



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización y modelo
geológico a partir de la
exploración magnetométrica en
San Andrés Lagunas, Oaxaca.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero geofísico

P R E S E N T A

Miguel Angel Velasco Lindero

DIRECTOR DE TESIS

M.C. Juan Pablo Aguirre Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021

Resumen

En la región de San Andrés Lagunas, Oaxaca, el modelo geológico propuesto por el Servicio Geológico Mexicano, en la carta geológico-minera de la región, está elaborado a partir de observaciones hechas en imágenes satelitales y datos de levantamientos cartográficos. Debido a la falta de información cuantitativa publicada por el SGM se propone un modelo geológico elaborado a partir de mediciones geomagnéticas, que corrobore la inferencia geológica y tome a la geofísica como una herramienta para constreñir al modelo a partir de propiedades físicas medidas en campo.

Se elaboraron perfiles de anomalía de campo total con la información proveniente de 780 estaciones magnéticas distribuidas en siete perfiles. Con las posiciones y profundidades estimadas, por la deconvolución de Euler, de los contactos entre litologías con diferente susceptibilidad magnética y la información geológica de la región, fue posible construir un par de modelos transversales entre sí.

El modelo propuesto muestra que en la región de estudio la secuencia litológica depositada sobre el basamento sedimentario no es tan simple como lo muestra el modelo del Servicio Geológico Mexicano. De acuerdo con la información magnética, a las andesitas de la Formación Cañada María y los depósitos aluviales se les asignó una susceptibilidad magnética similar. Sin embargo, el aluvión y las rocas de la formación Chilapa presentan un contraste de susceptibilidad magnética, que ha permitido inferir la localización de remanentes de la formación Chilapa que sobreyacen tanto al basamento sedimentario como a las andesitas de la Formación Cañada María. Así, el límite entre los depósitos aluviales y las rocas más antiguas se muestra como una superficie irregular compuesta de los restos de la formación Chilapa, Cañada María, Yucunama y Teposcolula. Establecido el límite entre estas formaciones fue posible estimar el espesor del aluvión.

Abstract

In the San Andres Lagunas, Oaxaca region, the geological model proposed by the Mexican Geological Service in the geological-mining chart of the region, was elaborated from SGM satellite images and data from cartographic surveys. Due to the lack of quantitative information published by the SGM, a geological model made from geomagnetic measurements is proposed, which corroborates the geological inference and takes geophysics as a tool to constrain the model from physical properties measured in the field.

Total field anomaly profiles were elaborated with information from 780 magnetic stations distributed in seven profiles. With the positions and depths estimated, by Euler deconvolution, of the contacts between lithologies with different magnetic susceptibility and the geological information of the region, was possible to make a pair of cross-sectional models.

The proposed model shows that in the study region the lithological sequence deposited on the sedimentary basement is not as simple as it is seen in the model of the Mexican Geological Service. According to the magnetic information, the andesites of the Cañada María Formation and the alluvial deposits were assigned a similar magnetic susceptibility. However, the alluvium and the rocks of the Chilapa formation present a magnetic susceptibility contrast, which allowed to infer the location of remnants of the Chilapa formation that overlay both the sedimentary basement and the andesites of the Cañada María Formation. Thus, the boundary between the alluvial deposits and the oldest rocks is shown as an irregular surface composed of the remains of the Chilapa, Cañada María, Yucunama and Teposcolula formation. Once the limit between these formations was established, it was possible to estimate the thickness of the alluvium.

*A Elizabeth y Miguel,
mis padres.*

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería, mi alma mater, por darme la oportunidad de formarme profesionalmente y por todas las experiencias.

Al Departamento de Geofísica de la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por el apoyo y facilitar los datos de este trabajo. A los alumnos de la Facultad de Ingeniería que realizaron sus prácticas profesionales en el semestre 2019-2, por ser parte de la adquisición de los datos magnéticos utilizados.

A mi director de tesis M.C. Juan Pablo Aguirre Díaz, por su paciencia, su apoyo y por guiarme en la realización de este trabajo. Pero no solo por eso, sino por ser un amigo invaluable que me ha tendido su mano y ayuda sin pedir nada a cambio.

Al Ing. Alejandro García Serrano por darme la oportunidad de aprender junto a él en campo y en gabinete, por la ayuda para culminar este trabajo.

A mis sinodales M.C. Juan Esteban Hernández Quintero, M.C. Julián Zapotitla Román y el Ing. Fransisco Alejandro Arroyo Carrasco por sus comentarios para mejorar este documento.

A Valeria, Antonio y Manuel por su amistad, por ayudarme a retomar la geofísica cuando los conocí, pero sobre todo por permitirme conocerlos y vivir junto a ustedes grandes momentos.

A mi familia. A mi mamá y papá por nunca perder su confianza en mi, por alentarme a terminar y darme todo el amor que pueden. A mi hermana por todo el apoyo que me ha dado. En buena medida se los debo a ustedes.

Índice general

Resumen	2
Abstract	3
Agradecimientos	5
1. Introducción	11
1.1. Objetivos	12
1.2. Ecuaciones de Maxwell	12
1.3. El potencial vectorial y el momento dipolar magnético	13
1.4. El campo magnético dipolar	16
1.5. Magnetización	18
1.6. Campo de intensidad magnética	20
1.7. Permeabilidad y susceptibilidad magnéticas	21
1.8. El potencial escalar	22
1.9. El campo magnético terrestre	23
1.9.1. El magnetismo de las rocas	24
1.10. Anomalía de campo total	26
2. Zona de estudio: San Andrés Lagunas, Oaxaca	29
2.1. Ubicación	29
2.2. Hidrografía	31
2.3. Marco Geológico	31
2.3.1. Estratigrafía	33
2.3.2. Geología estructural	36

3. Procesamiento de Datos	38
3.1. Adquisición de datos	38
3.2. Procesamiento de datos	41
3.2.1. Corrección por variación diurna	41
3.2.2. Corrección por variación espacial	43
3.2.3. Efecto magnético del contacto entre dos estratos con diferente susceptibilidad magnética	44
3.2.4. Deconvolución de Euler	46
3.2.5. El modelo directo	50
4. Resultados	51
4.1. Perfiles de anomalía de campo total	51
4.2. Deconvolución de Euler	61
4.3. Modelo geológico	64
5. Conclusiones y recomendaciones	70
A. Identidades vectoriales	72
B. Diagramas	73
B.1. Coordenadas de cuerpo y campo	73
Bibliografía	74

Índice de figuras

1.1. Geometría para el calculo del potencial vectorial en P.	15
1.2. Geometría para el calculo del campo producido por un dipolo magnético.	16
1.3. Campo magnético producido por un dipolo localizado en el origen de coordenadas.	17
1.4. Geometría para el calculo del vector potencial.	18
1.5. Componentes del campo geomagnético.	24
1.6. Representación vectorial de la anomalía de campo total.	28
2.1. Ubicación de San Andrés Lagunas.	30
2.2. Ubicación de la zona de estudio	32
2.3. Sección Geológica de San Andrés Lagunas.	34
2.4. Geología de San Andrés Lagunas.	35
3.1. Magnetómetros.	39
3.2. Perfiles magnéticos.	40
3.3. Base magnética San Andrés Lagunas.	42
3.4. IGRF calculado para el perfil “Reg O-E”.	44
3.5. Representación del contacto entre dos estratos con diferente suscepti- bilidad magnética.	45
3.6. Perfiles magnéticos del contacto entre dos estratos horizontales de distinta susceptibilidad magnética.	46
3.7. Interpolación de estaciones.	49
4.1. Perfiles de anomalía de campo total S-N A.	53
4.2. Perfiles de anomalía de campo total S-N M.	56

4.3. Perfiles de anomalía de campo total A y B.	58
4.4. Perfiles de anomalía de campo total A, B y Reg O-E.	60
4.5. Solución a la de deconvolución de Euler a lo largo del perfil <i>local A</i>	62
4.6. Solución a la de deconvolución de Euler a lo largo del perfil <i>Reg S-N</i> <i>M sur</i>	63
4.7. Modelo geológico basado en el perfil <i>local A</i>	67
4.8. Modelo geológico basado en el perfil <i>Reg S-N M sur</i>	68
B.1. Esquema para visualizar coordenadas de cuerpo y campo.	73

Índice de cuadros

1.1. Clasificación magnética de los materiales.	22
1.2. Susceptibilidad magnética de rocas comunes	25
3.1. Perfiles magnéticos realizados en San Andrés Lagunas.	41
3.2. Valor promedio de las bases magnéticas en San Andrés Lagunas. . .	43
3.3. Valor de índices estructurales.	47

Capítulo 1

Introducción

Al este del municipio de San Andrés Lagunas, Oaxaca, existe una estructura geológica con una longitud mayor a 100 kilómetros de rumbo promedio norte - sur; se le conoce como falla Tamazulápam y en la parte norte del municipio, en el contacto entre la Formación Teposcolula y el conglomerado Tamazulápam esta estructura presenta los mejores planos de falla con dos direcciones de movimiento, como falla normal y como falla lateral derecha.

Se ha documentado, con base en la cartografía y estratigrafía que, la región comprendida entre la falla Tamazulápam y la falla Cieneguilla, localizada 10 kilómetros al este de la falla Tamazulápam, es una zona de fallas normales y laterales derechas que correspondería a la manifestación superficial de la falla de Caltepec, una falla regional que delimita los basamentos metamórficos Acatlán y Oaxaqueño (Diaz et al., 2008).

Por otra parte, se ha mostrado que en una zona de falla el principal mecanismo responsable de los altos valores de susceptibilidad magnética observados en el relleno de falla podría ser la producción de nueva magnetita proveniente de silicatos ricos en hierro (como la clorita) o arcillas generadas por la fricción y calentamiento durante el desplazamiento de la falla (Pei et al., 2014).

Con el fin de caracterizar y generar un modelo geológico con mayor detalle que el propuesto en la carta geológico-minera de la región, se analizó y procesó la información magnética proveniente de la campaña de adquisición de datos magnetométricos realizada entre los días 19 y 23 de junio de 2019. La campaña formó parte del Pro-

grama de Prácticas Profesionales organizado por el Departamento de Geofísica de la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería.

1.1. Objetivos

- Obtener un modelo geológico a partir de los datos magnéticos así como con la información geológico estructural obtenida.
- Añadir detalles estructurales al modelo de la carta geológico-minera Tamazulápam E14-D25, Oaxaca.

1.2. Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones que describen el comportamiento de los campos eléctrico y magnético y como se relacionan entre ellos son las ecuaciones de Maxwell, las cuales demuestran que el campo magnético y eléctrico son dos manifestaciones del mismo fenómeno (Ball, 2006). En su forma más general pueden ser escritas como

$$\nabla \cdot \vec{\mathcal{D}} = \rho \quad (1.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{\mathcal{B}} = 0 \quad (1.2)$$

$$\nabla \times \vec{\mathcal{E}} = -\frac{\partial \vec{\mathcal{B}}}{\partial t} \quad (1.3)$$

$$\nabla \times \vec{\mathcal{B}} = \mu_0 \vec{\mathcal{J}} + \mu_0 \frac{\partial \vec{\mathcal{D}}}{\partial t} \quad (1.4)$$

donde $\vec{\mathcal{E}}$ y $\vec{\mathcal{B}}$ son el campo eléctrico y la densidad de flujo magnético respectivamente. ρ es la densidad de carga eléctrica y $\vec{\mathcal{J}}$ es la densidad de corriente. $\vec{\mathcal{H}}$ y $\vec{\mathcal{D}}$ son los campos de intensidad magnética y de desplazamiento eléctrico respectivamente y μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío.

En el régimen magnetoestático son de interés particular las ecuaciones 1.2 y 1.4, además, bajo este régimen la variación del campo de desplazamiento $\vec{\mathcal{D}}$ es cero.

La ecuación 1.2 establece que la inducción magnética no tiene divergencia y que $\vec{\mathcal{B}}$ es solenoidal en todos los puntos, incluso dentro del medio magnético. Al integrar la ecuación 1.2 sobre una región R y aplicando el teorema de la divergencia se tiene que

$$\int_V \nabla \cdot \vec{\mathcal{B}} dv = \int_S \vec{\mathcal{B}} \cdot \hat{n} dS = 0 \quad (1.5)$$

para cualquier región R . A la ecuación 1.5 también se le conoce como Ley de Gauss para campos magnéticos; y muestra que la componente normal de todo el flujo que entra a la región es igual a la componente normal que sale de la región, en otras palabras, el flujo neto es cero e implica que las cargas magnéticas no existen (Blakely, 1995).

1.3. El potencial vectorial y el momento dipolar magnético

Debido a lo establecido en la ecuación 1.2, se puede usar el Teorema de Helmholtz, el cuál dice que $\vec{B}(\vec{r})$ debería provenir del rotacional de un potencial vectorial, ya que el gradiente del potencial escalar sería cero; esto es

$$\vec{B}(\vec{r}) = \nabla \times \vec{A}(\vec{r}) \quad (1.6)$$

Ahora si se supone que, como se indica en la figura 1.1 (donde se utiliza el apóstrofe para indicar coordenadas de cuerpo, ver anexo B.1), una distribución acotada de corriente $\vec{J}(\vec{r}')$, encerrada en un volumen V' finito y ubicada a una distancia finita del origen de coordenadas, produce un campo magnético $\vec{B}(\vec{r})$ cuyo efecto se requiere medir en un punto P , externo a la distribución, con el vector de posición \vec{r} que va en la dirección del vector unitario \hat{r} y donde r es la distancia del origen al punto de observación.

Entonces, para el cálculo del potencial vectorial se tiene que resolver la siguiente integral

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V'} \frac{\vec{\mathcal{J}}(\vec{r}')}{\mathcal{R}(\vec{r}, \vec{r}')} dv' \quad (1.7)$$

donde

$$\mathcal{R} = |\vec{r} - \vec{r}'| = (r^2 + r'^2 - 2rr' \cos \theta')^{1/2} \quad (1.8)$$

y θ' es el ángulo entre \vec{r} y \vec{r}' .

Si se asume que la distancia r es lo suficientemente grande de tal forma que $r \gg r'$ para cualquier porción de V' , entonces se puede utilizar la expansión en polinomios de Legendre para aproximar el vector potencial $\vec{\mathcal{A}}(\vec{r})$ y escribirlo en la forma

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi r} \sum_{k=0}^{\infty} \int_{V'} \left(\frac{r'}{r}\right)^k \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') P_k(\cos \theta') dv' \quad (1.9)$$

llamada la expansión multipolar del potencial vectorial (Wangsness, 1986). Si se asume que r es suficientemente grande entonces la serie será dominada por la contribución de los primeros términos mientras que los términos superiores pueden ser ignorados; entonces al expandir la serie se tiene

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \left[\begin{array}{l} \frac{1}{r} \int_{V'} \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \quad \langle\langle \text{monopolo} \rangle\rangle \\ + \frac{1}{r^2} \int_{V'} (\hat{r} \cdot \vec{r}') \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \quad \langle\langle \text{dipolo} \rangle\rangle \\ + \frac{1}{r^3} \int_{V'} \left(\frac{3}{2}(\hat{r} \cdot \vec{r}')^2 - \frac{1}{2}r'^2\right) \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \quad \langle\langle \text{cuadripolo} \rangle\rangle \\ + \dots \quad \langle\langle \text{multipolos superiores} \rangle\rangle \end{array} \right] \quad (1.10)$$

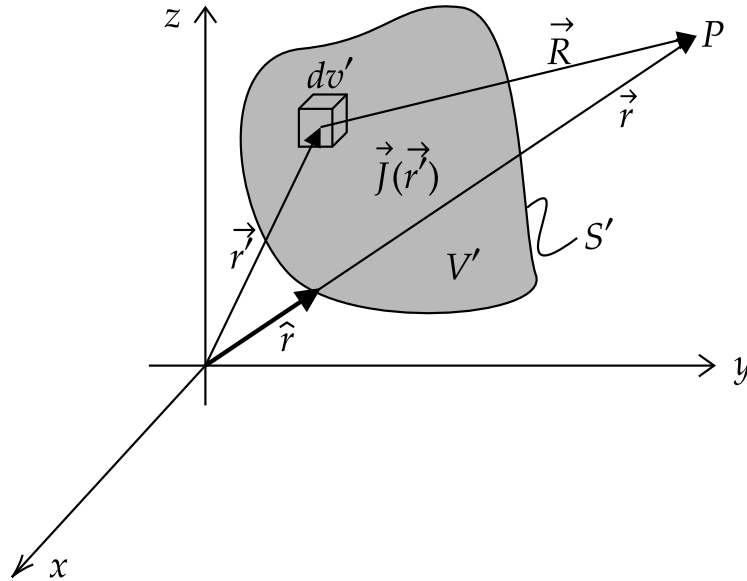


Figura 1.1: Geometría para el calculo del potencial vectorial en P.

En la sección 1.2 se estableció que no existen las cargas magnéticas (monopolos magnéticos); por lo tanto el potencial vectorial debido al término monopolar de la expansión es

$$\vec{\mathcal{A}}_m(\vec{r}) = 0 \quad (1.11)$$

Ahora, si se toma el término dipolar de la expansión de la serie 1.10, el potencial vectorial $\vec{\mathcal{A}}$ debido a ese término toma la siguiente forma

$$\vec{\mathcal{A}}_D(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi r^2} \int_{V'} (\hat{r} \cdot \vec{r}') \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \quad (1.12)$$

De donde la integral

$$\int_{V'} (\hat{r} \cdot \vec{r}') \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' = \left(\frac{1}{2} \int_{V'} \vec{r}' \times \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \right) \times \hat{r} \quad (1.13)$$

Sustituyendo la ecuación 1.13 en 1.12 se tiene al término dipolar como

$$\vec{\mathcal{A}}_D(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi r^2} \left[\frac{1}{2} \int_{V'} \vec{r}' \times \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \right] \times \hat{r} \quad (1.14)$$

A la cantidad encerrada en corchetes se le conoce como *momento dipolar magnético de la distribución de corrientes* (Wangsness, 1986).

$$\vec{m}(\vec{r}) = \frac{1}{2} \int_{V'} \vec{r}' \times \vec{\mathcal{J}}(\vec{r}') dv' \quad (1.15)$$

Esta definición permite escribir el potencial vectorial en términos del momento dipolar como

$$\vec{\mathcal{A}}_D(\vec{r}) = \frac{\mu_0 \vec{m} \times \hat{r}}{4\pi r^2} = \frac{\mu_0 \vec{m} \times \vec{r}}{4\pi r^3} \quad (1.16)$$

1.4. El campo magnético dipolar

Si el punto de observación es lo suficientemente lejano a la distribución de corriente (figura 1.1) entonces el término dipolar $\vec{\mathcal{A}}_D$ (ecuación 1.16) será el término predominante de la serie de potencia expresada en la ecuación 1.9.

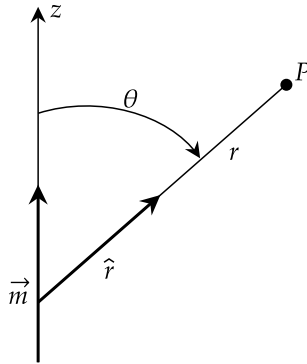


Figura 1.2: Geometría para el cálculo del campo producido por un dipolo magnético.

