



BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

**FACULTAD DE INGENIERÍA
COLEGIO DE INGENIERÍA GEOFÍSICA**

**ANÁLISIS AEROMAGNÉTICO PARA LA IDENTIFICACIÓN
DE DIQUES PIROCLÁSTICOS DE LA IGNIMBRITA PANALILLO
INFERIOR, SIERRA DE SAN MIGUELITO, SAN LUIS POTOSÍ.**

TESIS QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE LICENCIADA EN INGENIERÍA GEOFÍSICA

PRESENTA

KARLA RUBÍ JUÁREZ MORALES

DIRECTOR EXTERNO:

Dra. JOSELIN DE LOURDES ALMAGUER RODRÍGUEZ

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ- INSTITUTO DE GEOLOGÍA
(UASLP-IG)

DIRECTOR INTERNO:

M.C. JOSE SERRANO ORTIZ

PUEBLA, PUEBLA

Noviembre 2023





Oficio No. SAC/0781/2023

**C. Karla Rubí Juárez Morales -201317557-
Pasante de la Licenciatura en Ingeniería
Geofísica
Presente.**

En atención al Tema de Tesis que puso Usted a consideración de la Coordinación de Área y de esta Secretaría Académica en coordinación con la Dirección de ésta Facultad de Ingeniería, dentro del marco de Titulación por Examen Profesional, como medio de Titulación se dio revisión y se ha autorizado el tema denominado:

“ANÁLISIS AEROMAGNÉTICO PARA LA IDENTIFICACIÓN DE DIQUES PIROCLÁSTICOS DE LA IGNIMBRITA PANAMILLO INFERIOR, SIERRA DE SAN MIGUELITO, SAN LUIS POTOSÍ”

Por lo anterior hago de su conocimiento que se asigna como Asesor de tema al Mtro. José Serrano Ortiz.

Sin más por el momento, le envío la seguridad de mi consideración más distinguida.

Atentamente

“Pensar bien para vivir mejor”

H. Puebla de Z. a 21 de abril de 2023.

**M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director**



**M'ACGZ/M'VGL/barv
C.c.p. Archivo**

Facultad
de Ingeniería

Bld. Valsequillo y Av. San Claudio
s/n, edif. ING - 4, Col. San Manuel,
Ciudad Universitaria,
Puebla, Pue. C.P. 72570
222 229 55 00 Ext. 7610

M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director de la Facultad de Ingeniería
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla
Presente.

El que suscribe: Mtro. José Serrano Ortiz, asesor del tema de tesis:

“ANÁLISIS AEROMAGNÉTICO PARA LA IDENTIFICACIÓN DE DIQUES PIROCLÁSTICOS DE LA IGNIMBRITA PANAMILLO INFERIOR, SIERRA DE SAN MIGUELITO, SAN LUIS POTOSÍ”

Presentada por la C. Karla Rubí Juárez Morales -201317557-, pasante del Colegio de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No. SAC/0781/2023 con fecha de emisión 21 de abril de 2023, me permito informar a Usted que después de haber revisado cuidadosamente el contenido temático, metodología, redacción y ortografía de la tesis correspondiente, no tengo inconveniente en autorizar la impresión del mismo.

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi más atenta y distinguida consideración.

Atentamente
“Pensar bien, para vivir mejor”
H. Puebla de Z. a de 24 de abril de 2023



Mtro. José Serrano Ortiz
Asesor de Tema

M'JSO/BARV
C.c.p. Archivo

Los malos trances hacen al hombre sabio, más enseña la adversidad que la prosperidad.

失敗は成功のもと

Proverbio Japon

Dedicatorias

A:

-Dios, el ser divino en el que yo creo gracias por regalarme la vida, por permitirme salir adelante a pesar de los obstáculos y enseñarme tu divinidad para seguir adelante.

-Mi persona favorita, la cual me inspiro a llegar a este logro, la persona que no me dio la vida pero que si forjo mi vida, a mi super héroe sin capa, mi mayor ejemplo a seguir: mi Abuelito Agustín, gracias por darme lo necesario e incluso más de la cuenta, gracias a ti que cuidaste de mi desde pequeña que me trataste como una hija más, que incluso sufriste algunos desvelos por mí, gracias por educarme de la forma en que lo hiciste, gracias por los regaños y por las limitaciones, esto es para ti y por ti, me diste un apoyo incondicional que nadie me brinda, yo sé que tú te has sentido orgulloso de mi desde siempre, gracias por confiar en mí y por ayudarme hasta el último paso de este proceso, espero nunca te falle, por que tu si creíste en mi en cada momento gracias por todo; un abrazo hasta lo más alto del cielo espero cumplir todo lo que algún día soñaste para mí. Te quiero Abuelito.

Agradecimientos

A mi alma mater, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla por permitirme forjar mis estudios en ella, un honor pertenecer a la máxima casa de estudios en Puebla.

A mi director externo, Dra. Joselin de Lourdes Almaguer Rodríguez gracias infinitas por aceptar apoyarme en esta travesía llamada tesis, por la paciencia y las enseñanzas para entender mejor cada capítulo, por animarme a explorar cada programa de geofísica, para tener la iniciativa de hacer los procedimientos sin esperar que alguien me enseñe a usarlos, gracias por enseñarme a que existe una manera de siempre mejorar cualquier cosa, gracias por instruirme que una licenciatura no basta, e impulsarme a seguir con la maestría y mil gracias por siempre tener una atención alegre conmigo admiro la dedicación y entusiasmo que pone en cada una de las cosas que realiza, extendiendo mi gratitud hacia usted por las clases extras cuando no me acordaba de algo o no lo sabía y sin duda alguna es un gran ejemplo a seguir gracias infinitas.

A mi director interno, gracias por el apoyo brindado en la finalización de este trabajo, por sus observaciones y correcciones para un mejor resultado.

A mis sinodales el M. C. José Luis González Guevara y a el Ing. Manuel Conrado Uribe Arriaga por las aportaciones y disposición para realizar corrección de este trabajo.

A cada uno de mis profesores, que transmitieron sus conocimientos para mi formación en esta licenciatura.

A mis amigos de la Universidad, Andy, Javi, Sara, Chucho, Briss, Kevin, gracias por hacer menos pesada la vida universitaria, por los desvelos, por las fiestas, por los abrazos y por las tristezas juntos, gracias de todo corazón

A mis amigos de las prácticas profesionales, Cristina, Teno, Anaya, Yarib, Meléndez, Marla, Ana, Soni, con ustedes hice conexión desde el primer momento gracias por las fiestas en SLP, por las comidas callejeras, por ser mis rumies, por las horas de trabajo en el laboratorio, gracias por todo.

A mi mejor amiga del universo, que se convirtió en mi hermana Lizet, me alentaste en cada momento, recuerdo tu voz repitiendo una y mil veces lo fuerte que era para no dejarme vencer por unas simples palabras. Gracias por decirme que no me podía rendir porque yo era tu admiración como estudiante, te amo infinitamente.

A mis fieles acompañante de 4 patas mis amores perrunos Poppy y Bambino ellos que fueron mis compañeros en los desvelos causados durante la vida universitaria, mi alegría de todos los días una lástima que se me adelantaron al cielo antes de ver concluida esta etapa, gracias por su amor incondicional mis fieles amigos y compañeros de vida.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo se centra en el propósito de caracterizar las anomalías magnéticas asociadas a diques volcánicos relacionados a fallas estructurales de transtensión desarrollados en la cuenca tipo *pull-apart* donde se originó el volcanismo explosivo final de la Sierra de San Miguelito en San Luis Potosí, se realizó un estudio aeromagnético, obtenido del Instituto de Geología de La Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP-IG).

Se procedió a generar una serie de mapas a partir de diversos algoritmos matemáticos como son: Baranov y Naudy (1964) mejor conocido como Reducción al polo; Henderson y Zietz (1949) o Derivadas Verticales; Henderson (1970) o Continuaciones Analíticas; Nabighian (1972 y 1974) también conocida como Señal Analítica, y Susceptibilidad Aparente, las cuales permiten eliminar altas frecuencias asociadas a ruido y destacar bajas frecuencias asociadas con información de fondo.

Estos mapas nos permitirán identificar, áreas de alto gradiente magnético para definir lineamientos magnéticos asociados a posibles zonas de debilidad geológica.

En este estudio, para lograr la determinación geofísica de los diques encontrados a superficie y su extensión a profundidad, se realizó una comparación de distintos filtros matemáticos aplicados a datos aeromagnéticos en la zona de estudio. Se efectuó un análisis comparativo con resultados obtenidos donde se dedujo modelo geofísico-geológico enfocado a las estructuras de origen volcánico como son los diques piroclásticos de la ignimbrita panalillo inferior de la Sierra de San Miguelito en San Luis Potosí.

Para la obtención de las profundidades se utilizaron 2 métodos de estimación: Deconvolución de Euler, la cual emplea gradientes para localizar límites y cuerpos; y Deconvolución de Werner, el cual utiliza respuestas magnéticas de cuerpos geológicos.

Con los resultados obtenidos, se realizó un modelo integral 3D, el cual permitió determinar y caracterizar con una mayor precisión las anomalías magnéticas identificadas en la zona de estudio.

ABSTRAC

The objective of this work focuses on the purpose of characterizing the magnetic anomalies associated with volcanic dikes related to structural transtension faults developed in the pull-apart basin where the final explosive volcanism of the Sierra de San Miguelito in San Luis Potosi originated. An aeromagnetic study obtained from the Institute of Geology of the Autonomous University of San Luis Potosi (UASLP-IG) was carried out.

We proceeded to generate a series of maps from various mathematical algorithms such as Baranov and Naudy (1964), better known as Pole Reduction; Henderson and Zietz (1949) or Vertical Derivatives; Henderson (1970) or Analytical Continuations; Nabighian (1972 and 1974) also known as Analytical Signal, and Apparent Susceptibility, which allow us to eliminate high frequencies associated with noise and highlight low frequencies related to background information.

These maps will allow us to identify areas of the high magnetic gradient to define magnetic lineaments associated with possible zones of geological weakness.

In this study, a comparison of different mathematical filters applied to aeromagnetic data in the study area was carried out to determine the geophysical determination of the dykes found at the surface and their extension at depth. A comparative analysis was carried out with results obtained where a geophysical-geological model oriented to pyroclastic dikes of the Panalillo Inferior ignimbrite of the Sierra de San Miguelito in San Luis Potosí was deduced.

With the results obtained, an integral 3D model was created, allowing us to determine and characterize the magnetic anomalies identified in the study area with greater precision.

Contenido

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1. Introducción	1
1.2 Planteamiento del problema	2
1.3 Justificación	2
1.4 Objetivos.....	2
1.4.1 Objetivo General	2
1.4.2 Objetivos específicos	2
1.5 Antecedentes.....	3
1.6 Ubicación del área de estudio.....	5
CAPÍTULO 2. PRINCIPIOS FÍSICOS.....	6
2.1 Introducción	6
2.1.1. Método Magnético.....	6
2.1.2. Conceptos Básicos.....	6
2.1.3 Campo Magnético Terrestre.....	8
2.1.4. Variaciones del Campo Magnético Terrestre	9
2.1.4.1 Variaciones externas	9
2.1.4.2 Variaciones internas.....	11
2.1.5. Elementos del campo magnético terrestre	12
2.2. Relación entre inducción magnética (B) y fuerza de campo magnético.....	13
2.3. Momento Magnético	15
2.4. Propiedades magnéticas de las rocas	16
2.4.1 Magnetización inducida y remanente	16
2.4.2 Magnetización remanente natural en las rocas	17
2.4.3 Susceptibilidad	18
2.5. Descripción del ciclo de histeresis	23
2.6. IGRF	25
2.7. Anomalías magnéticas.....	26
2.8. Levantamientos magnéticos	27
2.8.1 Aeromagnetometría.....	27

2.8.1.1 Correccion de datos Aeromagneticos	29
2.8.2 Reducción de datos magnéticos.	32
2.8.3 Filtrado de datos magnéticos	32
2.8.3.1 Reduccion al polo.....	33
2.8.3.2 Señal analitica	34
2.8.3.3 Continuacion de campos	34
2.8.3.4 Derivada vertical (direccion z)	35
2.8.3.5 Angulo de inclinacion (tilt angle).....	36
2.8.4 Métodos para la estimación de la profundidad de fuentes magnéticas .	37
2.8.4.1 Localizacion y profundidad de anomalias geofisicas estimacion de Wenner	37
2.8.4.2 Deconvolucion de Euler.....	48
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO	42
3.1 Geología regional.....	42
3.1.1 Mesa Central.....	42
3.1.2 Campo Volcánico de San Luis Potosí	43
3.2 Geología Local.....	45
3.2.1 Complejo volcánico Sierra San Miguelito	45
3.3. Geología estructural y tectónica.....	47
3.3.1 Evento tectónico de transcurrencia en Porción central y oriental de la MC.	47
3.3.2. Provincia Cuencas y Sierras (Basin and Range).....	49
3.3.3. Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes	52
3.4. Diques piroclásticos de la zona de estudio	53
3.4.1. Descripción de diques.	54
3.4.2. Modelo de emplazamiento de diques compuestos.....	55
3.4.3. Evolución de los diques de la zona de estudio.....	56
CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA.....	58
CAPÍTULO 5. PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	60
5.1 Campo Magnético Residual (CMR)	60
5.2 Reducción al Polo.....	62

