero algunas logran pasar a la atmósfera terrestre. La zona en la que se concentran dichas partículas recibe el nombre de ionósfera y, dependiendo de los movimientos que tenga la Tierra, las partículas generarán corrientes eléctricas que llegarán a tener una contribución al campo geomagnético.

Fuentes internas

El campo generado en el interior de la Tierra se asocia a las corrientes del núcleo externo y cuenta con una parte dipolar y una parte no dipolar. Considerando únicamente la parte de 2.16 relacionada con las fuentes internas el potencial es:

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (2.17)$$

El armónico de primer grado está relacionado con el campo dipolar por lo que, al resolver 2.17 para $n = 1$, el potencial es:

$$V^D = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 P_1^0(\theta) + (g_1^1 \cos \phi + h_1^1 \sin \phi) P_1^1(\theta)] \quad (2.18)$$

Para la parte no dipolar consideramos a partir del segundo armónico y 2.17 se escribe de la siguiente manera:

$$V^N = a \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (2.19)$$

Cabe señalar que la parte no dipolar solo constituye un 10% del total del campo generado por el interior de la Tierra, por lo que se puede decir que el campo geomagnético es principalmente dipolar (Blakely, 1995).

2.6.2. Campo Geomagnético Internacional de Referencia

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) es un modelo matemático elaborado por la IAGA que busca emular al campo generado por el núcleo externo de la Tierra y resulta de la aproximación mediante esféricos armónicos, antes mencionada en la subsección 2.6.1, calculando los coeficientes de Gauss para las fuentes internas mediante 2.17 y truncando la serie en un cierto valor de n .

Debido a que el campo no es constante en tiempo, el modelo debe ser revisado cada cierto tiempo para seguir los cambios temporales del campo por lo que la IAGA acordó que el IGRF debe cambiar después de cumplir un periodo de 5 años llamado época. Para poder lograr esto, se asume que los coeficientes de Gauss son funciones de tiempo que cambian de forma lineal en el espacio de cinco años (Thébault et al., 2015). En la figura 2.7 puede observarse la intensidad de campo magnético correspondiente al último IGRF (2015).

El grado hasta el cual se truncaba el cálculo de los coeficientes de Gauss era de $n = 10$ hasta el IGRF de 1995 pero a partir del modelo de 2000 se optó por que el grado máximo sea de $n = 13$ para separar completamente las contribuciones del campo producido por la corteza (Thébault et al., 2015).

2.6.3. Variaciones temporales del campo magnético

Como se mencionó, el campo magnético varía con el paso del tiempo. Así como el origen del campo magnético terrestre tiene una parte interna y una externa, las variaciones del mismo se relacionan con las fuentes externas e internas y pueden ser muy cortas o pueden extenderse en su duración. Las variaciones del campo magnético de corta duración se relacionan con las corrientes presentes en la ionósfera que pueden ser en forma de variación diurna o corrientes magnéticas mientras que las variaciones de larga duración están en función del comportamiento del núcleo externo de la Tierra (Blakely, 1995).

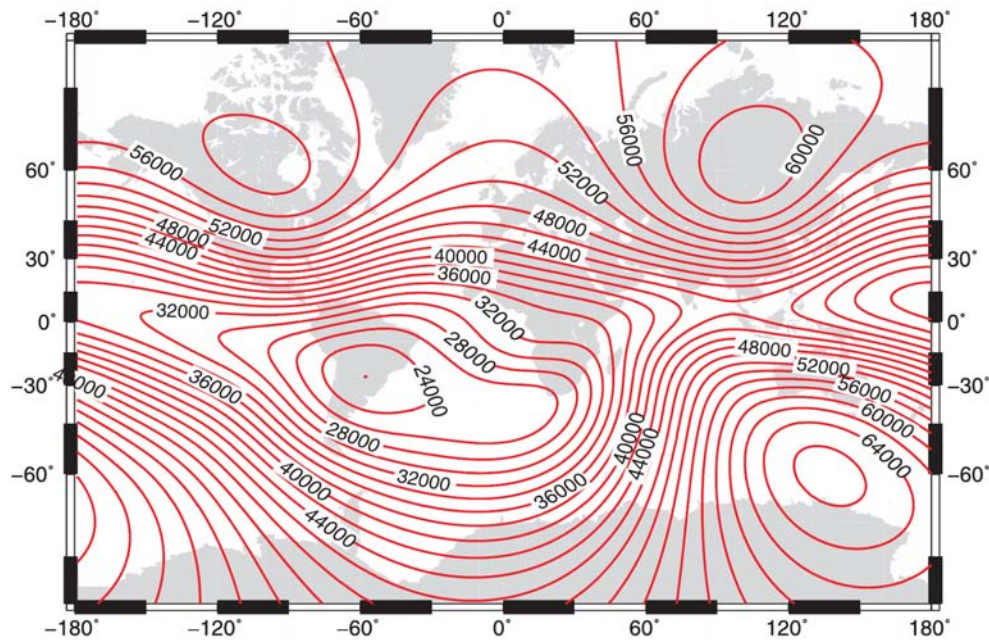


Figura 2.7: Intensidad total del campo magnético en nT para 2015 (Thébault et al., 2015)

Variación diurna

El movimiento de las partículas cargadas en la ionósfera a través del campo magnético terrestre producen corrientes eléctricas que posteriormente causan un campo magnético en la superficie terrestre. Debido al movimiento de rotación de la Tierra, la intensidad del campo geomagnético puede variar entre 10-30 nT en un día por lo que estas variaciones temporales reciben el nombre de variación diurna (Lowrie, 2007).

Tormentas magnéticas

A medida que la actividad solar aumenta, habrá una eyección mayor de partículas y, por lo tanto, las corrientes eléctricas en la ionósfera también aumentarán. El incremento de las corrientes provocará grandes campos magnéticos anómalos que pueden tener una intensidad de hasta del orden de 1000 nT y su duración depende del periodo de actividad solar (Lowrie, 2007).

Variación secular

Las variaciones temporales del campo geomagnético de larga duración están relacionadas con el comportamiento del núcleo externo y reciben el nombre de variación secular. Así como el origen interno del campo geomagnético se divide en una parte dipolar y una parte no dipolar, la variación secular se puede dividir en las mismas.

La variación en intensidad de la parte no dipolar es del orden de 50 nT por año con un máximo de 100 nT por año (Blakely, 1996), mientras que la variación secular de la parte dipolar ha mostrado un decaimiento en la intensidad del campo del orden de 5.2% por siglo a partir del siglo XX (año 1900); esto resulta en un decaimiento mayor en comparación al 3.2% por siglo obtenido del cálculo de los coeficientes de Gauss para épocas pasadas en un periodo desde el año 1500 al 1900 (Lowrie, 2007).

Además de la variación en intensidad, existe una variación en posicionamiento que se refleja en un desplazamiento promedio hacia el oeste del orden de $0.044^\circ/\text{año}$ a partir del año 1900 para la parte dipolar y una deriva hacia el oeste del orden de $0.18^\circ/\text{año}$ para la parte no dipolar que puede llegar hasta $0.7^\circ/\text{año}$ en algunos casos (Lowrie, 2007).

2.7. Transformada de Fourier ¹

La serie de Fourier sirve para representar señales periódicas mediante una suma de senos y cosenos o bien, exponenciales complejas multiplicadas por factores de peso que definen la contribución de cada componente a la señal.

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F_n e^{in\omega_0 t} \quad (2.20)$$

donde F_n es el factor de peso y está definido como:

$$F_n = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} f(x) e^{-in\omega_0 t} \quad (2.21)$$

Existen casos en los que las señales no son periódicas, como la gran mayoría en Geofísica, pero se puede decir que el periodo de la señal tiende a infinito ($T \rightarrow \infty$) y entonces 2.21 puede escribirse como:

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-in\omega_0 t} dx \quad (2.22)$$

La Ecuación 2.22 recibe el nombre de Transformada de Fourier y es una transformación que convierte una señal de un cierto dominio (del tiempo o espacio) a un dominio diferente (frecuencia o número de onda). Como en el caso de los datos magnéticos se trabaja en el dominio del espacio, es conveniente manejar a la transformada de Fourier en términos de espacio y número de onda como en la siguiente expresión.

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-ikx} dx \quad (2.23)$$

Donde $k = 2\pi/\lambda$ corresponde al número de onda, que es igual al inverso de la distancia, y es el equivalente a la frecuencia angular en el dominio del tiempo.

La transformada es una función compleja, es decir, cuenta con una parte real y una parte imaginaria $F(k) = \mathbf{Re}F(k) + \mathbf{Im}F(k)$ y puede representarse mediante sus espectros de amplitud $|F(k)|$ y fase $\theta(k)$.

$$|F(k)| = \sqrt{\mathbf{Re}^2 F(k) + \mathbf{Im}^2 F(k)} \quad \theta(k) = \arctan \frac{\mathbf{Im}F(k)}{\mathbf{Re}F(k)}$$

¹Tomado de Blakely R. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge: Cambridge University Press; 1996.

Al elevar al cuadrado el espectro de amplitud $|F(k)|^2$, obtenemos el espectro de potencia que indica la energía que se encontrará en una cierta frecuencia. A partir del espectro de potencia se puede obtener la energía total de la señal mediante la expresión:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk \quad (2.24)$$

Las señales con las que se trabaja en Geofísica son señales discretas y con un número finito de valores ya que la adquisición de datos es puntual y se hace en un cierto intervalo con un espaciamiento entre los puntos de medición. Debido a lo anterior, se maneja entonces la Transformada Discreta de Fourier que es el equivalente a la Ecuación 2.22 aplicada a señales discretas.

Considerando una señal discreta $f(x)$ con \mathbf{N} muestras, donde $x = 0, 1, 2, \dots, N-1$ la Transformada Discreta de Fourier será:

$$F(k) = \sum_{x=0}^{N-1} f(x) e^{-i \frac{k}{N} x} \quad (2.25)$$

para $k = 0, 1, 2, \dots, N-1$

Si se trabaja con una señal en dos dimensiones (señal 2D), en este caso una malla de datos magnéticos, también es posible aplicar la Transformada de Fourier en dos dimensiones. La señal $f(x, y)$ puede ser vista como \mathbf{M} señales de una dimensión con \mathbf{N} muestras, o viceversa, por lo que $f(x, y)$ para $x = 0, 1, 2, \dots, M-1$ y $y = 0, 1, 2, \dots, N-1$ puede transformarse realizando \mathbf{M} transformadas 1D a lo largo de \mathbf{N} y después \mathbf{N} transformadas 1D a lo largo \mathbf{M} .

$$F(k_x, k_y) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x, y) e^{-i(\frac{k_x x}{M} + \frac{k_y y}{N})} \quad (2.26)$$

Donde $k_x = 2\pi/\lambda_x$ y $k_y = 2\pi/\lambda_y$ son los números de onda en las direcciones x y y , respectivamente. La transformada 2D también es una señal compleja por lo que nuevamente puede ser representada mediante sus espectros de amplitud y fase.

$$|F(k_x, k_y)| = \sqrt{\mathbf{Re}^2 F(k_x, k_y) + \mathbf{Im}^2 F(k_x, k_y)} \quad \theta(k_x, k_y) = \arctan \frac{\mathbf{Im} F(k_x, k_y)}{\mathbf{Re} F(k_x, k_y)}$$

2.8. Temperatura de Curie

A medida que un material con una magnetización espontánea es calentado, la separación entre sus momentos magnéticos atómicos irá en aumento y, por lo tanto, el intercambio de energía entre ellos disminuirá y se evitará que lleguen a alinearse. Este efecto se verá reflejado en la pérdida de magnetización espontánea y en bajas susceptibilidades magnéticas por lo que se define entonces a la temperatura en la que desaparece la magnetización, ya sea inducida o espontánea, como Temperatura de Curie (Blakely, 1995).

Las rocas al ser definidas como una asociación de minerales presentan diferentes temperaturas de Curie en función de los minerales que la componen y el comportamiento magnético que éstos tengan, siendo óxidos y sulfuros de hierro los minerales magnéticos que controlan dicho comportamiento. La magnetita (Fe_3O_4) es el mineral con propiedades magnéticas más importante para estudios de geofísica por lo que se toma por convención su valor de temperatura de Curie que es del orden de los 580°C (Ecuación 2.28).

Tabla 2.2: Tabla de Temperatura de Curie para algunos minerales ferromagnéticos (Hunt et al., 1995)

Mineral	Temperatura de Curie (°C)
Magnetita	575 - 585
Hematita	675
Pirrotita	320
Goethita	120
Ilmenita	-233
Ferrita de Cobalto	520
Ferrita de Cobre	455
Magnesioferrita	440
Greigita	350
Cobalto	1131
Hierro	770
Niquel	358

2.9. Flujo de calor y gradiente geotérmico

Existen diferentes tipos de transferencia de calor: la conducción que ocurre cuando las moléculas y átomos intercambian energía mediante un cambio en la forma de vibrar de las misma; la convección que involucra el movimiento de masa que contiene calor; y la radiación que es el transporte de calor mediante la emisión y absorción de fotones termales (Glassley, 2015). La radiación está presente en su mayoría en la atmósfera terrestre debido a la interacción entre el Sol y la Tierra por lo que en el interior de la Tierra la forma en la que se trasfiere el calor es por convección y conducción.

La relación básica para describir el transporte de calor por conducción es la Ley de Fourier, la cual dice que la cantidad de calor Q que fluye de la fuente de calor hacia la superficie depende de la conductividad térmica del medio y del gradiente geotérmico (Lovering y Goode, 1963).

$$Q = k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.27)$$

La conductividad térmica es la facilidad del material para transferir calor mientras que el gradiente geotérmico es la variación de la temperatura (incremento) en función de la profundidad debido a la disipación del calor en el subsuelo.

(Tanaka et al., 1999) define a la temperatura de Curie como:

$$\theta_c = \frac{\partial T}{\partial z} D_c \quad (2.28)$$

donde D_C es la profundidad de punto de Curie y usando 2.27 y 2.28 se observa que la profundidad de punto de Curie es inversamente proporcional al flujo de calor.

$$D_c = k \frac{\theta_c}{q} \quad (2.29)$$

Capítulo 3

Descripción del estado de Coahuila

3.1. Localización

El estado de Coahuila se encuentra ubicado al noreste de la República Mexicana, como puede observarse en la Figura 3.1, entre las coordenadas 99.5° a 104° de longitud oeste y 24.5° a 30° de latitud norte. Tiene colindancia al norte con los Estados Unidos de América, al oeste con los estados de Chihuahua y Durango, al este con Nuevo León y al sur con el estado de Zacatecas.

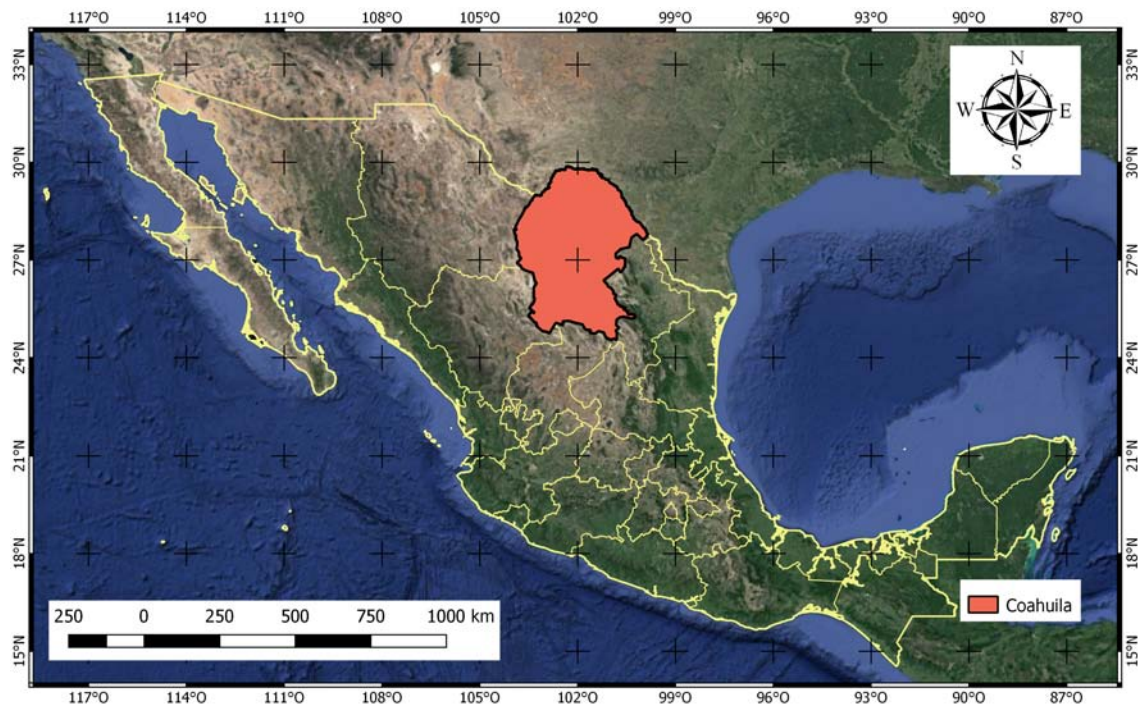


Figura 3.1: Ubicación del estado de Coahuila

Además el estado cuenta con una extensión de 150,611 km² que equivale al 7.6% del territorio nacional y presenta una elevación que varía entre los 200 y 2500 metros sobre el nivel del mar (SGM, 2008a).