Si se asume que 1.16 se mantiene en todo el espacio, entonces *el campo magnético dipolar* es aquél generado por un dipolo \vec{m} ubicado en el origen de coordenadas

(Wangsness, 1986). La figura 1.2 muestra al eje de \vec{m} alineado con el eje z , lo que permite reescribir el producto cruz dentro de 1.16 como

$$\vec{m} \times \hat{r} = m\hat{k} \times \hat{r} = m \sin \theta \hat{\varphi} \quad (1.17)$$

Y el potencial vectorial $\vec{\mathcal{A}}_D$ queda expresado como

$$\vec{\mathcal{A}}_D(\vec{r}) = \frac{\mu_0 m \sin \theta}{4\pi r^2} \hat{\varphi} \quad (1.18)$$

Utilizando la ecuación 1.6 y reescribiendo el producto cruz en coordenadas esféricas

$$\vec{B}_D(\vec{r}) = \nabla \times \vec{\mathcal{A}}_D(\vec{r}) = \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta \mathcal{A}_{D\varphi}) \hat{r} - \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r \mathcal{A}_{D\varphi}) \hat{\vartheta} \quad (1.19)$$

Entonces

$$\vec{B}_D(\vec{r}) = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{2 \cos \theta}{r^3} \hat{r} + \frac{\mu_0 m \sin \theta}{4\pi r^3} \hat{\vartheta} \quad (1.20)$$

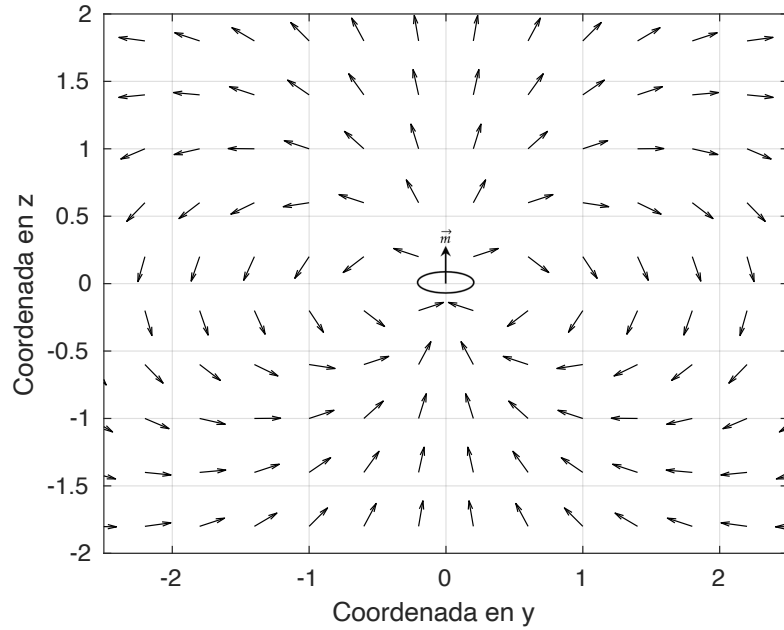


Figura 1.3: Campo magnético producido por un dipolo localizado en el origen de coordenadas.

La ecuación 1.20 expresa el campo generado por un dipolo localizado en el origen de coordenadas y la figura 1.3 muestra el comportamiento del campo magnético debido al dipolo.

1.5. Magnetización

Desde el punto de vista microscópico, la materia se compone de muchos dipolos pequeños que adquieren una dirección en presencia de un campo magnético. El alineamiento de los dipolos produce un campo \vec{M} conocido como *Magnetización* y se define como *el momento magnético dipolar por unidad de volumen* (Telford, 1990).

Para conocer el campo producido por un cuerpo magnetizado es necesario conocer el potencial vectorial producido en un punto de campo P localizado fuera del cuerpo como se observa en la figura 1.4

El potencial vectorial para un dipolo \vec{m} es

$$\vec{A}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\vec{m} \times \hat{R}}{R^2} \quad (1.21)$$

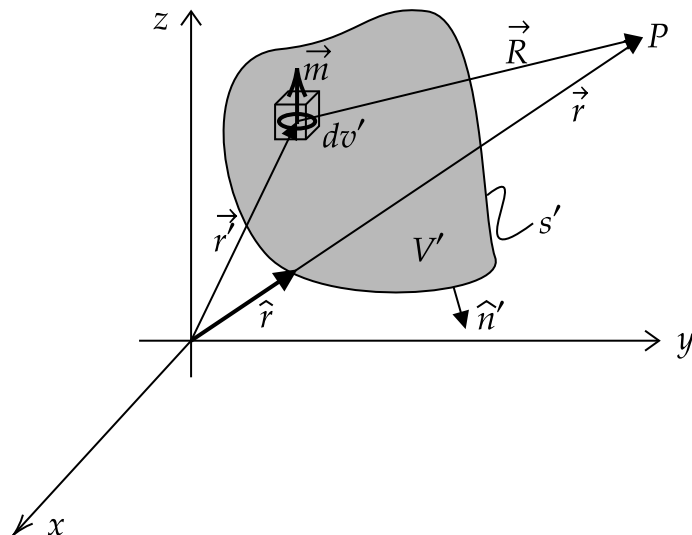


Figura 1.4: Geometría para el calculo del vector potencial en un punto de campo P fuera del cuerpo magnetizado.

En el cuerpo magnetizado, cada elemento de volumen dv' tiene un momento dipolar $\vec{\mathcal{M}}(\vec{r}') dv'$, entonces el potencial vectorial total al integrar es

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V'} \frac{\vec{\mathcal{M}}(\vec{r}') \times \hat{R}}{R^2} dv' \quad (1.22)$$

Por otra parte, ya que

$$\nabla' \frac{1}{R} = \frac{\hat{R}}{R^2} \quad (1.23)$$

Al sustituir 1.23 en 1.22 el potencial vectorial queda como

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V'} \left[\vec{\mathcal{M}}(\vec{r}') \times \left(\nabla' \frac{1}{R} \right) \right] dv' \quad (1.24)$$

Utilizando la identidad A.1 se puede reescribir el integrando de 1.24 como

$$\vec{\mathcal{M}}(\vec{r}') \times \left(\nabla' \frac{1}{R} \right) = \frac{\nabla' \times \vec{\mathcal{M}}(\vec{r}')}{R} - \nabla' \times \left(\frac{\vec{\mathcal{M}}(\vec{r}')}{R} \right) \quad (1.25)$$

Sustituyendo 1.25 en 1.24 y utilizando A.2 se obtiene la siguiente forma del potencial vectorial

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V'} \frac{\nabla' \times \vec{\mathcal{M}}(\vec{r}')}{R} dv' + \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{S'} \frac{\vec{\mathcal{M}}(\vec{r}') \times \hat{n}'}{R} ds' \quad (1.26)$$

donde S' es la superficie que envuelve al volumen V' del cuerpo magnetizado y \hat{n}' es el vector unitario normal exterior a la superficie como se indica en la figura 1.4. Se puede observar que el potencial vectorial es producido por una densidad de corriente volumétrica $\vec{\mathcal{J}}_m$ y una densidad de corriente de superficie $\vec{\mathcal{K}}_m$, donde

$$\vec{\mathcal{J}}_m = \nabla' \times \vec{M} \quad (1.27)$$

$$\vec{\mathcal{K}}_m = \vec{M} \times \hat{n}' \quad (1.28)$$

Con estas definiciones,

$$\vec{\mathcal{A}}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V'} \frac{\vec{\mathcal{J}}_m(\vec{r}')}{R} dv' + \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{S'} \frac{\vec{\mathcal{K}}_m(\vec{r}')}{R} ds' \quad (1.29)$$

Lo cuál indica que el potencial (así como el campo) de un cuerpo magnetizado es el mismo que producen corrientes volumétricas $\vec{\mathcal{J}}_m$ a través del material y corrientes de superficie $\vec{\mathcal{K}}_m$ en el contorno (Griffiths, 2013).

1.6. Campo de intensidad magnética

En la sección 1.2 se estableció que bajo régimen estacionario

$$\nabla \times \vec{\mathcal{B}} = \mu_0 \vec{\mathcal{J}} \quad (1.30)$$

donde $\vec{\mathcal{J}}$ representa la densidad de corriente total. También, en la sección 1.5 se encontró que el campo debido a la magnetización del medio es el campo producido por corrientes de cuerpo, $\vec{\mathcal{J}}_m$ dentro del cuerpo y $\vec{\mathcal{K}}_m$ en su superficie. Las corrientes de magnetización $\vec{\mathcal{J}}_m$ están asociadas a los componentes de la materia y, en general, no se tiene control sobre ellas (Wangsness, 1986). Sin embargo, aquellas corrientes sobre las que se tiene algún control permiten introducir el término de *corrientes libres* $\vec{\mathcal{J}}_f$ y separar las corrientes con base en su origen; las corrientes libres involucran transporte de carga mientras que las corrientes de magnetización están ahí por la misma magnetización (Griffiths, 2013). Entonces

$$\vec{\mathcal{J}} = \vec{\mathcal{J}}_m + \vec{\mathcal{J}}_f \quad (1.31)$$

Si se consideran las ecuaciones 1.27 y 1.31, se puede reescribir la ecuación 1.30 como

$$\nabla \times \left(\frac{1}{\mu_0} \vec{\mathcal{B}} - \vec{\mathcal{M}} \right) = \vec{\mathcal{J}}_f \quad (1.32)$$

Entonces se define el campo vectorial $\vec{\mathcal{H}}$ de tal manera que

$$\vec{\mathcal{H}} = \frac{1}{\mu_0} \vec{\mathcal{B}} - \vec{\mathcal{M}} \quad (1.33)$$

y la ecuación 1.32 queda expresada como

$$\nabla \times \vec{\mathcal{H}} = \vec{\mathcal{J}}_f \quad (1.34)$$

A $\vec{\mathcal{H}}$ se le conoce como *campo de intensidad magnética* y su característica principal es que su rotacional depende únicamente de la densidad de corriente libre.

1.7. Permeabilidad y susceptibilidad magnéticas

En los materiales que están sometidos a un campo magnético de baja intensidad (como el campo magnético terrestre) la magnetización es proporcional y paralela al campo externo, a este tipo de magnetización se le conoce como *magnetización inducida*. Entonces,

$$\vec{\mathcal{M}} = \chi_m \vec{\mathcal{H}} \quad (1.35)$$

donde χ_m es la susceptibilidad magnética y es una constante adimensional característica del material, independiente de la magnitud y dirección de $\vec{\mathcal{H}}$, en un medio homogéneo, lineal e isotrópico (Lee, 2013).

Combinando las ecuaciones 1.33 y 1.35, se obtiene

$$\vec{\mathcal{B}} = \mu_0(\vec{\mathcal{H}} + \vec{\mathcal{M}}) = \mu_0(1 + \chi_m)\vec{\mathcal{H}} \quad (1.36)$$

donde

$$\mu = \mu_0(1 + \chi_m) \quad (1.37)$$

y μ es la **permeabilidad** del material. Entonces $\vec{\mathcal{B}}$ y $\vec{\mathcal{H}}$ pueden ser relacionados por la ecuación constitutiva

$$\vec{\mathcal{B}} = \mu \vec{\mathcal{H}} \quad (1.38)$$

Los materiales magnéticos pueden ser clasificados en tres grupos de acuerdo a la susceptibilidad magnética χ_m como se muestra en el cuadro 1.1 donde se indica el rango de valores típicos para cada tipo de material.

Signo	Rango	Tipo
$\chi_m \lesssim 0$	$-10^{-6} \sim -10^{-4}$	(diamagnéticos)
$\chi_m \gtrsim 0$	$-10^{-5} \sim -10^{-3}$	(paramagnéticos)
$\chi_m \gg 0$	$-10^1 \sim -10^5$	(ferromagnéticos)

Cuadro 1.1: Clasificación magnética de los materiales. Adaptada de (Lee, 2013) .

1.8. El potencial escalar

En la sección 1.6 se estableció que el rotacional de $\vec{\mathcal{B}}$ proviene de la suma vectorial de las corrientes libres y de magnetización que se mueven en la región. Se sabe que el potencial vectorial para $\vec{\mathcal{B}}$ siempre existirá, pero si en la región de investigación no existen corrientes libres entonces

$$\nabla \times \vec{\mathcal{B}} = 0 \quad (1.39)$$

Por lo que $\vec{\mathcal{B}}$ es irrotacional y de acuerdo con el teorema de Helmholtz, $\vec{\mathcal{B}}$ puede expresarse en términos de un potencial magnético \mathcal{V} tal que

$$\vec{\mathcal{B}} = -\nabla \mathcal{V} \quad (1.40)$$

y $\vec{\mathcal{B}}$ es un campo potencial en ausencia de corrientes libres. El signo negativo en la ecuación 1.40 sigue la convención de Kellogg.

En el Sistema Internacional de Unidades el campo magnético $\vec{\mathcal{B}}$ se mide en *tesla* (T) pero para propósitos de exploración geofísica se utiliza el *nanotesla* (nT).

Por otra parte $\nabla \cdot \vec{\mathcal{B}} = 0$, entonces de la ecuación 1.40

$$\nabla \cdot (-\nabla \mathcal{V}) = 0 \quad (1.41)$$

Por lo que se obtiene la ecuación de Laplace

$$\nabla^2 \mathcal{V} = 0 \quad (1.42)$$

la cual es válida en una región donde no existen corrientes libres y por lo tanto

el campo magnético \vec{B} puede calcularse a partir del potencial escalar magnético utilizando soluciones de la ecuación de Laplace.

1.9. El campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre $\vec{\mathcal{F}}_T$ en cualquier punto sobre la superficie de la Tierra es una cantidad vectorial definida por su intensidad total y dirección; este vector, en cuanto a la exploración geofísica concierne, está compuesto de tres partes (Telford, 1990):

1. **El campo magnético principal**, el cuál es producido en el núcleo externo de la Tierra por un proceso magnetohidrodinámico complejo (Blakely, 1995) y, tiene variaciones regionales muy largas en la intensidad y dirección; además el campo principal varía con el tiempo generando las llamadas *variaciones seculares*. En las regiones polares de la superficie terrestre, la componente total del campo magnético principal tiene una intensidad aproximada de 70000 (nT) y un promedio de 30000 (nT) cerca del ecuador (Robinson, 1988).
2. **El campo magnético externo**, el cuál es producido por corrientes eléctricas en la ionosfera generadas por partículas ionizadas por la radiación solar y puestas en movimiento por la fuerza de la marea solar (Robinson, 1988); este efecto, que no es constante a lo largo del día, causa que el campo geomagnético varíe en intensidad y se le conoce como variación diurna. Bajo condiciones normales la variación diurna es suave y regular y tiene una amplitud de alrededor de 20-80 nT (Kearey, 2002), siendo la máxima en los polos debido a la circulación del flujo de partículas cargadas dentro de la ionosfera hacia los polos magnéticos.
3. **El campo magnético anómalo**, que es prácticamente constante en tiempo y espacio, es causado por minerales ferromagnéticos en las rocas de la corteza terrestre. El contraste de proporciones de estos minerales produce anomalías magnéticas que son el objetivo de los sondeos magnetométricos (Robinson, 1988).

La magnitud del vector magnético $\vec{\mathcal{F}}_T$ está dada por la intensidad de campo \mathcal{F} ; su dirección está especificada por dos ángulos. La declinación \mathcal{D} es el ángulo ente el

meridiano magnético y el meridiano geográfico; la inclinación \mathcal{I} es el ángulo vertical entre el vector $\vec{\mathcal{F}}_T$ y el plano horizontal (figura 1.5). Los elementos geomagnéticos están relacionados geoméricamente entre sí de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \mathcal{X} &= \mathcal{F} \cos \mathcal{I} \cos \mathcal{D} & \mathcal{Y} &= \mathcal{F} \cos \mathcal{I} \sin \mathcal{D} & \mathcal{Z} &= \mathcal{F} \sin \mathcal{I} \\ \mathcal{F}^2 &= \mathcal{X}^2 + \mathcal{Y}^2 + \mathcal{Z}^2 & \mathcal{D} &= \arctan \frac{\mathcal{Y}}{\mathcal{X}} & \mathcal{I} &= \arctan \frac{\mathcal{Z}}{\sqrt{\mathcal{X}^2 + \mathcal{Y}^2}} \end{aligned} \quad (1.43)$$

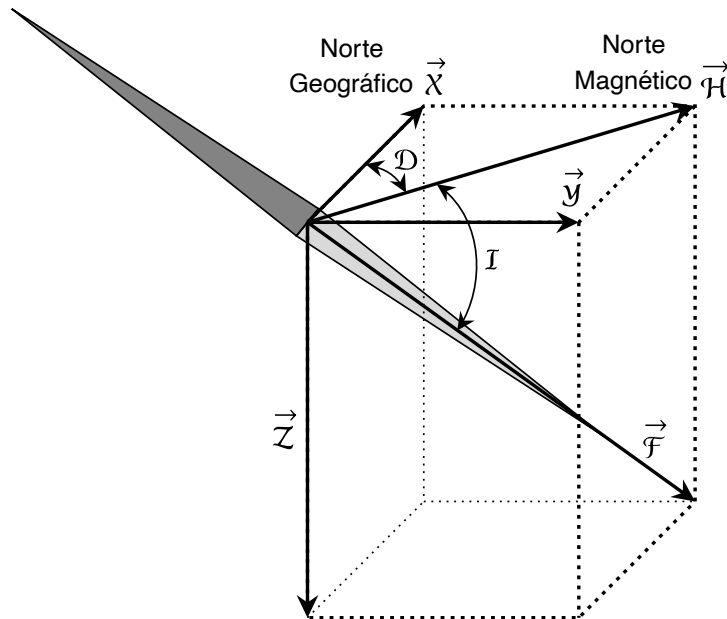


Figura 1.5: Componentes del campo geomagnético.

1.9.1. El magnetismo de las rocas

En la sección 1.7 se estableció que los materiales magnéticos se clasifican en diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos de acuerdo a su susceptibilidad magnética. Los minerales que componen las rocas de la corteza actúan como estos materiales magnéticos y el contraste de la magnetización, cuando las rocas con distintas susceptibilidades magnéticas están adyacentes unas con otras, generan las anomalías magnéticas (Lowrie, 2007).

TIPO	SUSCEPTIBILIDAD $\times 10^3$ (SI)	
	RANGO	PROMEDIO
<i>Sedimentaria</i>		
Dolomita	0-0.9	0.1
Caliza	0-3	0.3
Arenisca	0-20	0.4
Lutita	0-18	0.9
<i>Metamórfica</i>		
Anfibolita		0.7
Esquisto	0.3-3	1.4
Filita		1.5
Gneiss	0.1-25	
Cuarcita		4
Serpentina	3-17	
Pizarra	0-35	6
<i>Ígnea</i>		
Granito	0-50	2.5
Riolita	0.2-35	
Dolerita	1-35	17
Augita-sienita	30-40	
Diabasa olivínica		25
Diabasa	1-160	55
Pórfido	0.3-200	60
Gabro	1-90	70
Basalto	0.2-175	70
Diorita	0.6-120	85
Piroxenita		125
Peridotita	90-200	150
Andesita		160

Cuadro 1.2: Susceptibilidad magnética de rocas comunes. Tomada de (Telford, 1990).

Los valores de susceptibilidad magnética de minerales paramagnéticos y diamagnéticos son tan pequeños que su efecto tiene una contribución insignificante en el campo geomagnético. Sin embargo, el contraste de magnetización importante es producido por algunos minerales ferromagnéticos que usualmente están presentes en pequeñas cantidades en las rocas de la corteza terrestre. El cuadro 1.2 indica los valores típicos de susceptibilidad magnética para rocas comunes, se puede observar que para cada tipo de roca hay un rango de valores de susceptibilidad y esto se debe a la proporción de minerales ferromagnéticos presentes en la roca, esta proporción raramente excede el 5% incluso en rocas máficas ricas en hierro (Robinson, 1988).

En la sección 1.7 se estableció que la magnetización inducida es proporcional y paralela al campo externo si éste es de baja intensidad; en este caso, cuando la roca es sometida a un campo magnético sus minerales ferromagnéticos adquieren una magnetización en la dirección del campo \vec{H} .

Por otra parte, a la capacidad que tienen los minerales ferromagnéticos para retener la magnetización, incluso en la ausencia de un campo magnético externo, se le conoce como *magnetización remanente* \vec{M}_r y puede ser adquirida, por ejemplo, durante la formación de la roca. Ya que la magnetización remanente está asociada al pasado del campo geomagnético su dirección es usualmente diferente del campo geomagnético actual y como resultado \vec{M}_i y \vec{M}_r generalmente no son paralelos. Entonces la magnetización total \vec{M} de una roca es la suma vectorial de la magnetización inducida y remanente. Sin embargo, en las investigaciones magnéticas de las rocas de la corteza continental para explotación comercial se suele asumir que la magnetización es enteramente inducida y orientada paralelamente en la dirección del campo geomagnético del sitio de medición, lo cuál facilita el diseño de un modelo para interpretar la respuesta de la anomalía magnética (Lowrie, 2007).

1.10. Anomalía de campo total

Con el fin del identificar y describir regiones en la corteza terrestre que tengan magnetizaciones anómalas se realizan mediciones del campo magnético terrestre en puntos predeterminados. Un magnetómetro de campo total proporciona la magnitud del campo magnético total sin tener en cuenta su dirección vectorial; esta medición

incluye el campo principal más el campo anómalo (más la aportación del campo externo). Entonces para aproximar la contribución del campo anómalo es necesario sustraer de las mediciones de campo total el valor del campo principal,

$$\Delta\mathcal{T} = |\vec{\mathcal{F}}_T| - |\vec{\mathcal{F}}_M| \quad (1.44)$$

donde a la diferencia entre los módulos de $\vec{\mathcal{F}}_T$, que representa el campo total en cualquier punto, y $\vec{\mathcal{F}}_M$, que es el campo principal en el mismo punto, se le conoce como *anomalía de campo total*.