5.3 Primera derivada en dirección Z (1aDz)	64
5.4 Lineamientos Aeromagnéticos.....	65
5.5 Deconvolución de Euler	68
5.6 Deconvolución de Wenner	73
5.7 Propuesta de modelo 3D	75
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES.....	77
RECOMENDACIONES	78
BIBLIOGRAFÍA	79

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación del área de estudio en CVSSM.	5
Figura 2.1. Ilustración grafica de la representación de las líneas de campo Geomagnético.....	8
Figura 2.2 La emisión continua de un gas ionizado, llamado viento solar, llena todo el espacio interplanetario afectando a la tierra, ocasionando así variaciones magnéticas diurnales.....	10
Figura.2.3 Representación de los elementos del campo magnético (Torres Gaytán, 2013).....	12
Figura 2.4 Momento magnético figura modificada Butler, (1991).....	15
Figura 2.5 Diferentes formas de magnetización. Las flechas negras representan el campo magnético aplicado y las flechas vacías la magnetización resultante del material bajo la influencia del campo aplicado.	22
Figura 2.6 Ciclo de histeresis para materiales ferromagneticos	24
Figura 2.7 Valores de declinación, inclinación e intensidad del campo magnético terrestre 2015, obtenido de la NOAA	26
Figura 2.8 Diagrama que representa el error causado por la diferencia entre la posición del GPS y el sensor (Celestino Olivares, 2019).	30
Figura 3.2. CVSLP fragmentado en sus complejos, mismos que se dividen en unidades geológicas tomado de Tristán-González et al., 2009.....	44
Figura 3.3 Ubicación de la Ignimbrita Panalillo Inferior en el CVSSM(Valtierra Saldivar, 2016)	46
Figura 3.4. Extremo meridional de la provincia tectónica Cuencas y Sierras, un área extensa de la Cordillera Norteamericana que ha experimentado tectónica distensiva en el Cenozoico medio y tardío. Actualmente abarca en forma continua desde el SW de Canadá hasta el límite de la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana. (Aranda-Gomez, Henry, & Luhr, 2000).....	50
3.5. Mapa de la Topografía con diques encontrados en zona de estudio	53
Figura 5.1 Mapa de la configuración del Campo Magnético Residual.....	61
Figura 5.2 Mapa del campo Magnético Reducido al Polo	62
Figura 5.3 Mapa del campo Magnético Reducido al Polo con continuación ascendente a 100m.....	63
Figura 5.4 Mapa del campo Magnético Reducido al Polo con continuación ascendente a 100m aplicando primera derivada en dirección Z	64

Figura 5.6 Diagrama de Rosas de los Lineamientos de la 1aDz ascendida a 100.
..... 66

Figura 5.8 Diagrama de rosas de los lineamientos aeromagnéticos de Derivada Tilt
..... 67

Figura 5.9; diagrama A) Solución de Euler profunda (-2064 a -450); diagrama B)
Solución de Euler media (-451 a 600); diagrama C) Solución de Euler somera (601
a 1435); diagrama D) Solución de Euler de la zona de estudio con sus diferentes
profundidades..... 70

Figura 5.10; Diagramas Solución de Euler con índice Estructural 0.5..... 72

Figura 5.11 Estimación de Profundidades con deconvolución de Werner en perfiles
horizontales en zona de estudio..... 73

Figura 5.12 Modelo 3D con los componentes de los procesos realizados para esta
Tesis..... 75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Descripción de las componentes del campo magnético terrestre.....	13
Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas de rocas y minerales. (Telford, 2004)	19
Tabla 3 Recopilación de Susceptibilidades Magnéticas en el Sistema Internacional	23
Tabla 4. Valores de índices estructurales y su relación con las formas de cuerpos geológicos	41

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

La Ignimbrita Panalillo Inferior constituye una unidad geológica del Campo Volcánico de San Luis Potosí, es una secuencia de flujo de caída, flujos sin soldar y oleadas piroclásticas, estos flujos de ceniza son abundantes en líticos y pómez, su espesor varía entre 40 y 150 m (López-Loera y Tristán -González, 2013).

La Sierra de San Miguelito es un complejo montañoso, dicha sierra se localiza en el Estado de San Luis Potosí, al suroeste de la ciudad capital, teniendo una superficie total de aproximadamente 81,565.27 has y cubriendo un área de 2650 km²

La fisiografía de la SSM es variada presentando valles amplios, lomeríos y algunas cimas, siendo la altitud máxima reportada de 2870 msnm. Dicho complejo pertenece localmente al Campo volcánico de San Luis Potosí (CVSLP)

El Campo Volcánico De San Luis Potosí se encuentra en la porción meridional de la Sierra Madre Occidental (SMOc), y en la parte sur de del Estado de San Luis Potosí, se conforma por rocas de composición intermedia a básicas (andesitas y basaltos) y de intermedias a félsicas (dacitas a riolitas), se definieron varios complejos volcánicos asociados a derrames de lavas y flujos piroclásticos de diferentes composiciones.

Con los métodos geofísicos se pueden explorar zonas sin acceso para el ser humano, estos métodos dan información sin hacer perforaciones de altos costos. Existen gran variedad de métodos geofísicos los cuales aprovechan propiedades físicas de las rocas, las investigaciones geofísicas son hojas de datos (números) de la cual se requiere una interpretación.

El método magnético se basa en la detección de variaciones del campo magnético, debido a la presencia de estructuras subsuperficiales, las anomalías que se miden son debidas a la imantación inducida o remanente de los materiales. Posteriormente se procesan los datos obtenidos que arrojan información sobre los cuerpos que generan las perturbaciones locales, llamadas anomalías y con esto se genera un modelo donde se corrobore la existencia de dichas estructuras o se propone la presencia de diferentes anomalías magnéticas.

1.2 Planteamiento del problema

La Ignimbrita Panalillo inferior cuenta con trabajos previos geológicos-estructurales (Soto, 2015), sin embargo, no cuenta con un estudio geofísico con el cual permita corroborar la presencia de diques piroclásticos y saber su extensión y profundidad para así determinar su posible relación a un sistema de fallas extensionales o transpresionales, que dieron origen a estructuras volcánicas.

1.3 Justificación

Estudios previos, en su mayoría geológicos estructurales, determinan posible fallamiento al cual estuvo sometido el área de interés, sin embargo, mediante el análisis geofísico que se propone, determinaremos las zonas con mayor presencia de diques piroclásticos, lo cual nos permite analizar las zonas mayormente afectadas a los esfuerzos de tensión y comprender la génesis de dichas estructuras geológicas de magnitud significativa (como es dique Juachin); para determinar si estos fenómenos de tensión tienen tendencias preferenciales que puedan influir en alguna manera al fenómeno de subsidencia en el valle de San Luis Potosí y determinar si la zona es apta para futuras construcciones residenciales en un futuro cercano.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Realizar la caracterización Geofísica de la Ignimbrita Panalillo Inferior de la Sierra de San Miguelito, San Luis Potosí, para identificar estructuras geológicas tales como diques piroclásticos a través de la obtención e interpretación de datos con magnetometría aérea.

1.4.2 Objetivos específicos

- Determinar geometría de cuerpos volcánicos a partir de la caracterización geofísica, mediante un análisis de datos aeromagnéticos con distintas técnicas y filtros matemáticos, para establecer posible relación con el fallamiento local del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM)
- Mediante el análisis de Deconvolución tanto de Wenner como de Euler, estimar profundidad de anomalías magnéticas asociadas a los cuerpos, para generar modelo 3D de los diques piroclásticos del CVSSM.

1.5 Antecedentes

Los trabajos que se han realizado en esta zona principalmente han sido de carácter Geológico, enfocándose en su cartografía, estructura y caracterización de las rocas que conforman esta zona.

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1979) realizaron cartografía por primera vez de la Hoja Tepetate, donde describieron unidades volcánicas formadas durante el Oligoceno, gracias a sus características físicas y texturales: Riolita San Miguelito, Ignimbrita Cantera, miembro superior e inferior de Riolita Panalillo y Basalto La placa, citando que las fuentes principales de la Riolita San Miguelito se originaron en el Cerro Grande y el Cerro del Potosí, elaboraron columna estratigráfica de la región y definieron su estructura que es controlada por fallas normales.

Labarthe-Hernández et al (1982) efectuaron revisión estratigráfica del Cenozoico, en la parte central y sur-suroriental del estado de San Luis Potosí dando por primera vez nombre de CVSLP, donde definieron secuencia de rocas volcánicas félsicas de la serie calcialcalina, flujos extensos de ceniza riolítica, derrames de lava riolíticos y riolitas relacionadas al ambiente tectónico extensional, estudiaron estructuras principales como grabens depresiones tectónicas y calderas asociadas a tectónicas extensionales, estas formaciones sucedieron después de la extrusión de la mayoría de rocas volcánicas, justo antes del depósito volcanoclástico de Riolita Panalillo.

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1993) hacia la porción noroccidental de la Sierra de San Miguelito, realizaron cartografía geológica del domo Cerro Grande, enfocándose en caracterizar partes que componen al domo, localizando zona fuente en parte alta del cerro Grande, que consiste el flujo con foliaciones de riolitas desvitrificadas fluidal y lóbulos distales aproximando que tiene diámetro de 10 Km. El desarrollo y evolución del Domo cerro Grande fue con actividad piroclástica inicial, extrusión de lava, originando brechas de desintegración.

Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1994) hacia la porción sur-oriental de la zona, documentaron evolución y parte que componen al domo del cerro El Potosí, principalmente la Riolita San Miguelito definiendo procedencia de flujos piroclásticos de la Ignimbrita Cantera y en general la estructura geológica de la porción suroriental de la Sierra de San Miguelito, donde examinaron que la Unidad se acuña en laderas del domo Cerro Grande.

Xu et al. (2004) estudiaron el mecanismo del sistema de fallas normales en la sierra de San Miguelito, donde determinaron génesis de la rotación y estimar esfuerzo extensional, logrando demostrar con evidencias que la rotación de cuerpo rígido no es el principal mecanismo de deformación de las fallas en la región, proponiendo una cizalladura vertical o inclinada, acomodada por deslizamiento de fallas menores como mecanismo de alteración en los bloques.

Torres-Hernández et al (2006), observaron serie de diques piroclásticos emplazados en fallas normales formados durante el Oligoceno medio, pertenecientes al Campo Volcánico de San Luis Potosí, dichos diques se originaron en los arroyos El Juachin y Las Cabras; que fueron correlacionados con flujos de ceniza del miembro Inferior de Riolita Panalillo por composición mineralógica de material que rellena los diques y depósitos superficiales el acomodo de material es en forma tabular a paralelas del conducto debido a esto se propone modelo genético de emplazamiento.

Xu et al. (2008) examinaron dirección de trazas de fallas y ejes mayores de los domos volcánicos del oligoceno presentando la evolución geométrica de las fallas normales localizadas al sur-poniente de la Mesa Central, concluyendo que la inclinación de las capas fue controlada por la rotación del bloque de la falla con actividad continua, donde factores principales entre el desplazamiento máximo y la longitud de la traza fue la interacción y acoplamiento de segmentos de fallas.

Tristán-González et al, (2009) logrando obtener nuevos fechamiento K-Ar de rocas del Campo Volcánico de San Luis Potosí, que consiste en secuencias de lavas y flujos piroclásticos, desde el Eoceno hasta el cuaternario, sintetizando trabajos de estratigrafía y estructura de dicho campo, con estos estudios lograron dividir al CVSLP en 5 complejos volcánicos, donde destaca el Campo Volcánico Sierra de San Miguelito.

Xu et al (2012) concluyeron que emplazamiento de diques piroclásticos de la Sierra de San Miguelito se debió a una especie de fracturamiento de cizalla secundaria tipo riedel, con base de cizallamiento simple.

Hernández-Quistián (2014) realizo análisis de basculamiento encontrados en los depósitos de la Ignimbrita Cantera y Riolita Panalillo Inferior, efecto del sistema de fallas normales con orientación NW-SE, con base a esto se concluyó que el basculamiento fue episódico, ocasionado por la reactivación de fallas y se corrobora emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Inferior fue en zonas puntuales de dilatación a lo largo de fallas principales, efecto de la actividad oblicua de fallas normales, con la diferencia de inclinación en los bloques de Ignimbrita Cantera concluyo que sistema de fallas presenta más comportamiento listrico en dominio.

Soto-Velasco (2015) analizo los diques piroclásticas de la Ignimbrita Panalillo Inferior en porción central del CVSSM, donde examino que conductos del piroclástico se emplazaron diques de lava riolítica y en algunas zonas desarrollaron domos riolíticos pequeños, llamados “diques compuestos”, llego a conclusión que Ignimbrita Panalillo Inferior fue emitida utilizando a las fallas de la extensión como conducto, y en consecuencia de una etapa previa de transtension que origino conductos donde fue emplazado.

1.6 Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se encuentra al surponiente de la ciudad de San Luis Potosí, localizada entre los municipios de Mexquitic de Carmona al norte, el municipio de San Luis Potosí al este y en la porción sur con el municipio de Villa de Arriaga. El área de interés está delimitada por las siguientes coordenadas UTM; límite superior derecho 289296.00 m E, 2448500.00 m N; límite superior izquierdo 273898.00 m E, 2448497.00 m N; límite inferior izquierdo 274032.00 m E, 2442235.00 m N; límite inferior derecho 289294.00 m E, 2442300.00 m N.