3.2. Geología

El estado de Coahuila abarca parte de los terrenos tectonoestratigráficos Sierra Madre y Coahuila, propuestos por Campa y Coney (1983), siendo el límite entre ambos la falla Mojave-Sonora propuesta por Silver y Anderson (1974) que pasa por la parte sur del estado. La Figura 3.2 muestra los terrenos tectonoestratigráficos en los que se divide la República Mexicana y la ubicación de Coahuila con respecto a los dos terrenos antes mencionados. Se puede observar que la porción del estado que ocupa el Terreno Sierra Madre, ubicado al sur del estado y de la falla Mojave-Sonora, es en realidad pequeña en comparación del terreno Coahuila el cual cubre casi todo el estado.

Campa y Coney (1983) definen al terreno Sierra Madre como un conjunto de calizas, lutitas y areniscas de edad Jurásica que son producto de la transgresión marina del Golfo de México y fueron deformadas a causa de la orogenia Laramide. En ciertos puntos ubicados a lo largo de la falla Mojave-Sonora, en la parte norte del terreno, pueden observarse lechos rojos, limolitas y areniscas; con los sedimentos rojos presentando un contenido volcánico considerable.

El terreno Coahuila presenta un basamento de rocas metamórficas del Paleozoico y vulcanosedimentarias sobre el cual sobreyacen rocas sedimentarias del Mesozoico compuestas por lechos rojos y evaporitas.

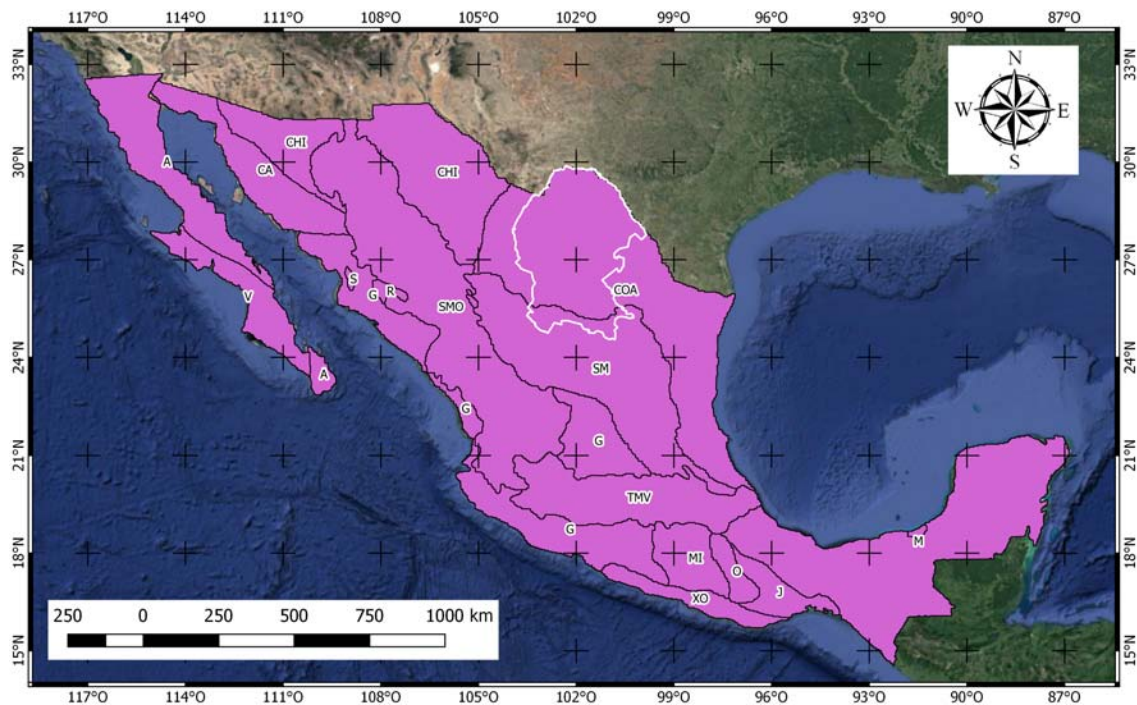


Figura 3.2: Mapa de terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983)

A su vez, el terreno Coahuila se divide en tres subprovincias conocidas como el Bloque Coahuila, el Cinturón Plegado de Coahuila y el Cratón Coahuila-Texas que son delimitadas por tres fallas regionales del basamento con orientación NW-SE: Falla Mojave-Sonora, Falla La Bafia y Falla San Marcos (Chávez Cabello, 2005). Cada una de estas subprovincias muestra rasgos estructurales diferentes que serán tratados más adelante en el capítulo

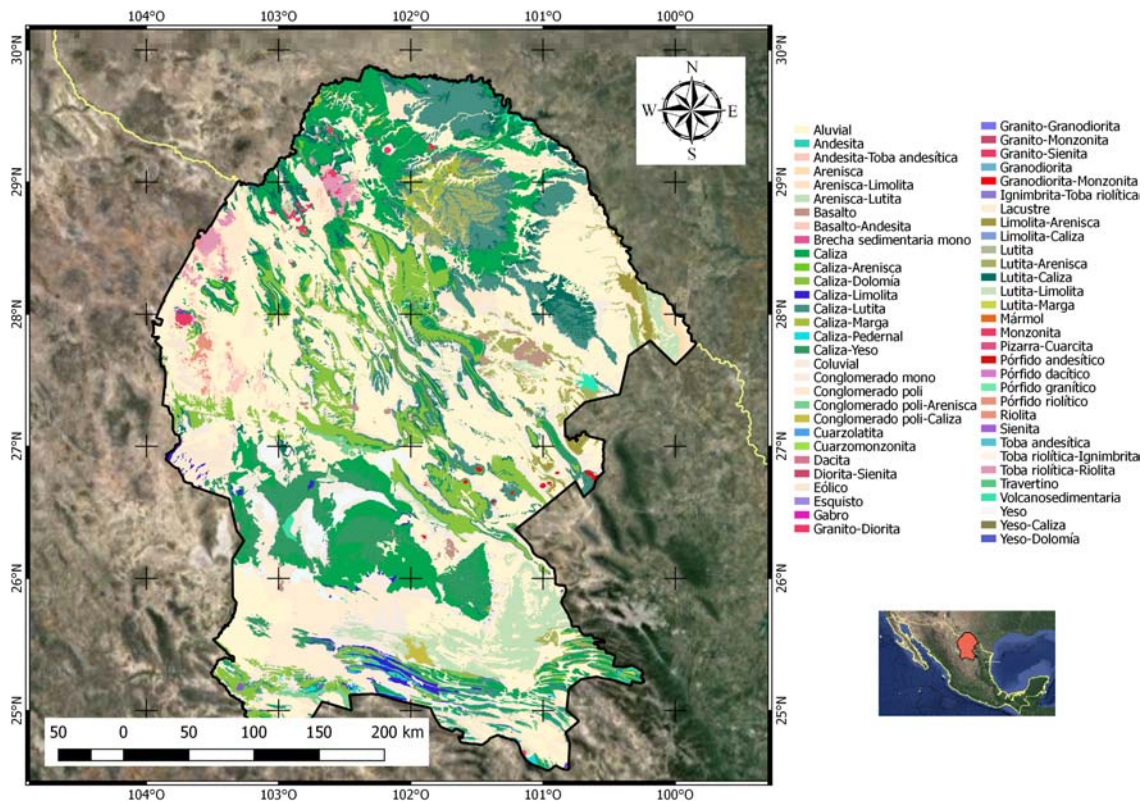


Figura 3.3: Geología del estado de Coahuila

En resumen, la geología de Coahuila (Figura 3.3) se encuentra conformada por un basamento del Paleozoico sobre el cual descansan rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico. El magmatismo más reciente es del Cenozoico y se presenta en forma de intrusivos y derrames de rocas volcánicas.

3.2.1. Estratigrafía

Paleozoico

Las rocas más antiguas que forman parte del basamento consisten en rocas metamórficas que se encuentran expuestas en la Sierra del Carmen al noroeste del estado y en rocas volcanosedimentarias presentes en la zona de Las Delicias al suroeste del estado.

Las rocas metamórficas de la Sierra del Carmen son esquistos de muscovita y grafito con una edad del Pérmico que relaciona al metamorfismo presente en estas rocas con la orogenia Ouachita-Marathon que tuvo lugar también en el Paleozoico tardío (Chávez Cabello, 2005; SGM, 2008b).

Las rocas de las Delicias, las cuales parecen estar restringidas al área del Bloque de Coahuila, forman parte de un arco magmático con edad del Pensilvánico al Pérmico y son, en su mayoría, rocas sedimentarias de la misma edad provenientes de depósitos marinos relacionados a una acumulación de masa por gravedad y que tienen como componentes principales: escombros volcánicos de andesita y dacita, sedimentos siliciclásticos de origen pelágico con movimiento post-deposicional y, también, escombros de caliza. Esta secuencia es intrusionada por un cuerpo granodiorítico-granítico que data del Pérmico al Triásico (ya Mesozoico) que se interpreta como la última manifestación de magmatismo por parte del arco (McKee et al., 1988; Chávez Cabello, 2005; SGM, 2008b).

Mesozoico

Eguiluz De Antuñano (2001) reporta que las rocas más antiguas del Mesozoico son conglomerados derivados de bloques altos del basamento. Los conglomerados están conformados por clastos de rocas ígneas con una matriz rojiza compuesta principalmente de cuarzo y parecen ser producto de depósitos aluviales con espesores variables, siendo mas gruesos cerca de los altos de basamento. Por otro lado, el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2008b) reporta el afloramiento de la formación Nazas al sur del estado cerca de los límites con Durango y Zacatecas compuesta por una secuencia de andesita, riolita, conglomerado y arenisca volcánica, toba e ignimbritas que presentan edades del Triásico superior al Jurásico inferior-medio.

A causa de una transgresión marina que inició en el Caloviano-Oxfordiano, se dio lugar a una secuencia de rocas marinas sedimentarias que puede dividirse en tres supersecuencias: La primera corresponde a las rocas formadas por la transgresión marina antes mencionada consistiendo en evaporitas, sedimentos clásticos y carbonatos generados en un ambiente de plataforma restringida, sabkha y marino-costero que pueden observarse en las formaciones Minas Viejas, Olvido y La Gloria. Posteriormente se tuvo un ambiente de plataforma que dio lugar a la segunda supersecuencia conformada por carbonatos, evaporitas y sedimentos clásticos costeros (lutitas y areniscas, principalmente) y que se divide en 3 ciclos de depositación. El primer ciclo comprende del Oxfordiano tardío al Berriasiano abarcando a las formaciones La Gloria (parte superior), Zuloaga, La Casita, La Caja, Menchaca, La Carbonera, Taraises y Patula; el segundo tuvo lugar en el Valangiano-Aptiano con las formaciones Barril Viejo, San Marcos y Taraises superior, Padilla, La Mula, Las Vigas, Puerto Rico, La Virgen y Cupido; el último ciclo comprende del Aptiano al Cenomaniano en el que se tiene una transición a un ambiente de baja energía abarcando a las formaciones Cupido superior, La Peña, Las Uvas, Acatita, Kiamichi, Edwards, Finlay, Aurora, McKnight, Baicuco, Monclova, Cuesta del Cura, Del Río, Buda, Georgetown y Salmon Peak. A partir del Cenomaniano se presenta la supersecuencia más joven formada por rocas clásticas que fueron consecuencia de la regresión marina entre las que se tienen lutitas, limolitas y areniscas presentes en las formaciones Eagle Ford, Agua Nueva, Indidura, Austin, San Felipe, Caracol, Parras, Cerro del Pueblo, Imágenes, Upson, San Miguel, Olmos y Escondido (Eguiluz De Antuñano, 2001; Chávez Cabello, 2005).

Cenozoico

Durante el Cenozoico se formaron rocas sedimentarias, algunas todavía producto de la regresión marina que tuvo lugar en el Cretácico tardío (Eguiluz De Antuñano, 2001) como las areniscas y lutitas presentes en las formaciones Midway y Wilcox. Otras rocas presentes son el conglomerado Sabinas, rocas de origen fluvial que se distribuyen a lo largo de valles del Cinturón Plegado de Coahuila (Valdez Moreno, 2001), constituido por guijarros, gravas y arenas cementadas por carbonatos de calcio que, se presume, datan del Plioceno (SGM, 2008b); también se menciona a la Formación Mayrán, que se ubica al sur del estado desde el municipio de Parras de la Fuente hasta General Cepeda, que es conformada por caliza, conglomerado constituido de calizas cretácicas y depósitos de travertino que son reportados como del Plioceno al Pleistoceno (SGM, 2008b).

Una gran parte de las rocas del Cenozoico son rocas ígneas intrusivas y extrusivas que se encuentran presentes a lo largo de todo el estado. Los intrusivos presentes están relacionados con magmatismo producto de la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana mientras que las rocas extrusivas más recientes, que pueden observarse en la Figura 3.4, pertenecen a los campos volcánicos Las Esperanzas, Ocampo y Las Coloradas (Figura 3.4) son producto de, lo que se sospecha, magmatismo de tipo intraplaca.

El Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) es una serie de intrusivos con orientación E-W que va desde Coahuila (municipio de Cuatro Ciénegas) hasta Nuevo León (municipio de Lampazo) pasando por los municipios de Monclova y Candela (de ahí su nombre) cuyas rocas predominantes son monzodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas. Los intrusivos están principalmente emplazados en la parte sureste del Cinturón Plegado de Coahuila presentando edades que van desde los 43 a 35 Ma ubicando a la cadena de intrusivos entre el Eoceno y el Oligoceno (Chávez Cabello, 2005).

Por otro lado, en la parte noroeste del estado dentro del Cratón Coahuila-Texas se encuentra una cadena de intrusivos que viene desde la parte sur de Texas, EUA y se adentra en Coahuila con una orientación E-W como el CICM. Esta cadena está poco estudiada en comparación con la mencionada en el párrafo anterior pero se sabe que una porción ubicada cerca de la frontera con Texas está compuesta por cuarzo-monzonita, sienita y gabro (Daugherty, 1963). SGM (2008b) denomina como franja La Cueva (Puerto Rico) a todos los intrusivos que conforman a esta cadena con orientación NW-SE en el límite noroeste del estado y más al norte donde se tiene la orientación E-W antes mencionada.

Tanto el CICM como el complejo La Cueva forman parte de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), un cinturón discontinuo de localidades magmáticas que se extiende desde Coahuila hasta Veracruz producto de la evolución tectónica del noreste de México y que se considera como una extensión de la Provincia Magmática de Trans-Pecos, localizada en Estados Unidos (Viera Décida et al., 2009).

El campo volcánico menos estudiado es el de Las Coloradas (CVLC), ubicado en el Bloque Coahuila (Figura 3.4) cerca de la Falla San Marcos. Aunque este campo volcánico no ha sido estudiado a fondo se sugiere que su edad es de Plioceno-Cuaternario, por algunos resultados de geoquímica (Aranda Gómez et al., 2005).

El campo volcánico de Ocampo (CVO) se encuentra localizado en la parte central del estado, cerca de la población del mismo nombre (Figura 3.4), en la parte oriental de un bloque de basamento menor dentro del Cinturón Plegado de Coahuila llamado Isla La Mula. Dicho campo está dividido en dos partes, la parte occidental está constituida por rocas provenientes de dos volcanes y derrames de lava mientras que la parte oriental está compuesta por seis conos de escoria con alturas variables. Las rocas presentes son basaltos, hawaiiitas y basanitas con edades entre los 3.4-1.8 Ma que ubica al campo volcánico en un periodo del Plioceno al Cuaternario (Valdez Moreno, 2001; Aranda Gómez et al., 2005)).