Por otra parte, si el campo principal $\vec{\mathcal{F}}_M$ es perturbado por un campo $\Delta\vec{\mathcal{F}}$ generado por una fuente magnética anómala, entonces el campo total sería

$$\vec{\mathcal{F}}_T = \vec{\mathcal{F}}_M + \Delta\vec{\mathcal{F}} \quad (1.45)$$

A menos que se haga un levantamiento cercano a objetos metálicos o rocas con susceptibilidades muy grandes, casi siempre se puede considerar que el campo principal $\vec{\mathcal{F}}_M$ es mucho mayor al campo anómalo $\Delta\vec{\mathcal{F}}$ (Burger, 2006). Combinado las ecuaciones 1.44 y 1.45,

$$\Delta\mathcal{T} = |\vec{\mathcal{F}}_M + \Delta\vec{\mathcal{F}}| - |\vec{\mathcal{F}}_M| \quad (1.46)$$

Ya que $|\vec{\mathcal{F}}_M| \gg |\Delta\vec{\mathcal{F}}|$

$$\Delta\mathcal{T} \approx \hat{\mathcal{F}}_M \cdot \Delta\vec{\mathcal{F}} \quad (1.47)$$

que es la proyección de $\Delta\vec{\mathcal{F}}$ sobre $\vec{\mathcal{F}}_M$ (figura 1.6), en otras palabras, el efecto de la anomalía en la lectura del magnetómetro es esencialmente la componente de la anomalía $\Delta\vec{\mathcal{F}}$ en la dirección del campo principal no perturbado $\vec{\mathcal{F}}_M$ (Burger, 2006). Conocer esta componente es útil para entender la fuente de la anomalía.

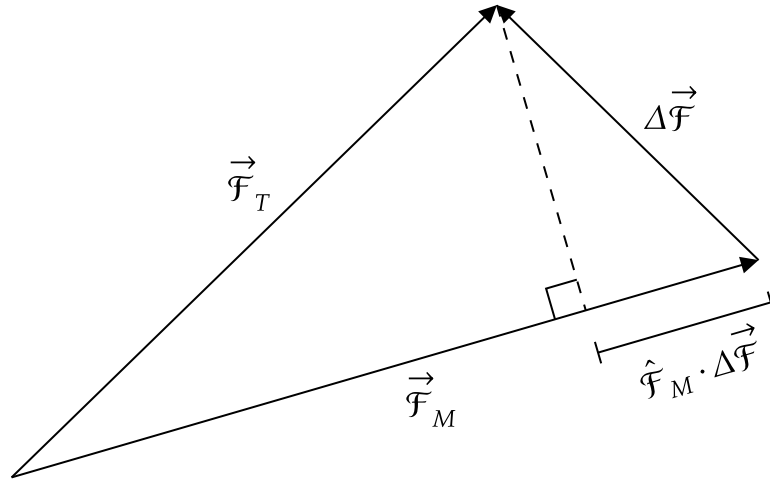


Figura 1.6: Representación vectorial de la anomalía de campo total. Tomada de (Blakely, 1995).

Dado que el campo anómalo es pequeño comparado con el campo total, entonces

$$\nabla^2 \Delta \mathcal{T} = \nabla^2 (\hat{\mathcal{F}}_M \cdot \Delta \vec{\mathcal{F}}) \quad (1.48)$$

Si se asume que la dirección del campo principal es constante en levantamientos locales o regionales (mas no continentales o de mayor escala), entonces $\hat{\mathcal{F}}_M$ es constante y

$$\nabla^2 \Delta \mathcal{T} = \hat{\mathcal{F}}_M \nabla^2 \cdot \Delta \vec{\mathcal{F}} \quad (1.49)$$

Ya que los componentes específicos de un campo potencial armónico son ellos mismos armónicos, cada componente de $\Delta \vec{\mathcal{F}}$ en la ecuación anterior es armónico y $\Delta \mathcal{T}$ en sí es armónico (Blakely, 1995). Entonces la anomalía de campo total es un potencial y satisface la ecuación de Laplace (ecuación 1.50) si la dirección del campo principal es constante en las dimensiones del levantamiento.

$$\nabla^2 \Delta \mathcal{T} = 0 \quad (1.50)$$

Capítulo 2

Zona de estudio: San Andrés Lagunas, Oaxaca

2.1. Ubicación

El Municipio de San Andrés Lagunas se localiza al noroeste de la capital del estado, a una altura que va de los 2000 a 2600 msnm. Se ubica en los $17^{\circ} 34'25''$ latitud norte y $97^{\circ} 31'22''$ longitud oeste y pertenece al Distrito de Teposcolula, en la región de la Mixteca Alta. Es el municipio 93 de los 570 que integran al estado de Oaxaca y tiene una superficie de $100.8km^2$ la cual representa el 0.05 % de la superficie del estado. Colinda al noroeste con el municipio de Villa de Tamazulápam del Progreso y al noreste con el de Villa de Tejúpam de la Unión; al oeste con el municipio de Villa de Chilapa de Díaz, al este con el municipio de San Pedro Yucunama y al sur con el municipio de San Pedro y San Pablo Teposcolula (SISPLADE, 2017).

Al municipio lo conforman cuatro agencias: San Andrés Lagunas, San Isidro Lagunas, la soledad Lagunas y Guadalupe Lagunas, las cuales se aprecian en el mapa de la figura 2.1.

San Andrés Lagunas se ubica sobre la Sierra Madre del Sur, su orografía está dada por los cerros: La Neblina, el cerro verde, el cerro de Agua, el Yacunubis y el Ñudino.

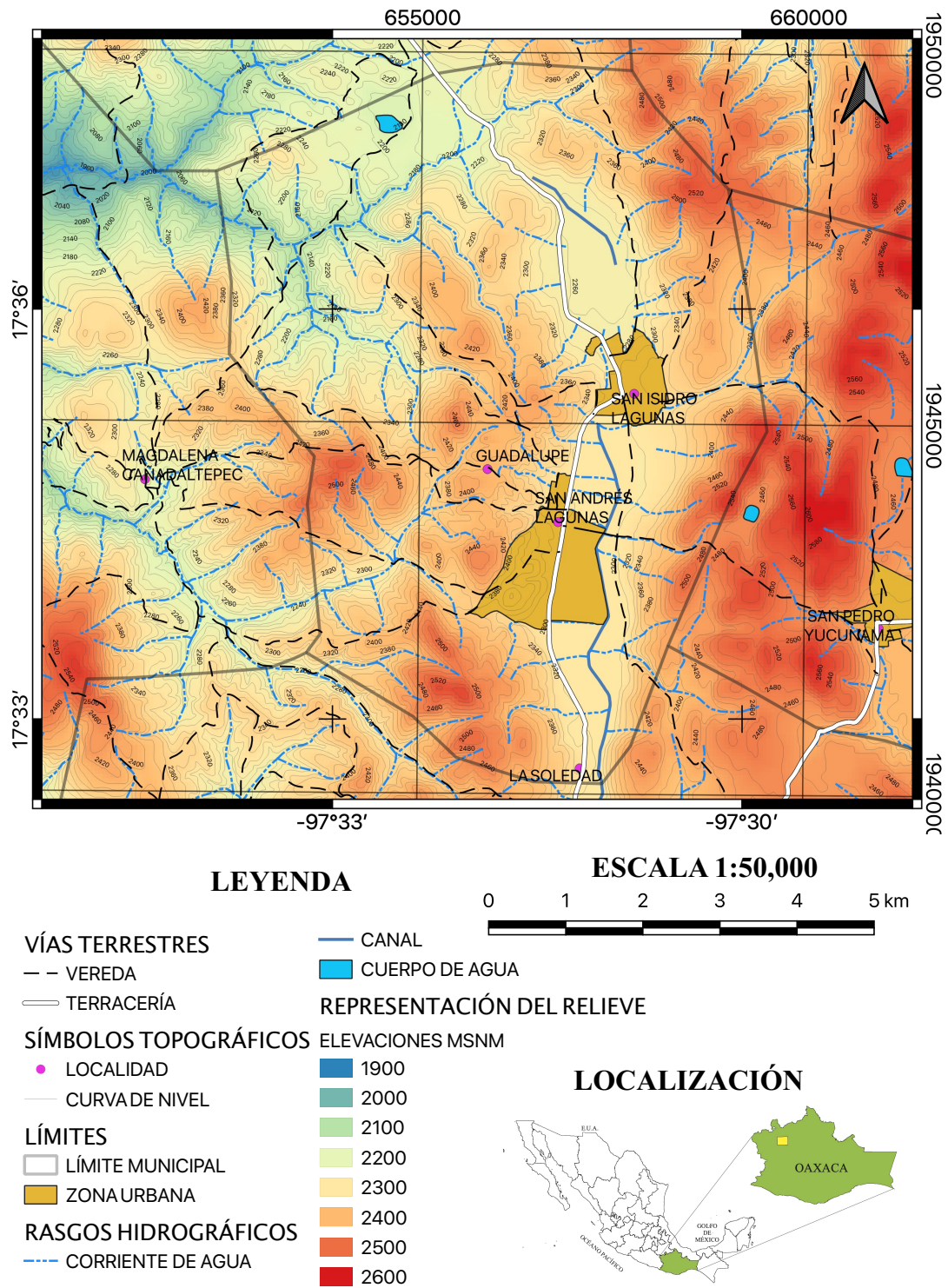


Figura 2.1: Ubicación de San Andrés Lagunas.

El suelo dominante es Leptosol (82.32 %) y Vertisol (17.69 %). El 36.54 % del uso de suelo está destinado a la agricultura mientras que el 3.98 % representa la zona urbana; el bosque cubre una superficie de 37.48 %, el chaparral 13.58 % y el pastizal inducido 8.42 % (INEGI, 2010).

2.2. Hidrografía

El municipio se localiza dentro de la región hidrológica del Balsas, en la cuenca del Río Atoyac y en la subcuenca del Río Mixteco. La corriente de agua intermitente que atraviesa al municipio se denomina El Salado. Existen también dos lagunas pluviales y un nacimiento de agua, ubicado al noreste del municipio, con cauce rumbo al municipio de Villa de Chilapa de Díaz.

2.3. Marco Geológico

El sur de México está compuesto por una serie de terrenos tectonoestratigráficos, bloques corticales bien diferenciados, denominados Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Xolapa, Juárez y Juchatengo, cuyos límites son estructuras tectónicas mayores (figura 2.2). La falla de Caltepec limita a los terrenos Mixteco y Oaxaca cuyos basamentos están formados por los complejos Acatlán y Oaxaqueño, respectivamente (Díaz et al., 2008).

La falla de Caltepec, de rumbo Norte - Sur, aflora en una longitud aproximada de 20km en el área de Los Reyes Metzontla, 5km al norte de Caltepec; hacia el sur la falla desaparece bajo una cubierta de rocas volcánicas y sedimentarias pero su prolongación está confirmada en el área de Tlapiltepec-Tejuapan. Dado el registro geológico tan distinto en los terrenos que delimita, la falla debe tener continuidad regional al norte hasta su truncamiento con la Faja Volcánica Transmexicana y hacia el sur hasta su terminación abrupta en el Complejo Xolapa (Elías-Herrera et al., 2005).

En la región de Tamazulápam existe una falla con rumbo semejante a la falla de Caltepec que pone en contacto a rocas del Cretácico con rocas del Terciario en la cobertura. López-Ticha et al. (1985) proponen que esta falla, conocida como

falla Tamazulápam, es la manifestación superficial de la falla de contacto entre los complejos Oaxaqueño y Acatlán, es decir, es la continuación hacia el sur de la falla de Caltepec.

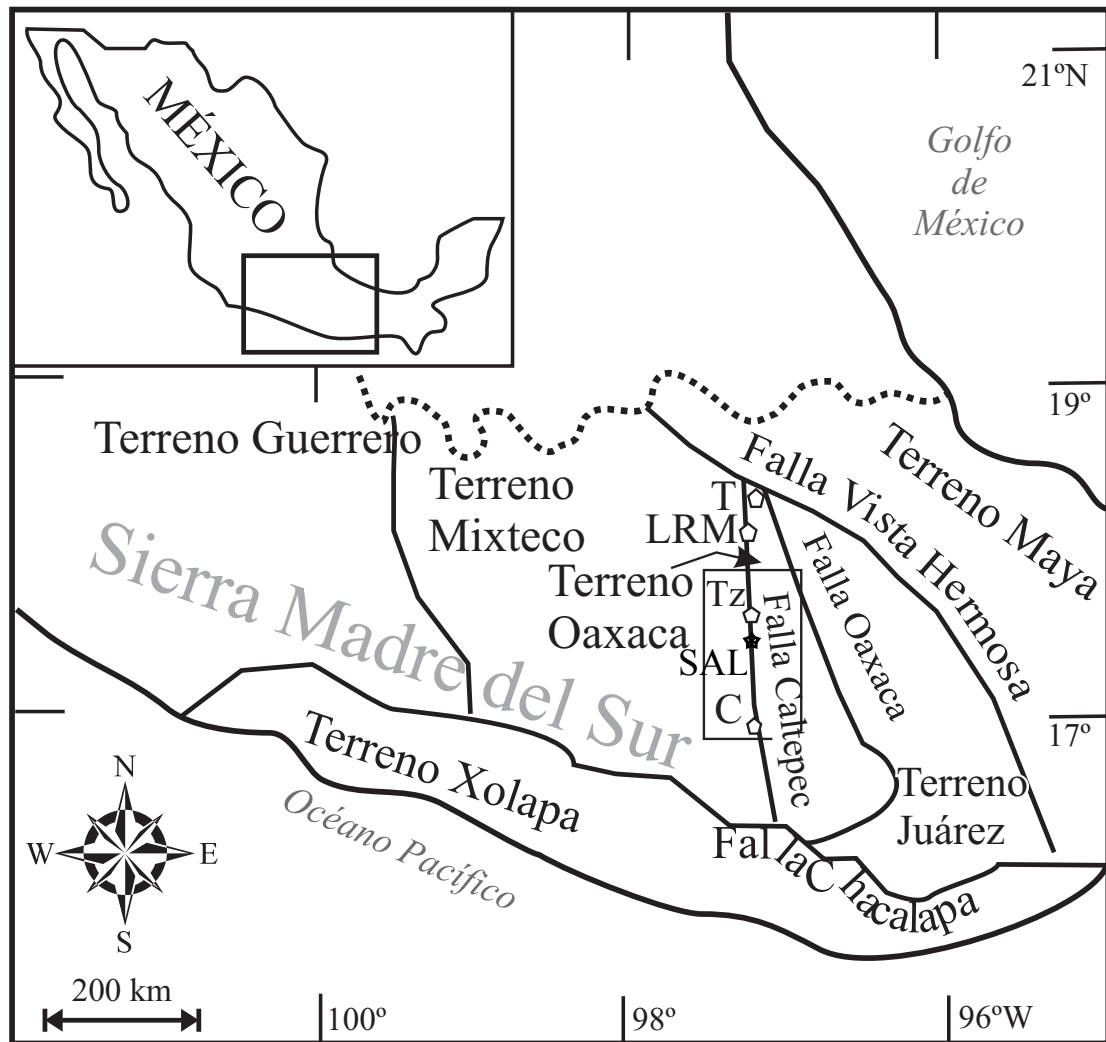


Figura 2.2: Ubicación de la zona de estudio. Se indica la posición de la falla de Caltepec como límite de los terrenos Mixteco y Oaxaca. Los pentágonos indican las ciudades localizadas cerca o a lo largo de la falla de Caltepec, T: Tehuacán, LRM: Los Reyes Metzontla, Tz: Tamazulápam, C: Cuananá. La estrella indica el municipio de San Andrés Lagunas (SAL). Modificada de (Díaz et al., 2008).

Por otro lado, Diaz et al. (2008) documentaron que, con base en la cartografía y estratigrafía, en la región de Tamazulápam, la falla de Caltepec es una zona de fallas normales y laterales derechas, con poco más de 10km de ancho, que se extiende desde la falla Tamazulápam hasta la falla Cieneguilla. Sin embargo, en la carta geológico-minera E14-D25, Oaxaca la región entre la falla Tamazulápam y la falla Cieneguilla no se le asigna el nombre de falla Caltepec.

Las rocas sedimentarias y volcánicas que cubren al contacto tectónico entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño fueron descritas con detalle en el área de Tamazulápam como Conglomerado Tamazulápam, Formación Yanhuitlán, Toba Llano de Lobos, Toba Cerro Verde, Andesita Yucudaac, Andesita San Marcos y Formación Chilapa. Esta secuencia llega a tener hasta 1000 m de espesor y presenta varias discordancias que pueden estar registrando parte de la historia tectónica de la falla de Caltepec (Elías-Herrera et al., 2005).

2.3.1. Estratigrafía

Las formaciones geológicas más antiguas de la columna estratigráfica son la Formación Teposcolula y la Formación Yucunama. **La Formación Teposcolula (Ka-ceCz)** está constituida por calizas de plataforma marina carbonatada (*wackestone-packstone* y *mudstone*) y con intercalaciones de dolomías y calizas arcillosas. **La Formación Yucunama (KtmMg-Cz)**, que aflora en el poblado de San Pedro Yucunama, corresponde a calizas margosas de color crema que fueron depositadas en un ambiente de plataforma interna semiprofunda y, cubre concordantemente a la Formación Teposcolula.

Después de un hiatus en la zona se da el depósito del **Conglomerado Tamazulápam (TpaeCgp-Ar)**, que aflora únicamente en el borde norponiente del anticlinal de Teposcolula y sobre la Formación Teposcolula. Esta unidad está constituida por un conglomerado polimíctico con fragmentos de gneis, caliza, cuarzo blanco y rocas intrusivas, en matriz arenosa arcillosa y cementante calcáreo, Se presentan intercalados con areniscas y limonitas rojas (CONAGUA, 2020). Los fragmentos varían su tamaño desde unos cuantos milímetros hasta máximo 30 cm; los clastos se observan arredondados pero en ocasiones se observan angulosos tipo mudstone. Toda esta unidad se observa con cierto basculamiento, además predomina la coloración rojiza en

toda la formación, aunque también es muy común la blanquecina (SECOFI, 1998).

Al poniente de la falla Tamazulápam afloran ampliamente paquetes gruesos de andesita fluidal, en partes intercalada con brechas volcánicas y horizontes tobáceos andesíticos, de la **Formación Cañada María (TeA-BvA)**.

En el área de estudio, la andesita Cañada María se interdigita con la **Formación Chilapa (Tota-Cz)**, que está formada por toba andesítica, derramens de andesita y depósitos lacustres compuestos de caliza silicificada, arenisca y limonita. El depósito de la unidad se dio en una cuenca endorreica, limitada por las fallas Las Pilas y Tamazulápam, que fue formada al mismo tiempo en que se emplazó la andesita Cañada María (Díaz et al., 2008).

Los **materiales aluviales (Qhoal)** representan los depósitos más recientes conformados por depósitos no consolidados subredondeados y redondeados de aproximadamente 1 a 30 cm de diámetro, intercalados con sedimentos finos, depositados sobre el cauce y las riberas de los ríos principales (SGM, 2018).

La secuencia estratigráfica y las formaciones geológicas que circundan a la Falla Tamazulápam se pueden observar en el figura 2.4.

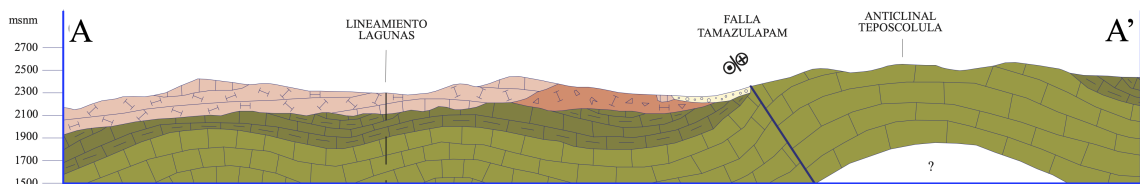


Figura 2.3: Sección Geológica de San Andrés Lagunas. Tomada de la carta geológico-minera Tamazulápam E14-D25, Oaxaca (SGM, 2018).