La zona de estudio abarca un área de 96.11 Km², la principal vía de acceso es la Carretera Federal No 80 con rumbo a Guadalajara, dentro de nuestra zona de interés se encuentran los poblados de Pozuelos y escalerillas.

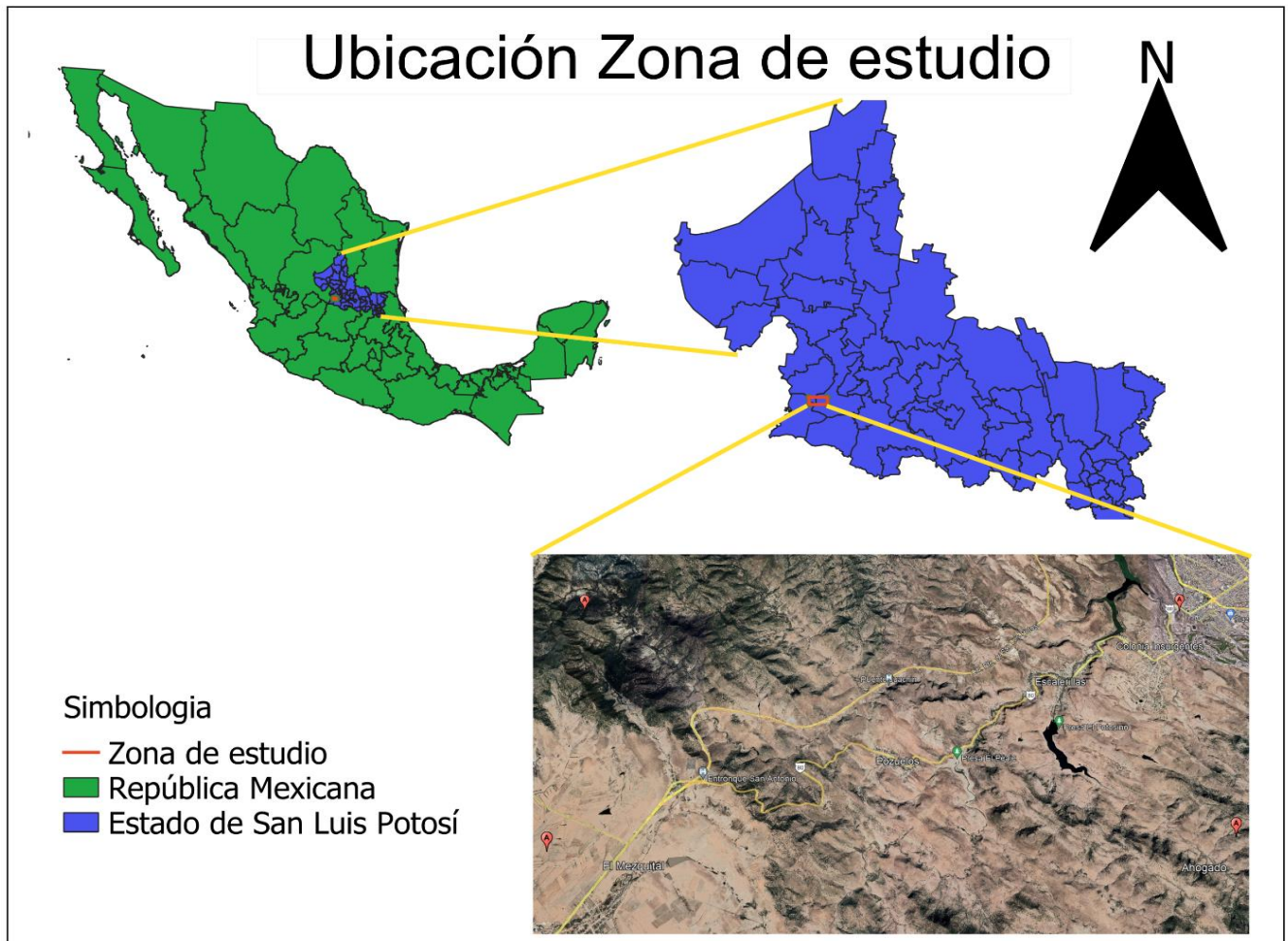


Figura 1.1 Ubicación del área de estudio en CVSSM.

CAPÍTULO 2. PRINCIPIOS FÍSICOS

2.1 Introducción

2.1.1. Método Magnético

El método magnético es una técnica de exploración Geofísica que consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y en base a ellas inferir la Geología del subsuelo.

Es importante recordar que la Tierra se comporta como un imán gigante y como todo imán, presenta líneas de fuerza magnética, las cuales salen desde el polo norte magnético y entran al polo sur magnético, como consecuencia, cualquier punto en la corteza está afectado por un campo magnético. Los levantamientos magnetométricos consisten en realizar mediciones de la intensidad del campo magnético sobre la superficie terrestre, con instrumentos denominados magnetómetros, en intervalos de distancia aproximadamente constantes a lo largo de una línea denominada perfil, es necesario que las mediciones sean lejos de fuentes que puedan generar un campo magnético de gran magnitud.

El método magnético, como todos los métodos geofísicos, es un método indirecto, el cual cabe mencionar que es de las metodologías geofísicas más antiguas. Probablemente inicia hace aproximadamente 2500 años cuando los griegos observaron que algunas rocas oscuras tenían una extraña propiedad, los objetos hechos de hierro se adherían a ella. Una aplicación realmente práctica de las rocas magnéticas se descubrió hace 1500 años por los chinos quienes observaron que un pedazo de roca suspendido podía girar horizontalmente de manera libre y siempre llegaba al reposo en la misma posición, de este modo se inventó el compás magnético o brújula (Telford et al., 1990).

La magnetometría se ha empleado como un método complementario de mapeo que tiene la capacidad de mapear unidades litológicas tales como rocas volcánicas e intrusivas y detección directa de concentración de minerales ferromagnéticos (magnetita, pirrotita, etc.), contactos y estructuras. (P.Berube, 1997).

Este método ha incrementado su utilidad en la exploración de recursos minerales, petróleo, aguas subterráneas, evaluación de riesgos naturales, cartografías de impacto, así como también en estudios de ingeniería civil y arqueología.

2.1.2. Conceptos Básicos

Campo magnético: A la zona que rodea a un imán y en el cual su influencia puede detectarse recibe el nombre de campo magnético. El campo magnético es una región del espacio en la cual se deja sentir las fuerzas magnéticas.

La existencia de un campo magnético se pone de relieve gracias a la propiedad de orientar la aguja de una brújula. El instrumento que indica la existencia de un campo magnético es el magnetómetro. Una brújula puede ser considerada como tal. (P. Berube, 1997).

Flujo magnético: llamamos flujo magnético a la cantidad total de líneas de fuerza magnética creadas por un campo magnético. Una sola línea de fuerza equivale a la unidad del flujo magnético CGS y recibe el nombre de maxwell. (P. Berube, 1997).

Sin embargo, esta unidad de flujo magnético es muy pequeña, por lo que en el Sistema Internacional se emplea una unidad mucho mayor llamada weber y cuya equivalencia es la siguiente:

$$1 \text{ weber} = 1 \times 10^8$$

$$1 \text{ maxwell} = 1 \times 10^{-8}$$

Inducción Magnética (B) : La densidad de flujo magnético o inducción magnética es el número de líneas magnéticas (flujo magnético) que atraviesan una superficie perpendicular de un cm^2 . (P. Berubé, 1997).

$$B = \mu_0 H \quad (1)$$

Donde μ_0 es igual a la permeabilidad magnética al vacío, **B** es la inducción magnética y **H** la fuerza del campo magnético

Permeabilidad magnética: denominada con la letra griega *Mu* (μ) representa un valor escalar que describe la propiedad física de una sustancia, la cual hace referencia a la capacidad que presenta un medio, cuerpo o sustancia, para atraer y hacer pasar a través de ella un flujo magnético.

La permeabilidad magnética al vacío y en el aire tiene un valor semejante, el cual se aproxima a 1, es por ello que cuando se toma el valor de permeabilidad del aire, la ecuación anterior se reduce a que la inducción magnética es equivalente a la fuerza del campo magnético (López, 2018).

2.1.3 Campo Magnético Terrestre

El Campo magnético terrestre se define como un campo vectorial donde en algún punto dentro de esta región se experimenta fuerzas de atracción o repulsión entre dos polos magnéticos de diferentes o igual signo, respectivamente (Panofski, 2005). El campo magnético terrestre se asemeja al campo magnético producido por una barra de imán, y aunque en principio este campo vectorial no pueda verse, tocarse ni sentirse de manera directa, una forma fácil y sencilla para poder observar este fenómeno es con ayuda de una barra de imán y empleando un poco de limaduras de hierro. Las limaduras de hierro al estar en contacto directo con el campo magnético generado por la barra de imán, estas se imantan y se orientan según las líneas de flujo magnético las cuales se originan en el polo norte magnético de la barra y convergen hacia el polo sur magnético, pudiéndose observar, en dos dimensiones, el campo magnético generado por un dipolo.

Precisamente, como la Tierra se comporta como un imán, exhibe líneas de campo o líneas de flujo, que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético, como se muestra en la figura 2.1

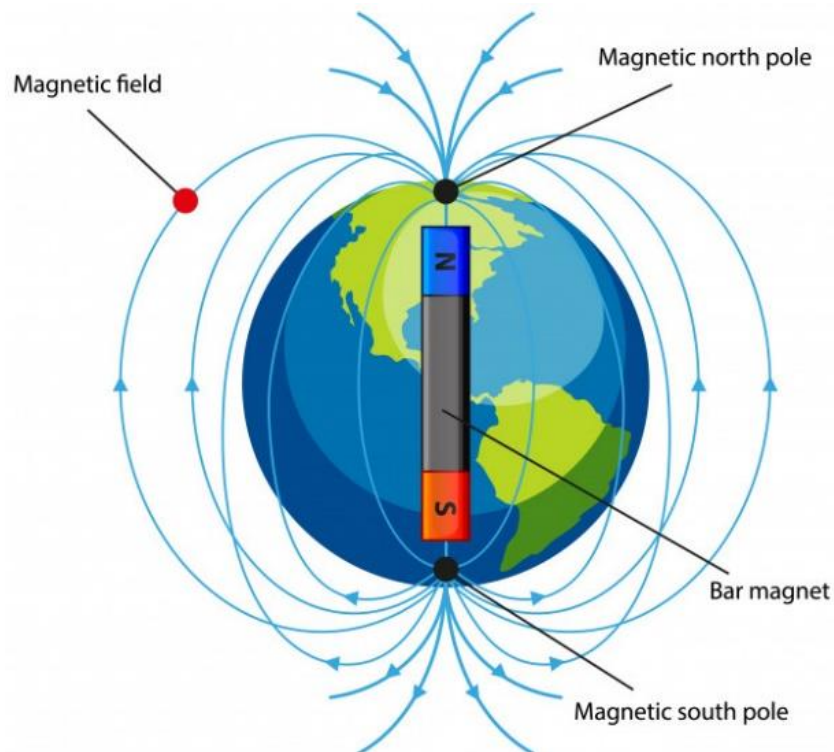


Figura 2.1. Ilustración grafica de la representación de las líneas de campo Geomagnético.

De acuerdo con Telford et al. (1990). El campo magnético terrestre es la suma de tres campos magnéticos producidos por diferentes fuentes:

- El primero de ellos es el campo principal o campo interno, producido en el interior de la tierra y que en la exploración geomagnética es conocida como Campo Regional, más adelante se explica el origen del campo principal, y del cual constituye más del 95% del campo magnético total.
- El segundo es el campo que se produce en el exterior de la Tierra y contribuye con variaciones de poca amplitud (en nT), a excepción de las tormentas magnéticas.
- Las anomalías locales son el tercer campo, causadas por cuerpos que se encuentran en la superficie terrestre o cerca de ella con amplitudes relativamente pequeñas si se les comparan con el campo principal. Estas anomalías son el centro de interés en la exploración geofísica y forman el denominado campo magnético residual CMR.

2.1.4. Variaciones del Campo Magnético Terrestre

El campo geomagnético se encuentra en constante cambio, se puede decir de un cambio que se producen desde los milisegundos hasta cientos de miles de años, normalmente los cambios que se generan en periodos de tiempo corto son producidos por efectos externos mientras que los cambios a escalas mayores desde decenas hasta miles de años son propios del interior de la Tierra.

2.1.4.1 Variaciones externas

Las variaciones en periodos cortos, como se mencionó anteriormente, son causadas por procesos ajenos al interior de la Tierra, donde la mayor actividad se presenta en la ionósfera y magnetósfera. El campo externo está afectado principalmente por la actividad que produce el sol, el viento solar emana partículas cargadas de alta energía con valores que llegan a los 6 nT, el cual interactúa con un campo terrestre denominado magnetosfera y ocasiona efectos como la variación diurna, variación estacional y tormentas magnéticas (Rosales,2016).