El campo volcánico Las Esperanzas (CVLE) se desarrolla en la base de la sierra de Santa Rosa ubicada al este de Coahuila (Figura 3.4) y, al igual que el campo de Ocampo, se puede dividir en una parte occidental y una oriental. En la parte oriental las lavas fueron originadas por volcanes de tipo central en escudo llamados Agua Dulce, Kakanapo Grande, Kakanapo Chico, La Peña y El Barril que presentan alturas de 400 hasta 520 metros sobre el nivel del mar mientras que

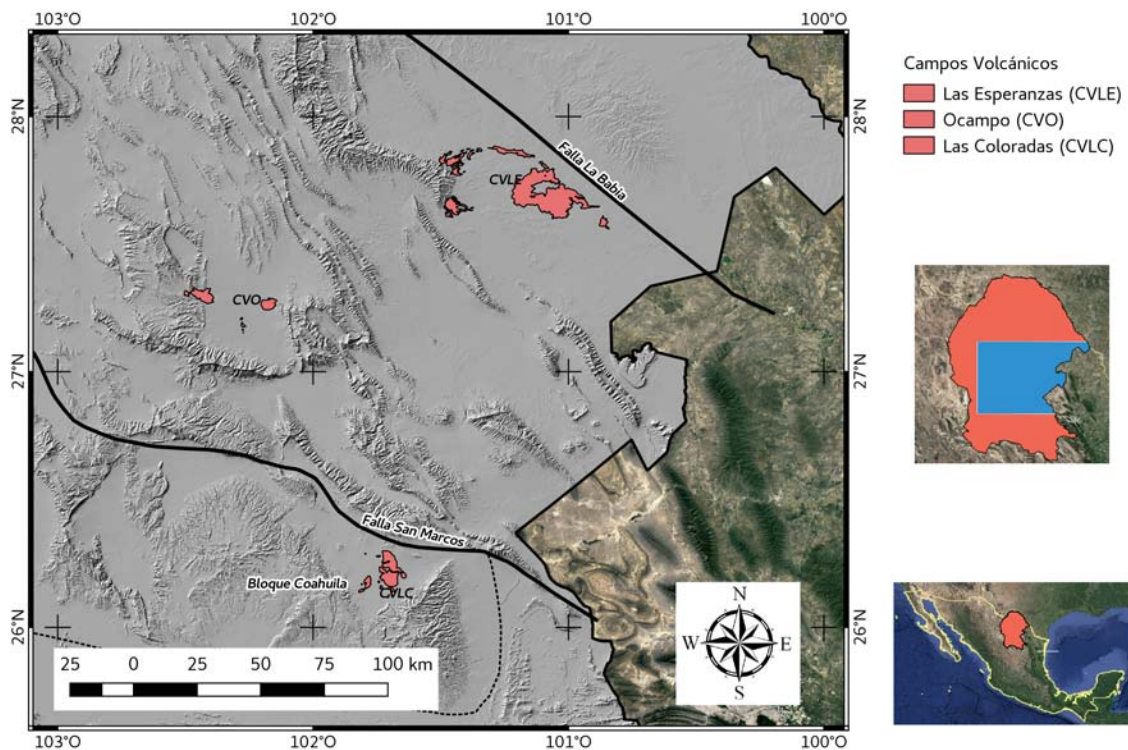


Figura 3.4: Ubicación de los campos volcánicos Ocampo, Las Esperanzas y Las Coloradas modificado de Aranda-Gómez et al. (2005)

en la parte occidental hay derrames fisurales a lo largo de los bordes de la sierra de Santa Rosa (Valdez Moreno, 2001). Las rocas encontradas en este campo varían entre basalto y hawaïitas con una edad proximada de 2.8 Ma que lo ubican en el Plioceno (Aranda Gómez et al., 2005).

3.2.2. Geología Estructural y tectónica

Como se mencionó anteriormente, Coahuila puede ser dividido en subprovincias con estilos estructurales que las diferencian entre sí. Estas subprovincias son altos y bajos del basamento relacionados con horsts y grabens creados durante la apertura del Golfo de México en el Triásico tardío y que sufrieron plegamiento y fallamiento durante la Orogenia Laramide, ocurrida entre el Paleoceno y Eoceno, donde las zonas bajas presentan mayor deformación en comparación con los bloques altos (Padilla y Sánchez, 1982). En la Figura 3.5 puede observarse el contraste en estilos de deformación y cómo se delimitan las subprovincias antes mencionadas.

El Cratón Coahuila-Texas (CCT) está ubicado al norte del estado y está separado del Cinturón Plegado de Coahuila por la falla La Babia al sur (Figura 3.5). Es considerado como un alto del basamento desde el Jurásico que fue luego cubierto por aguas marinas durante la transgresión del Cretácico, se cree que puede ser un fragmento desprendido del Bloque de Yucatán durante el proceso de apertura del Golfo de México. Presenta como estructuras principales pliegues anticlinales suaves entre los cuales se encuentran El Burro, Peyotes y el Carmen, estos anticlinales contrastan con los pliegues más apretados ubicados en el Cinturón Plegado de Coahuila (Chávez Cabello, 2005; Padilla y Sánchez, 1982).

El Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) es considerado como un bajo del basamento a causa de subsidencia localizado en la parte central del estado (Figura 3.5) colindando al norte con el ya

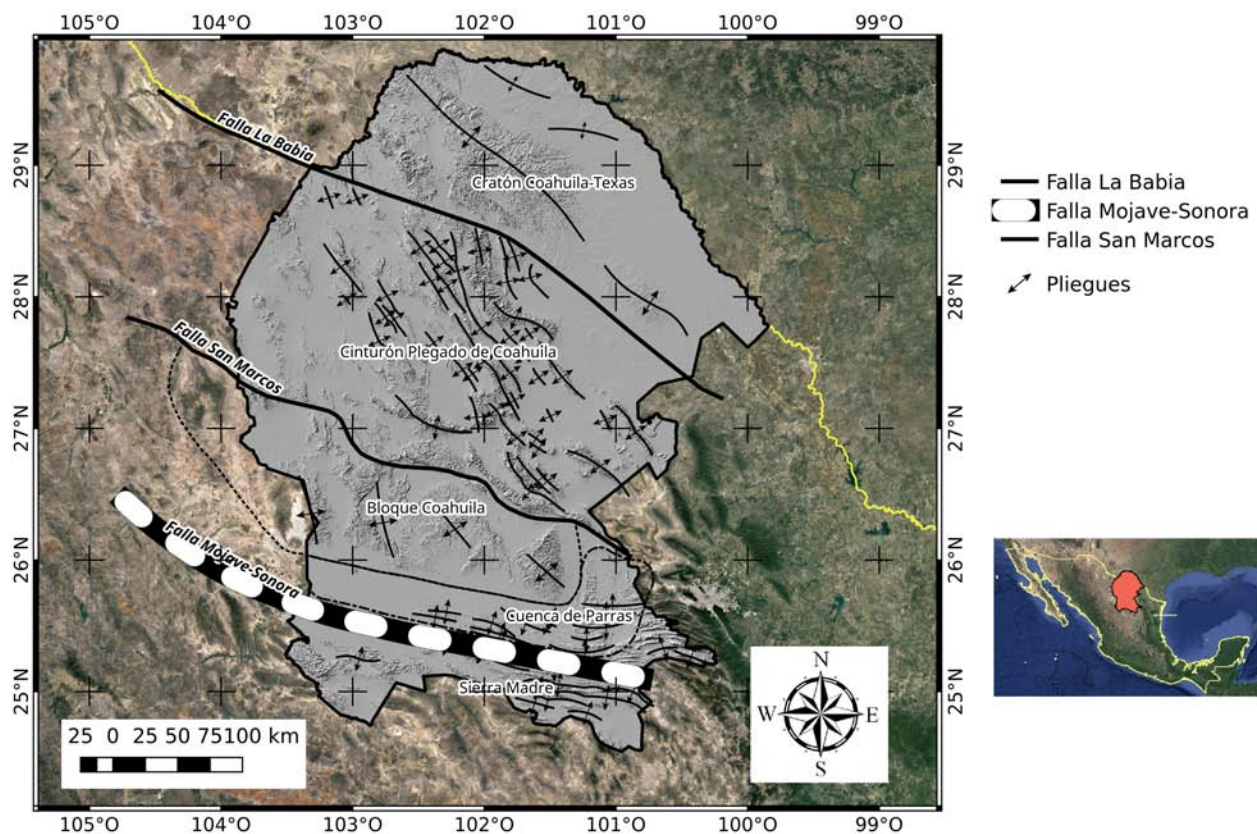


Figura 3.5: Aspectos estructurales del estado de Coahuila modificado de Chavez-Cabello, (2005)

mencionado Cratón Coahuila-Texas, delimitado por la Falla La Babia, al sur con el Bloque de Coahuila, delimitado por la Falla San Marcos, y al oeste con el Cinturón Plegado de Chihuahua cuyo límite está cubierto por derrames de rocas volcánicas provenientes de la Sierra Madre Occidental. Las estructuras principales consisten en anticlinales apretados con orientación NW que se diferencian de los presentes en zonas altas del basamento y que son separados por sinclinales amplios generados durante de Orogenia Laramide. En las zonas que limitan con el Bloque Coahuila y el Cratón Coahuila-Texas se presentan cabalgaduras y la orientación de los pliegues cambia a una casi E-W como sucede en Sierra Mojada, Sierra de la Fragua y Sierra San Marcosa al sur y en Sierra Santa Rosa al noreste. Además en la parte sureste se identifica un tipo diferente de pliegues asociados a intrusiones de evaporitas del Jurásico (Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz De Antuñano, 2001).

El Bloque Coahuila (BC) es también un alto del basamento como el CCT ubicado en la parte sur del estado (Figura 3.5), al norte de la Cuenca de Parras cuyo límite es debido a un cambio en los estilos de deformación, y separado del Cinturón Plegado de Coahuila al norte por la Falla San Marcos. El Bloque Coahuila presenta anticlinales suaves con tendencia NW producto de la Orogenia Laramide entre los que se encuentran los pliegues de La Paila, El Venado, Alamitos, Los Remedios, el Zapatero y Tlahualillo (Padilla y Sánchez, 1982).

La Cuenca de Parras se ubica al sur del Bloque Coahuila y al norte de la traza inferida de la Falla Mojave-Sonora y de la Sierra Madre Oriental, con la que limita también al este y oeste (Figura 3.5). Las estructuras en la cuenca se diferencian de los otros bloques y se presentan como

una deformación suave en la parte noreste de la cuenca, una de mayor deformación en el sureste y la presencia de una intensa deformación al suroeste producto de los esfuerzos de la Orogenia Laramide (Padilla y Sánchez, 1982) en forma de pliegues con dirección este-oeste, diapirismo relacionado con intrusión de evaporitas y cabalgaduras (Chávez Cabello, 2005).

En la parte sur del estado y rodeando a la Cuenca de Parras se encuentra la Sierra Madre Oriental que presenta el mayor relieve en todo el estado, presenta pliegues muy apretados y de tipo isoclinal que pueden presentar cabalgaduras.

Entre las fallas principales que se encuentran en Coahuila están las fallas La Babia, San Marcos y Mojave-Sonora, las cuales se han mencionado con anterioridad a lo largo de este capítulo. La Falla San Marcos también es denominada Lineamiento Sierra Mojada-China por Padilla y Sánchez (1982) y separa al Cinturón Plegado de Coahuila con el Bloque de Coahuila. La falla data del Jurásico tardío, presentando un rumbo NW y se infiere un movimiento lateral izquierdo con al menos cuatro reactivaciones. Por otro lado, Padilla y Sánchez (1982) define a La Babia como Falla Boquillas-Sabinas la cual funciona como límite para el Cratón Coahuila-Texas y el Cinturón Plegado de Coahuila y presenta un rumbo NW con movimiento lateral izquierdo. Estas dos fallas son fallas maestras del basamento y fueron responsables de gran parte de la depositación que ocurrió en la Cuenca de Sabinas ubicada en el Cinturón Plegado de Coahuila (Chávez Cabello, 2005). Para terminar, la falla Mojave-Sonora es paralela a las dos antes mencionadas. Fue inicialmente propuesta por Silver y Anderson (1974) como una falla lateral con rumbo NW que se extiende desde el desierto de Mojave hasta el Golfo de México para explicar la evolución geológica del norte de México pero actualmente está envuelta en controversia ya que no hay suficiente evidencia de que la megacizalla sea real.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Método para estimar la profundidad de punto de Curie

El uso de datos aeromagnéticos en la estimación de la profundidad relacionada la temperatura de Curie no es nuevo, se han hecho estudios en diferentes lugares del mundo en los que se ha buscado encontrar la profundidad de la base de fuentes magnéticas para determinar zonas con potencial geotérmico. Las técnicas para determinar la profundidad de la base de las fuentes magnéticas pueden clasificarse en dos categorías: aquellas que examinan la forma de anomalías magnéticas aisladas y las que examinan las propiedades estadísticas de patrones de anomalías magnéticas (Blakely, 1988).

La técnica utilizada en este trabajo entra en la segunda categoría, basándose en los trabajos de Spector y Grant en 1970 y Okubo et al. en 1985, siendo el último trabajo el principal. Spector y Grant (1970) aplicaron modelos estadísticos y el análisis espectral en la interpretación de datos aeromagnéticos, con lo que mostraron que es posible obtener la profundidad de la cima de una capa magnética a través del espectro de potencia.

Posteriormente, Bhattacharyya y Leu en 1975 utilizaron datos aeromagnéticos para estimar la profundidad de la caldera que se encuentra en el parque nacional de Yellowstone, Estados Unidos. En su trabajo proponen calcular la profundidad del centroide (Z_0) y de la cima (Z_t) de la capa magnética para luego utilizar la expresión $Z_b = 2Z_0 - Z_t$ y así obtener la profundidad de la base (Z_b) aunque lo hacen con una técnica que no se aborda en este trabajo, mientras que Okubo et al. (1985) siguieron la misma idea para obtener la profundidad de la base pero utilizando un método basado en el propuesto por Spector y Grant.

4.1.1. Modelos estadísticos para interpretar anomalías magnéticas

Spector y Grant (1970) toman como fuente un prisma rectangular y asumen que la anomalía magnética es generada por una capa formada por un conjunto de prismas que están a una cierta profundidad \mathbf{d} y que tienen un espesor \mathbf{t} , magnetización \mathbf{M} , ancho \mathbf{a} y largo \mathbf{b} (Figura 4.1). El espectro de potencia para un prisma rectangular en coordenadas polares es

$$\Phi(|k|, \theta) = |F(|k|, \theta)|^2 = 4\pi^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_g|^2 M^2 e^{-2d|k|} (1 - e^{-t|k|})^2 S^2(|k|, \theta) \quad (4.1)$$

$$\text{donde} \quad S(|k|, \theta) = \text{sinc}(a|k| \cos \theta) \text{sinc}(b|k| \cos \theta)$$

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

donde Θ_m es la dirección de la magnetización, Θ_g es la dirección del campo geomagnético y M es la magnetización.

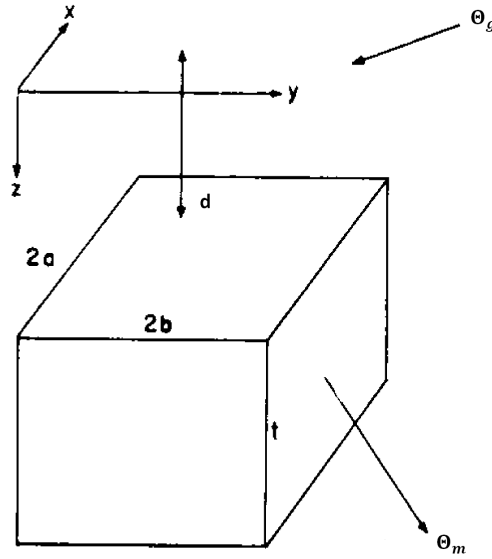


Figura 4.1: Representación gráfica de un prisma rectangular y sus parámetros (Spector y Grant, 1970)

Como cada prisma tiene parámetros diferentes, se puede decir que los parámetros del conjunto de prismas son variables aleatorias que pueden adquirir cualquier valor y que el espectro de potencia de la anomalía magnética producida por dicho conjunto es una función aleatoria que depende de los parámetros. Para obtener el valor promedio del conjunto de prismas hacemos uso de la esperanza matemática, si una función \mathbf{g} está compuesta por diferentes variables aleatorias $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots$ su esperanza matemática estará dada por

$$\langle g \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} \dots \int_{-\infty}^{\infty} g(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots) P(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots) d\alpha_1 d\alpha_2 d\alpha_3 \dots$$

donde $P(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots)$ es la distribución de probabilidades para las variables que componen a la función \mathbf{g} .