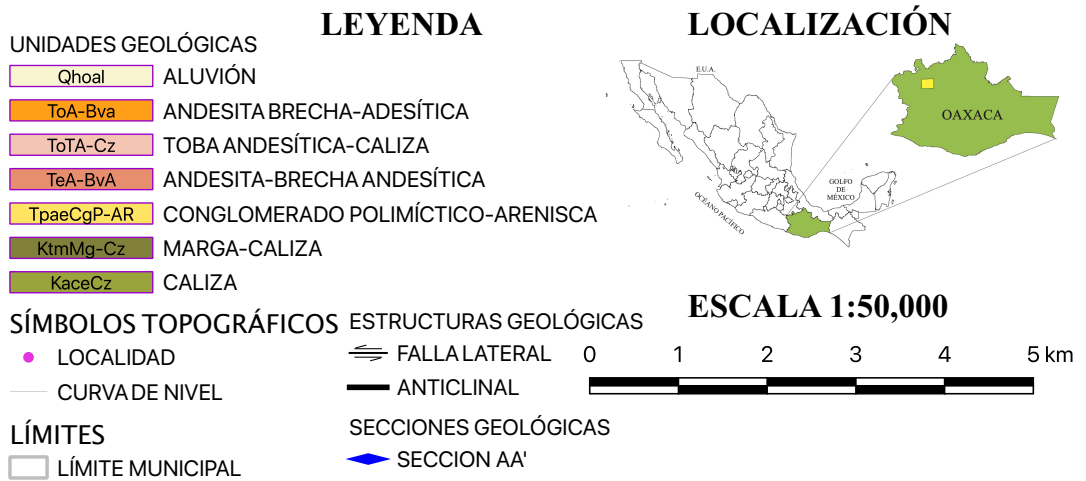
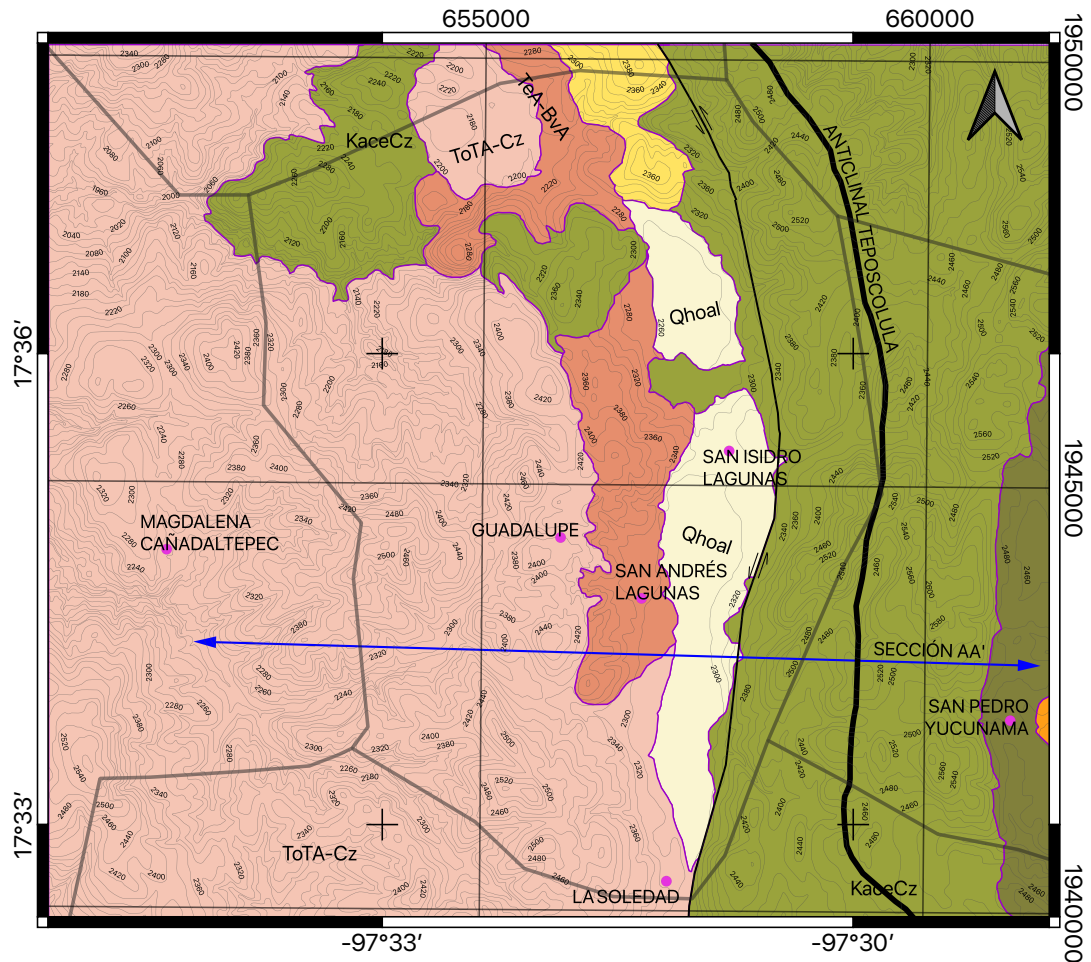


Figura 2.4: Geología de San Andrés Lagunas. Tomada de la carta geológico-minera Tamazulápam E14-D25, Oaxaca (SGM, 2018).

2.3.2. Geología estructural

La falla Caltepec es la estructura que genera la yuxtaposición de los terrenos Mixteca y Oaxaca y marca el límite entre los complejos metamórficos Acatlán Y Oaxaca. La falla Tamazulápam es identificada como la prolongación al sur de la falla Caltepec y establece el límite inferido entre los terrenos antes mencionados. Posterior a la formación de la falla Caltepec los terrenos Mixteca y Oaxaca fueron inundados por aguas marinas, como parte de la formación del Golfo de México del que se derivaron depósitos sedimentarios, en eventos de transgresión y regresión del mar, favoreciendo depósitos de rocas clásticas y carbonatadas de ambiente de plataforma que derivaron en las formaciones Teposcolula y Yucunama, las cuales, posteriormente, estuvieron sujetas a procesos de deformación, dando origen a una serie de pliegues anticlinales y sinclinales. Esfuerzos de compresión plegaron y levantaron las secuencias preexistentes, generando sedimentos terrígenos continentales que fueron depositados en los bordes de los pliegues, dando origen a las formación Tamazulápam.

En la región la actividad de la Sierra Madre del Sur produce los depósitos volcánicos de la Formación Cañada María que provocó cierres y formación de cuencas, las cuales se acoplaron a elementos estructurales como las fallas Tamazulápam y Las Pilas. Posteriormente se da una serie de eventos volcánicos originados por un arco magmático continental, que dio origen a una combinación de vulcanismo y depósitos lacustres y epiclásticos de la formación Chilapa (SGM, 2018).

Las dos grandes estructuras geológicas presentes en el mapa de la figura 2.4 se describen a continuación.

- Anticlinal de Teposcolula

El anticlinal de Teposcolula, ubicado al sur de Tamazulápam, es una estructura con una longitud de 53[km] orientada nornoroeste - sudsudeste, está compuesto por anticlinales y sinclinales que tienen una anchura de aproximadamente 5[km]. Los estratos de los flancos que conforman esta estructura presentan inclinaciones de 49° a 52°. Los ejes de los anticlinales presentan una orientación nornoroeste - sudsudeste, mientras que los ejes de los sinclinales presentan un rumbo norte - sur, para luego cambiar a un rumbo noroeste - sureste. Las rocas más antiguas plegadas por el anticlinal de Teposcolula son las calizas de la

Formación Teposcolula. Las calizas margosas de la Formación Yucunama son las rocas más jóvenes que presentan deformación por acortamiento (Diaz et al., 2008).

- Falla Tamazulápam

Se le conoce como falla de Tamazulápam a la estructura en el flanco poniente del anticlinal de Teposcolula, desde el sur del poblado Tamazulápam, hasta Santa María Yolotepec. Tiene una longitud mayor que 100km y un rumbo promedio Norte - Sur, aunque su traza varía 20° siguiendo la forma del anticlinal; se inclina hacia el poniente. En la parte norte, en el contacto entre la Formación Teposcolula y el conglomerado Tamazulápam, esta estructura presenta los mejores planos de falla con dos direcciones de movimiento: como falla normal y como falla lateral derecha. En esta región la falla se bifurca, siguiendo, por un lado, el rumbo del anticlinal y desviándose, por otro lado, con rumbo noroeste - sureste. Más al sur, los planos de falla no están bien desarrollados. Las formaciones Tamazulápam y Chilapa se depositaron en una cuenca formada en un flanco del anticlinal Teposcolula (Diaz et al., 2008).

La posición geográfica del anticlinal de Teposcolula y la falla Tamazulápam pueden observarse en el mapa de la figura 2.4 y en la sección transversal de la figura 2.3.

Capítulo 3

Procesamiento de Datos

3.1. Adquisición de datos

La campaña de adquisición de los datos magnetométricos se realizó en junio de 2019 como parte del Programa de Prácticas Profesionales organizado por el Departamento de Geofísica de la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. La información magnética fue recabada en los días 19, 20, 21, 22 y 23 de junio.

Para el levantamiento de los datos se utilizaron 3 magnetómetros (figura 3.1), dos se ocuparon en modo móvil y uno en modo base.

La base y uno de los magnetómetros móviles corresponden al modelo de precesión de protones GSM-19 (figura 3.1a) del fabricante canadiense GEM systems. Este magnetómetro tiene las siguientes especificaciones:

- sensibilidad de 0.15[nT] a 1 lectura por segundo,
- resolución de 0.01[nT],
- rango dinámico de 20,000 a 120,000[nT] y
- precisión absoluta de ± 0.2 [nT].

El otro equipo utilizado fue el magnetómetro de vapor de cesio G-858 (figura 3.1b) MagMapper de la compañía Geometrics, el cuál cuenta con las siguientes especificaciones:

- sensibilidad de $0.01[\text{nT}]$ a una frecuencia de ciclo de $0.1[\text{s}]$,
- rango de operación de $20,000$ a $100,000[\text{nT}]$ y



(a) GSM 19T.



(b) G858.

Figura 3.1: Magnetómetros.

Con el fin de conocer el comportamiento del campo magnético regional se propuso realizar dos perfiles regionales, uno con dirección oeste - este y el otro con dirección norte - sur. Debido a la longitud y relieve de la zona el perfil oeste-este (Reg O-E) tuvo que medirse en dos días distintos. El 19 de junio se registró la primera parte del perfil, con dirección oeste - este, constó de 85 estaciones separadas $50[\text{m}]$ entre ellas; el día 20 se tomó la segunda parte y se obtuvieron 76 estaciones de las cuales la primer y segunda estación, del segundo día, estuvieron empalmadas con la estación 84 y 85 del primer día.

El día 21 de junio se midieron los perfiles en la dirección sur - norte. Con el equipo GSM-19 se trabajó el perfil “Reg S-N M” y con el magnetómetro G858 se hizo el perfil “Regional S-N A”, constaron de 177 y 148 estaciones respectivamente separadas $50[\text{m}]$ entre sí.

En los días 22 y 23 se realizaron cuatro perfiles (local A, B, C y D) con dirección oeste-este espaciados $500[\text{m}]$ en promedio entre ellos. El equipo utilizado para cada perfil y el número de estaciones hechas está sintetizado en el cuadro 3.1, mientras que el mapa de la figura 3.2 muestra la distribución espacial de los perfiles sobre la geología del municipio.

Para disminuir el ruido ambiental de los datos, en todos los perfiles, se hicieron cinco mediciones por estación.

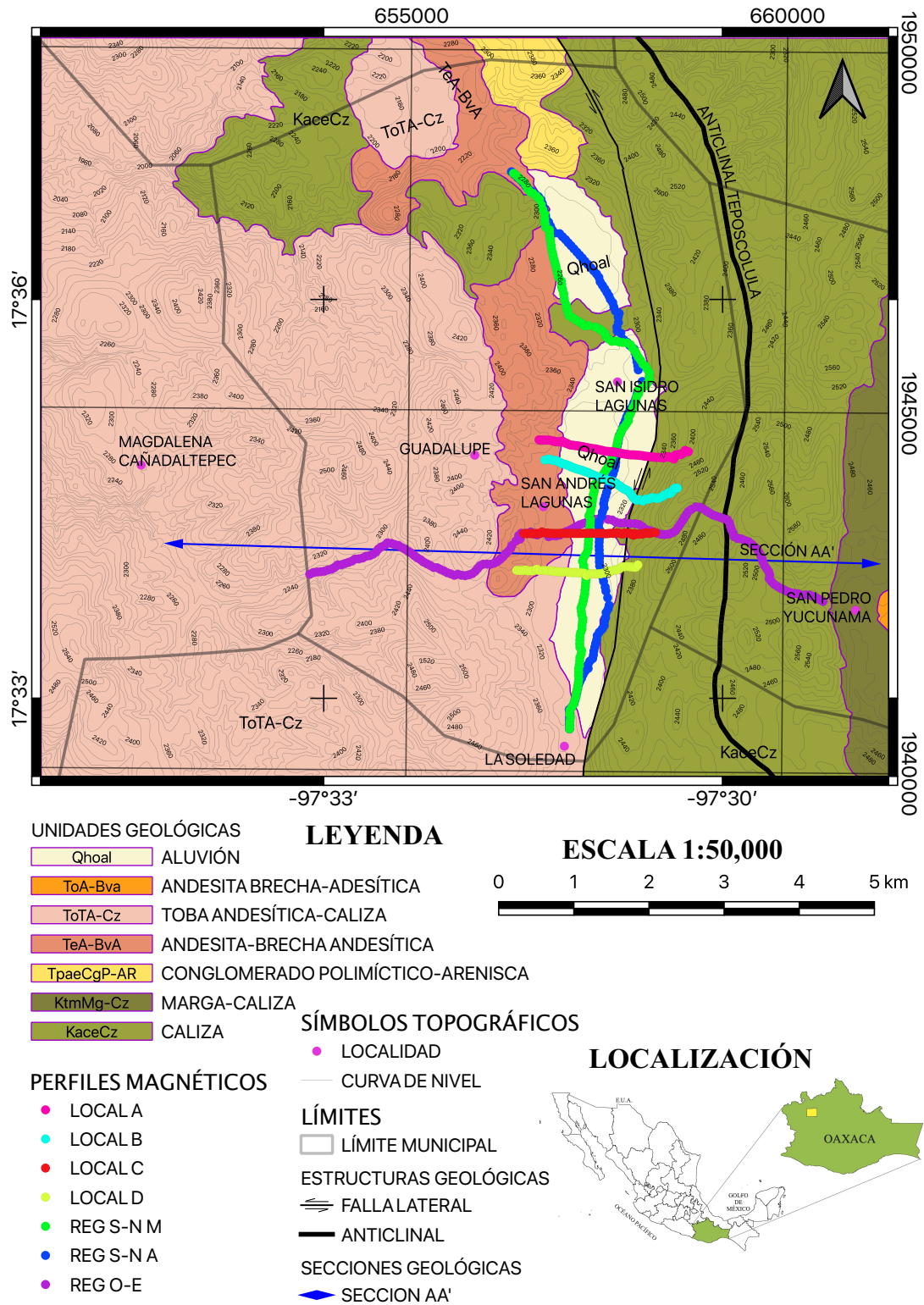


Figura 3.2: Distribución de los perfiles magnéticos sobre el mapa geológico.

Con el fin de realizar la corrección por variación diurna a los datos magnéticos, se instaló el magnetómetro base que registró lecturas a cada 30[s] durante la duración de los levantamientos.

NOMBRE	EQUIPO	DÍA	DISTANCIA ESTACIÓN	ESTACIONES
Reg O-E	GSM-19 y G858	19 y 20 de junio	50[m]	159
Reg S-N M	GSM-19	21 de junio	50[m]	177
Reg S-N A	G858	21 de junio	50[m]	148
Local A	G858	22 de junio	25[m]	81
Local B	G858	23 de junio	25[m]	66
Local C	GSM-19	23 de junio	25[m]	79
Local D	GSM-19	22 de junio	25[m]	70

Cuadro 3.1: Perfiles magnéticos realizados en San Andrés Lagunas.

3.2. Procesamiento de datos

Para obtener perfiles y mapas de anomalía de campo total aptos para la interpretación geológica es necesario corregir los datos por variaciones dependientes del tiempo y remover los efectos del campo principal. Procesos como la deconvolución de Euler pueden ayudar al interprete al indicar zonas de interés en los datos para ser modelados a detalle.

3.2.1. Corrección por variación diurna

En la descripción de las componentes del campo geomagnético (sección 1.9) se indicó a la variación diurna como la perturbación que genera el campo externo en el campo principal a la largo de un día; esta perturbación causa una variación de varios nanoteslas en la intensidad del campo principal y por ello es necesario remover tal efecto.

La variación diurna puede ser corregida al instalar, dentro del área del levantamiento, en una base fija un magnetómetro que registre constantemente el campo

total. Debido a que la variación diurna difiere de un lugar a otro, el magnetómetro de la base no debe colocarse más allá de 100 km del área del levantamiento (Kearey, 2002).

Las correcciones a las lecturas magnetométricas consisten simplemente en ajustar las lecturas de campo por las fluctuaciones observadas en el magnetómetro en la estación base. Para esto, es necesario elegir un valor de referencia de campo magnético (para simular que el campo magnético no varía en el lugar de la base) y después se obtiene la diferencia entre los datos de la base y el valor constante (parte sombreada de la figura 3.3).

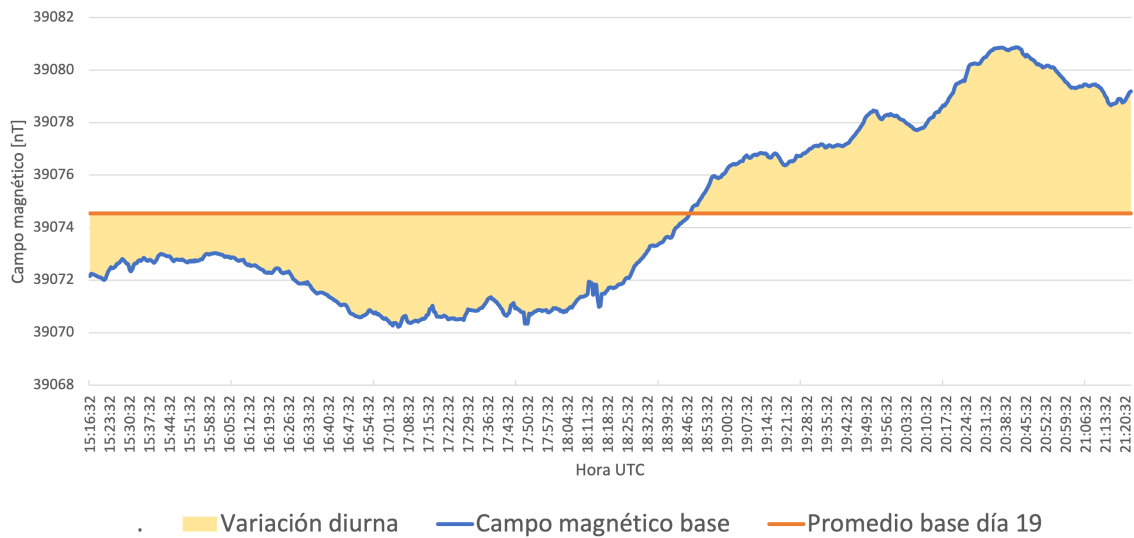


Figura 3.3: Base magnética San Andrés Lagunas de las 15:16:00[UTM] a las 21:23:00[UTM] del 19-junio-2019.

En este trabajo el valor constante fue el promedio de una de las bases. En el cuadro 3.2 se muestra el valor promedio de las bases magnéticas utilizadas en San Andrés Lagunas durante la campaña de adquisición, se observa que el valor no es similar entre ellas y que, por ejemplo, entre el día 19 y 22 de junio la diferencia alcanza los 24[nT]. Debido a que el valor promedio del día 20 de junio presentaba menor diferencia con el valor de los demás días se decidió utilizar el valor de este día para la corrección por variación diurna.

Día	Promedio[nT]
19 de junio de 2019	39056.83
20 de junio de 2019	39074.53
21 de junio de 2019	39068.44
22 de junio de 2019	39081.51
23 de junio de 2019	39061.58

Cuadro 3.2: Valor promedio de las bases magnéticas en San Andrés Lagunas.

3.2.2. Corrección por variación espacial

Los valores de campo magnético que han sido corregidos por variaciones temporales aún contienen información del campo principal y del campo anómalo. Se puede aproximar el valor del campo principal a través del IGRF (International Geomagnetic Reference Field según sus siglas en inglés), que es un modelo que expresa el campo geomagnético (sin perturbaciones) en términos de un largo número de armónicos e incluye términos temporales para corregir la variación secular (Kearey, 2002).