Las variaciones diurnas son causadas por el movimiento de rotación de la Tierra. El “Viento solar” con partículas cargadas, tiende a distorsionar las regiones externas del campo magnético de la Tierra y a ionizar una parte de la atmosfera, como se muestra en la figura 2.2 La rotación diaria de la Tierra dentro de esta distorsión referida al sol conduce a corrientes ionosféricas al planeta en la parte más cercana al Sol y un consiguiente ciclo diario de variación en el campo magnético (Reeves, 2005).

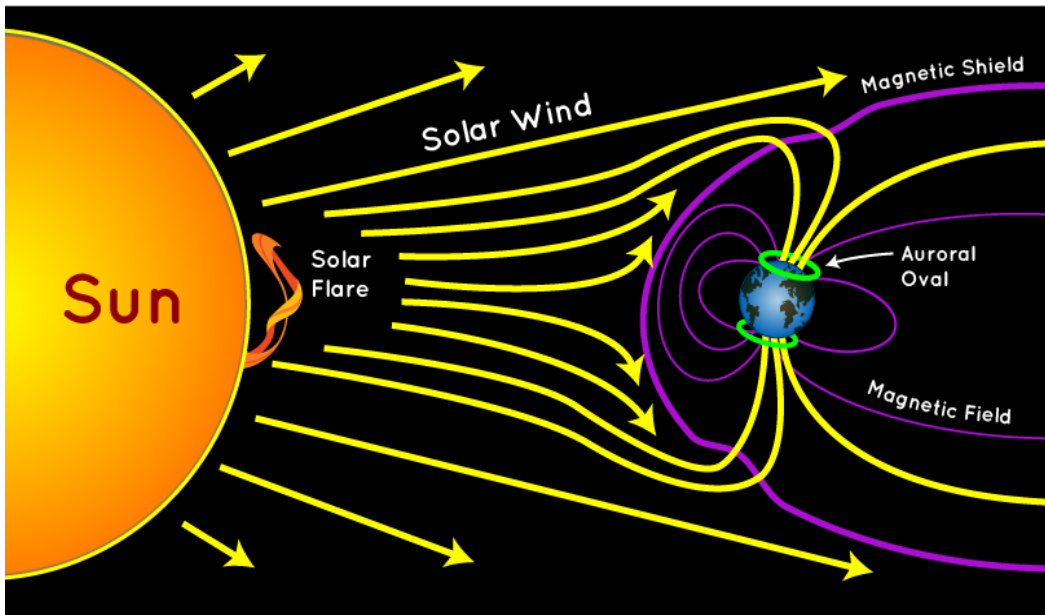


Figura 2.2 La emisión continua de un gas ionizado, llamado viento solar, llena todo el espacio interplanetario afectando a la tierra, ocasionando así variaciones magnéticas diurnales.

Las micropulsaciones ocurren en una escala de tiempo mucho más corta que las variaciones diurnas, comúnmente durante un periodo tan breve de unos pocos segundos a minutos y si bien sus amplitudes pueden ser pequeñas, su efecto en los registros magnéticos realizados en un avión o en una estación base en el suelo es significativo. Estas pequeñas pulsaciones continuas e irregulares, las continuas son aquellas que presentan una forma casi sinusoidal con variaciones continuas y rápidas con periodos que van de los 0.2 a 100 segundos, mientras que las pulsaciones irregulares son las que no presentan una variación uniforme y se manifiestan de manera impulsiva (Jacobs, 1970).

Por otra parte, las tormentas magnéticas o variaciones temporales se caracterizan por periodos de niveles mucho más altos de variaciones magnéticas que los explicados anteriormente, generalmente relacionados a las intensas eyecciones de partículas ionizadas provenientes del viento solar, las cuales interactúan con el campo magnético terrestre transmitiendo energía a la magnetosfera. Las variaciones violentas pueden llegar a ser de varios cientos de nT, comenzar de manera repentina y continuar por periodos superiores a 24 horas (Reeves, 2005).

2.1.4.2 Variaciones internas

Los cambios del campo geomagnético que ocurren en intervalos de tiempo mayores a un año producidas desde el interior de la Tierra se denominan variaciones seculares. Estas variaciones son causadas por dos tipos de procesos que tienen lugar en el núcleo terrestre. El primero está relacionado con las variaciones del campo principal de un dipolo y opera con escalas de tiempo de cientos o miles de años. El segundo está relacionado con las variaciones del campo no dipolar, a escalas de tiempo menores, del orden de las decenas de años (Lanza and Meloni, 2006).

Las variaciones del campo magnético de la tierra se determinan por los resultados de los registros continuos de sus componentes en los observatorios magnéticos a lo largo de muchos años en una serie de puntos determinados, pero para el caso de variaciones del campo dipolar también pueden ser medidos en registros arqueológicos o geológicos cuando se llevan a cabo investigaciones magnéticas en muestras arqueológicas o rocas fechadas, estos últimos son calculados mediante estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos.

De acuerdo con Lanza y Meloni (2006. p.34) se puede resumir las principales características de la variación secular de acuerdo con la información relevante derivada de observaciones directas o análisis de materiales magnetizados.

Resultado de observaciones geomagnéticas en los últimos 400 años.

Una disminución media anual del momento dipolar del orden de 0.05% de su valor promedio con una aceleración considerable en los últimos 30-40 años.

1. Una precesión hacia el oeste del eje dipolar de 0.08° por año.
2. Un desplazamiento hacia el norte del dipolo del orden de 2 km por año.
3. Una deriva hacia el oeste del campo no dipolar, o de una parte de él, de $0.2-0.3^\circ$ al año, asociado con una posible deriva hacia el sur, pero no especificada.
4. Una variación de intensidad (aumento o disminución) del campo no dipolar a una velocidad media de aproximadamente 10 nT al año.

Resultados de los estudios arqueológicos y paleomagnéticos

1. La información arqueomagnética no confirma de manera clara la existencia de la deriva hacia el oeste y sugiere, por lo tanto, que no es una característica permanente de la variación secular
2. El campo fluctúa en direcciones e intensidad, aunque promediado en tiempos superiores a los 100 mil años, es dipolar, geocéntrico y está alineado con el eje de rotación de la Tierra (hipótesis GAD).

3. El campo invierte su polaridad a una velocidad que parece aleatoria. La polaridad permanece constante durante periodos de tiempo del orden de los 100mil al millón de años.

2.1.5. Elementos del campo magnético terrestre

El campo magnético de la Tierra puede expresarse como un campo vectorial, es decir, en cualquier punto sobre la superficie terrestre donde sea medido, tendrá su propia dirección y magnitud. Para describirlo completamente es necesario apoyarse en tres componentes, dos que midan la dirección y el otro la intensidad o fuerza del campo magnético, referenciado en un sistema de coordenadas ortogonales X, Y, Z como se muestra en la figura 2.3 y definición correspondiente en la tabla 1

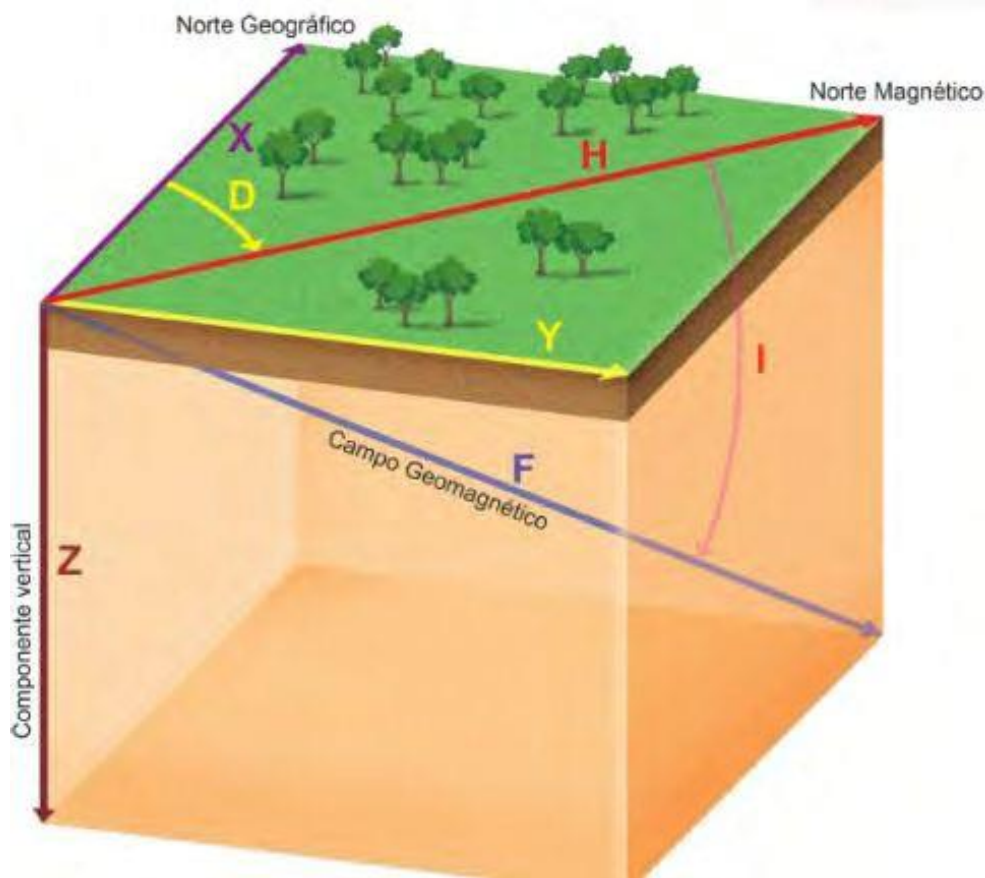


Figura.2.3 Representación de los elementos del campo magnético (Torres Gaytán, 2013).

Tabla 1. Descripción de las componentes del campo magnético terrestre

Componente	Definición
F	Intensidad total del vector de campo magnético
H	Intensidad horizontal del vector de campo magnético
Z	La componente vertical del vector de campo magnético (hacia abajo se consideran valores positivos)
X	La componente horizontal en dirección Norte del vector de campo magnético, siendo positivo en esta dirección
Y	La componente horizontal en dirección Este del vector de campo magnético, siendo positivo en esta dirección
D	Declinación magnética, definida como el ángulo entre el norte magnético (H) y el norte geográfico.
I	Inclinación magnética, definida como el ángulo entre el vector de campo magnético total y el plano horizontal XY

2.2. Relación entre inducción magnética (B) y fuerza de campo magnético

La teoría magnética clásica se basa en el concepto de que los polos magnéticos puntuales son análogos a cargas puntuales eléctricas o a masas puntuales, se asemeja a la teoría eléctrica y gravimétrica, las unidades magnéticas en el sistema CGS (centímetros, gramos, segundos) y el sistema de unidades electromagnéticas (emu) se basan en este principio. El sistema internacional (SI), en cambio, se basa en el hecho de que un campo magnético es originado por una corriente eléctrica en movimiento. A nivel atómico, ese campo magnético es generado por el movimiento de los electrones, uno de esos movimientos es alrededor del átomo y el otro es del mismo electrón sobre su propio eje (espín), es así como el campo magnético a nivel atómico se genera (Tauxe, 2005).

Como se mencionó anteriormente, el campo magnético que genera el planeta Tierra es similar al campo magnético que produce un imán, donde la máxima fuerza de atracción magnética se encuentra en sus extremos, denominados polos magnéticos. Por lo tanto, la fuerza de atracción F entre dos polos magnéticos de carga, magnética m_1 y m_2 separados por una distancia r viene dada por la ley de Coulomb:

$$F = k \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2)$$

Donde K es la constante de Coulomb en el sistema CGS, mientras que el valor para unidades en SI es $1/(4\epsilon\pi)$ Nm²/C², siendo la fuerza de tipo atractiva en polos de signo opuesto y repulsivo entre polos del mismo signo.

Basándonos en la teoría de la magnética clásica, y considerando un mecanismo de solenoide, el campo magnético H generado es proporcional a la corriente eléctrica inyectada I , al número de vueltas de la bobina o espiral N e inversamente proporcional a la longitud de la bobina L , expresada en la siguiente ecuación:

$$H = \frac{IN}{L} \quad (3)$$

Los campos magnéticos suelen representarse mediante “líneas de campo magnético” o “líneas de fuerza”, por lo que, en cualquier punto del campo magnético, su dirección será igual a la dirección de las líneas de fuerza, mientras que la fuerza depende de que tan cerca estén las líneas de campo entre sí. Las líneas de campo magnético se conocen como “flujo magnético” y la densidad de las líneas de flujo es una medida de la fuerza del campo magnético H , denominado también inducción magnética B , es decir la fuerza que actúa sobre una unidad de carga positiva que se desplaza perpendicularmente a las líneas de campo magnético con cierta velocidad (Tauxe, 2005).

Ambos conceptos, inducción y fuerza de campo magnético, en muchas ocasiones se manejan similarmente, sin embargo, existe una diferencia que recae en la

propiedad física de una sustancia, y su relación se establece en la siguiente ecuación:

$$B = \mu_0 H \quad (4)$$

Donde μ_0 es igual a la permeabilidad magnética al vacío, \mathbf{B} es la inducción magnética y la \mathbf{H} la fuerza del campo magnético.

La permeabilidad magnética denotada con la letra griega Mu (μ) representa un valor escalar que describe la propiedad física de una sustancia, la cual hace referencia a la capacidad que presenta un medio, cuerpo o sustancia para atraer y hacer pasar a través de ella un flujo magnético.