Como se mencionó, el espectro de potencia es una función aleatoria y, por lo tanto, tendrá una esperanza matemática

$$\langle \Phi \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} \dots \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(|k|, \theta) P(d, t, a, b, M, \Theta_m, \Theta_g) d d t d a d b d M d \Theta_m d \Theta_g \quad (4.2)$$

donde P es la distribución de probabilidades. Si se considera que cada parámetro varía de forma independiente entonces 4.2 se escribe de la siguiente forma:

$$\langle \Phi \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-2d|k|} P(d) d d \int_{-\infty}^{\infty} (1 - e^{-t|k|})^2 P(t) d t \int_{-\infty}^{\infty} M^2 P(M) d M \dots$$

De la ecuación anterior se toma que la esperanza matemática del espectro de potencia se puede separar en la esperanza matemática para cada una de las variables aleatorias de las que depende el espectro.

$$\langle \Phi \rangle = 4\pi^2 \langle |\Theta_m|^2 \rangle \langle |\Theta_g|^2 \rangle \langle M^2 \rangle \langle e^{-2d|k|} \rangle \langle (1 - e^{-t|k|})^2 \rangle \langle S^2(|k|, \theta) \rangle$$

Para simplificar el análisis, se obtiene el espectro radial de potencia realizando el promedio de valores del espectro a lo largo de anillos concéntricos o, en otras palabras, realizando el promedio de todos los valores a lo largo de θ para diferentes valores de $|k|$. Las constantes son simétricas de forma radial y los promedios radiales de Θ_g y Θ_m se convierten en constantes y el espectro radial de potencia se escribirá como

$$\langle \Phi(|k|) \rangle = A \langle e^{-2d|k|} \rangle \langle (1 - e^{-t|k|})^2 \rangle \langle S^2(|k|) \rangle \quad (4.3)$$

donde A es la suma de todas las constantes presentes.

Spector y Grant (1970) mostraron que la esperanza matemática del espectro debido al conjunto de prismas es la misma a la de un prisma con los parámetros promedio de todo el conjunto (Okubo et al., 1985) y, debido a lo anterior, es posible trabajar solamente con el espectro de potencia producido por un prisma rectangular. Tomando a los términos d y t como Z_t y $Z_b - Z_t$, respectivamente, el espectro de potencia puede expresarse en términos de las profundidades tanto de la cima (Z_t) como de la base (Z_b) del prisma.

$$\Phi(|k|) = A e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 S^2(|k|) \quad (4.4)$$

4.1.2. Estimación de la profundidad de la base de la fuente magnética

Siguiendo lo propuesto por Bhattacharyya y Leu (1975), lo primero es encontrar la profundidad del centroide (Z_0) de la capa. Al multiplicar los exponenciales y sacar la raíz cuadrada del espectro, la Ecuación 4.4 puede escribirse como

$$\Phi(|k|)^{1/2} = A (e^{-|k|Z_t} e^{-|k|Z_b}) S(|k|) \quad (4.5)$$

Okubo et al. (1985) proponen que los términos que involucran a las profundidades Z_t y Z_b pueden reescribirse como un seno hiperbólico que está en función de dichos parámetros y un parámetro Z_0 .

$$\Phi(|k|)^{1/2} = A e^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(Z_t - Z_0)} - e^{-|k|(Z_b - Z_0)}) S(|k|)$$

Para números de onda bajos, el espectro es independiente del modelo propuesto y los términos que involucran a los parámetros relacionados con la forma del prisma no son tomados en cuenta, asemejándose al espectro de un dipolo

$$\Phi(|k|)^{1/2} = A (e^{-|k|Z_0}) |k|$$

Dividiendo entre el número de onda y obteniendo el logaritmo natural el espectro será la resta de todas las constantes menos el término involucrando a la profundidad del centroide.

$$\ln\left(\frac{\Phi(|k|)^{1/2}}{|k|}\right) = \ln A - |k|Z_0 \quad (4.6)$$

La profundidad del centroide Z_0 se obtiene simplemente ajustando 4.6 a una recta haciendo uso de mínimos cuadrados para los números de onda bajos.

El siguiente paso es obtener la profundidad de la cima Z_t . Si se asume que las dimensiones horizontales del cuerpo son muy grandes y tomando la parte del espectro de potencia en números de onda medios a altos, 4.5 se simplifica de la forma

$$\Phi(|k|)^{1/2} = B(e^{-|k|Z_t})$$

donde B es la suma de todas las constantes. Aplicando el logaritmo natural a la expresión anterior se tiene que

$$\ln(\Phi(|k|)^{1/2}) = \ln B - |k|Z_t \quad (4.7)$$

De igual forma que para la profundidad del centroide, la profundidad de la cima se obtiene al ajustar 4.7 a una recta haciendo uso de mínimos cuadrados para los números de onda medios a altos. De las ecuaciones 4.6 y 4.7 se pueden obtener las profundidades del centroide y de la cima, respectivamente, dividiendo cada pendiente obtenida entre cuatro veces el número π .

$$Z_0 = \frac{m}{4\pi} \quad Z_t = \frac{m}{4\pi}$$

Lo que resta es obtener la profundidad de la base. Como se mencionó al inicio del capítulo, la profundidad base se obtiene una vez que se tengan las profundidades Z_0 y Z_t mediante la fórmula

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (4.8)$$

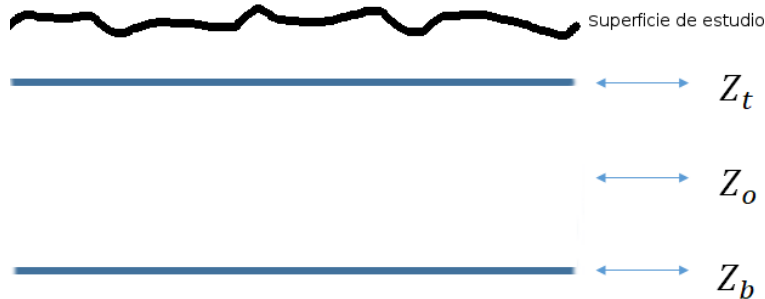


Figura 4.2: Ejemplificación de la capa magnética con sus profundidades correspondientes

4.2. Cálculo de gradiente geotérmico

La profundidad Z_b se asocia al límite en el que desaparece el ferromagnetismo por lo que se puede tomar a la profundidad de la base de la capa magnética como la profundidad de punto de Curie. Para relacionar a la profundidad Z_b con la temperatura de Curie (580° como se mencionó anteriormente), Tanaka et al. (1999) asumieron que el gradiente geotérmico entre la superficie de la Tierra y la profundidad de punto de Curie es de la forma

$$\frac{\partial T}{\partial z} \text{ } ^\circ\text{C/km} = \frac{580^\circ\text{C}}{Z_b\text{km}} \quad (4.9)$$

4.3. Datos

Los datos utilizados para este trabajo son datos aeromagnéticos de toda la República Mexicana, tomados por el Servicio Geológico Mexicano y adquiridos por el instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, en un formato grid (.GRD). En la Figura 4.3 se observa la porción de los datos que se utilizó para obtener únicamente las profundidades de punto de Curie del estado de Coahuila.

Los datos fueron tomados a una altura de 300 metros sobre el terreno en promedio a partir de diferentes vuelos durante el periodo entre 1962 hasta 2012 y a los cuales se les hicieron las correcciones correspondientes por IGRF y variación diurna. Para este trabajo se utilizó la proyección Cónica Conforme de Lambert con datum ITRF 92 debido a la ventaja que presenta el trabajar con un sistema de coordenadas plano, y en metros, al momento de definir las ventanas.

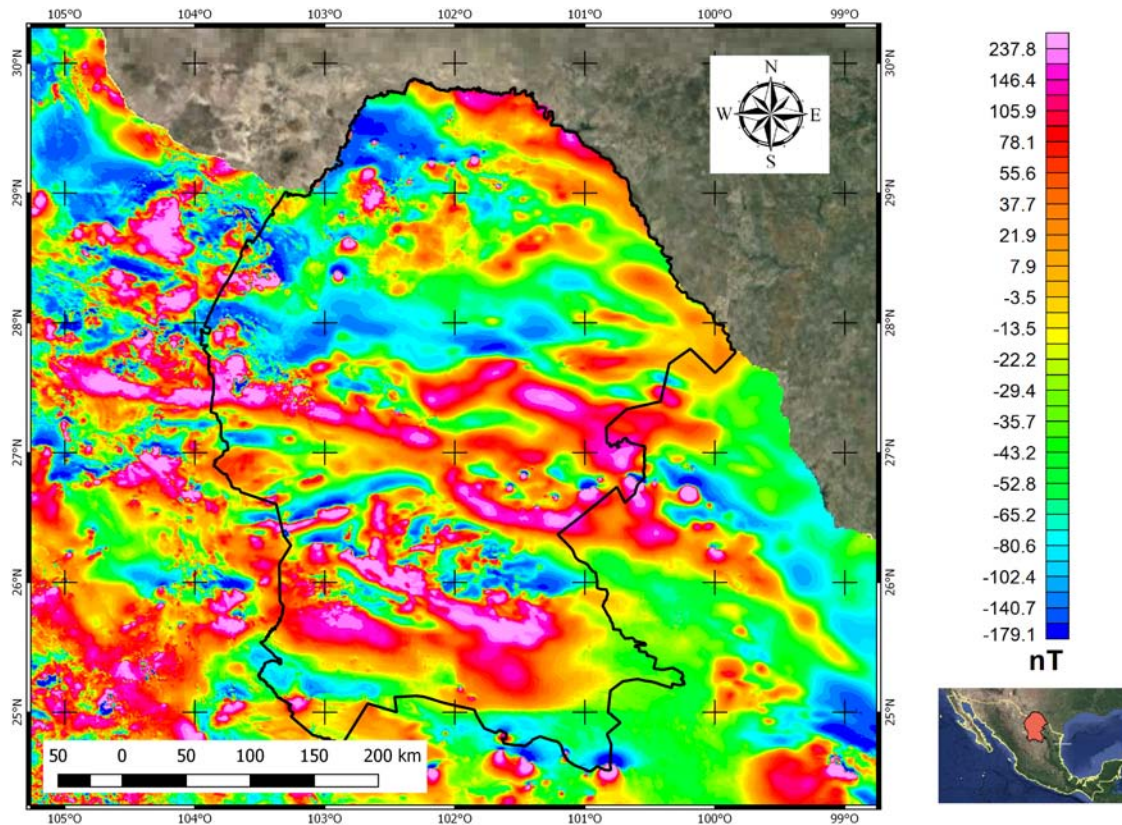


Figura 4.3: Mapa de anomalía de campo total del estado de Coahuila

4.4. Definición de ventanas

Se definieron 41 ventanas con dimensiones de 64×64 km, que corresponden a $298 \pm 1 \times 298 \pm 1$ puntos, ubicadas sobre anomalías identificadas con valores altos del campo magnético. Posteriormente se realizaron otras 48 ventanas, procurando llenar las posibles brechas de información entre puntos de Curie estimados y para tener la mayor información posible, dando un total de 89 ventanas. La Figura 4.4 muestra la disposición de los puntos centrales asociados a las ventanas. La elección del tamaño de ventana se hizo tomando en cuenta que éste está relacionado con la profundidad a la que se quiere llegar. Los efectos a profundidad en el espectro están relacionados

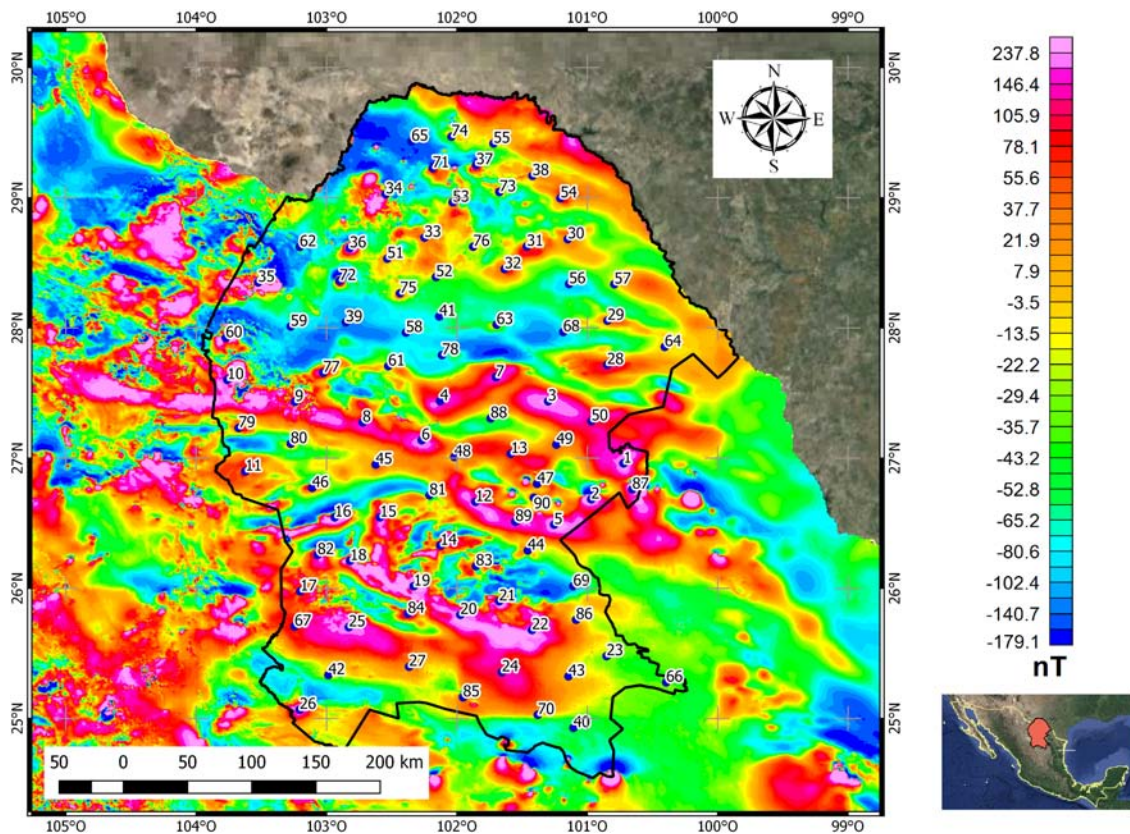


Figura 4.4: Mapa de anomalía de campo total del estado de Coahuila y los puntos centrales de las ventanas propuestas

con números de onda bajos y esto los liga con el número de onda fundamental que indica la resolución mínima que puede ser encontrada en el espectro denotado por la relación $k = 2\pi/L$, o por el inverso si se está hablando de longitudes de onda, donde L es el tamaño de ventana (Blakely, 1995). Debido a lo anterior, se puede decir que el espectro de la ventana de datos magnéticos elegida contiene información hasta profundidades iguales a $L/2\pi$ (Connard et al., 1983).

El tamaño de ventanas puede ser muy variado y depende del contexto geológico. Autores proponen ventanas desde 50×50 km hasta algunos de 150×150 km o más pero hay que tomar en cuenta que ventanas muy pequeñas pueden arrojar valores erróneos y se podrían estar omitiendo estructuras magnéticas profundas mientras que usar ventanas muy largas provocará que se pierda resolución espacial (Li et al., 2009). Okubo et al. (1985) sugieren que, en zonas geotérmicas, las ventanas deben guardar una proporción de por lo menos 12:1, es decir, si se quiere tener información a 5km entonces una ventana de 60×60 km es conveniente. Siguiendo lo propuesto por Connard et al. (1983), la máxima profundidad debido al tamaño propuesto por Okubo será menor a 10 km que confirma el hecho de que, en el caso de zonas volcánicas o geotérmicas, las profundidades de punto de Curie no son mayores a 10 km (Tanaka et al., 1999).

4.5. Procesamiento de los datos

Los datos fueron procesados con el software Oasis Montaj v 9.3 de la compañía Geosoft. El procesamiento de los datos consistió en aplicar la Transformada de Fourier para luego obtener el espectro radial de potencia y luego realizar la estimación de profundidades.

Es sabido que la transformada de Fourier se realiza suponiendo que las señales son periódicas con periodo $T \rightarrow 0$ por lo que se asume que las señales inician y terminan en un mismo valor. Si una señal no cumple con lo anterior, como lo son la mayoría de las señales en Geofísica, después de aplicar la transformada se crearán componentes no deseadas en el espectro que afectarán el análisis de la señal. La Figura 4.5 muestra las diferencias entre las transformadas 1D de una señal que inicia y termina en un mismo valor y una que no, la diferencia en los espectros se debe a que se generan discontinuidades cuando la señal es truncada.