En México la Red de Estaciones Geomagnéticas Nacional cuenta con el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan, localizado al norte de la Ciudad de México, y más de 50 estaciones distribuidas en el país (Hernandez-Quintero et al., 2000). Como resultado de comparar modelos de IGRF con valores magnéticos observados en las estaciones de la red geomagnética nacional, se ha concluido que el IGRF es un buen campo geomagnético de referencia para el territorio mexicano (Hérmendez Quintero et al., 1994), y en general resulta ser un modelo global del campo geomagnético con alta aproximación (Alken et al., 2021); por lo que al sustraer el IGRF de los datos corregidos por variación diurna en los perfiles de este trabajo se obtuvo el valor de anomalía de campo total.

En la corrección por variación espacial se utilizó el software Geomag 7.0 para calcular el valor del IGRF en cada estación. La imagen 3.4 muestra los valores de campo magnético calculados para el perfil “Reg O-E”.

Particularmente el perfil “local A”, en el que se ocupó el magnetómetro G858, presenta buena resolución, cruza algunos contactos litológicos en superficie y la falla

Tamazulápam; en cuanto a la dirección norte - sur el perfil “Reg S-N M” cruza a la formación Chilapa, que no aparece superficialmente sobre el perfil “local A”. Debido a esto se decidió trabajar sobre ambos perfiles para el procesado restante, sin embargo, el perfil “Reg S-N M” no tiene una dirección constante en la totalidad de su extensión, por eso se tomó la porción sur del perfil, que corresponde de la estación 1 a la 103, con dirección suroeste - noreste. En las secciones posteriores se referirá a esta porción del perfil como perfil “Reg S-N M sur”.

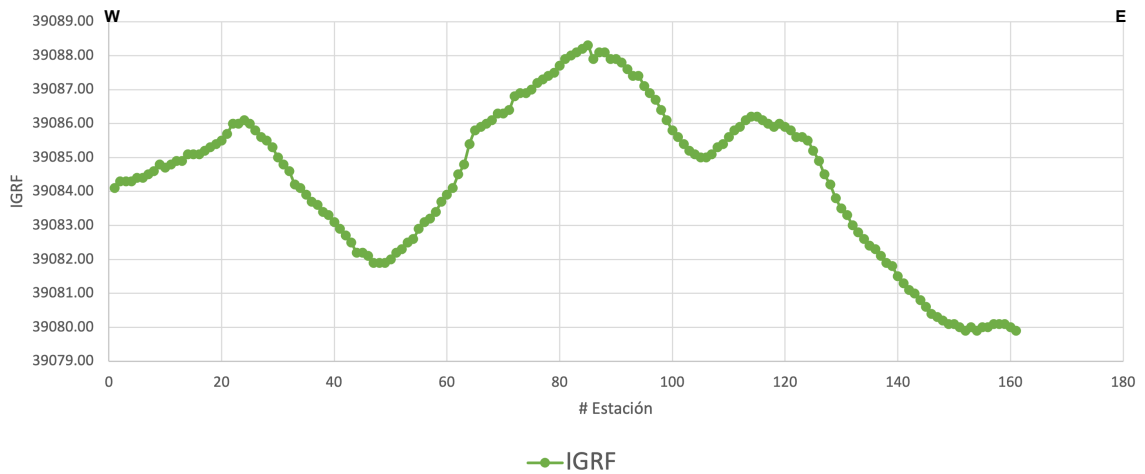


Figura 3.4: IGRF calculado para el perfil “Reg O-E”.

3.2.3. Efecto magnético del contacto entre dos estratos con diferente susceptibilidad magnética

Después de remover los efectos magnéticos que enmascaran a la anomalía, el problema que queda es encontrar las estructuras geológicas responsables de la anomalía de campo total. Un método simple consiste en comparar la anomalía con el efecto magnético producido por formas simples.

En la figura 3.5 se observan dos estratos con diferentes susceptibilidades magnéticas que están truncados y yuxtapuestos uno al otro. Si se asume que la magnetización está en la dirección del campo geomagnético $\vec{\mathcal{F}}_T$, esto es, $\vec{\mathcal{M}} = \chi_m \vec{\mathcal{F}}_T$ y además se considera que en la región de estudio no existen corrientes libres, entonces el efecto magnético producido por el contraste de susceptibilidades puede obtenerse a partir de la ecuación 1.40.

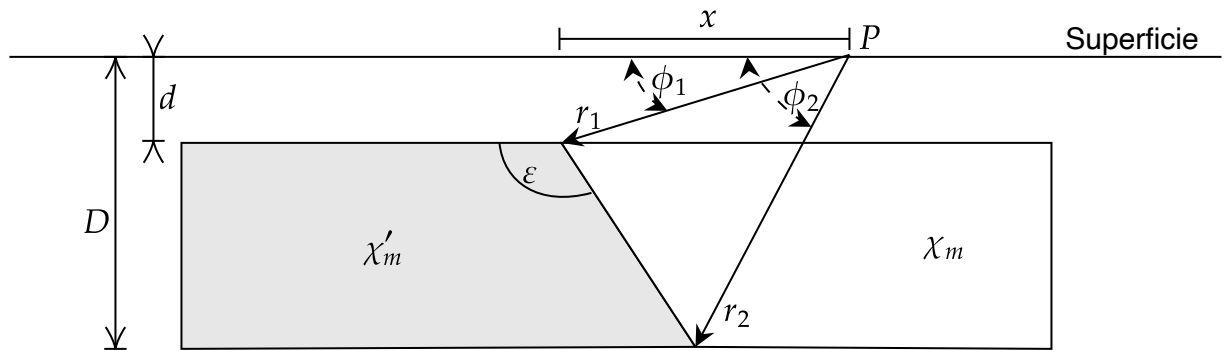


Figura 3.5: Representación del contacto entre dos estratos con diferente susceptibilidad magnética. Tomada de (Telford, 1990).

Después de varias sustituciones y manipulación algebraica se llega a la siguiente ecuación:

$$\mathcal{F} = \left(\Delta\chi_m \mathcal{F}_T / 2\pi \right) \left[\begin{aligned} & \text{sen } \varepsilon \left\{ \text{sen } 2\mathcal{I} \text{sen } \varepsilon \text{sen } \beta \right. \\ & \quad \left. - \cos \varepsilon \left(\cos^2 \mathcal{I} \text{sen}^2 \beta - \text{sen}^2 \mathcal{I} \right) \right\} \ln(r_2/r_1) \\ & \quad + \left\{ \text{sen } 2\mathcal{I} \cos \varepsilon \text{sen } \beta \right. \\ & \quad \quad \left. + \text{sen } \varepsilon \left(\cos^2 \mathcal{I} \text{sen}^2 \beta - \text{sen}^2 \mathcal{I} \right) \right\} (\phi_1 - \phi_2) \end{aligned} \right]$$

donde ε es el echado del contacto, β es el ángulo que forma el rumbo con el norte magnético, la inclinación es \mathcal{I} , el contraste de susceptibilidades magnéticas $\Delta\chi_m = \chi'_m - \chi_m$ y las distancias r_1 y r_2 son

$$\begin{aligned} r_1^2 &= d^2 + (x + d \cot \varepsilon)^2 \\ r_2^2 &= D^2 + (x + D \cot \varepsilon)^2 \end{aligned}$$

Así que la anomalía está en función de la diferencia entre las susceptibilidades magnéticas (contraste magnético lateral), la extensión y echado (extensión vertical), y la distancia del magnetómetro al contacto. En la figura 3.6 se observan dos perfiles magnéticos producidos por el mismo contacto de dos estratos pero con el contraste

de susceptibilidad magnética intercambiado, este cambio invierte la forma del perfil.

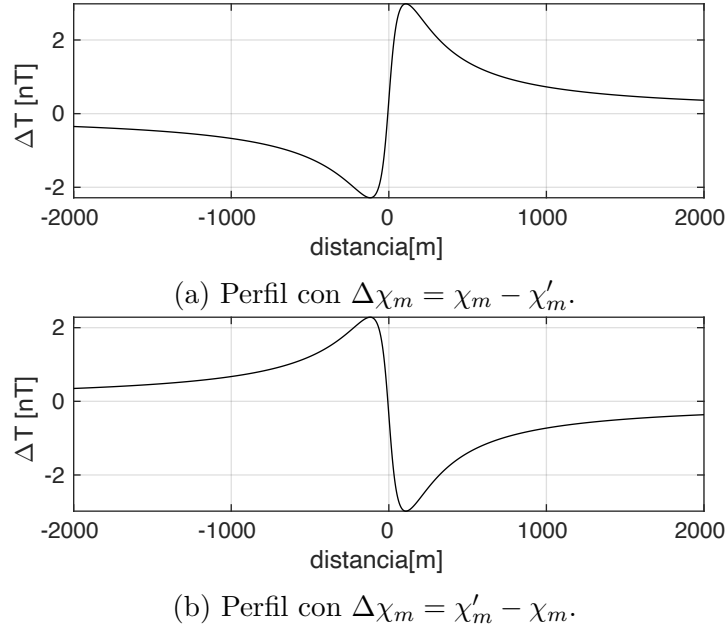


Figura 3.6: Perfiles magnéticos del contacto entre dos estratos horizontales de distinta susceptibilidad magnética. Ambos perfiles con $\varepsilon = 100^\circ$, $\beta = 11^\circ$, $\mathcal{I} = 63^\circ$, $d = 50[\text{m}]$, $D = 250[\text{m}]$, $\chi'_m = 0,001[\text{SI}]$ y $\chi_m = 0,0001[\text{SI}]$.

3.2.4. Deconvolución de Euler

Se sabe que el contraste de susceptibilidad magnética entre dos estratos produce una anomalía magnética. Dicho contraste puede ser representado como una distribución de polos magnéticos en la interfase, aún sabiendo que los monopolos no existen. La intensidad de la anomalía magnética para un arreglo de polos o dipolos tiene como característica que decae con la distancia, entonces el campo producido por una distribución de polos magnéticos puede escribirse como (Durrheim and Cooper, 1998)

$$f(x, y, z) = M/r^N \quad (3.1)$$

donde r es $\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, M es proporcional a la magnetización y N es el índice estructural, el cual puede tomar valores entre cero y tres (ver tabla 3.3). Por otra parte, el campo magnético producido por una fuente, como un polo o dipolo, en la

posición (x_0, y_0, z_0) es

$$\Delta\mathcal{T}(x, y) = f((x - x_0), (y - y_0), z_0) \quad (3.2)$$

Una función $f(x, y, z)$ es homogénea de grado n si

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (3.3)$$

Si una función f es homogénea de grado n entonces satisface la ecuación de Euler

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f \quad (3.4)$$

Ya que la ecuación 3.1 es homogénea de orden $-N$ entonces la ecuación 3.2 puede expresarse como

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta\mathcal{T}}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta\mathcal{T}}{\partial y} + z_0 \frac{\partial \Delta\mathcal{T}}{\partial z} = -N \Delta\mathcal{T}(x, y) \quad (3.5)$$

Se tienen cuatro incógnitas en la ecuación, x_0, y_0, z_0 y N , sin embargo, el índice estructural N se elige usualmente de forma manual y se resuelve la ecuación para conocer la posición de la anomalía.

Modelo	Índice estructural
Punto, esfera	3
Línea, cilindro, falla en capa delgada	2
Borde de lámina delgada, dique delgado	1
Contacto de extensión de profundidad infinita	0

Cuadro 3.3: Valor de índices estructurales. Adaptada de (Reid et al., 2014).

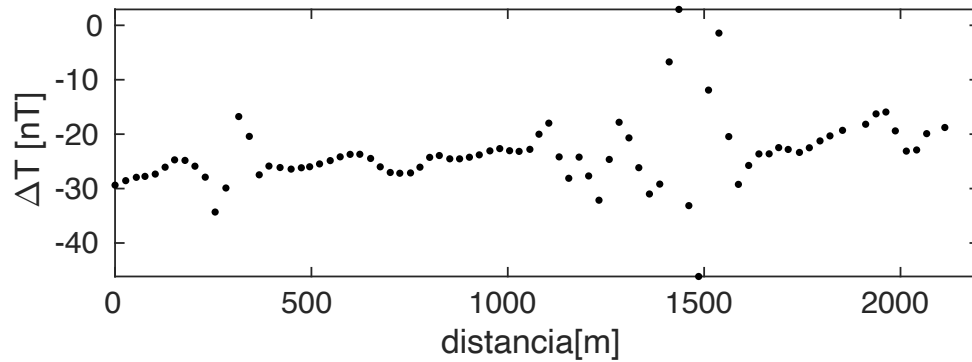
Para calcular la deconvolución de Euler y asistir al modelo directo en la localización de las fuentes se utilizó el software *Euldep* desarrollado por [Durrheim and Cooper \(1998\)](#). El programa lee el campo magnético observado desde un archivo ASCII y produce un gráfico con las soluciones de la ecuación de Euler (ecuación 3.5). *Euldep* calcula los gradientes vertical y horizontal, además de la reducción al polo, que también se muestran en el gráfico, para generar las soluciones. El progra-

ma no asume ningún índice estructural en particular, sin embargo, debido a que las fuentes magnéticas son más complejas que simples polos o dipolos magnéticos y a la presencia de ruido, se utiliza una ventana con un mínimo de siete puntos (de los gradientes horizontal y vertical y el índice estructural proporcionado por el usuario) para obtener una solución. Para un correcto funcionamiento del programa se deben tener las siguientes consideraciones:

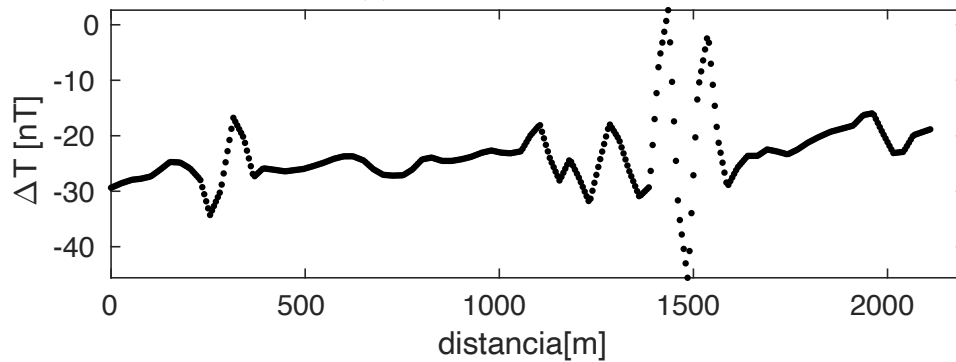
- La ventana de 7 puntos debe muestrear adecuadamente cada anomalía en el perfil para que Euldep genere soluciones precisas. Esto ocurre cuando el tamaño de la ventana es la mitad del tamaño de la anomalía.
- Si se utiliza una ventana suficientemente grande para cubrir dos anomalías vecinas entonces Euldep las considerará como una sola anomalía y producirá un resultado incorrecto.
- Si los datos son ruidosos, entonces los gradientes vertical y horizontal serán más ruidosos y afectará el desempeño del programa. Por esta razón un filtro pasabajas puede ser aplicado para suavizar la señal.
- Si se utilizan datos ruidosos entonces Euldep distorsionará la forma de las anomalías existentes y Euldep tomará el resultado como la presencia de una fuente magnética sin ruido.

Debido a que los perfiles no tenían resolución suficiente para utilizar la deconvolución de Euler fue necesario hacer una interpolación lineal para incrementar la información magnética disponible; se pasó de tener 81 estaciones reales (figura 3.7a) a 423 estaciones calculadas en el perfil *local A* (figura 3.7b), para el perfil *Reg S-N M sur* se pasó de 103 a 1030 estaciones calculadas. Sin la interpolación las soluciones proporcionadas por Euldep no son suficientes y aparecen dispersas en el gráfico, además la ventana mínima de 7 puntos cubriría completamente cada anomalía (sin interpolar) presente en los perfiles y se invalida uno de los requerimientos del uso del programa.

Previo a la interpolación se proyectaron a un plano las estaciones de cada perfil para obtener perfiles rectos y la distancia real entre estaciones. Después se utilizó un filtro pasabajas para minimizar el ruido de los perfiles, atenuar las altas frecuencias y obtener señales más suaves.



(a) Estaciones reales.



(b) Estaciones calculadas.

Figura 3.7: Interpolación de estaciones.

Para calcular las soluciones de la ecuación de Euler en el programa Euldep se utilizó la siguiente información magnética del área de estudio:

- Intensidad del campo geomagnético: 39084 [nT]
- Declinación: 3.93194°
- Inclinación 45.03194°

Para calcular la deconvolución de Euler con el software se ocupó una ventana de 13 puntos en ambos perfiles ya que la interpolación permitió contar con mayor cantidad de datos, un índice estructural de 1 que corresponde a bordes de acuerdo con el cuadro 3.3 y se ajustó la profundidad a 100[m] para el perfil *local A* y a 400[m] para el perfil *Reg S-N M sur* debido a que la mayoría de las soluciones se mostraban antes de alcanzar tales profundidades.

3.2.5. El modelo directo

Una vez que han sido removidos los efectos temporales y espaciales, de los datos magnéticos, es posible hacer interpretaciones a partir de la estimación de parámetros de la fuente, a partir de la misma información magnética, geofísica, geológica y otra información disponible.

Una de las técnicas de interpretación para conocer la distribución de las fuentes magnéticas es el método directo, el cuál consiste en construir un modelo inicial de la fuente (cuerpo) basado en la intuición geológica y geofísica. La anomalía del modelo se calcula y se compara con la anomalía observada, y los parámetros del modelo se ajustan para mejorar el ajuste entre las dos anomalías. Este proceso de ajuste, cálculo y comparación de anomalías se repite hasta que las anomalías calculadas y observadas se consideran suficientemente parecidas. El conocimiento del entorno geológico y tectónico debe incorporarse en cada paso del proceso. Si bien la interpretación será intrínsecamente no única, la incorporación de la información disponible puede reducir el conjunto infinito de soluciones matemáticas a un conjunto manejable de modelos, todavía infinito en número pero al menos más geológicamente razonable (Blakely, 1995).

En este trabajo la herramienta utilizada para elaborar el modelo fue el módulo GM-SYS de Oasis Montaj Geosoft.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Perfiles de anomalía de campo total

Las figuras 4.1 y 4.2 muestran la anomalía de campo total correspondiente a los perfiles tomados en la dirección sur - norte (regional S-N A y regional S-N M). En las figuras 4.3 y 4.4 se observa la anomalía de campo total correspondiente a los 4 perfiles con dirección oeste - este (Local A, B, C y D) y parte del perfil regional O-E. La posición de las estaciones de los perfiles también se muestra sobre el mapa geológico de la zona para cada figura.

En la figura 4.1b se observa el perfil completo de anomalía de campo total *regional S-N A* cuya extensión es de 7.35[km] y en la figura 4.1a el mismo perfil pero solamente del kilómetro 0.45 al 5.95. Se observa principalmente lo siguiente:

- En la región RA1, señalada en la figura 4.1b, es posible observar un dipolo entre los 50 y 400[m], con una amplitud de 158.5[nT]. Si bien el mapa geológico indica que el contacto entre las tobas andesíticas-caliza y el aluvión está en la estación 9 del perfil, el efecto registrado en la región RA1 podría asociarse a este contacto litológico.
- De acuerdo con el mapa geológico y la posición geográfica de la región RA2, ésta transcurre primero en el contacto entre el aluvión y las calizas de la Formación Teposcolula, donde se observa un dipolo, entre los 500 y 750[m], de amplitud de 11.2[nT], seguido del contacto entre las mismas calizas y el aluvión en el

que aparece un dipolo, entre los 1.4 y 1.6[km], de amplitud de 12.2[nT]. La respuesta registrada corresponde al efecto esperado (ver figura 3.6) debido a que el contraste de susceptibilidad magnética entre el aluvi3n y las calizas se invierte en el segundo contacto litol3gico, en este caso el kil3metro 1.35 funcionar3a como eje de simetr3a entre los dipolos.