La permeabilidad magnética al vacío y en el aire tiene un valor semejante, el cual se aproxima a 1, es por ello que cuando se toma el valor de permeabilidad del aire, la ecuación anterior se reduce a que la inducción magnética es equivalente a la fuerza del campo magnético (López, 2018).

2.3. Momento Magnético

El momento magnético dipolar, o simplemente momento magnético, se puede definir haciendo referencia a un par de cargas magnéticas o a una espira de corriente eléctrica figura 2.4.

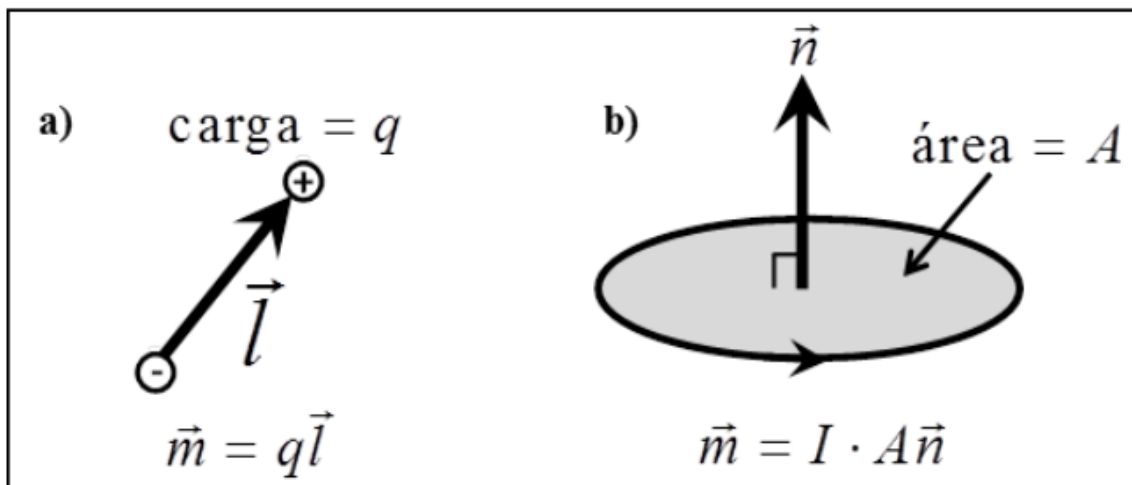


Figura 2.4 Momento magnético figura modificada Butler, (1991).

El momento magnético \vec{m} para el par de cargas magnéticas, donde la magnitud de cada carga es q , se define como $\vec{m} = q\vec{l}$, donde $q\vec{l}$ es un vector de longitud infinitesimal dirigido de la carga magnética negativa a la positiva, mientras que para la espira con corriente eléctrica I , es $\vec{m} = I\vec{A}\vec{n}$, donde \vec{A} es el área de la espira y \vec{n} es un vector perpendicular al plano de la espira, cuya dirección y sentido esta dado por la regla empírica “ de la mano derecha” (Kane y Sernheim,2000).

2.4. Propiedades magnéticas de las rocas

Las propiedades magnéticas de las rocas están estrictamente relacionadas con sus características mineralógicas y pueden reflejarse, altamente amplificadas, en sus respuestas magnéticas que generan.

2.4.1 Magnetización inducida y remanente

Cuando se coloca un material con propiedades magnéticas bajo la influencia de un campo magnético, el material se magnetiza y el campo magnético externo se refuerza por el campo magnético generado en el material mismo, esto se conoce como magnetización inducida. Cuando el campo externo desaparece, la magnetización se desvanece, pero algunos materiales retienen dicha magnetización permanentemente o por un periodo de tiempo determinado y los momentos magnéticos del material se orientan en la dirección del campo magnético inicial, a este fenómeno se le denomina magnetización remanente (Tauxe, 2005).

Las propiedades magnéticas solo pueden existir a temperaturas inferiores al punto de Curie. La temperatura del punto Curie se encuentra bastante variable dentro de las rocas, pero a menudo está en el rango de 550 a 600 °C donde las investigaciones indican que esta temperatura es alcanzada aproximadamente a profundidades de entre 25 y 30 Km en la Tierra, de acuerdo con el gradiente geotérmico, aunque puede ocurrir mucho más cerca de la superficie de la tierra en áreas de alto flujo de calor (Reeves, 2005).

Explicado lo anterior, el grado de magnetización remanente e inducida en las rocas dependen principalmente de la abundancia, composición y tamaño de grano de los minerales magnéticos presentes en las rocas.

En las rocas ígneas, estos factores están controlados principalmente por la química a granel, por las temperaturas de formación iniciales y por las condiciones de enfriamiento, que incluyen especialmente la velocidad de enfriamiento y la fugacidad del oxígeno (Haggerty,1979). En las rocas metamórficas, tales factores están controlados de manera similar por la química de rocas y minerales y por la historia térmica (Grant, 1985). En las rocas sedimentarias clásticas, los factores se

controlan principalmente por el área de la fuente, el proceso de deposición, el entorno de deposición y la alteración diagenética (Reeves, 2005).

2.4.2 Magnetización remanente natural en las rocas

La magnetización remanente natura (MRN) es el proceso que queda registrada en una roca que ha estado sometida a un campo magnético externo durante un cierto periodo de tiempo. Cuando la magnetización se ha adquirido durante la formación de la roca se le denomina primaria, y secundaria si su magnetización fue adquirida posteriormente a su formación mediante otro tipo de procesos.

Adicional a los factores que controlan la magnetización en una roca expuesto anteriormente, el mecanismo de adquisición de esta magnetización también puede clasificarse en distintos tipos de magnetización remanente, las cuales pueden ser por magnetización térmica (MRT), sedimentaria o deposicional (MRD) química, normalmente diagenética o metamórfica (MRQ) y viscosa (MRV), (Tauxe,2005).

En el caso de las rocas ígneas la adquisición de la magnetización se produce por mecanismos térmicos (Magnetización Remanente Termal o MRT). Cuando una roca ígnea o metamórfica se enfría por debajo de la temperatura de Curie los dominios magnéticos de los minerales magnéticos se orientan según la dirección del campo magnético dominante en ese momento y en ese punto del planeta, de modo que ese campo magnético queda registrado en la roca. En caso de que no existiera un campo magnético durante el tiempo de enfriamiento los dominios magnéticos estarían orientados de manera aleatoria (Tauxe, 2005).

En el caso de las rocas sedimentarias la magnetización primaria (MRD) se adquiere porque durante el depósito las pequeñas partículas de sedimento rotan, en condiciones de sedimentación tranquilas, orientándose como pequeñas brújulas hasta alcanzar la dirección del campo magnético terrestre, del que registran tanto su declinación como su inclinación, además de una aproximación a su intensidad. Durante la compactación y diagénesis las partículas también suelen seguir orientándose, en ausencia de fuerzas mecánicas importantes. Existe la posibilidad de que los minerales de grano fino se orientan también en los huecos dejados por las partículas gruesas, dando lugar a una remanencia post-deposicional (MRpD).

Además, durante la diagénesis, la precipitación de determinados minerales (que incluyen sobre todo a los óxidos de hierro) da lugar a una magnetización remanente química (MRQ). Normalmente es un mecanismo de adquisición secundaria de la magnetización remanente al igual que la oxidación de minerales existentes (Tauxe, 2005).

2.4.3 Susceptibilidad

La susceptibilidad magnética indica el grado que presentan los materiales a la magnetización al ser estos sometidos a un campo magnético externo, y la cual puede ser representada en la siguiente expresión:

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (5)$$

Donde \vec{M} representa la magnetización del material, χ es la susceptibilidad magnética y la cual no presenta dimensiones y \vec{H} es la fuerza de campo magnético externo (Thompson, 1986 y Butler, 2004).

A partir de este comportamiento magnético se pueden clasificar las rocas en tres grupos; diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, siendo este último clasificado nuevamente en ferrimagnéticos y antiferromagnéticos, para poder así, hacer una primera evaluación de las propiedades magnéticas de las rocas. Además, la susceptibilidad es el parámetro que más influye en las anomalías causadas por los cuerpos rocosos al campo magnético de la Tierra.

Los valores de susceptibilidad varían ampliamente, dependiendo de factores tales como la cantidad de minerales magnéticos, tamaño y forma del grano, así como de la temperatura. Por ejemplo, las rocas sedimentarias que tienen poco o casi nada de contenido de materiales magnéticos tienen valores bajos de susceptibilidad al contrario de las ígneas que tienen valores altos debido al gran contenido de minerales magnéticos. La tabla 2 listan los valores de susceptibilidad magnética de rocas y minerales de susceptibilidad magnética de rocas y minerales (Telford, et al., 1980).

Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas de rocas y minerales. (Telford, 2004)

Tipo de Roca o Mineral	Susceptibilidad
SEDIMENTARIAS	
Dolomita (Pura)	-12.5 +44
Dolomita (Impura)	20 000
Caliza	10 – 25 000
Arenisca	0 – 21 000
Lutitas	60 – 18 600
Otros	0 – 360
METAMÓRFICAS	
Esquisto	315 3000
Pizarra	0 – 38 000
Gneiss	125 – 25 000
Serpentina	3100 – 75 000
Otros	0 – 73 000
ÍGNEAS	
Granito	10 – 65
Granito (m)	20 – 50 000
Riolita	250 – 37 700
Pegmatita	3000 – 75 000
Gabro	800 – 76 000
Basalto	500 – 182 000

Basaltos Oceánicos	300 – 36 000
Peridotita	95 500 – 196 000
Ígneas Ácidas	40 – 82 000
Ígneas Básicas	550 – 122 000
DIAMAGNETICO/MINERALES	
Hielo	-9
Sal	-10
Yeso	-13
Cuarzo	-15
Grafito	-80 _ -200
Chalcopyrita	400

En función de la susceptibilidad se clasifican en:

- **Diamagnéticas**

Están caracterizadas por susceptibilidades magnéticas negativas de poca intensidad, lo que significa, que la magnetización inducida en ellos está orientada en sentido opuesto al campo externo aplicado (Figura 2.5a). Las susceptibilidades magnéticas de la mayoría de los materiales diamagnéticos no dependen de la temperatura. Materiales diamagnéticos son entre otros las sales, la anhidrita, calcita, feldespato potásico, cuarzo, yeso y granito. El momento magnético (o espín) de un electrón se basa en el movimiento de un electrón alrededor de su núcleo generando una corriente de poca intensidad, que en presencia de un campo magnético externo toma un movimiento de precesión alrededor de este campo externo. Este movimiento periódico adicional del electrón produce un momento magnético orientado en sentido opuesto al campo aplicado (Ruiz, 2001, p.18)

- **Paramagnéticas**

El paramagnetismo ocurre cuando los átomos individuales, iones y moléculas presentan un momento magnético temporal. Este momento dipolar tiende a alinearse paralelamente a cualquier campo aplicado y causa una magnetización positiva débil (Figura 2.5b). Cuando el campo es aplicado a una sustancia paramagnética los momentos magnéticos del espín tienden a ordenarse paralelamente en la dirección del campo aplicado, y en ausencia del campo externo, optan por una distribución al azar. Algunos minerales como el olivino, piroxeno, granate, biotita y carbonatos de hierro y magnesio presentan un comportamiento paramagnético (Thompson y Oldfield, 1986).

- **Ferromagnéticas**

El fenómeno ocurre cuando interactúan todos los momentos magnéticos elementales (asociados al espín del electrón) alineándose paralelamente unos con otros (figura 2.5c). Esto puede ocurrir incluso en ausencia de un campo magnético. Materiales ferromagnéticos como el Hierro son caracterizados por la forma en cómo cambian sus propiedades magnéticas ante una variación en la temperatura de Curie. Debajo de la temperatura de Curie, el material presenta una fuerte magnetización remanente, pero por encima de la temperatura de Curie el ordenamiento ferromagnético se rompe a causa de la dilatación térmica y se comporta como un material paramagnético. Para un mineral ferromagnético a una temperatura dada existe un máximo de magnetización, llamada magnetización de saturación J_s , el cual se explica más adelante. Los materiales ferromagnéticos se caracterizan por una susceptibilidad positiva y grande (Thompson, 1986 y Butler, 2004).

Ferrimagnéticos y antiferromagnéticos

En los materiales ferrimagnéticos el acoplamiento de los momentos magnéticos están orientados antiparalelamente, pero de magnitud diferente dando lugar a un momento resultante diferente a cero, incluso en ausencia de un campo exterior (Figura 2.5 e). La magnetita pertenece a este tipo de materiales y es la principal fuente de magnetismo en las rocas de la corteza terrestre (Ruiz, 2001, p.18).

En los materiales antiferromagnéticos los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero en direcciones opuestas (figura 2.5 d). Los momentos ordenados en sentido opuesto se anulan mutuamente resultando en un momento magnético total igual a cero (Figura 2.5 d). La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas debajo del punto de Curie, alcanza su máximo a la temperatura de Curie y encima de la temperatura de Curie su susceptibilidad decrece.