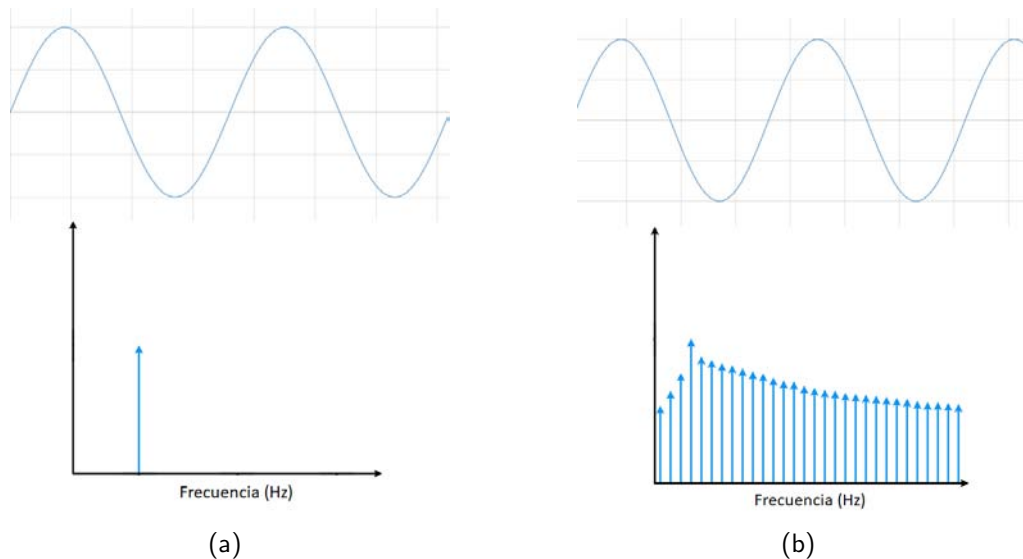


Figura 4.5: Señal con un periodo completo (a) y señal truncada (b) con sus respectivas transformadas

Este fenómeno también ocurre en señales 2D y para evitar lo antes mencionado existen diferentes técnicas pero el principio es el mismo: hacer que la señal tenga un inicio y fin en un mismo valor. Se hizo una preparación de cada ventana de datos magnéticos definida previo a aplicar la transformada de Fourier, el proceso está ejemplificado en la Figura 4.6 y consistió en quitar la tendencia de los datos al igual que expandir la malla para que los bordes coincidieran.

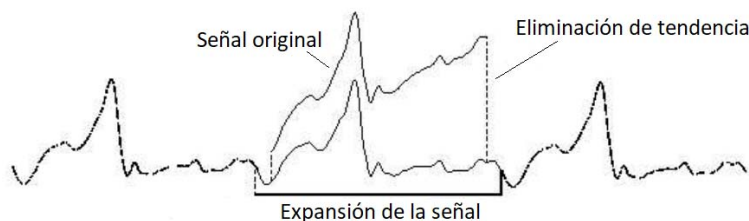


Figura 4.6: Representación del pre-proceso aplicado a la malla de datos magnéticos

Para eliminar las discontinuidades que pudiera presentar la ventana se eliminó la tendencia de los datos generando un plano mediante el ajuste de mínimos cuadrados usando únicamente los datos de los bordes de la ventana y luego restándolo de los de los mismos datos. También se hizo una expansión de la señal para tener una coincidencia en los bordes, además de tener un número de datos aceptado por el algoritmo del programa, agregando un cierto número de filas y columnas adicionales con valores extrapolados de los datos. El resultado final fueron mallas de 336 filas x 336 columnas cuyos bordes eran coincidentes como puede observarse en la Figura 4.7.

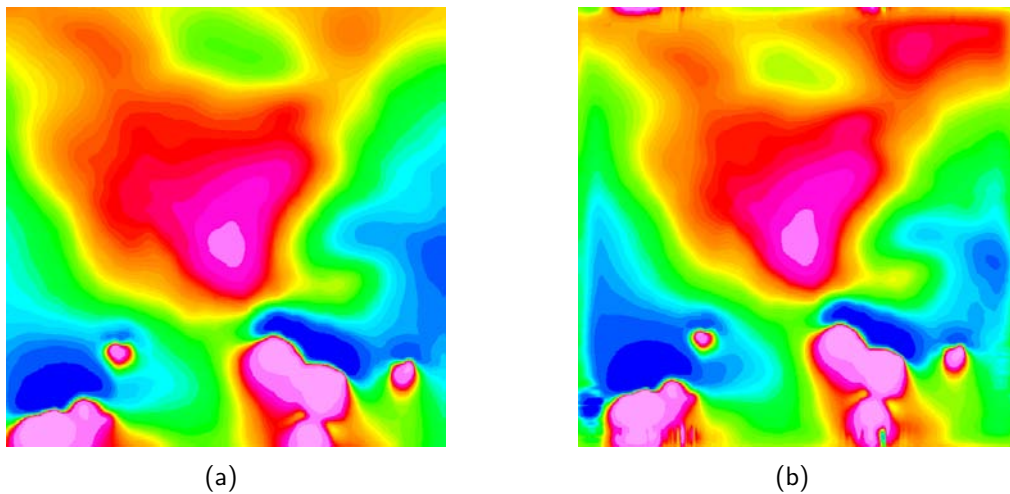


Figura 4.7: Malla de datos antes del pre-procesamiento (a) y después del pre-procesamiento (b)

Una vez que se hizo el pre-procesamiento, se aplicó la transformada de Fourier a cada ventana mediante el algoritmo de FFT (Transformada de Fourier Rápida) con el que cuenta el programa y posteriormente se calcularon sus espectros de potencia. La Figura 4.8 representa el ejemplo de un espectro de potencia. Para realizar el método antes mencionado es necesario pasar de un espectro 2D a un espectro 1D por lo que se aplica el espectro radial de potencia (Figura 4.9) realizando el promedio de los valores que se encuentren a lo largo de anillos concéntricos al origen cuyo radio sea igual al valor de número de onda correspondiente.

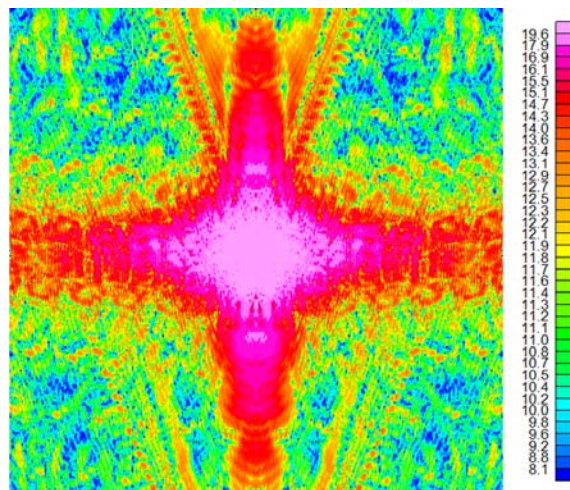


Figura 4.8: Logaritmo natural del espectro de potencia 2D de la señal

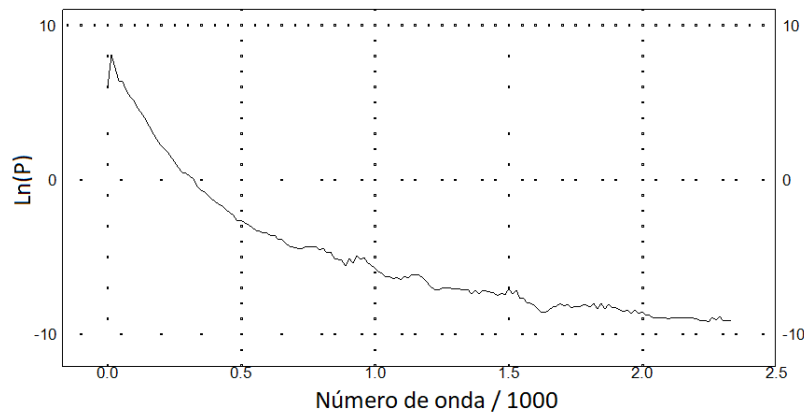


Figura 4.9: Logaritmo natural del espectro radial de potencia de la señal

Como resultado final del proceso, el software Oasis Montaj genera un archivo con terminación .SPC que contiene la información del espectro radial de potencia obtenido. El archivo, como puede observarse en la Tabla 4.1 consta de 5 columnas, en la primer columna se encuentra el número de onda de la señal, en la segunda columna está el número de datos utilizados para generar el valor del espectro radial de potencia que puede encontrarse en la tercer columna. Las últimas dos columnas manejan una estimación de profundidad de las fuentes que no fueron utilizadas en este trabajo.

Tabla 4.1: Ejemplo del archivo generado por el programa Oasis Montaj

2-D RADIALLY AVERAGED POWER SPECTRUM

Average Spectrum Density Ln(E) = 2.15249e+001

Cycle/K unit	SAMP	Ln P	3 DEPTH	5 DEPTH
0.00000e+000	1.00000e+000	6.00883e+000	0.00000e+000	*
1.38757e-002	6.34315e+000	8.11799e+000	0.00000e+000	*
2.77515e-002	1.24546e+001	7.23527e+000	4.84236e+000	1.31123e+000
4.16272e-002	1.90596e+001	6.42928e+000	2.60814e+000	3.06798e+000
5.55030e-002	2.44101e+001	6.32572e+000	1.75342e+000	2.36277e+000
6.93787e-002	3.25840e+001	5.81780e+000	2.72674e+000	2.15048e+000
8.32545e-002	3.69993e+001	5.37481e+000	1.97127e+000	2.24180e+000
9.71302e-002	4.39585e+001	5.13035e+000	2.02737e+000	2.08874e+000
1.11006e-001	5.05589e+001	4.66779e+000	2.26758e+000	2.11130e+000
.
.
.
2.27562e+000	1.03139e+003	-9.10037e+000	0.00000e+000	0.00000e+000
2.28950e+000	1.03753e+003	-8.80613e+000	5.38481e-002	1.68330e-001
2.30337e+000	1.04118e+003	-9.11915e+000	7.19689e-001	2.85466e-001
2.31725e+000	1.05346e+003	-9.05712e+000	8.28612e-002	*
2.33113e+000	1.02531e+003	-9.14804e+000	5.21479e-001	*

4.6. Programa para estimación de profundidades y gradiente geotérmico

Una vez que se calculó el espectro radial de Potencia, el siguiente paso fue estimar las profundidades de la cima, centroide y base de la capa magnética, además del gradiente geotérmico. Para obtener las profundidades y el gradiente se creó un programa en el lenguaje de programación Julia ¹, en su versión 0.6.0, para el análisis de las curvas a partir de los archivos generados por Oasis Montaj. El programa lee los archivos .SPC generados y grafica las curvas relacionadas al logaritmo natural de la raíz cuadrada del espectro de potencia y al logaritmo natural de la raíz cuadrada del espectro de potencia dividido entre el número de onda mediante la herramienta de graficación Plotly (Figura 4.10).

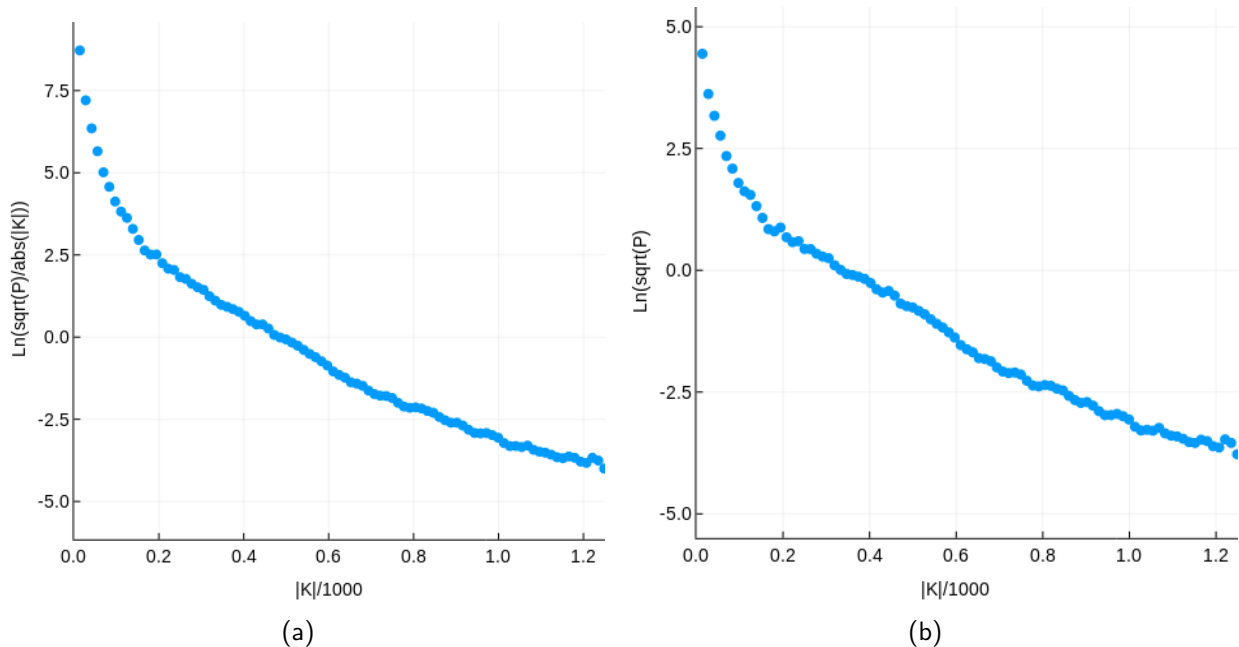


Figura 4.10: Ejemplo de las curvas generadas para obtener Z_t y Z_b

Una vez desplegadas las curvas se realiza un ajuste mediante mínimos cuadrados, utilizando los valores que estén en el rango de números de onda definido por el usuario, para obtener la primera pendiente relacionada a Z_0 de la curva $\ln(\Phi(|k|)^{1/2}/|k|)$ y obtener la segunda pendiente relacionada a Z_t de $\ln(\Phi(|k|)^{1/2})$. El programa regresa las curvas con el ajuste para que el usuario considere si la recta generada es la correcta (Figura 4.11) y, de ser así, realiza el cociente entre cada pendiente y 4π para estimar las profundidades Z_0 y Z_t y con éstas obtener Z_b utilizando la ecuación 4.8.

Una vez obtenida la profundidad Z_b , el programa calcula el gradiente geotérmico aplicando la ecuación 4.9 y despliega los resultados de profundidades y de gradiente geotérmico en la terminal de Julia (Figura 4.12). Para finalizar, el programa escribe un archivo de valores separados por comas (.csv) que contiene las coordenadas del punto central de las ventanas, sus profundidades estimadas y el gradiente geotérmico en dicho punto.

¹Julia es un lenguaje de programación libre y dinámico para realizar computación numérica con un gran número de bibliotecas matemáticas que también son alimentadas por la comunidad.

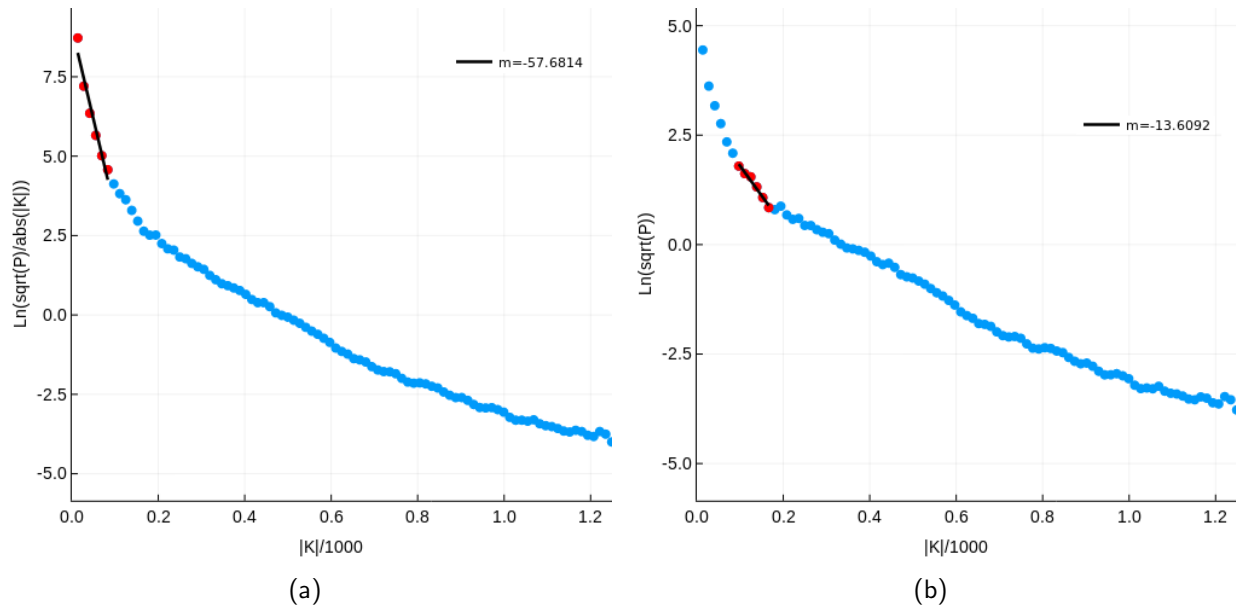


Figura 4.11: Ejemplo de las pendientes seleccionadas para obtener Z_t y Z_b

```

jose@Muguruza ~/Documentos/C $ julia
┌───────────┴───────────┐
│  A fresh approach to technical computing          │
│  Documentation: https://docs.julialang.org       │
│  Type "?help" for help.                         │
│                                                  │
│  Version 0.6.1 (2017-10-24 22:15 UTC)           │
│  Official http://julialang.org/ release        │
│  x86_64-pc-linux-gnu                            │
└───────────┬───────────┘

julia> include("Curie.jl")
0.0138757
0.0832545
0.0971302
0.166509
0.0138757 0.0832545 0.0971302 0.166509
-57.6814
[9.0548, -57.6814]
-13.6092
[3.16087, -13.6092]
Zt=1.08 Zo=4.59 Zb=8.1
Gradiente geotérmico:72.0
¿Continuar? S/N

```

Figura 4.12: Ejemplo de la interfaz de julia para el programa generado

Capítulo 5

Resultados

La Tabla 5.1 muestra una parte de los resultados contenidos en el archivo generado por el programa descrito anteriormente que pueden verse con detenimiento en el apéndice A. En él se muestran el número de ventana, las coordenadas de los puntos centrales de dicha ventana, las profundidades Z_t , Z_0 y Z_b y el gradiente geotérmico correspondiente. Al final se obtuvieron profundidades para el punto de Curie entre los 3.28 [km] y los 12.48 [km] que se relacionan a gradientes geotérmicos de 177 [°C/km] y 46 [°C/km], respectivamente.