- En la regi3n RA3 se observa una respuesta m3s compleja y sin rasgos o estructuras geol3gicas a las cuales se pueda asociar por mera observaci3n en el mapa geol3gico. Sin embargo, en la figura 2.3 se observa que subyaciendo al aluvi3n se da el contacto entre las andesitas de la Formaci3n Cañada Mar3a y las calizas de la Formaci3n Yucunama, pero a medida que nos desplazamos hacia el norte se tiene en superficie la exposici3n de las calizas de la Formaci3n Teposcolula, por lo que las calizas de la Formaci3n Yucunama, que originalmente sobreyaci3an a las de la Formaci3n Teposcolula, han sido erosionadas. Entonces, este contacto a profundidad en la regi3n RA3 puede que se vaya acuñando hasta desaparecer en su continuaci3n hacia el norte. Por otra parte, entre el kil3metro 2.2 y 2.4 se observa un dipolo de amplitud de 26[nT] y entre el kil3metro 2.7 y 3.05 se observa un dipolo con una amplitud de 38.8[nT], ambos dipolos parecen tener simetr3a respecto al kil3metro 2.6, incluso este efecto sim3trico se aprecia en los extremos de la regi3n señalada como RA3.
- Al igual que la regi3n RA3, la regi3n RA4 no atraviesa en superficie contactos o estructuras geol3gicas a las que se pueda correlacionar la anomal3a. De la misma manera, es posible apreciar simetr3a en la anomal3a respecto al kil3metro 4.15 con el primer dipolo localizado entre los kil3metros 3.95 a 4.1 y una amplitud de 16.6[nT] y, el segundo dipolo ubicado entre los kil3metros 4.2 y 4.4 con una amplitud de 21[nT].
- La regi3n RA5 tiene como eje de simetr3a al kil3metro 5.1; el dipolo al sur de esta posici3n tiene una amplitud de 13.5[nT] entre los kil3metros 4.85 a 5.05 y, el dipolo al norte localizado entre los kil3metros 5.15 a 5.4 tiene una amplitud de 10[nT]. El efecto sim3trico corresponder3a a que el primer dipolo representa el contacto entre el aluvi3n y las calizas de la Formaci3n Teposcolula mientras que el segundo dipolo se ubica en el contacto entre estas calizas y el aluvi3n, es decir, se invierte el contraste de susceptibilidad magn3tica.

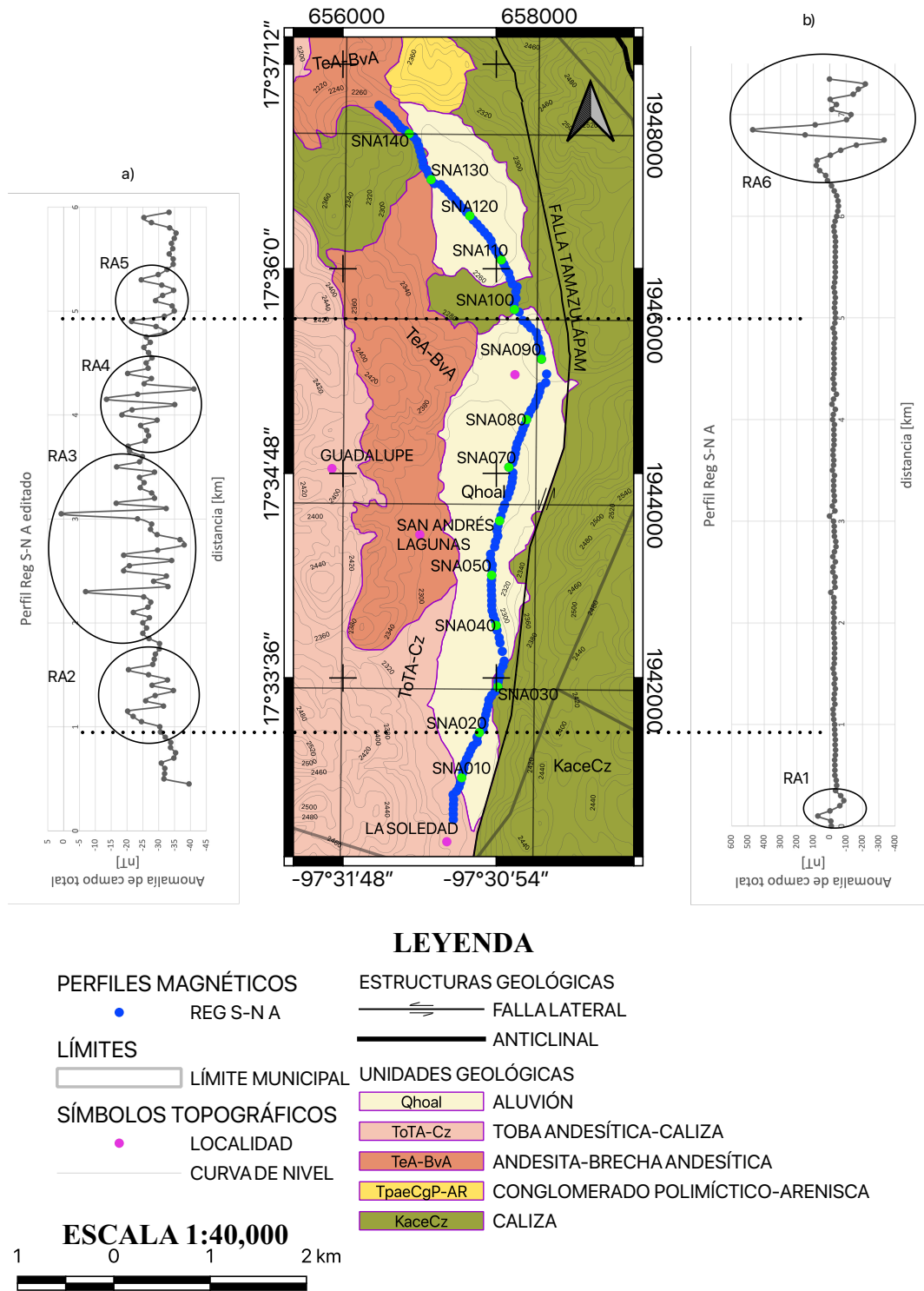


Figura 4.1: (a) Versión recortada del perfil de anomalía de campo total *Reg S-N A*. (b) Perfil de anomalía de campo total *Reg S-N A*. Al centro se muestra la distribución espacial de las estaciones sobre el mapa geológico.

- La región marcada como RA6 tiene un efecto complejo pero importante debido a que abarca el contacto entre las andesitas y las calizas de la Formación Teposcolula, mismo contacto que podría darse a profundidad cubierto por el aluvión. Cerca del kilómetro 6.45 se tiene un triple contacto entre el aluvión, las calizas y andesitas, la anomalía de campo total no refleja un dipolo claro, sin embargo, más al norte, antes del kilómetro 6.95 se da el contacto de las andesitas de la Formación Cañada María y las calizas de la Formación Teposcolula. El efecto magnético entre rocas sedimentarias y rocas volcánicas queda plasmado entre los kilómetros 6.65 y 7 como un dipolo de amplitud de 804[nT].

La figura 4.2b muestra el perfil *regional S-N M* completo cuya extensión es de 8.8[km], en la figura 4.2b se muestra el mismo perfil entre los kilómetros 0.65 y 7.55 con el fin de resaltar los efectos minimizados por las regiones RM1 y RM3. Al visualizar ambos perfiles (*regional S-N A* y *regional S-N M*) sobre el mapa geológico (figura 3.2) se observa que cruzan prácticamente los mismos contactos litológicos en superficie, debido a esto se esperaba obtener una respuesta similar en la anomalía de campo total; sin embargo, las diferencias entre ambos magnetómetros se vuelven evidentes al comparar ambas respuestas.

- La región RM1 muestra un dipolo semejante al que se observa en RA1, este dipolo tiene una amplitud de 98[nT], se localiza entre los 50 y 400[m] y representaría el efecto del contacto entre la toba andesítica-caliza y el aluvión. Al igual que en la región RA1 el contacto ocurre metros más al norte de lo que está señalado en el mapa geológico.
- En la región RM2, cerca del kilómetro 5.95 se da un descenso en los valores de intensidad de la anomalía, como tal no es posible identificar el dipolo correspondiente al contacto entre el aluvión y las calizas de la Formación Teposcolula. En las inmediaciones del kilómetro 6.7 se tiene el contacto entre el aluvión, calizas y andesitas, el efecto magnético no se muestra como un dipolo, es decir, la región RM2 no muestra la misma simetría que RA5 debido a que no están alternadas las unidades geológicas y la respuesta observada no es clara. En el contacto del aluvión con las calizas debería haberse registrado un dipolo similar al de la región RA5 pero no ocurrió así, además, entre las regiones RM1

y RM2 no hay una señal uniforme ni se presentan dipolos con el mismo detalle que el perfil *regional S-N A*.

- Entre los kilómetros 7.95 y 8.95 se encuentra la región RM3 que atraviesa el contacto entre andesitas a calizas y de calizas a andesitas; esta inversión del contraste de susceptibilidad magnética queda expresada como dos dipolos con simetría en el kilómetro 8.45. El primer dipolo del sur tiene una amplitud de 464[nT] y el dipolo del norte de 677[nT]. A diferencia de la región RA6, RM3 muestra el par de dipolos correspondientes a la alternancia entre litologías, además el rango de amplitud es concordante en ambos perfiles.

En el perfil *local A* (figura 4.3a), cuya extensión es de 2[km], aparecen tres áreas de interés que se han encerrado en óvalos sobre el mismo .

- La zona A1 muestra un dipolo entre los 225 y 350[m], es decir, abarca 125[m] lineales y tiene una amplitud de 31[nT]; dicho dipolo se ubica justamente en el contacto entre las andesitas y el aluvi3n.
- La zona A2 que comprende del kil3metro 0.4 al 1.05 muestra una se1al suave pero no uniforme. Varía desde los -22.6 a -27.3[nT].
- La zona A3 muestra un par de dipolos entre los 1.05 y 1.225[km], el que comprende los kil3metros 1.05 a 1.15 tiene una amplitud de 13.7[nT] y el que se ubica entre los 1.15 y 1.225[km] tiene una amplitud de 11.7[nT]. Sobre el mapa geol3gico no se observa alg3n rasgo o estructura que genere las anomalías.
- En la zona A4 se observa una respuesta m1s compleja. La regi3n que abarca del kil3metro 1.35 al 1.45 muestra un dipolo de amplitud de 64[nT] e inmediatamente despu3s, entre los kil3metros 1.475 y 1.6, se observa otro dipolo cuya amplitud es de 30[nT]. Ambos dipolos se ubican sobre la manifestaci3n superficial de la falla Tamazul1pam que a su vez representa el contacto entre el aluvi3n y las calizas de la Formaci3n Teposcolula de acuerdo con la informaci3n geol3gica.

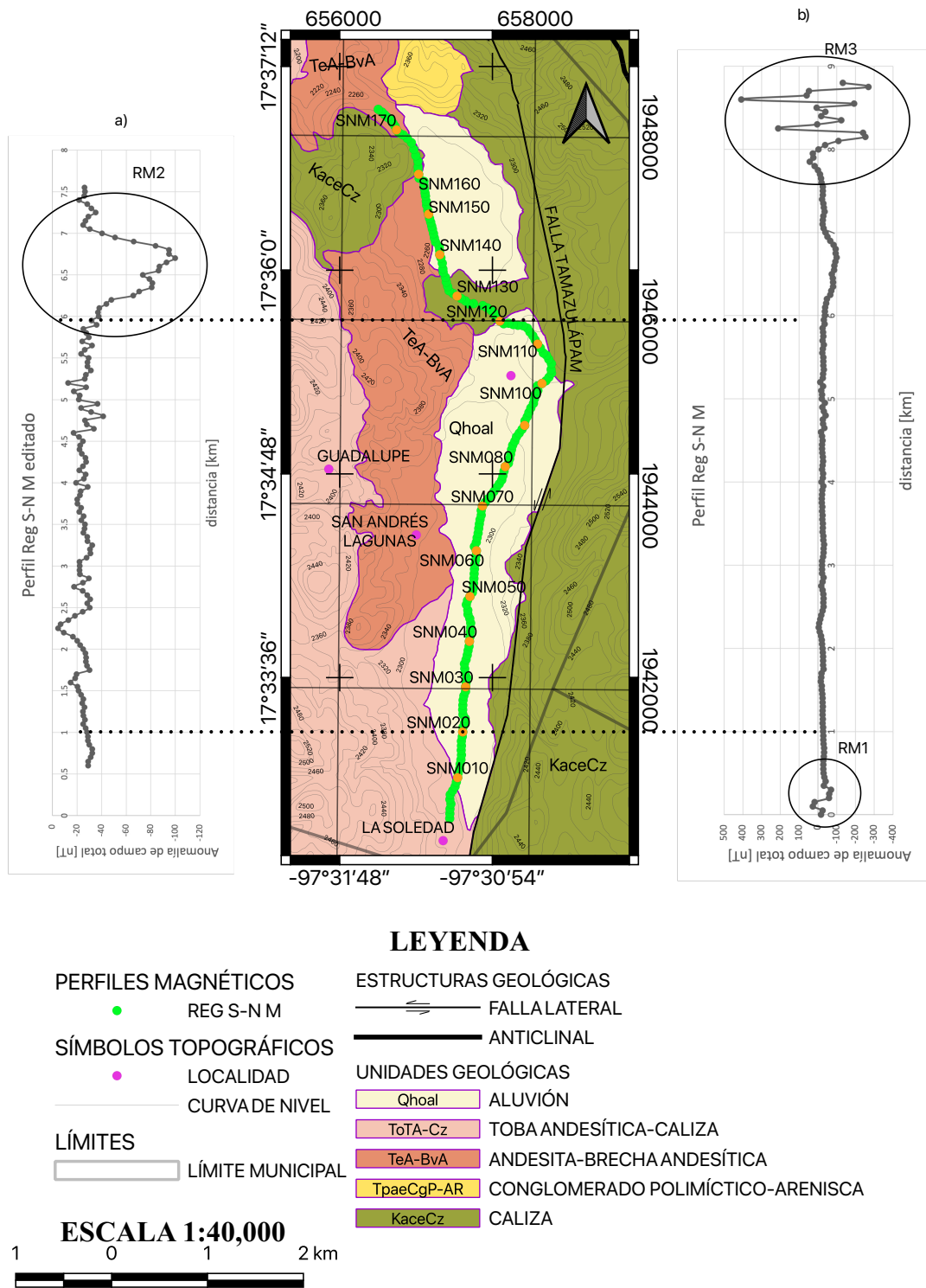


Figura 4.2: (a) Versión recortada del perfil de anomalía de campo total *Reg S-N M*. (b) Perfil de anomalía de campo total *Reg S-N M*. Al centro se muestra la distribución espacial de las estaciones sobre el mapa geológico.

En el perfil **local B** (figura 4.3b), cuya extensión es de 1950[m], se observan principalmente tres zonas de interés.

- En la región B1 se muestra un dipolo de amplitud de 24.5[nT] que abarca del metro 75 al 225. De acuerdo con la posición geográfica sobre el mapa geológico, el dipolo está localizado en el contacto entre el aluvi6n y las andesitas de la Formaci6n Cañada María.
- En la parte central del perfil se ubican un par de dipolos correspondientes a la zona B2. Entre los metros 850 y 1000 el primer dipolo tiene una amplitud de 21.7[nT] mientras que el segundo tiene una amplitud de 1.5[nT] y abarca del kil6metro 1.025 al 1.1. El mapa geológico no muestra indicios de rasgos superficiales que causen la aparici6n de estos dipolos.
- Entre los kil6metros 1.175 y 1.375 se localiza la zona B3 que tiene un par de dipolos. El primer dipolo abarca del kil6metro 1.175 al 1.275, tiene una amplitud de 16.6[nT] y de acuerdo con el mapa geológico cruza en superficie el contacto entre el eluvi6n y las calizas. El segundo se localiza entre los kil6metros 1.275 y 1.375 con una amplitud de 14[nT] y en superficie el mapa geológico lo localiza sobre la falla Tamazulápam.

En el perfil **local C** (figura 4.4b), cuya extensión es de 1725[m], se tiene lo siguiente:

- La regi6n C1, ubicada entre los 125 y 350[m], muestra una respuesta irregular que de acuerdo al mapa geológico no es efecto de alguna estructura o rasgo en superficie.
- Del metro 825 al 1025 se observan tres dipolos de amplitud similar (7[nT]) y representan la regi6n C2 del perfil. La ubicaci6n de esta regi6n sobre el mapa geológico no muestra informaci6n, en superficie, de la fuente de esta serie de dipolos.
- La zona denominada como C3 se localiza entre los metros 1025 y 1175, muestra un dipolo de amplitud de 26.7[nT] que se encuentra entre el aluvi6n y las calizas de la Formaci6n Teposcolula.

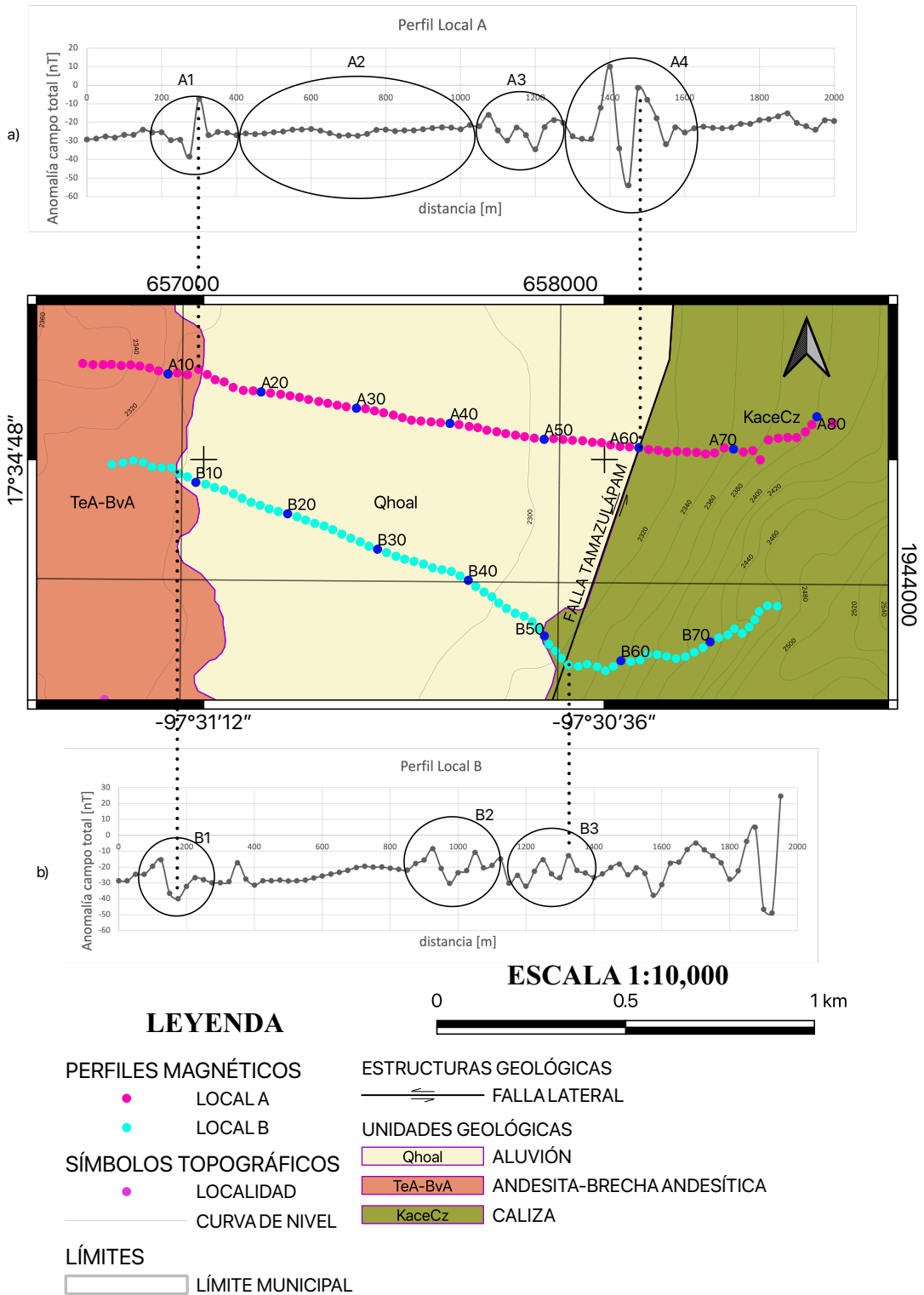


Figura 4.3: (a) Perfil de anomalía de campo total local A. (b) Perfil de anomalía de campo total local B. Al centro se muestra la distribución espacial de las estaciones sobre el mapa geológico.

- Adyacente al dipolo del área C3 se observa un dipolo de amplitud de 40.5[nT] correspondiente a la región C4, que abarca del kilómetro 1.2 al 1.3. De acuerdo con el mapa geológico, el centro de este dipolo se ubica a unos 100[m] al oeste de la falla Tamazulapám; al este de esta estructura se visualiza una señal muy uniforme de la anomalía de campo total.

En el perfil *regional O-E* (figura 4.4a) destacan dos zonas.