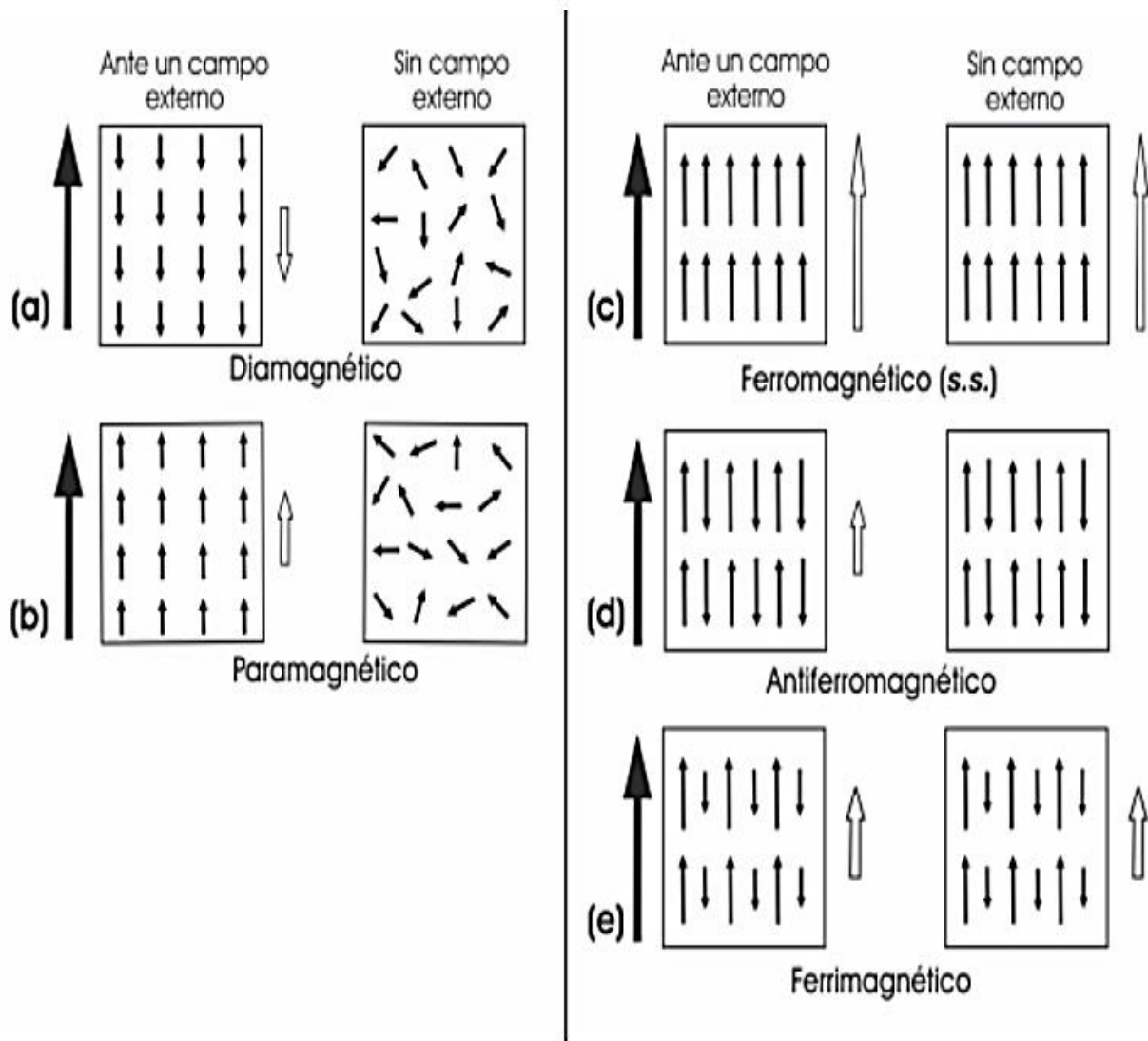


Figura 2.5 Diferentes formas de magnetización. Las flechas negras representan el campo magnético aplicado y las flechas vacías la magnetización resultante del material bajo la influencia del campo aplicado.

Tabla 3 Recopilación de Susceptibilidades Magnéticas en el Sistema Internacional ($k \times 10^6$), obtenida de Los Ángeles (2013)

Roca mineral	Parasnis (1986)	Sharma (1986)	Telford (1990)	W.Lowrie (2007)
Dolomita	-12.5 a 44		100 a 900	1 a 100
Caliza	10 a 25000		300 a 3000	80 a 7000
Arenisca	38 a 950		400 a 20000	90 a 80000
Lutita			600 a 15000	50 a 90000
Esquisto			300 a 3000	
Gneis		0 a 3000	100 a 25000	
Serpentina		3100 a 75000	3000 a 17000	
Pizarra		0 a 1200	6000 a 35000	
Granito	25 a 50000	20 a 40000	2500 a 50000	3000 a 30000
Riolita			200 a 3500	
Basalto	1500 a 25000	500 a 12000	200 a 175000	10000 a 30000
Cuarzo				-15 a 0
Calcita			-1 a -10	-14 a 0
Pirita	100 a 5000		50 a 5000	1500
Hematita	420 a 10000		500 a 35000	0 a 6500
Ilmenita	300000 a 400000		300000 a 3500000	
Magnetita	7000 a 14000000		1200000 a 1920000	0 a 600000

2.5. Descripción del ciclo de histeresis

Aquellas rocas que presentan minerales ferromagnéticos exhiben un fenómeno llamado histéresis. Esto ocurre en presencia de un campo magnético H donde los minerales magnéticos adquieren una magnetización de saturación a ó d , al disminuir el campo magnético H la curva de magnetización no es equivalente a la curva cuando el campo H se incrementaba y al desaparecer dicho campo H los minerales obtienen una magnetización temporal (Tauxe, 2005).

Este fenómeno se puede representar en un sistema de ejes cartesianos (figura 2.6) donde los valores de intensidad de la magnetización (B) están en función de H (campo magnético).

Partiendo del origen, y con un aumento constante en H se obtiene la curva ascendente **1**, hasta alcanzar el punto de mayor magnetización **a**, en el que, al seguir aumentando los valores de H , ya no se aprecian incrementos de B . Si ahora disminuye H , una vez alcanzado la saturación **a**, la curva no sigue el mismo camino de regreso, sino que se obtiene la curva **2**, que indica que los valores de B son superiores a los correspondientes de H cuando este era creciente. De esta manera cuando H se hace 0, la sustancia conserva una cierta magnetización, llamada magnetización remanente **b**. Para poder hacer que la magnetización remanente desaparezca es necesario que el campo H cambie de signo y alcance el valor de **c**, al valor **c** se le llama coercitividad, y se puede definir como la fuerza que opone cierto material a perder la magnetización. Si H sigue aumentando en el mismo sentido entonces se alcanza el segundo punto de saturación **d**. Nuevamente al invertir el sentido de H aparecerá la curva **3**, simétrica a la anterior hasta llegar nuevamente al punto **a**. Reproduciéndose así el llamado ciclo de histéresis (Telford, y Geldart, 1990).

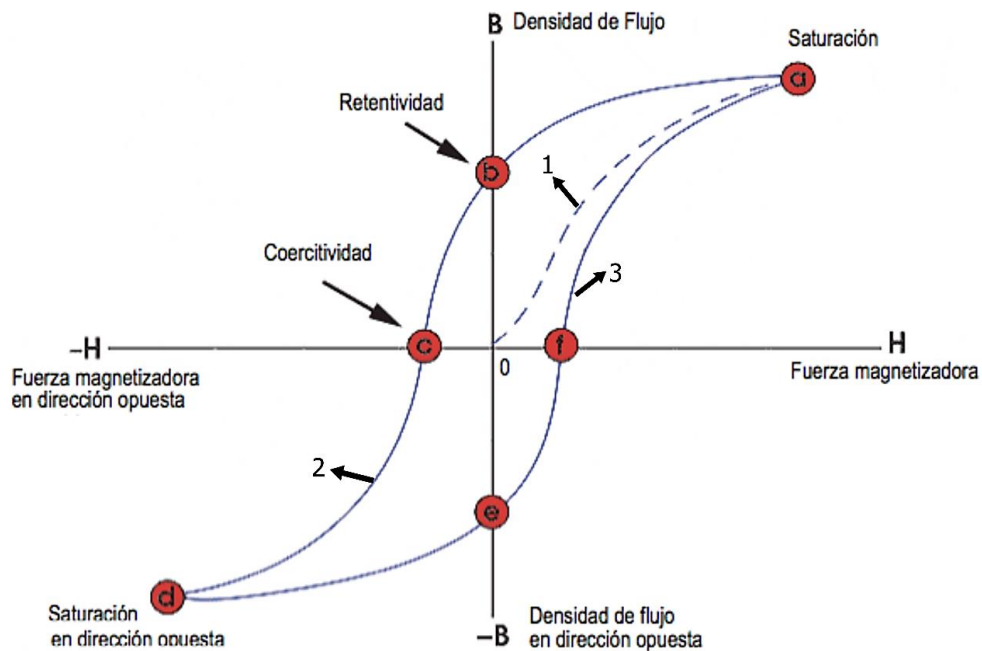


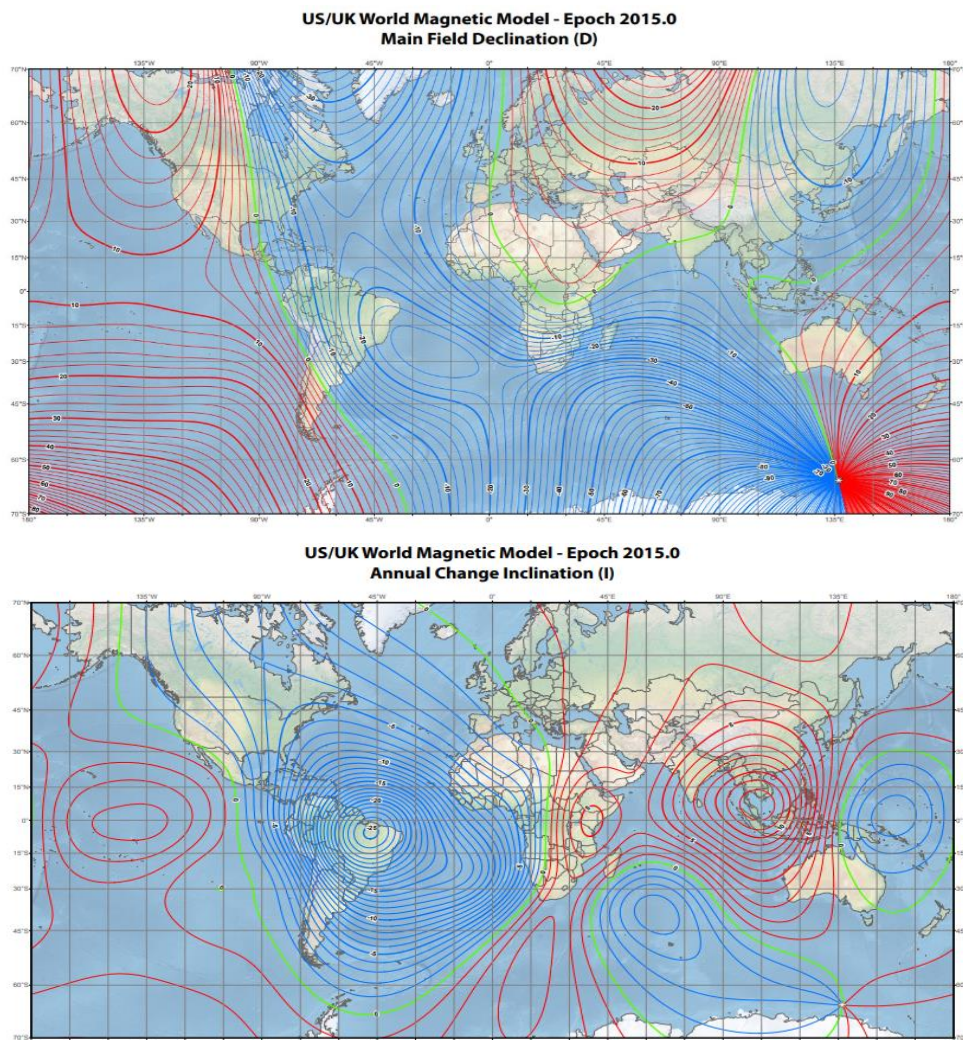
Figura 2.6 Ciclo de histéresis para materiales ferromagnéticos

2.6. IGRF

El IGRF, por sus siglas en inglés (International Geomagnetic Reference Field), es un modelo matemático para representar el campo geomagnético el cual proporciona una manera fácil de calcular el campo magnético terrestre total, declinación e inclinación magnética en cualquier punto sobre la superficie terrestre y en determinado momento utilizarlo para poder realizar correcciones a los datos medidos y de esta manera visualizar anomalías generadas por cuerpos más someros dentro de la corteza terrestre. Este modelo de campo de referencia es un algoritmo matemático cuyos parámetros se basan en un análisis de satélites de monitoreo magnético alrededor del mundo (Reeves,2005).

Como los modelos de campo magnético obtenidos a partir del IGRF son aproximaciones a los datos observados, es probable que los valores calculados de declinación no sean 100% precisos en ciertas zonas, sin embargo, el rango de error es aceptable para realizar las correcciones necesarias en este trabajo.

Un ejemplo de los valores de declinación, inclinación e intensidad del campo magnético terrestre total es mostrado en la figura 2.7.