Ventana	Longitud	Latitud	Z_t [km]	Z_0 [km]	Z_b [km]	GG [°C/km]
1	-100.72	26.96	1.06	5.57	10.09	57
2	-100.97	26.68	1.15	3.82	6.49	89
3	-101.3	27.44	1.83	6.8	11.78	49
4	-102.13	27.44	1.21	5.71	10.21	57
5	-101.25	26.49	0.87	3.61	6.36	91
6	-102.27	27.14	0.69	5.13	9.57	61
7	-101.7	27.62	1.22	4.65	8.07	72
8	-102.72	27.27	0.78	4.58	8.38	69
9	-103.24	27.43	1.08	4.59	8.1	72
10	-103.76	27.6	1.0	4.16	7.33	79
11	-103.62	26.9	1.08	3.19	5.3	109
12	-101.86	26.66	0.94	4.51	8.08	72
13	-101.59	27.03	0.95	3.57	6.19	94
.
.
.
82	-103.07	26.26	0.75	2.94	5.14	113
83	-101.85	26.17	1.08	3.91	6.74	86
84	-102.38	25.8	1.12	5.26	9.41	62
85	-101.95	25.16	0.82	5.38	9.93	58
86	-101.09	25.76	1.71	6.6	11.48	51
87	-100.65	26.76	1.1	4.46	7.81	74
88	-101.74	27.3	1.22	5.68	10.13	57
89	-101.55	26.51	1.23	5.99	10.74	54

Tabla 5.1: Tabla de profundidades de la estructura magnética y gradiente geotérmico

En la Figura 5.1 se muestra la distribución espacial de los puntos centrales de las ventanas y la profundidad correspondiente a cada uno, teniendo un total de 26 puntos que presentan gradientes superiores a los $90 [^{\circ}\text{C}/\text{km}]$ con profundidades menores a $6.5 [\text{km}]$, los cuales están marcados con color rojo en la tabla del anexo.

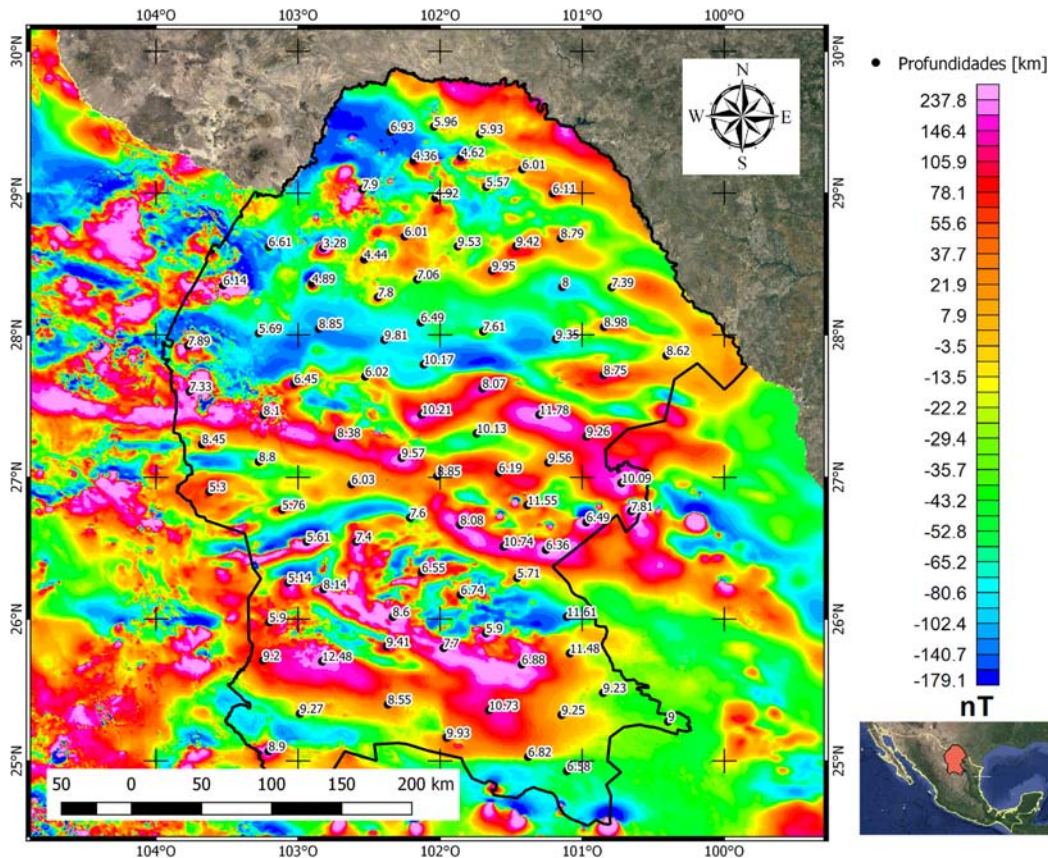


Figura 5.1: Mapa de campo magnético total con la distribución de los 89 puntos centrales de ventanas y sus respectivas profundidades en kilómetros

A partir de los puntos centrales fue posible hacer un mapa de profundidades y de gradiente geotérmico que pueden observarse en las figuras 5.2 y 5.3. Las partes más profundas, superiores a $8 [\text{km}]$, se observan en el mapa en colores azules y morados ubicándose en la parte sur, en una franja horizontal entre las ciudades de Torreón y Saltillo, y en la parte central-este del estado extendiéndose al noreste, circundada por las localidades de Monclova, Ocampo y Sabinas. El resto son profundidades menores a los $8 [\text{km}]$ que se distribuyen en la parte oeste y central de Coahuila, principalmente, donde las zonas con profundidades de punto de Curie más someras (menores a $6.5 [\text{km}]$ como se mencionó anteriormente) se encuentran en la parte noroeste y oeste del estado presentando color amarillo a rojo, colindando con el estado de Chihuahua.

El mapa de gradiente geotérmico (Figura 5.3) no muestra gran diferencia en comparación con el mapa de profundidades debido a que el gradiente geotérmico en este trabajo se calculó haciendo uso de la Ecuación 4.9 en la que se toma en cuenta la profundidad de punto de Curie estimada. Lo que es destacable en dicho mapa es que se definen mejor las zonas de interés propuestas en función del gradiente geotérmico que presentan, observándose mejor las zonas al noroeste y oeste del estado y la parte sureste del mismo que se presentan en color verde oscuro a rojo que corresponden a gradientes iguales o superiores a $90 [^{\circ}\text{C}/\text{km}]$.

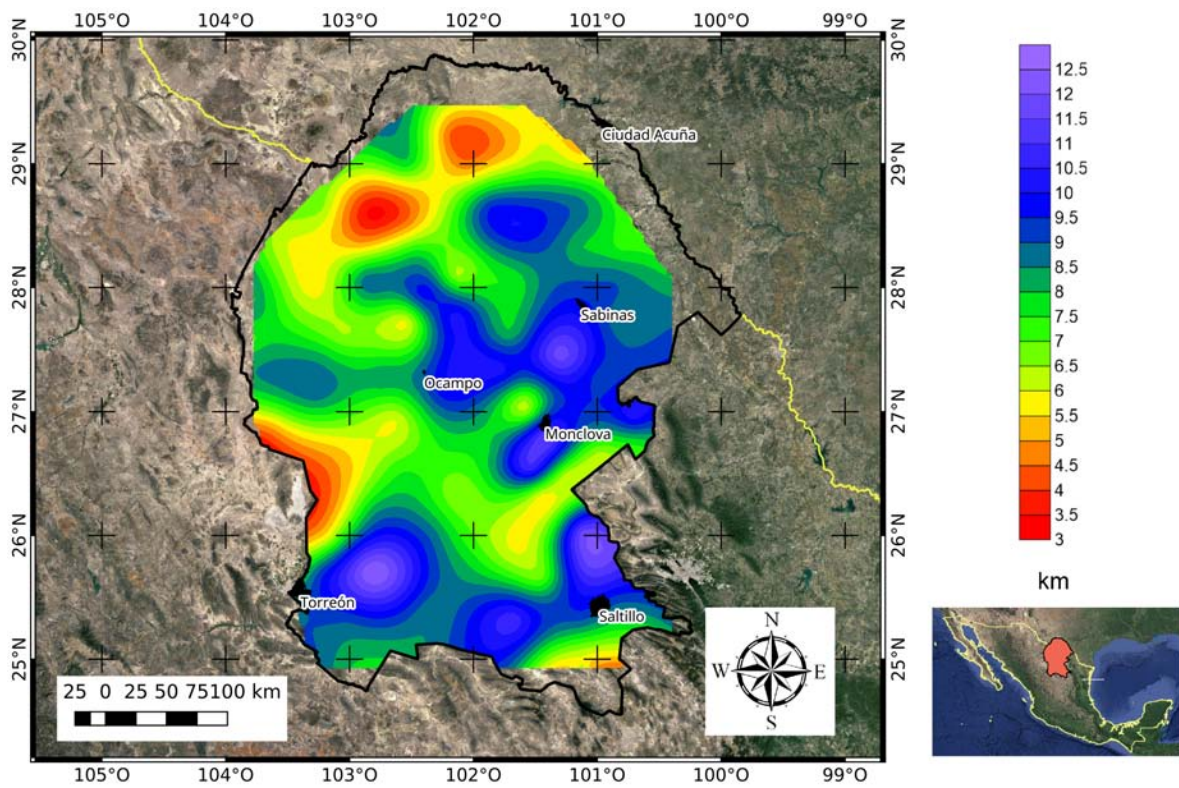


Figura 5.2: Mapa de profundidades de punto de Curie

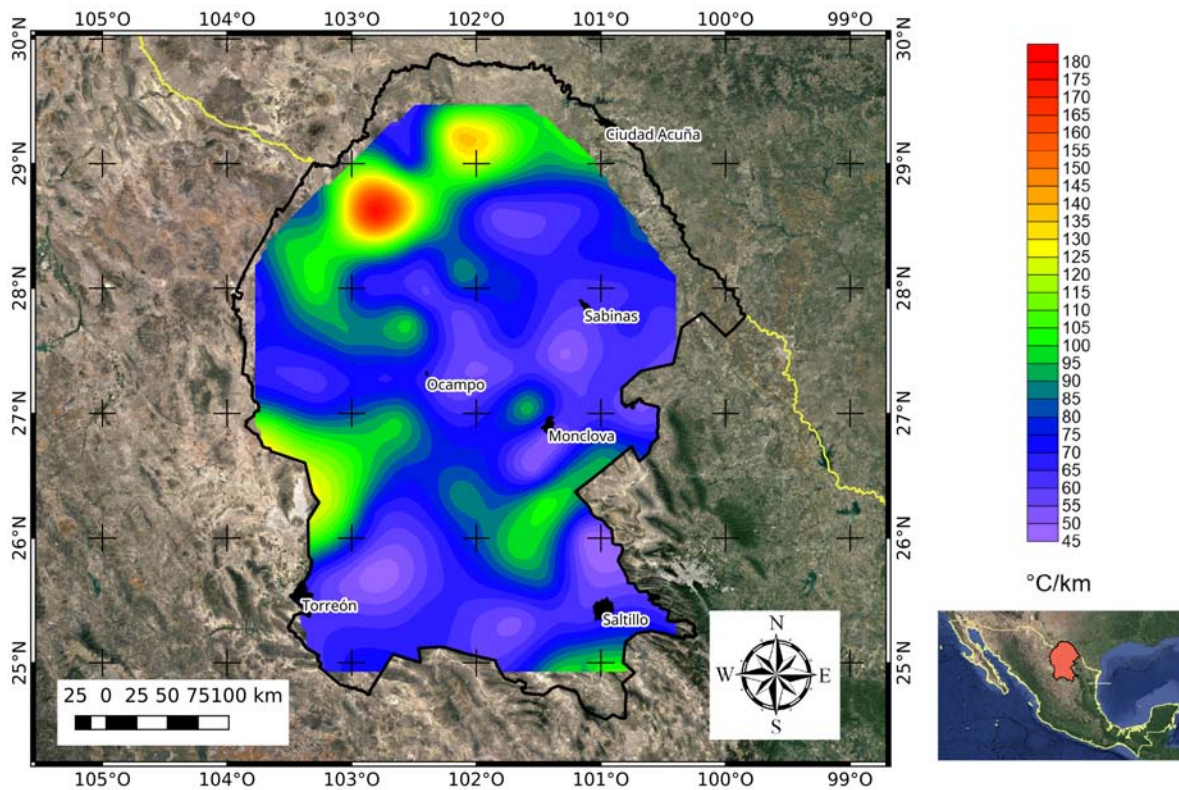


Figura 5.3: Mapa de gradiente geotérmico

5.1. Interpretación

Si bien los resultados de estimar profundidades de punto de Curie pueden relacionarse a altas temperaturas que provoquen la pérdida de propiedades ferromagnéticas por parte de las rocas, puede que solo se encuentre un cambio en la composición de la corteza y lo que se haya estimado sea el cambio de una capa magnetizada a una que no presente magnetización o una interfaz litológica como mencionan Connard et al. (1983). Este hecho puede complicar el análisis de los resultados, Blakely (1988) da el ejemplo de que una capa volcánica reciente encima de una capa sedimentaria no magnética puede arrojar profundidades de Z_b al término del material volcánico aunque la temperatura de Curie se de a una profundidad mayor. Tomando en cuenta lo anterior, se sigue lo hecho por Okubo et al. (1985) donde sugieren considerablemente tomar en cuenta la geología para darle un sentido los resultados y dar una buena interpretación a las profundidades obtenidas.

Para comenzar, en la Figura 5.4 se puede observar como se encuentran las profundidades de punto de Curie en cada una de las provincias antes mencionadas. Se puede observar que las mayores profundidades se encuentran ubicadas en gran parte del Cinturón Plegado de Coahuila (excluyendo parte del oeste), la Sierra Madre y en la Cuenca de Parras. Una posible explicación es que todos fueron bajos del basamento en los que se depositaron gran cantidad de sedimentos durante la transgresión marina del Cenozoico, además de que en el Cinturón Plegado de Coahuila se encuentra ubicada la Cuenca de Sabinas a la cual Eguiluz De Antuñano (2001) le atribuye espesores de sedimentos del orden de 5 [km] o más que pueden presentarse de igual manera en la Cuenca de Parras. Tomando en cuenta dichos espesores y considerando el posible espesor del basamento, las profundidades iguales a 8[km] o superiores en esas zonas parecen coherentes.