- La zona R1 muestra un dipolo entre los kilómetros 3.45 y 3.6 cuya amplitud es de 38.5[nT]. Geológicamente no se observa algún rasgo o estructura en superficie responsable de dicho dipolo pero se presenta en la misma región que C1.
- Un dipolo de amplitud de 54[nT] representa la zona R2, que se localiza entre los kilómetros 4.35 y 4.5. El dipolo se ubica en el contacto entre el aluvión y las calizas de la Formación Teposcolula.

Tanto el perfil *regional O-E* como el *local C* no muestran respuesta alguna en el cambio de litología de las rocas de la Formación Cañada María con el aluvión.

En el perfil *local D* (figura 4.4c), cuya extensión es de 1625[m] se observa lo siguiente.

- La región D1 contempla el primer dipolo localizado entre el metro 100 y 375, tiene una amplitud de 97[nT] y de acuerdo con el mapa geológico se ubica entre el contacto de las andesitas de la Formación Cañada María y las rocas de la Formación Chilapa.
- En la región D2 el mapa geológico muestra el contacto entre las andesitas y calizas de la Formación Chilapa con el aluvión. La anomalía de campo total no refleja un dipolo en esta zona, más bien el comportamiento es una tendencia hacia valores bajos de intensidad hasta llegar al contacto de ambas formaciones, hacia el este se registra un incremento en los valores de la anomalía.
- La región D3 presenta el contacto entre el aluvión y las calizas de la Formación Teposcolula que se encuentra muy cercano al kilómetro 1.4. Entre los kilómetros 1.375 y 1.425 se muestra un dipolo de amplitud de 2.5[nT]. En la misma región, del kilómetro 1.425 al 1.5 se observa un dipolo de amplitud de 2.1[nT] que en superficie podría asociarse a la Falla Tamazulapám.

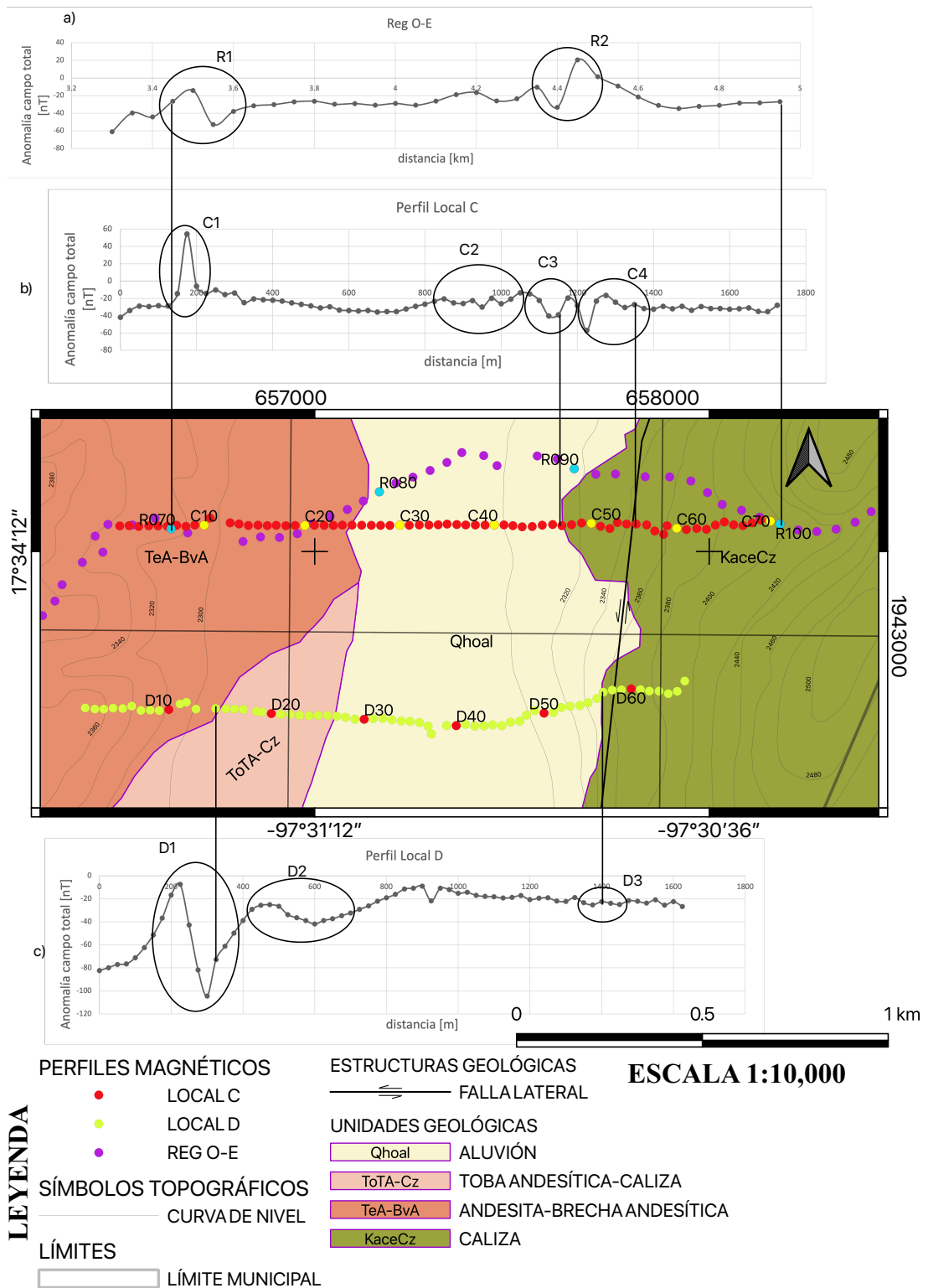


Figura 4.4: (a) Versión recortada del perfil de anomalía de campo total *Reg O-E*. (b) Perfil de anomalía de campo total *local C*. (c) Perfil de anomalía de campo total *local D*. Al centro se muestra la distribución espacial de las estaciones sobre el mapa geológico.

4.2. Deconvolución de Euler

Las figuras 4.5 y 4.6 muestran a los perfiles *local A* y *Reg S-N M sur* respectivamente, así como las soluciones de la deconvolución de Euler obtenidas con Euldep.

En el perfil de las soluciones del perfil *local A* (figura 4.5b) se ha señalado lo siguiente.

- En rojo se ha marcado un cúmulo de soluciones alineado y ubicado a la mitad del dipolo de la región A1. En el perfil, este cúmulo se muestra con inclinación debido a que las escalas horizontal y vertical no son las mismas; en vez de tener inclinación, el conjunto de soluciones debe ser más horizontal. Este cúmulo se ubica entre 15 y 25[m] de profundidad con una extensión aproximada de 50[m] en horizontal.
- En azul se han marcado dos zonas que corresponderían al contraste de susceptibilidad magnética causante de la perturbación del campo de la zona A2 del perfil. En la imagen se muestran como dos parábolas estrechas debido a la escala pero realmente los bordes serían bastante más aplanados. A la izquierda, la primer zona marcada se ubica entre los 20 y 30[m] de profundidad con una extensión horizontal aproximada de 30[m]. La parte derecha está entre los 15 y 20[m] de profundidad con una extensión de 20[m] aproximadamente.
- En rosa se han marcado tres conjuntos de soluciones que corresponderían al contraste de susceptibilidad responsable del efecto observado en la región A3. Los tres conjuntos comparten dimensiones similares, en horizontal se extienden aproximadamente 50[m] cada uno y se ubican entre los 10 y 20[m] de profundidad.
- En cian se han resaltado las soluciones responsables del efecto magnético observado en la región A4. Las soluciones se muestran a una profundidad aproximada de 10[m] y en conjunto tienen una extensión de 200[m]
- El verde corresponde a un conjunto de soluciones con una tendencia lineal, ésta se manifiesta desde los 10 hasta los 100[m] aproximadamente. En el perfil se muestra casi vertical pero dada la escala, realmente se inclinaría unos 45° respecto a la horizontal. La extensión vertical es de unos 90[m] por 100[m] en horizontal.

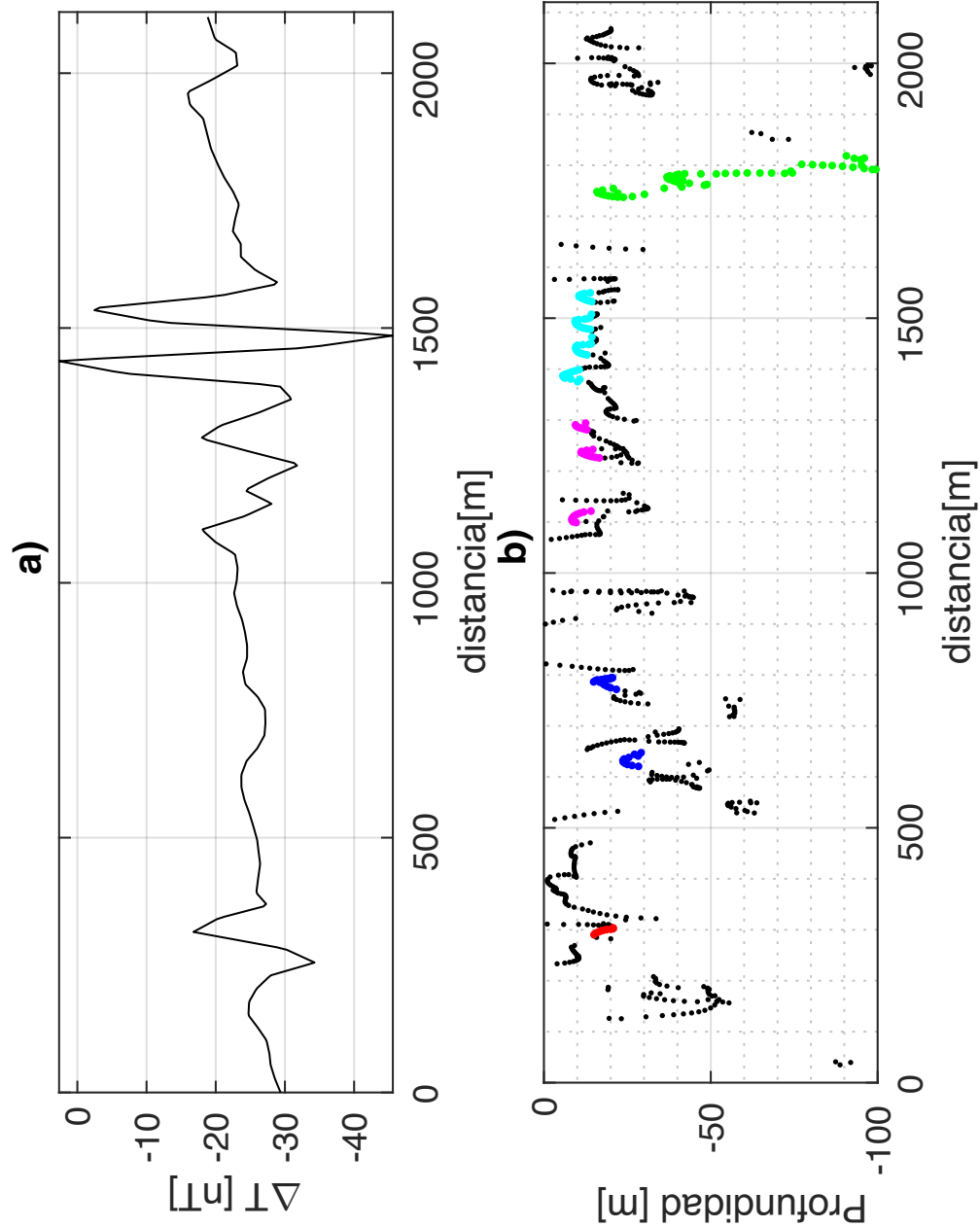


Figura 4.5: (a) Anomalía de campo total del perfil *local A*. (b) Solución a la deconvolución de Euler a lo largo del perfil *local A*.

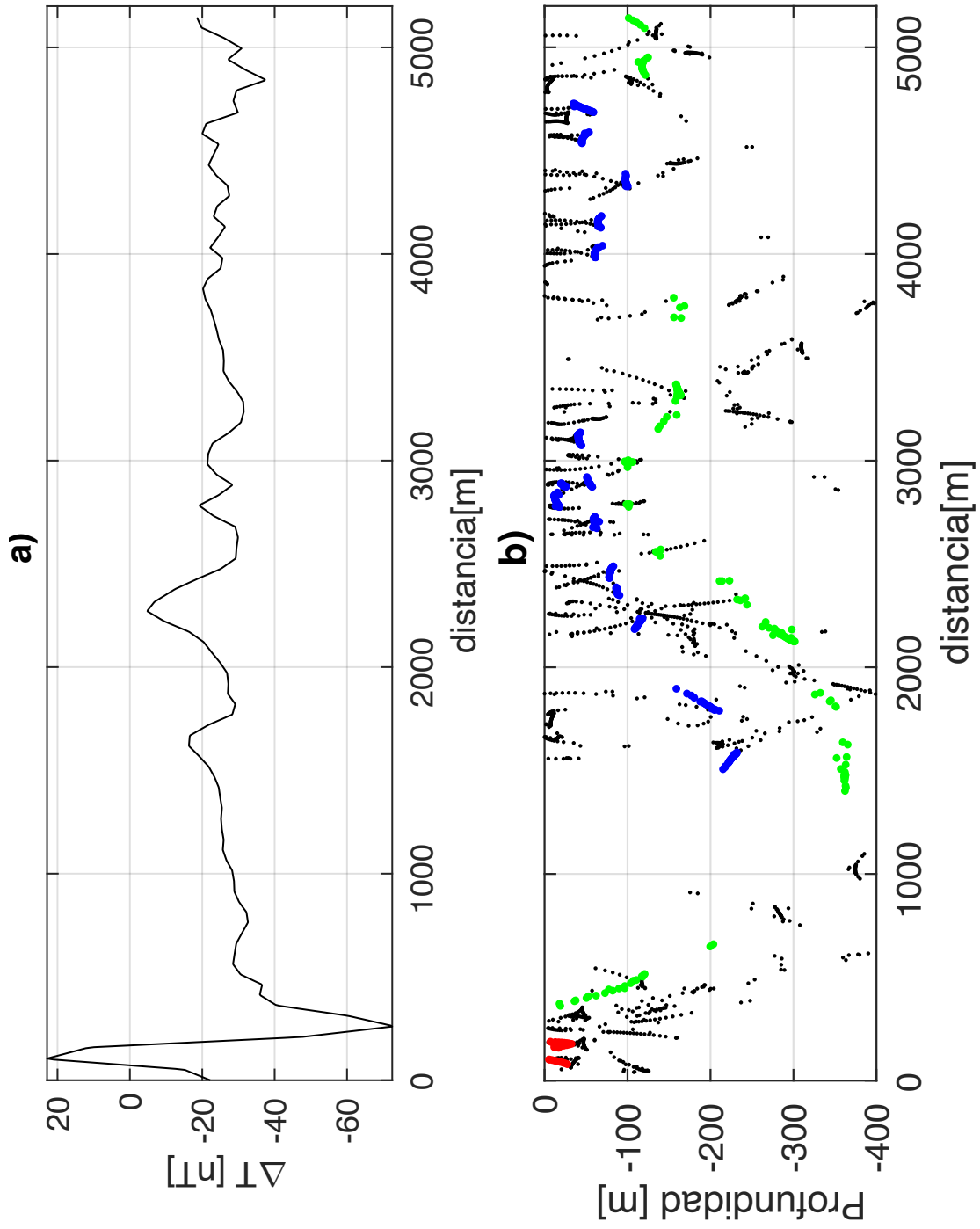


Figura 4.6: (a) Anomalía de campo total del perfil *Reg S-N M sur*. (b) Solución a la deconvolución de Euler a lo largo del perfil *Reg S-N M sur*.

En el perfil de las soluciones del perfil *Reg S-N M sur* (figura 4.6b) se ha señalado lo siguiente.

- En rojo se han resaltado las soluciones correspondientes a al dipolo de la región RM1. En el perfil el cúmulo de soluciones presenta la forma de dos "v" con una profundidad aproximada de 25[m].
- En azul se han marcado las soluciones más apiñadas a lo largo del perfil que presentan forma lineal y con tendencia horizontal. La mayoría de las soluciones está entre el rango de los 10 a 100[m] de profundidad, un par de cúmulos se ubica cercano a los 200[m] de profundidad.
- En verde se ha seguido el procedimiento de las soluciones en azul pero con soluciones apiñadas a una profundidad mayor. A excepción del conjunto de soluciones adyacentes a las marcadas en rojo, las soluciones tienen un profundidad que va de los 100 a los 400[m] de profundidad.

4.3. Modelo geológico

Las figuras 4.7 y 4.8 muestran los modelos geológicos, de los perfiles *local A* y *Reg S-N M sur* respectivamente, propuestos en este trabajo. En las secciones 4.7a y 4.8 se observa el basamento sedimentario correspondiente a las calizas de las formaciones Teposcolula y Yucunama. Las calizas de la formación Teposcolula son las únicas que afloran al oeste del perfil 4.7a y al noreste del perfil 4.8, sin embargo, aproximadamente 7.5[km] al sureste de la cabecera municipal de San Andrés Lagunas y al este de la falla Tamazulápam se observa un depósito aislado de casi 1[km²] de la formación Chilapa que aflora directamente sobre las calizas de la formación Teposcolula; al oeste de la falla Tamazulápam, en el noroeste de la figura 2.4 se observa también a la formación Chilapa cubriendo a la formación Teposcolula.

En la figura 4.1a las regiones RA2, RA4 del perfil *Reg S-N A* y la región B3 del perfil *local B* en la figura 4.3b muestran que el contacto entre la caliza y el aluvión tiene una respuesta que va de los 11 a 16[nT] (sin considerar el efecto de otras fuentes). En la región A4 del perfil *local A* (figura 4.3a) no ocurre así; además la deconvolución de Euler del perfil *local A* (figura 4.5b) muestra que existe una serie

de fuentes magnéticas someras (soluciones en cian), sin embargo, para la sección 4.7a se decidió ubicar estas fuentes en superficie, debido a que subyaciendo a la formación Teposcolula no se tiene registrada otra unidad geológica en la zona de estudio; dichas fuentes serían remanentes de la formación Chilapa que se encuentran sobre la formación Teposcolula tal y como ocurre, a mayor escala, en otras regiones del lugar. A las calizas de la formación Teposcolula se les asignó una susceptibilidad magnética de 0.0003[SI] y a los depósitos de la formación Chilapa un valor de 0.007[SI] por su origen volcánico. Con estos valores de susceptibilidad magnética y la profundidad señalada por la deconvolución de Euler (aproximadamente 20[m]) se genera la respuesta de la región A4 y concuerda con la estratigrafía de la zona.

La investigación geológica señala que mucho después del plegamiento del basamento sedimentario, levantamiento y erosión se produjeron los depósitos volcánicos de la Formación Cañada María que aflora al oeste del perfil y sobreyace a las calizas de la formación Yucunama. Posteriormente ocurrió el depósito combinado de material lacustre y epiclástico de la formación Chilapa que cubrió a los depósitos anteriores.