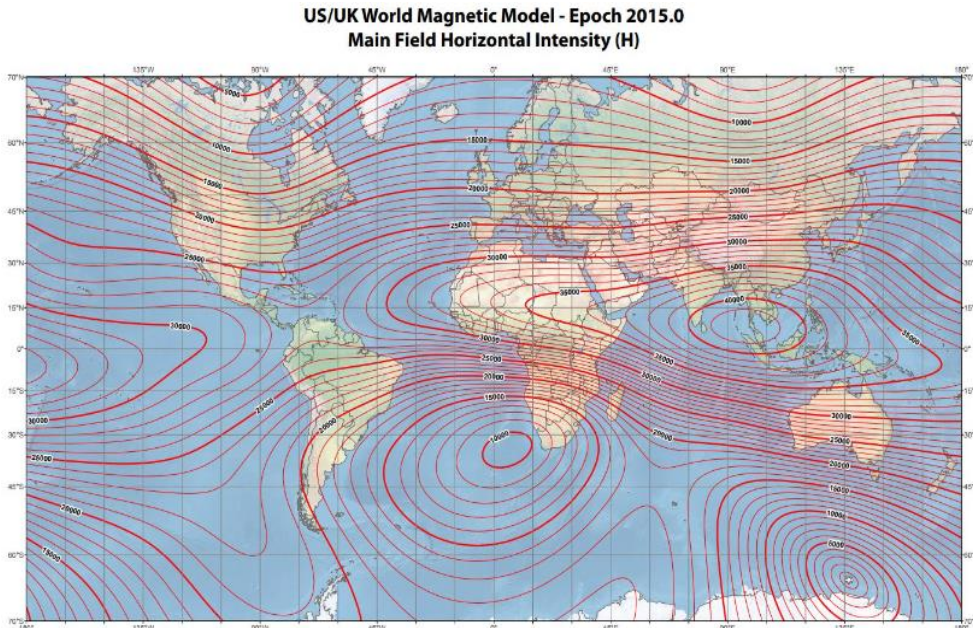


Figura 2.7 Valores de declinación, inclinación e intensidad del campo magnético terrestre 2015, obtenido de la NOAA

2.7. Anomalías magnéticas

El campo geomagnético adopta una “forma” predecible, que incluso se podría concebir su aspecto como el que generaría un gran imán o dipolo. Sin embargo, cuando se mide con un magnetómetro en un punto, el valor obtenido no suele coincidir con el esperado. Podríamos pensar que esto es debido a lo que se denomina campo externo. Es cierto, esto influye, pero la mayor y más significativa de las contribuciones, desde el punto de vista de la prospección geofísica, es debida a que algunos minerales son capaces de generar sus propios campos magnéticos, alterando, algunas veces enormemente, el valor previsto si solo existiera el campo magnético dipolar.

Lo anterior lleva al concepto de anomalía magnética. Cuando en un determinado punto hay una diferencia entre lo medido directamente con un magnetómetro y de lo que debería medirse si solo existiera la aportación dipolar, diremos que en ese lugar existe una anomalía magnética. Entonces se puede denominar anomalía magnética a la desviación de la intensidad de campo con respecto a los valores normales del campo geomagnético.

Esta información es importante, pues pone de manifiesto la presencia de “algo” que, debido a sus propiedades magnéticas, es capaz de alterar el campo geomagnético en sus proximidades.

Por su extensión las anomalías magnéticas se pueden dividir en regionales y residuales:

- *Anomalía Regional.* Una anomalía regional es producida por estructuras profundas presentando longitudes de onda grandes (números de onda bajos).
- *Anomalía Residual.* Una anomalía residual es producida por estructuras someras presentando longitudes de onda corta (números de onda altos).

2.8. Levantamientos magnéticos

Los datos trabajados en esta tesis corresponden a información obtenida a partir de levantamientos aeromagnéticos, por lo que se explicara más a detalle algunos conceptos básicos de adquisición y corrección.

2.8.1 Aeromagnetometría

El proceso de adquisición de datos magnéticos por vía aérea es conocido como levantamiento aeromagnético y se lleva a cabo empleando alguna aeronave, normalmente helicóptero o avioneta, equipada con instrumentos de navegación y adquisición de datos magnéticos. La adquisición de datos debe seguir una metodología de levantamiento acorde a los objetivos de la investigación, en los cuales se consideran diferentes factores como altitud de vuelo, dirección de vuelo y espacios entre líneas, entre otros, para que la resolución de la geología, dependiendo de las estructuras de interés y la calidad de los datos que se adquieran, sea aceptable desde el punto de vista interpretativo.

Los datos con los que se trabajó en esta tesis fueron obtenidos del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP-IG), por lo que no se participó en el diseño de adquisición de manera que solo se mencionaran los factores considerados en cualquier adquisición aeromagnética estándar.

Los principales factores considerados en el diseño de un levantamiento aeromagnetico son, de acuerdo con Reeves (2005, p.8, 10):

- a) Delimitación del área de estudio.** Es necesario delimitar el área de estudio en forma precisa con las coordenadas de los extremos que ayudaran al diseño de las líneas de vuelo, independientemente de la forma y tamaño del área. Esto se hace para permitir que el levantamiento actual se pueda correlacionar con levantamientos preexistentes a los que se podría recurrir durante las etapas de adquisición, procesamiento e interpretación de datos adquiridos. Además, esta información será necesaria para extender las líneas de

vuelo más allá del límite de la zona de interés para minimizar los efectos de borde durante el procesamiento de datos.

b) *Altitud de vuelo.* La forma de adquirir datos aeromagnéticos en la actualidad es volando en trayectorias paralelas a la topografía. Dado que la capacidad para ascender de las aeronaves es limitada, se diseñan trayectorias en las que se trata de mantener una altura promedio, constante con respecto al terreno y sea seguro volar. Adicionalmente, se debe considerar que las trayectorias elegidas no varíen drásticamente entre líneas de vuelo para evitar en lo posible los efectos de nivelación.

c) *Líneas de vuelo y separación.* De acuerdo con algunos experimentos con modelos sintéticos simples, para muestrear adecuadamente anomalías de un cuerpo de interés sin perder información, independientemente de los algoritmos de interpolación que se pudieran aplicar en la etapa de procesamiento, se requiere que las líneas de vuelo estén separadas entre sí, cuando mucho, una distancia de 4 a 5 veces la distancia entre el sensor y el cuerpo generador de la anomalía. Una vez que se define la separación entre líneas, estas no deben separarse más de 1.5 veces la distancia propuesta para conservar la calidad de los datos.

d) *Dirección del vuelo.* En zonas donde las estructuras geológicas presentan una dirección preferencial como algunas zonas de fallas, fracturas y pliegues, es común adquirir los datos en dirección perpendicular a dichas estructuras, bajo la premisa de que las estructuras mantendrán uniformemente sus características magnéticas y adquiriendo datos de este modo se registrarán datos provenientes de las estructuras de interés. En áreas muy grandes, la dirección de las estructuras geológicas podría cambiar, causando que las líneas de adquisición sean solo parcialmente perpendicularmente a las estructuras. En estas situaciones es común adquirir los datos en líneas con dirección arbitraria Norte-Sur o bien, Este-Oeste con un adecuado espaciamiento entre líneas.

e) *Líneas de control.* Es necesario incluir algunas líneas perpendiculares a las líneas de vuelo con la intención de proporcionar un control adicional sobre las variaciones temporales durante la adquisición. Usualmente se adquieren líneas de control o amarre con una separación de no más de 10 veces la separación entre líneas de vuelo,

aunque para levantamientos que cubren grandes extensiones y por lo tanto las líneas de vuelo están más espaciadas, la separación entre líneas de amarre se reduce hasta cinco veces la distancia entre líneas de vuelo, o incluso, hasta el doble de la distancia entre ellas.

- f) Intervalo de muestreo.** Del mismo que con los experimentos relacionados con el espaciamiento entre líneas de vuelo, se experimentó para determinar intervalos de muestreo adecuados para mapear anomalías. En estos experimentos se concluyó que con un muestreo de la mitad de la distancia entre detector y fuente y cuando mucho, de la misma distancia, las anomalías se mapean correctamente en las líneas de vuelo.

2.8.1.1 Corrección de datos aeromagnéticos.

Las correcciones a datos aeromagnéticos son necesarias en las mediciones adquiridas para aislar solo el campo magnético de interés anómalo que, en este caso, es el campo magnético de la corteza terrestre, el cual posteriormente se procesará y se aplicarán ciertos filtros para inferir más información sobre el subsuelo, algunas correcciones anteriores a los filtros son explicados a continuación.

-Corrección de altura. El campo magnético de la Tierra varía con la altura sobre el elipsoide. Normalmente, la tasa de cambio con la altura es de 0.025 nT/m (Luyendyk, 1997). Dado que los cambios rápidos en la altitud generalmente se asocian con los cambios en la distancia al suelo, estos efectos suelen estar enmascarados por dichas variaciones. Estas variaciones magnéticas se pueden reducir determinando empíricamente un gradiente de aire libre adecuado. Cuando se aplican correcciones de altura, esta debe ser la primera fase del procesamiento de datos, ya que las correcciones implementadas influirán en la eliminación posterior de las variaciones temporales y en la nivelación de los datos (Reeves, 2005).

-Corrección por rezago "lag". El error por rezago resulta de una diferencia de algunos metros entre la posición del equipo GPS y el sensor magnético, montado sobre la aeronave, frecuentemente debida a la configuración donde se localiza dicho sensor figura 2.8. Esto significa que la lectura tomada por el GPS no corresponde en realidad a la posición del sensor magnético para un tiempo determinado. Esta diferencia en posición es altamente influenciada por la longitud del cable y la velocidad de la aeronave mayor es el rezago. Una corrección por rezago simplemente ajusta el tiempo de las lecturas magnéticas a la posición real de los datos de posicionamiento. El efecto es más notorio cuando algunas líneas son levantadas en un sentido y las adyacentes en sentido opuesto, aprovechando así la

posición que adquirió la aeronave al terminar de levantar la línea anterior (Reves,2005).



Figura 2.8 Diagrama que representa el error causado por la diferencia entre la posición del GPS y el sensor (Celestino Olivares, 2019).

-Variaciones diurna. Como se mencionó en temas anteriores, existen variaciones en la intensidad del campo geomagnético a lo largo del día las cuales deben tomarse en cuenta cuando se realice cualquier trabajo de exploración magnética. Estas variaciones están presentes y afectan cualquier lectura que se tome durante el levantamiento aeromagnético por lo tanto es necesario sustraer este efecto sobre los datos, a esta corrección se le denomina corrección por base magnética o corrección por variación diurna.

Hay distintas maneras de lograrlo, una de ellas es tomar algunas lecturas en algún punto que sirva como base antes de comenzar el levantamiento. Después de transcurrido cierto tiempo es necesario regresar al punto de referencia para obtener otro valor de intensidad magnética, la diferencia entre el segundo valor y el primero es la variación que ha habido en la intensidad de campo magnético terrestre en dicho tiempo y en el mismo punto, esta variación es la que habrá que compensar en las lecturas levantadas entre las dos mediciones hechas en el punto de referencia. El inconveniente de este método es que es necesario regresar al sitio de referencia cada cierto tiempo, por lo que, para levantamientos de áreas muy grandes, este método no es lo suficiente eficaz.

Una forma más eficiente de eliminar este efecto diurno es colocada un magnetómetro fijo (denominado estación base) que registre las variaciones del

campo magnético terrestre a lo largo del día o durante todo el levantamiento. El magnetómetro base es colocado en un sitio estratégico, donde las variaciones de campo magnético no se vean afectadas de cualquier cuerpo que pueda ser fuente de ruido por ejemplo vehículos, carreteras, torres y líneas de alta tensión, mientras que la distancia de la estación base con respecto a la zona de estudio no suele ser un factor determinado o estándar, podrán ser decenas o centenas de metros, incluso kilómetros dependientes de cada estudio.

Una vez que se cuente con el registro de la variación del campo magnético terrestre a lo largo del día, es necesario obtener el datum, que es el valor de intensidad magnética propia del lugar en una forma de series de tiempo que permiten obtener el modelo matemático por medio de una regresión lineal, para que el valor que se obtiene del modelo de la serie de tiempo sea el valor que se resta a los datos observados y a sus respectivos tiempos de su adquisición (López, 2018).

-Nivelaciones en las líneas de amarre. Como se explicó en la descripción para el diseño de un levantamiento aeromagnético, esta se planifica con una red de líneas de vuelo y líneas de control para proporcionar un método y eliminar las variaciones temporales de las anomalías observadas. El principio es que cualquier diferencia observada en el valor registrado entre dos revuelos sobre el mismo punto en la intersección de la trayectoria de vuelo debe ser atribuible a las variaciones temporales, aunque ninguno de los dos valores sea necesariamente correcto, por tal motivo esta corrección es opcional y su implementación radica en la calidad de las imágenes obtenidas después de la corrección por variación diurna.

Bien pues, dichas variaciones en las intersecciones se pueden examinar y ajustar sistemáticamente para intentar reducirlos a una amplitud por debajo de la envolvente de ruido. Un polinomio basado en el tiempo de bajo orden ajustado a las diferencias se toma como la variación temporal que luego se debe de restar a todas las observaciones realizadas durante la campaña de adquisición para poder obtener una mejora en la definición de las anomalías en cuanto a su forma (Reeves, 2005).