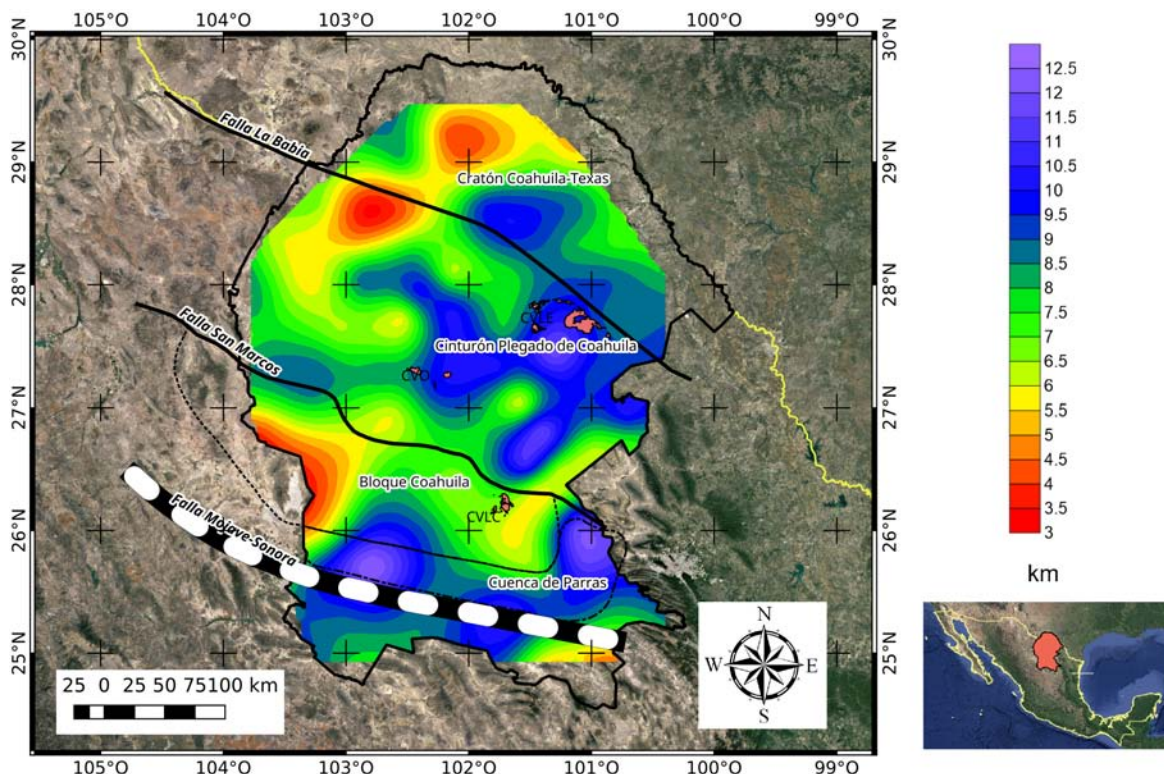


Figura 5.4: Mapa de profundidades de punto de Curie en las diferentes provincias

El Bloque Coahuila, por otra parte, presenta profundidades someras tanto en su parte occidental como oriental, en la parte occidental se tienen profundidades entre 5 y 6 [km] cerca de la frontera con el estado de Durango mientras que en la parte oriental se tienen profundidades entre 5.7 y 6.5 [km] que van hasta la frontera con Nuevo León.

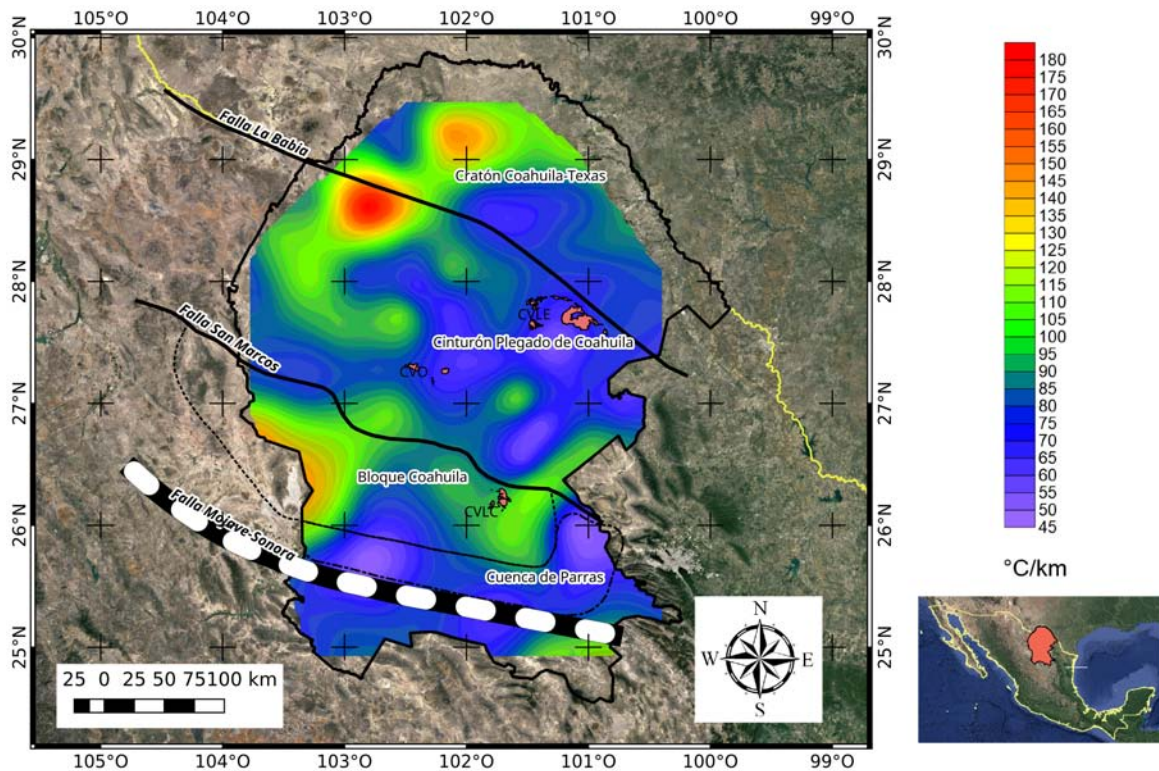


Figura 5.5: Mapa de gradiente geotérmico en las diferentes provincias

Anteriormente se hizo mención a tres campos volcánicos con edades entre el Plioceno y Cuaternario llamados Las Esperanzas, Ocampo y Las Coloradas. Aranda Gómez et al. (2005) sugieren que existe una estrecha relación entre las evidencias del magmatismo de tipo intraplaca presente en Coahuila y las fallas del basamento presentes en el estado, realizando un estudio de los campos para mostrar lo anterior. Se menciona que Las Esperanzas se desarrolla en la base de la Sierra de Santa Rosa que es aparentemente un pliegue por doblez de falla que separa a los estilos de deformación del CPC y el CCT pasando cerca de ahí la falla La Babia, mientras que cinco de los seis volcanes pertenecientes a la parte oriental del CVO presentan una orientación N-S igual a la que presentan las estructuras anticlinales de la zona, lo que sugiere que fueron alimentados por un dique emplazado en una falla con esa orientación que delimita al borde oriental de la Isla de La Mula. Por último, el campo volcánico de Las Coloradas forma un lineamiento con los volcanes La Víbora, El Piojo y el intrusivo Tetillas que es paralela (separada aproximadamente 15 km) a la traza de la falla San Marcos.

Aunque su edad es relativamente joven (Plioceno-Cuaternario) y estos campos volcánicos podrían estar relacionados a profundidades someras, en la Figura 5.5 se observa que tanto Ocampo como Las Esperanzas se encuentran en partes con gradientes geotérmicos por debajo de los 90 [°C/km]. Por otro lado, Las Coloradas se encuentra en una zona que presenta profundidades menores a 6.5 [km] con gradientes geotérmicos mayores o iguales a 90 [°C/km] por lo que el vulcanismo de Las Coloradas y las profundidades de punto de Curie pueden estar relacionadas.

Las partes más someras que se encuentran en el noroeste, donde se observan gradientes geotérmicos altos con una tendencia NE, están ubicadas en la parte occidental del Cinturón Plegado de Coahuila y el Cratón Coahuila-Texas donde afloran la cadena de intrusivos en los que está presente el complejo intrusivo La Cueva. Se mencionó anteriormente que dichos intrusivos pudieron ser producto de la subducción de la placa Farallón y presentan edades entre el Eoceno y Oligoceno, incluso llegando al Mioceno, lo que los hace relativamente viejos para cuestiones de geotermia.

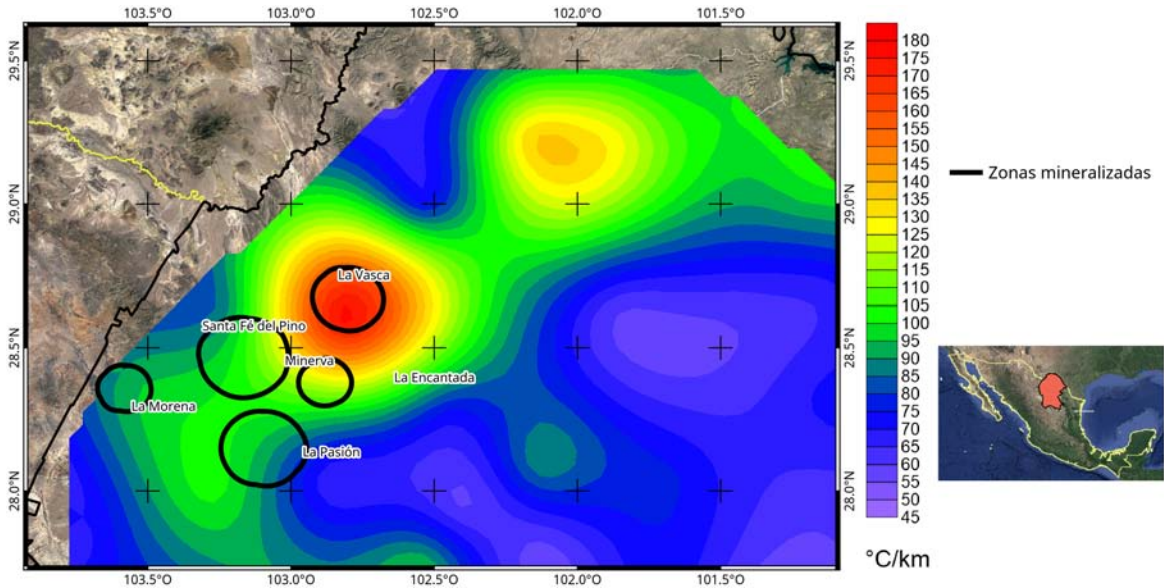


Figura 5.6: Zonas mineralizadas con presencia de hierro al noroeste de Coahuila

En la Figura 5.6 se observan las zonas mineralizadas reportadas por SGM (2008c) que coinciden con las bajas profundidades de punto de Curie en la región noroeste y que tienen presencia de hierro en forma de minerales, óxidos de hierro para ser más específico, producto del metamorfismo generado por los intrusivos. De dichas zonas, las de Santa Fé del Pino, La Morena y La Pasión presentan hematita y limonita, los cuales tienen una baja susceptibilidad magnética a pesar de su alto contenido de hierro; por otra parte, en las zonas Minerva, La Encantada y La Vasca se reporta la presencia de magnetita, mineral que sí tiene una contribución magnética importante. Más al noreste la carta Geológico-Minera del Servicio Geológico Mexicano reporta la presencia de hierro aunque el tipo de minerales no fue explicado. Si bien hay presencia de hierro en el noroeste del estado, no se considera de importancia económica en las zonas mencionadas y, aunado al hecho de que algunas zonas mineralizadas cuentan con minerales de hierro que no son magnéticos, puede ser que el hierro no tenga una contribución destacable a las estimaciones de profundidades pero no se puede descartar la posibilidad de que las profundidades someras tengan relación con dichas zonas mineralizadas, en especial a la zona La Vasca.

Por otro lado, cabe destacar que estas partes someras del noroeste junto con la parte poco profunda ubicada cerca de la frontera con Durango en el extremo occidental del Bloque de Coahuila forman parte de la provincia de Cuencas y Sierras o Basin and Range, por su nombre en inglés. El Basin and Range es una provincia tectónica que se extiende desde Canadá, cruzando gran parte del occidente de los Estados Unidos, hasta México en el eje Volcánico Transversal y se caracteriza por un conjunto de sierras separadas por valles (de ahí su nombre). Se cree tuvo su origen a partir del régimen extensional en el que los esfuerzos provocaron un adelgazamiento de la corteza que se

vio reflejado en fallamiento normal, formando un sistema de horsts y grabens a lo largo de toda el área. La mitad oeste de Coahuila se encuentra ubicada en la posible convergencia de dos regiones ubicadas dentro del Basin and Range: El Rift de Río Grande y Chihuahua-Altiplano Mexicano. El Rift de Río Grande es una zona que inicia desde Colorado, E.U. y pasa por los estados de Nuevo México y Texas con un rumbo casi N-S, su extensión hacia el noreste de México se desconoce pero aparentemente llega hasta la frontera con Chihuahua y Coahuila con un rumbo NW-SE, según lo presenta Stewart (1998). La región se caracteriza por alto fallamiento y vulcanismo reciente que, además, presenta anomalías térmicas con flujo de calor elevado. Por otro lado, la región de Chihuahua-Altiplano Mexicano se extiende desde la frontera con Estados Unidos hasta el estado de Guanajuato con evidencias de fallamiento cuaternario y vulcanismo del mismo periodo en Guanajuato y San Luis Potosí (Oviedo Padrón, 2008).

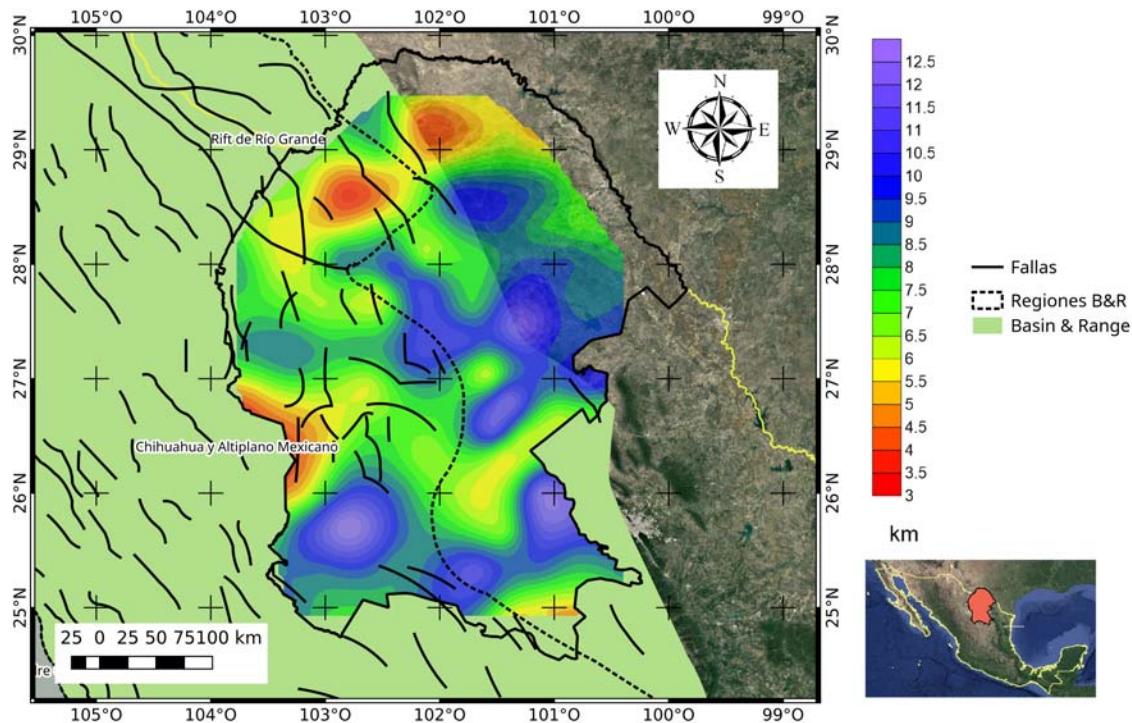


Figura 5.7: Mapa de profundidades de punto de Curie en comparación con la provincia Basin and Range. Fallas obtenidas de Aranda et al. (2000)

En las Figuras 5.7 y 5.8 puede observarse que las partes someras se encuentran dentro de la provincia del Basin and Range. También se muestra una coincidencia entre la zona donde se presentan los gradientes geotérmicos más elevados en el noroeste y la última parte del Rift de Río Grande, así como los gradientes geotérmicos altos cerca de la frontera con Durango y la región de Chihuahua-Altiplano Mexicano. La posible coincidencia entre el Rift de Río Grande y la zona con profundidades más someras puede también explicar el porqué de estas profundidades, los resultados pueden atribuirse a esta zona de extensión y no al hierro presente en las zonas mineralizadas. También se identifica una concordancia entre el fallamiento presente en la provincia del Basin and Range y las zonas posiblemente calientes lo que puede relacionarse a la conclusión a la que llegan Aranda Gómez et al. (2005) de que existe una estrecha relación entre el magmatismo de tipo intraplaca presente en Coahuila y las fallas del basamento.