En el perfil *local C* de la figura 4.4b no se observa un cambio abrupto en la intensidad de la anomalía en el contacto entre el aluvión y las rocas de la Formación Cañada María (entre la región C1 y C2), el mismo efecto puede observarse en el perfil *regional O-E* de la figura 4.4a entre la región R1 y R2. Esta situación no se repite en las zonas A1 y B1 de los perfiles *local A* y *local B* de la figura 4.3. La deconvolución de Euler del perfil *local A* (figura 4.5b) señala (en rojo) un contraste de susceptibilidad magnética para la zona A1. Por otra parte, en el perfil *local D* de la figura 4.4c, la zona D1 refleja claramente que el contraste de susceptibilidad entre las rocas de la Formación Cañada María y las de la formación Chilapa es más abrupto. Bajo este análisis se decidió asignarle una susceptibilidad magnética de 0.0007[SI] a los depósitos de la Formación Cañada María, similar a los sedimentos que integran al aluvión con un valor de 0.0005[nT]. Ya que el contacto entre estas dos últimas unidades geológicas no muestra una respuesta abrupta se agregó en la sección 4.7a, utilizando la profundidad de las soluciones de la deconvolución, un cuerpo compuesto de las rocas de la formación Chilapa. El cuerpo sería un remanente localizado al este y sobre la ladera de la formación Cañada María, que no se extiende más allá de los

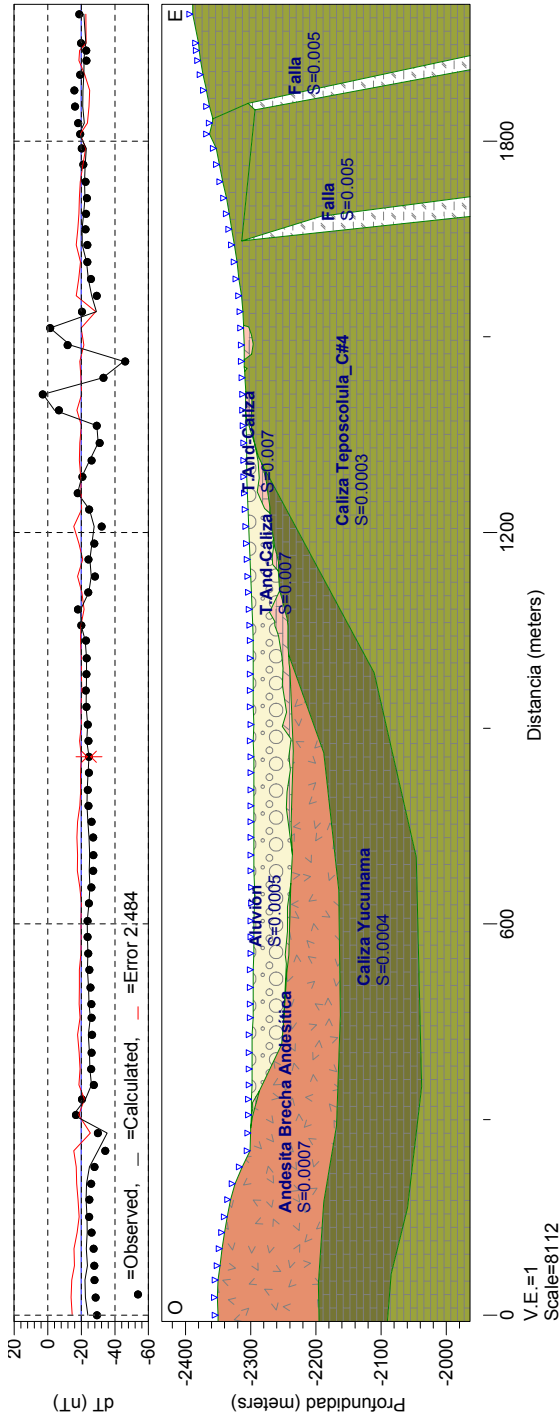
10[m] de profundidad y que posteriormente fue cubierto por los depósitos aluviales.

En la región A2 del perfil *local A* (figura 4.3a) se tienen dos anomalías suaves cuya posición de las posibles fuentes se señaló en la deconvolución de Euler (en azul) que se muestra en la figura 4.5b. Se eligió añadir en estas zona dos cuerpos de toba andesítica y caliza de la formación Chilapa, pero a una profundidad aproximada de 40[m], que sobreyacen a las andesitas de la Formación Cañada María. La extensión de estas rocas provoca el efecto observado en esta zona del perfil de anomalía y se puede observar en la parte central del perfil 4.7b.

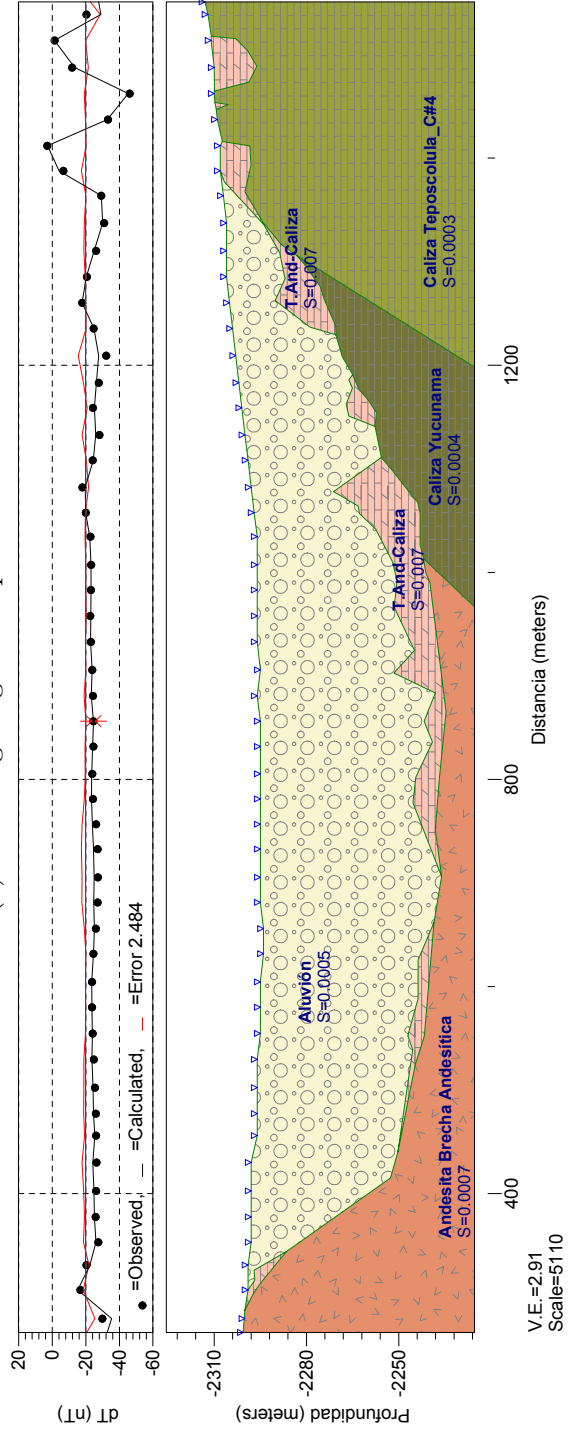
En la región A3 del perfil *local A* (figura 4.3a) la deconvolución de Euler del perfil *local A* (figura 4.5b) marca, en rosa, una serie de soluciones someras a las que se les asignó como fuente remanentes de la formación Chilapa a una profundidad de entre 20 a 35[m] como se muestra en la sección 4.7b. Ya que los materiales lacustres y volcánicos de la formación Chilapa se depositaron al poniente del anticlinal Teposcolula la secuencia cubrió el basamento sedimentario y las andesitas de la Formación Cañada María por igual, así el contacto entre las andesitas y calizas de las formaciones Teposcolula y Yucunama habría quedado cubierto por las rocas de la formación Chilapa en esta región.

En la región RM1 del perfil *Reg S-N M* (figura 4.2b) se observa el cambio de litología entre la formación Chilapa y el aluvi3n; en los primeros 400[m] del perfil de soluciones de la deconvoluci3n de Euler (figura 4.6b) se observan un par de cúmulos en forma de "vresaltados en rojo que corresponderían a pequeños dep3sitos aluviales sobre la formación Chilapa. El otro conjunto de soluciones, resaltado en verde, con una tendencia lineal cercano a la regi3n RM1 correspondería al contacto entre la formación Chilapa y el aluvi3n observado en la parte suroeste de la secci3n 4.8.

El perfil de soluciones de la deconvoluci3n de Euler (figura 4.6b) muestra soluciones resaltadas en azul a las cuales se les asignó el contacto entre el aluvi3n y la formación Chilapa a profundidad. Entre los 1000 y 1600[m] del perfil de soluciones no se observan soluciones en azul lo que se refleja en la secci3n 4.8 como la ausencia de las rocas de la formación Chilapa y el contacto directo entre las andesitas de la Formación Cañada María y el aluvi3n. Las soluciones resaltadas en verde desde el kil3metro 1.5 al final del perfil corresponderían al contacto entre el basamento sedimentario y su cobertura.



(a) Modelo geológico completo.



(b) Modelo geológico ampliado.

Figura 4.7: Modelo geológico basado en el perfil de anomalía de campo total local A.

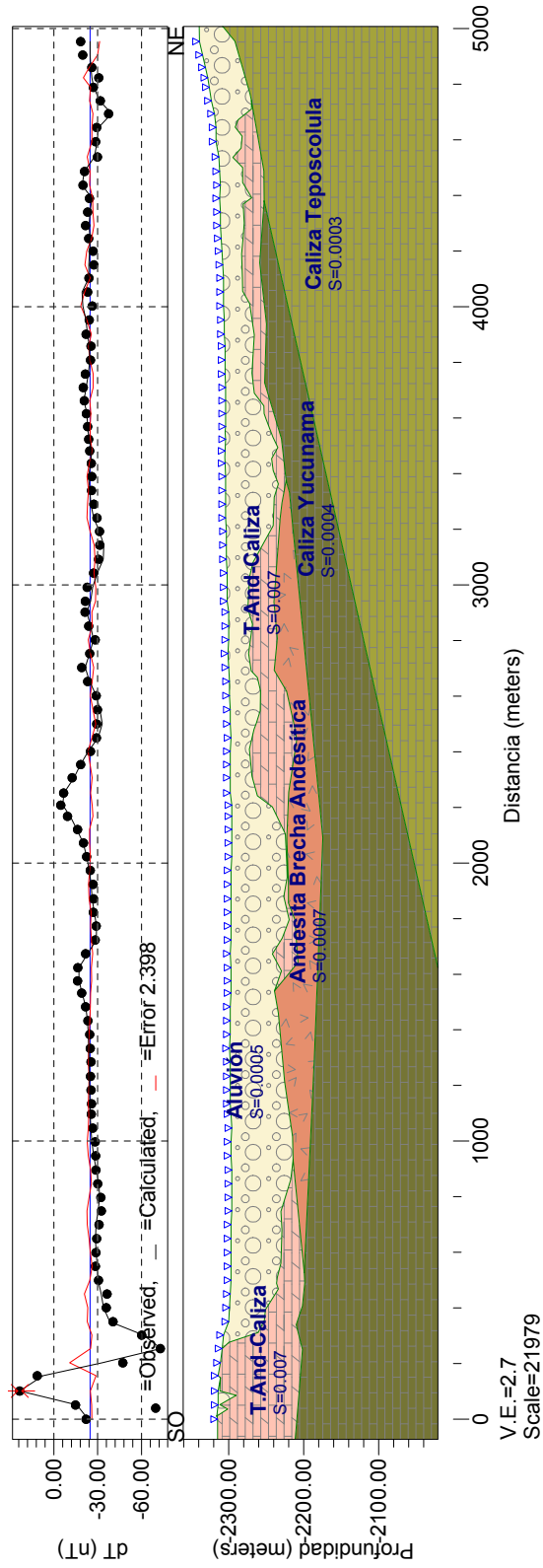


Figura 4.8: Modelo geológico basado en el perfil de anomalía de campo total *Reg S-N M sur*.

En las figuras 4.7b y 4.8 se observa a detalle la irregularidad en la base del aluvión cuyo espesor máximo es de aproximadamente 60[m] cerca del centro de la unidad.

Por otra parte, de antemano se conoce la existencia de la falla Tamazulápam en la región de estudio. También se sabe que es una falla activa que, en esta zona, separa a las calizas del este de la formación Teposcolula de las mismas calizas pero con todos los depósitos que se produjeron en el oeste. Si consideráramos a la falla como un contacto que desplaza al mismo tipo de roca entonces, conceptualmente, no se produciría anomalía magnética alguna debido a la ausencia del contraste de susceptibilidad magnética. Sin embargo, la zona de falla que se encuentra compuesta por innumerables superficies de falla frágiles e interconectadas, estrechamente espaciadas conteniendo zonas de brecha o relleno de falla. Se ha documentado que el incremento de la susceptibilidad magnética, en el relleno de la falla, podría ser la producción de nueva magnetita proveniente de silicatos o arcillas generadas por la fricción y calentamiento durante el desplazamiento de la falla (Pei et al., 2014); ya que la falla Tamazulápam es una falla activa se le asignó un incremento de susceptibilidad magnética con un valor de 0.005[SI]. Además se agregó una falla adicional ya que la región entre la falla Tamazulápam y la falla Cieneguilla, localizada 12.5[km] al este de la Cabecera Municipal de San Andrés Lagunas, es una zona de fallas correspondiente a la falla Caltepec (Diaz et al., 2008). La adición de esta segunda falla mejoró el ajuste del perfil propuesto (figura 4.7a).

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

El análisis de los perfiles de anomalía de campo total ha permitido inferir la distribución de las rocas de la Formación Cañada María, la formación Chilapa y los depósitos aluviales en la región de San Andrés Lagunas. Ha sido fundamental el uso de sistemas de información geográfica para ligar la información magnética con el contexto geológico de la zona de estudio.

La deconvolución de Euler resultó ser una herramienta útil para asistir en la interpretación debido a que, con la profundidad y dirección obtenidas, se señalaron zonas de interés que se modelaron en detalle. Sin embargo, en algunas zonas la profundidad obtenida de la deconvolución no correspondió a la utilizada en el modelo ya que, la interpolación realizada a los datos de entrada del programa, éste los tomó como información completamente real, de la misma manera se asignó un índice estructural de 1 para toda la región forzando así regiones donde debería haberse utilizado otro valor. Por esto se sugiere que en las zonas de interés, donde aún haya incertidumbre, se haga un muestreo más fino del campo magnético con el fin de evitar la interpolación y aplicar otro tipo de técnica geofísica, como sísmica, para asegurar que las profundidades obtenidas provienen de información real.

La información de los perfiles *local C* y *Reg O-E* sugiere que la susceptibilidad magnética de la Formación Cañada María es similar al aluvión, entonces el efecto magnético observado en las regiones señaladas en el perfil *local A* y entre las regiones RM1 y RM2 del perfil *Reg S-N M* correspondería a remanentes de la formación Chilapa depositados sobre las andesitas de la Formación Cañada María y el basamento

sedimentario, lo cual corresponde a la estratigrafía y a la evidencia en superficie registrada en la carta geológico-minera donde, al sureste de la Cabecera Municipal de San Andrés Lagunas, aflora sobre las calizas de la formación Teposcolula un paquete de rocas de la formación Chilapa. Se estimó que el espesor de los depósitos aluviales es de 60[m] en su parte más profunda; la superficie donde se comenzaron a depositar los sedimentos terrígenos no sería suave como se muestra en la carta geológico-minera sino una superficie irregular debida a los remanentes de la formación Chilapa.

En uno de los modelos geológicos propuestos la falla Tamazulápam se muestra como una zona de falla cuyo relleno tendría una susceptibilidad magnética mayor a la de la Formación Teposcolula y causa el efecto magnético al este del perfil de anomalía. La presencia de una segunda falla correspondería con la información geológica que expone a la región comprendida entre la falla Tamazulápam y la falla Cieneguilla como una zona de fallas normales y laterales derechas. No se establece el carácter de esta segunda falla en el modelo geológico, en otras palabras, podría tratarse de una falla o fractura más local y no regional como la falla Tamazulápam.

Los modelos geológicos propuestos ofrecen un panorama más detallado de la estructura del subsuelo, sin embargo, al haberse realizado únicamente y de forma directa a partir de datos magnéticos se tiene incertidumbre. Un modelo de inversión de la información magnetométrica produciría un modelo geológico más confiable, pero se sugiere realizar una inversión conjunta, por ejemplo con datos de gravedad, para obtener una estimación más apegada a la realidad del subsuelo.

Aún así, los resultados obtenidos establecen una base más sólida que la de únicamente datos geológicos, ya que con el método magnetométrico es posible cubrir grandes regiones y adquirir una gran cantidad de información en poco tiempo, lo que permite generar distintos perfiles o mapas geológicos. Resulta claro que el modelo geológico creado a partir de un levantamiento magnético está elaborado de forma cuantitativa, porque mide *in situ* una propiedad asociada a la geología, mientras que el modelo geológico del SGM es un modelo cualitativo elaborado con la información de la carta geológica, la cual se basa en datos reales. Es decir que contar con ambos modelos es útil ya que en la práctica son interpretaciones complementarias.

Apéndice A

Identidades vectoriales

Sea el vector \vec{A} y la cantidad escalar u , entonces

$$\nabla \times (u\vec{A}) = (\nabla u) \times \vec{A} + u(\nabla \times \vec{A}) \quad (\text{A.1})$$

$$\int_S \vec{A} \times \hat{n} \, ds = - \int_V (\nabla \times \vec{A}) \, dv \quad (\text{A.2})$$

Apéndice B

Diagramas

B.1. Coordenadas de cuerpo y campo

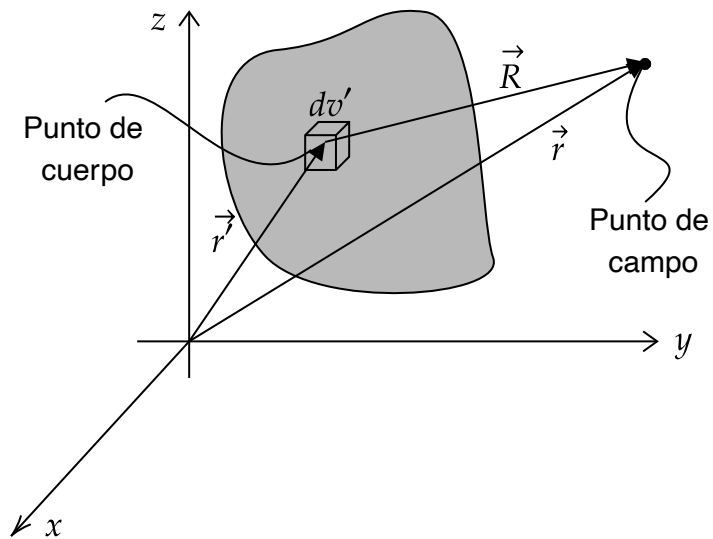


Figura B.1: Esquema para visualizar coordenadas de cuerpo y campo.

Bibliografía

- Alken, P., Thébault, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T., Brown, W., Califf, S., Chambodut, A., et al. (2021). International geomagnetic reference field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(1):1–25.
- Ball, D. (2006). *Field Guide to Spectroscopy*. SPIE, Bellingham, Wash.
- Blakely, R. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge England New York.
- Burger, H. (2006). *Introduction to Applied Geophysics : Exploring the Shallow Sub-surface*. W.W. Norton, New York.
- CONAGUA (2020). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Miahuatlán (2005), Oaxaca*. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/oaxaca/DR_2005.pdf.
- Díaz, A., Álvarez, S. A. A., and Samaniego, A. F. N. (2008). Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 25:494–516.
- Durrheim, R. and Cooper, G. (1998). Euldep: a program for the euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Computers Geosciences*, 24(6):545–550.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., and Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:83 – 109.

- Griffiths, D. (2013). *Introduction to Electrodynamics*. Pearson, Boston.
- Hernandez-Quintero, E., Cifuentes-Nava, G., Cabral-Cano, E., Fucugauchi, J., Chavez, R., Correa-Mora, F., Ricardo, B., and Ramírez, J. (2000). A new permanent geomagnetic station at Colima Volcano observatory, Mexico. *Geofísica Internacional*, 39.
- Hé Hernández Quintero, E., Nolasco Chávez, H., Campos Enríquez, J., Cañon Amaro, C., Orozco Torres, A., Urrutia Fucugauchi, J., and Alvarez García, G. (1994). Evaluación preliminar del campo geomagnético de referencia internacional IGRF-1990 para México y anomalías magnéticas corticales. *Geofísica Internacional*, 33(2).
- INEGI (2010). *Compendio de información geográfica municipal, San Andrés Lagunas, Oaxaca*. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825293093>.
- Kearey, P. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science, Malden, MA.
- Lee, Y. (2013). *Introduction to Engineering Electromagnetics*. Springer, Berlin New York.
- López-Ticha, D., y Petroleros, A. M. d. G., et al. (1985). Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco. *Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros*, 37:49–92.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pei, J., Li, H., Wang, H., Si, J., Sun, Z., and Zaizheng, Z. (2014). Magnetic properties of the Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling Project Hole-1 (WFSD-1), Sichuan Province, China. *Earth, Planets and Space*, 66.
- Reid, A. B., Ebbing, J., and Webb, S. J. (2014). Avoidable euler errors – the use and abuse of euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62(5):1162–1168.

- Robinson, E. (1988). *Basic Exploration Geophysics*. Wiley, New York.
- SECOFI (1998). *Informe de la carta geológico-minera y geoquímica Zaachila E14-12, Oaxaca*. https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/CartografiaWeb/T201998SARL0001_01.PDF.
- SGM (2018). *Carta geológico-minera Tamazulápam E14-D25, Oaxaca*.
- SISPLADE (2017). *Plan Municipal de Desarrollo 2017-2019, San Andrés Lagunas, Oaxaca*. http://sisplade.oaxaca.gob.mx//BM_SIM_Services/PlanesMunicipales/2017_2018/093.pdf.
- Telford, W. M. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge England New York.
- Wangsness, R. (1986). *Electromagnetic Fields*. Wiley, New York.