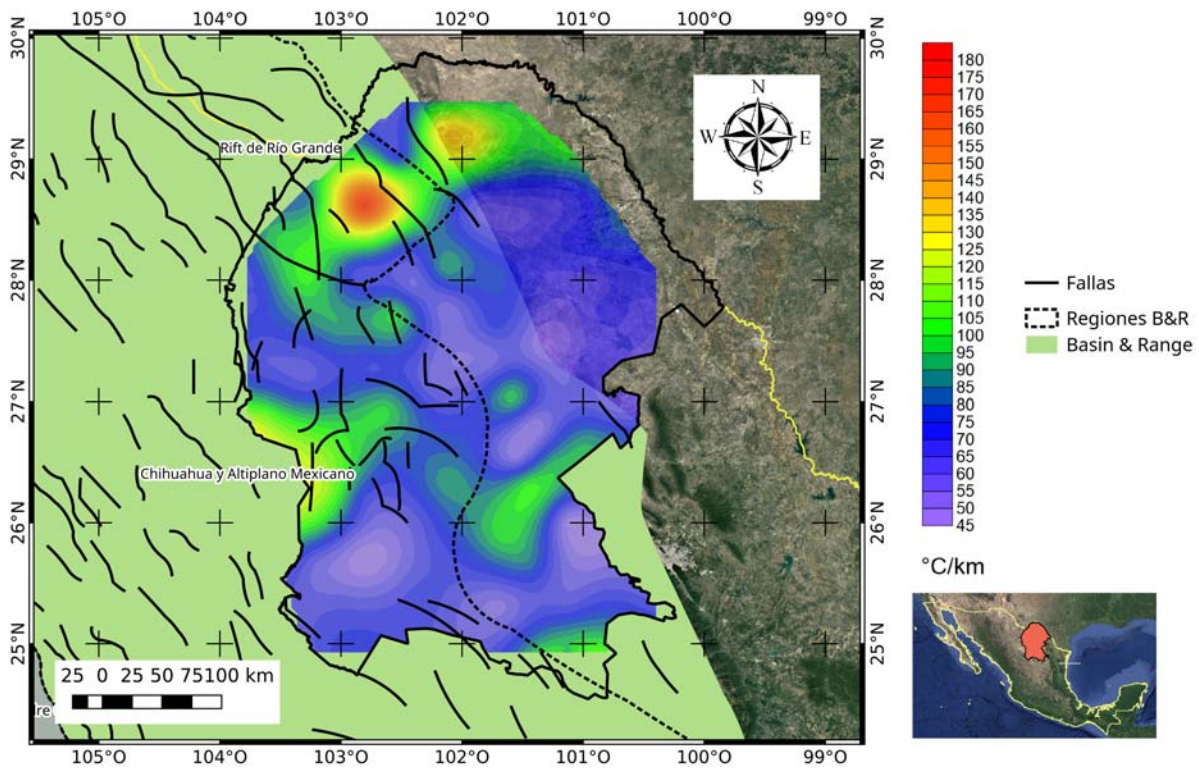


Figura 5.8: Mapa de gradiente geotérmico en comparación con la provincia Basin and Range. Fallas obtenidas de Aranda et al. (2000)

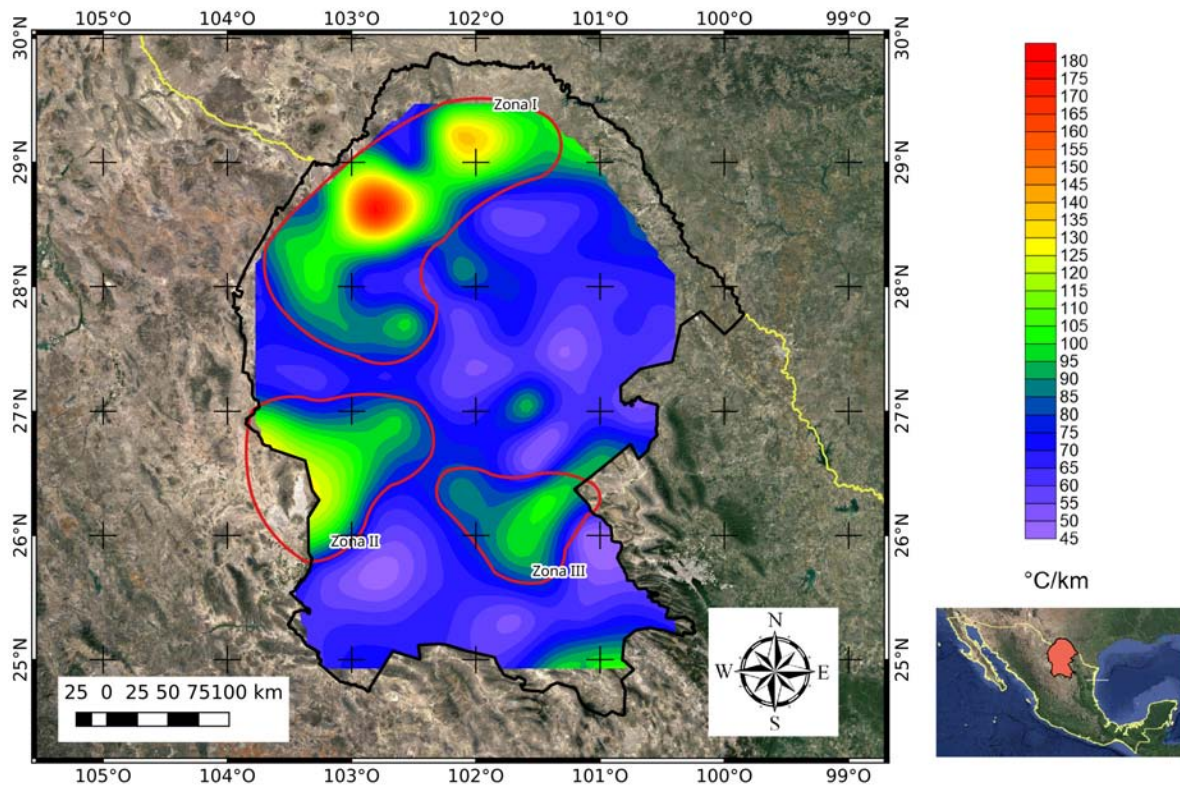


Figura 5.9: Zonas identificadas con potencial geotérmico

Tomando en cuenta lo anterior, tanto los resultados de las estimaciones de profundidades como el contexto geológico, se definen las 3 zonas con, probablemente, el mayor potencial del estado que pueden observarse en la Figura 5.9. Las zonas propuestas son las siguientes: La zona I comprende toda la parte noroeste del estado que presenta algunos de los gradientes geotérmicos más altos, la zona II corresponde al extremo occidental del Bloque Coahuila hacia la frontera con Durango y la zona III es la parte oriental del BC. Como se mencionó, cada zona fue definida con base en sus profundidades de punto de Curie y su coincidencia con algún aspecto geológico importante. La zona I presenta coincidencia con un contexto extensional dentro del Rift de Río Grande, mientras que la zona II coincide con las fallas presentes en la región Cihuahua-Altiplano Mexicano.

Capítulo 6

Conclusiones y recomendaciones

El uso del análisis espectral de datos aeromagnéticos para la estimación de la base de la capa magnética resulta ser una herramienta útil para aplicaciones de geotermia con el fin de tener una idea del gradiente geotérmico de algún lugar en especial debido a su facilidad de aplicación. Las estimaciones de las profundidades de punto de Curie en el estado de Coahuila arrojaron resultados entre 3.28 [km] y 12.48 [km], equivalentes a gradientes geotérmicos de 177 [°C/km] a 46 [°C/km] y que muestran alta correlación con la geología de la región.

Las zonas con profundidades de punto de Curie mayores corresponden a parte de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca de Parras, zonas con un gran espesor del paquete sedimentario, mientras que regiones someras pueden encontrarse en el Bloque de Coahuila, la parte noroeste del Cinturón Plegado de Coahuila y en el Cratón Coahuila-Texas. Parte de las profundidades someras al este del BC pueden correlacionarse con el Campo Volcánico Las Coloradas, así como las zonas con alto gradiente geotérmico al oeste del Bloque, el CPC y el CCT pueden correlacionarse con la provincia Basin and Range, específicamente, con la región de Chihuahua-Altiplano Mexicano y el Rift de Río Grande, respectivamente. Las zonas someras que están ubicadas dentro del B&R coinciden con zonas que presentan gran fallamiento.

Se definieron tres posibles zonas con potencial después de analizar los resultados y realizar una correlación con la geología. Si bien existen profundidades someras en dichas zonas, es recomendable realizar otros estudios ya enfocados a exploración geotérmica, principalmente mediciones directas de flujo de calor y gradiente geotérmico, para corroborar la información obtenida a partir de las estimaciones. Principalmente se proponen dichos estudios en la zona I para averiguar si la presencia de hierro tiene una contribución influyente en los resultados.

Desde el punto de vista de la profundidad de punto de Curie, el estado de Coahuila presenta un potencial considerable para desarrollar energía geotérmica, tomando en cuenta todas las consideraciones relacionadas con el método del análisis espectral de datos aeromagnéticos y abriendo la puerta a estudios posteriores y más específicos.

Apéndice A

Resultados completos de profundidades de Punto de Curie

Ventana	Longitud	Latitud	Z _t [km]	Z ₀ [km]	Z _b [km]	GG [°C/km]
1	-100.72	26.96	1.06	5.57	10.09	57
2	-100.97	26.68	1.15	3.82	6.49	89
3	-101.3	27.44	1.83	6.8	11.78	49
4	-102.13	27.44	1.21	5.71	10.21	57
5	-101.25	26.49	0.87	3.61	6.36	91
6	-102.27	27.14	0.69	5.13	9.57	61
7	-101.7	27.62	1.22	4.65	8.07	72
8	-102.72	27.27	0.78	4.58	8.38	69
9	-103.24	27.43	1.08	4.59	8.1	72
10	-103.76	27.6	1.0	4.16	7.33	79
11	-103.62	26.9	1.08	3.19	5.3	109
12	-101.86	26.66	0.94	4.51	8.08	72
13	-101.59	27.03	0.95	3.57	6.19	94
14	-102.13	26.33	1.17	3.86	6.55	89
15	-102.59	26.54	1.22	4.31	7.4	78
16	-102.94	26.55	1.08	3.35	5.61	103
17	-103.2	25.98	0.5	3.2	5.9	98
18	-102.82	26.21	0.99	4.57	8.14	71
19	-102.33	26.02	1.13	4.87	8.6	67
20	-101.97	25.8	1.07	4.39	7.7	75
21	-101.68	25.9	1.07	3.49	5.9	98
22	-101.42	25.68	1.17	4.03	6.88	84
23	-100.85	25.48	1.12	5.18	9.23	63
24	-101.66	25.36	1.45	6.09	10.73	54
25	-102.83	25.7	1.2	6.84	12.48	46
26	-103.21	25.07	0.56	4.73	8.9	65
27	-102.37	25.4	1.23	4.89	8.55	68
28	-100.85	27.72	1.41	5.08	8.75	66
29	-100.84	28.06	1.54	5.26	8.98	65
30	-101.15	28.68	1.69	5.24	8.79	66

Ventana	Longitud	Latitud	Z _t [km]	Z ₀ [km]	Z _b [km]	GG [°C/km]
31	-101.46	28.63	1.72	5.57	9.42	62
32	-101.63	28.45	1.54	5.75	9.95	58
33	-102.25	28.69	1.08	3.55	6.01	97
34	-102.55	29.03	0.61	4.26	7.9	73
35	-103.53	28.35	0.67	3.41	6.14	94
36	-102.82	28.61	0.57	1.93	3.28	177
37	-101.85	29.25	0.76	2.69	4.62	126
38	-101.42	29.17	0.41	3.21	6.01	97
39	-102.85	28.04	1.3	5.07	8.85	66
40	-101.11	24.93	0.67	3.62	6.58	88
41	-102.14	28.09	1.14	3.82	6.49	89
42	-102.99	25.33	0.58	4.93	9.27	63
43	-101.14	25.32	1.75	5.5	9.25	63
44	-101.46	26.29	0.82	3.27	5.71	102
45	-102.62	26.95	1.61	3.82	6.03	96
46	-103.11	26.77	1.03	3.39	5.76	101
47	-101.38	26.8	0.83	6.19	11.55	50
48	-102.02	27.01	1.26	5.05	8.85	66
49	-101.24	27.1	0.98	5.27	9.56	61
50	-100.97	27.28	1.73	5.5	9.26	63
51	-102.53	28.53	0.85	2.65	4.44	131
52	-102.16	28.39	1.0	4.03	7.06	82
53	-102.03	28.96	1.06	2.99	4.92	118
54	-101.21	29.0	1.23	3.67	6.11	95
55	-101.72	29.42	0.77	3.35	5.93	98
56	-101.14	28.34	1.63	4.81	8.0	72
57	-100.79	28.34	1.42	4.41	7.39	78
58	-102.39	27.96	1.99	5.9	9.81	59
59	-103.28	28.01	0.9	3.29	5.69	102
60	-103.77	27.92	0.65	4.27	7.89	74
61	-102.53	27.71	1.06	3.54	6.02	96
62	-103.21	28.62	1.18	3.9	6.61	88
63	-101.7	28.02	1.12	4.36	7.61	76
64	-100.41	27.85	1.65	5.14	8.62	67
65	-102.35	29.43	0.68	3.81	6.93	84
66	-100.39	25.28	0.84	4.92	9.0	64
67	-103.25	25.71	1.34	5.27	9.2	63
68	-101.18	27.97	1.2	5.28	9.35	62
69	-101.11	26.02	1.83	6.72	11.61	50
70	-101.38	25.03	1.15	3.99	6.82	85
71	-102.19	29.23	0.77	2.57	4.36	133
72	-102.9	28.36	1.37	3.13	4.89	119
73	-101.67	29.04	0.91	3.24	5.57	104
74	-102.04	29.47	0.86	3.41	5.96	97
75	-102.44	28.27	1.08	4.44	7.8	74

Ventana	Longitud	Latitud	Z_t [km]	Z_0 [km]	Z_b [km]	GG [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]
76	-101.88	28.62	1.32	5.42	9.53	61
77	-103.03	27.66	1.14	3.8	6.45	90
78	-102.11	27.79	1.67	5.92	10.17	57
79	-103.68	27.23	1.28	4.87	8.45	69
80	-103.28	27.11	0.92	4.86	8.8	66
81	-102.21	26.71	1.33	4.46	7.6	76
82	-103.07	26.26	0.75	2.94	5.14	113
83	-101.85	26.17	1.08	3.91	6.74	86
84	-102.38	25.8	1.12	5.26	9.41	62
85	-101.95	25.16	0.82	5.38	9.93	58
86	-101.09	25.76	1.71	6.6	11.48	51
87	-100.65	26.76	1.1	4.46	7.81	74
88	-101.74	27.3	1.22	5.68	10.13	57
89	-101.55	26.51	1.23	5.99	10.74	54

Tabla A.1: Tabla completa de profundidades de la estructura magnética y gradiente geotérmico

Bibliografía

- (2008a). Geografía. En *Monografía Geológico-Minera del Estado de Coahuila*. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo.
- (2008b). Geología. En *Monografía Geológico-Minera del Estado de Coahuila*. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo.
- (2008c). Minería. En *Monografía Geológico-Minera del Estado de Coahuila*. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo.
- Aranda Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez Moreno, G., y Chávez Cabello, G. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3):187–225.
- Bhattacharyya, B. K. y Leu, L.-K. (1975). Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, 80(32):4461–4465.
- Blakely, R. J. (1988). Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B10):11817–11832.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Campa, M. F. y Coney, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20:1040–1051.
- Chávez Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo Cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias.
- Connard, G., Couch, R., y Gemperle, M. (1983). Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics*, 48:376–390.
- Daugherty, F. W. (1963). La Cueva Intrusive Complex and Dome, Northern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 74:1429–1438.
- Eguiluz De Antuñano, S. (2001). Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. *AAPG Memoir*, 75:241–270.
- Glassley, W. E. (2015). *Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment*. CRC Press, Boca Raton, FL, 2 edition.

- Li, C.-F., Chen, B., y Zhou, Z. (2009). Deep crustal structures of eastern China and adjacent seas revealed by magnetic data. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52:984–993.
- Lovering, T. S. y Goode, H. D. (1963). Measuring Geothermal Gradients in Drill Holes Less Than 60 Feet Deep East Tintic District, Utah. Technical report, Washington.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 2 edition.
- McKee, J. W., Jones, N. W., y Anderson, T. H. (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16:37–40.
- Okubo, Y., Graf, R. J., Hansen, R. O., Ogawa, K., y Tsu, H. (1985). Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 50:481–494.
- Oviedo Padrón, E. G. (2008). Tectónica de la Sierra Cuesta del Infierno, Chihuahua y su relación con el levantamiento de Plomosas. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1982). *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico*. Tesis doctoral, University of Texas at Austin.
- Spector, A. y Grant, F. (1970). Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35:293–302.
- Stewart, J. H. (1998). Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America. En Faulds, J. E. y Stewart, J. H., editors, *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Tanaka, A., Okubo, Y., y Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306:461–470.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coisson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F. J., Macmillan, S., Manda, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T. J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., y Zvereva, T. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1):79.
- Valdez Moreno, G. (2001). Geoquímica y petrología de las roca ígenas de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Viera Décida, F., Ramírez Fernández, J. A., Velasco Tapia, F., y Orozco Esquivel, M. T. (2009). Relaciones petrogénicas del magmatismo en la provincia alcalina oriental mexicana. *Ciencia UANL*, XII(1):42–49.