-Micronivelación. La micronivelación es un procedimiento utilizado con datos aeromagnéticos para eliminar los desniveles que permanecen aún después de aplicar la nivelación mediante líneas de amarre o cuando la corrección por variación diurna no fue suficiente, en los que se pretende remover variaciones muy pequeñas eliminando el efecto causado por el ruido de longitudes de onda larga a lo largo de las líneas de vuelo. Existen varios métodos para aplicar esta corrección, los más comunes son los propuestos por Minty (1991), Ferraccioli et al. (1998) y Mogren et al. (2009). Aunque estos métodos difieren en sus bases teóricas, todos ellos se

basan en la aplicación de filtros de frecuencia y de dominio espacial para separar claramente la señal geológica del ruido.

2.8.2 Reducción de datos magnéticos.

El resultado de haber aplicado las correcciones anteriores a los datos aeromagnéticos se le denomina campo magnético total o CMT, es decir, hemos medido el campo magnético terrestre producido por todas las fuentes existentes dentro del planeta, las que son producidas por efectos internos y externos, este último es el principal objetivo de todo levantamiento aeromagnético y terrestre por lo que se debe suprimir aquellas anomalías que son producidas por el núcleo interno de la tierra, el cual conforma más del 95% del campo magnético terrestre total.

Para poder reducir los datos del CMT se debe realizar la sustracción del IGRF, la cual se define como la resta algebraica del valor del campo geomagnético teórico a los valores obtenidos en la campaña de levantamiento, el valor del IGRF se puede consultar en la página de los servicios brindados por el departamento de Administración Nacional del Océano y Atmósfera (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) que pertenece al Centro Nacional de Datos Geofísicos (National Geophysical Data Center, NGDC).

Al eliminar la contribución del campo geomagnético teórico producido por núcleo de la Tierra, la información restante proporciona de manera aproximada la contribución del campo magnético producido solo por la porción de la corteza terrestre, que es la zona de interés en todo proyecto de exploración, ya sea minero, hidrológico, geotérmico y de hidrocarburo. Así entonces, el campo que resulta de eliminar los efectos o contribuciones de la variación diurna y la resta del IGRF, es producto de la distribución de los cuerpos magnéticos en la corteza, y se le denomina campo magnético residual o CMR.

2.8.3 Filtrado de datos magnéticos

Los resultados del estudio magnético pueden ser visualizados mediante un conjunto de perfiles magnéticos o mapas de contornos magnéticos, donde se observa una complejidad de la señal magnética a través de estos perfiles o mapas.

Esta aplicación de filtros se refiere a los resultados de la interpolación (*grid*), en dos dimensiones. Para efectos de cálculos, los datos son llevados al dominio de frecuencia y al finalizar el proceso, los resultados son dados en dominio de espacio. (P.Berubé, 1997).

Para realizar una adecuada interpretación de la información aeromagnética y magnéticos terrestres es necesario aplicar una serie de filtros a modo de resaltar atributos que nos ayuden a tener una mejor visualización de la información y como

consecuencia una mejor interpretación, toda la información se trabajó con la ayuda del *Software Oasis Montaj de Geosoft*.

A continuación, se describen estas técnicas de filtrado expresadas en dominio de la frecuencia.

2.8.3.1 Reducción al polo

Un cuerpo en la corteza terrestre producirá una anomalía magnética, cuando este cuerpo y la roca que lo contiene presentan contrastes en sus propiedades magnética, específicamente en la susceptibilidad. Se debe considerar que, si la dirección de los vectores de magnetización y geomagnético no es vertical, la anomalía que se forma será asimétrica, con un centro que se podría situar relativamente lejos del ápice del cuerpo en cuestión. La reducción al Polo es un procedimiento matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical, como si fuera medido en los polos magnéticos. De esta manera sitúa las anomalías magnéticas justo por debajo del cuerpo generador, asumiendo que la magnetización producida es inducida (V. Baranov y H.Naudy,1964).

El proceso de RTP, es una transformación utilizada para facilitar la interpretación de la información magnética en donde se elimina la distorsión producida por la inclinación del campo geomagnético, eliminando o minimizando la asimetría y los desplazamientos laterales de las anomalías del campo magnético total, relacionadas con las desviaciones de las direcciones de magnetización. Es un algoritmo que mejora la ubicación de las heterogeneidades del medio, lo que posibilita el empleo de métodos adicionales que ayudan a una interpretación más sencilla (Bevan, 2006).

Para poder aplicar este algoritmo se requieren los parámetros magnéticos de ángulo de inclinación, declinación y azimut del perfil, estos datos pueden ser calculados directamente del software Oasis Montaj o desde el servidor de la NOAA.

Basado en el algoritmo matemático de Baranov y Naudy (1694), en el cual se simula que el vector de inclinación magnética es de 90° y la declinación de 0°. De este modo las anomalías magnéticas dipolares son transformadas a anomalías monopulares centradas sobre sus respectivos cuerpos causales.

Este filtro procesa los datos magnéticos de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$L(\theta) = \frac{-\cos^2(D-\theta)}{(\sin(I\alpha + i\cos I \cos(D-\theta)))^2} \quad (6)$$

Donde:

I es la inclinación magnética

I_{α} representa la inclinación por corrección de amplitud

D es la declinación magnética

θ es la latitud.

2.8.3.2 Señal Analítica

Este filtro sirve como un proceso de realce de bordes de los cuerpos de la fuente magnética, en particular cuando la remanencia y/o la baja latitud magnética complica la interpretación con la ventaja adicional de que su amplitud es proporcional a la profundidad de los cuerpos situados directamente bajo sus máximas amplitudes (Nabighian, 1972).

La señal analítica, permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda. Basado en el algoritmo de la señal analítica (Nabighian, 1972 y 1974) está constituido en la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas parciales X, Y, Z, teniendo como consecuencia la obtención del valor absoluto de la señal magnética, lo que permite resaltar los bordes de las estructuras geológicas que causan las anomalías magnéticas. Matemáticamente se puede expresar de la siguiente manera:

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{d}{dx} F(x,y)\right)^2 + \left(\frac{d}{dy} F(x,y)\right)^2 + \left(\frac{d}{dz} F(x,y)\right)^2} \quad (7)$$

Donde

$A(x,y)$ es la señal analítica

$F(x,y)$ es el campo magnético .

2.8.3.3 Continuación de campos

El filtro de continuación de campo ascendente y descendente consiste en calcular los valores del campo magnético en un plano situado a diferentes alturas en comparación al plano de adquisición de datos, se calcula con el fin de acentuar los efectos de estructuras profundas o someras, respectivamente. Es considerado

como una especie de filtro limpio, pues prácticamente no produce efectos secundarios de distorsión como otros filtros (Henderson, 1970). Se aplica para eliminar ruidos superficiales, dejando a la vista los rasgos más regionales (como fallas, fracturas, y contactos).

- ***Continuación Ascendente***

En el caso de la continuación hacia arriba se eliminan las anomalías más superficiales y ruidos, dando como resultado un mapa más suavizado que el original y puede usarse en la separación de anomalías. El resultado de esta transformación facilita la identificación de las anomalías y estructuras regionales, como principales cuerpos magnéticos, lineamientos regionales (Fallas, fracturas y contactos), entre otros.

- ***Continuación hacia abajo***

Por el contrario, si la continuación es hacia abajo se realzan las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia, en particular, en la resolución de los efectos de traslape de fuentes muy cercanas. Se utiliza para el estudio de anomalías concretas, llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo. Si la continuación se realiza a profundidades muy grandes a partir de la fuente, el campo continuado empezara a oscilar, esta oscilación puede ser un criterio para determinar la profundidad.

2.8.3.4 Derivada en la dirección Z

En el procesamiento de datos magnéticos, es útil la aplicación de derivadas horizontales y verticales, pues permiten el realce de las anomalías vinculadas a cuerpos somero. Estas derivadas amplifican la longitud de onda corta y acentúa gradientes a lo largo de los límites de fuentes magnéticas someras, por lo que también se utilizan para localizar límites de los cuerpos magnéticos y realce en fuentes someras (Dobrin, 1961; Dobrin y Savit, 1988).

La derivada de una función, en términos generales, mide el coeficiente de variación en una función.

- ***Primera derivada en la vertical***

La primera derivada Vertical (Henderson, 1949) calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Se aplica para mejorar las fuentes de las anomalías locales o superficiales, delinear los bordes de los cuerpos y suprimir las fuentes más profundas (Geosoft Inc, 2013). Es una herramienta de interpretación de gran alcance que se utiliza para ayudar en la delimitación de las fuentes causales y para localizar con precisión los cambios en los gradientes del

campo magnético, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su relación con la geología.

La primera derivada se puede tomar análogamente como la medición física simultánea del campo magnético en dos puntos del mismo vertical que se encuentra a diferente altura, encontrando el gradiente del campo magnético entre dichos puntos y dividiéndole entre la diferencia de altura de los mismos. El algoritmo matemático de la primera derivada en la vertical ($1aDz$) (Henderson y Zietz, 1949) realza la información relacionada a altas frecuencias que se encuentran enmascaradas por frecuencias bajas que están asociadas a fuentes profundas. Resaltando las anomalías de altas frecuencias ayudando a definir rasgos litológicos y estructurales (superficiales) y localizando contactos verticales.

Para fines Geofísicos, la primera derivada vertical, calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Tienen el efecto de nitidez de las anomalías o que permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de las anomalías.

- Segunda derivada en la vertical

La segunda derivada en la vertical ($2daDz$) (Henderson y Zietz, 1949) es una transformación matemática que se basa en calcular el gradiente con respecto a la profundidad del valor de las primeras derivadas. En el caso del procesamiento de los datos de la segunda derivada consiste en la aplicación de un filtro de convolución de la ecuación de Laplace. Dando como resultado la acentuación de las longitudes de onda menor, es decir las correspondientes a fuentes más superficiales a expensas de los componentes de longitud de onda larga. Permitiendo resaltar las anomalías locales permite delinear los bordes de los cuerpos causales.

Para mejorar las anomalías locales y para delinear los bordes de los cuerpos anómalos en los datos, se calcula una segunda derivada vertical ($2aDz$). Es una herramienta de interpretación de gran alcance que se utiliza para ayudar en la delimitación de las fuentes causales y para localizar con precisión los cambios en los gradientes del campo magnético, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su relación con la geología; (Nabighian, 1984).

2.8.3.5 Angulo de inclinación (tilt angle)

El ángulo de inclinación (AI) iguala las amplitudes de la señal y los picos de los datos transformados se sitúan sobre el centro del cuerpo que los causa, es usada a menudo para detectar los bordes en contactos geológicos que puedan representar fallas y zonas de debilidad (Miller y Singh, 1994). El AI es un método útil para identificar tanto fuentes someras como fuentes profundas, su fórmula se basa en el

arco tangente del cociente entre la Primera Derivada en la vertical (PDV) y la Derivada Horizontal Total (DHT):

$$AI = \text{ArcTan} \left(\frac{PVD}{DHT} \right) \quad (8)$$

Donde DHT es el vector resultante de las primeras derivadas horizontales en las direcciones x, y, enfatizando los cambios laterales abruptos de las propiedades físicas de las estructuras presentes en el subsuelo (Cordell y Grauch, 1985; Verduzco, 2004).

2.8.4 Métodos para la estimación de la profundidad de fuentes magnéticas

Diferentes técnicas han sido desarrolladas para estimar la profundidad a la cual se hallan los cuerpos que producen las anomalías de interés. Estas técnicas son independientes de los contrastes de susceptibilidad magnética y trabajan con fuentes geométricas simples como fuente. La aplicación de una técnica para la estimación de profundidades en algunas situaciones puede usarse como solución final o también puede ser el punto inicial para una interpretación estructural.

Existen diferentes métodos para la estimación de la profundidad de las fuentes que producen las anomalías basadas en la longitud de onda. Se mencionan algunos de ellos a continuación.

2.8.4.1 Localización y profundidad de anomalías geofísicas estimación de Werner

La deconvolución de Werner es un método automático de interpretación magnetométrica, donde se utiliza la respuesta magnética del dique delgado para determinar en forma aproximada algunos parámetros geológicos de la morfología del basamento magnético, como son profundidad, susceptibilidad magnética y buzamiento (Ku y Sharp, 1983; Cerón, 1989).

Respuesta magnética de un dique:

$$F(x, 0) = \frac{Ax + BD}{X^2 + D^2} \quad (9)$$

La expresión del campo total es la ecuación básica usada por el método de deconvolución Werner para la interpretación magnética (Werner, 1953).

$$F(x, 0) = \frac{A(x-x_0)+BD}{(x-x_0)^2+D^2} \quad (10)$$

Donde A Y B contienen información sobre el echado y la susceptibilidad, en tanto que x y D representan el punto de localización de la estación.

Si se toma en consideración el campo del dique y la interferencia con el campo geomagnético regional tenemos:

$$F(x, 0) = \frac{A(x-x_0)+BD}{(x-x_0)^2+D^2} + C_0 + C_1x + C_2x^2 + \dots + C_nx^n \quad (11)$$

Desarrollando la ecuación anterior en forma algebraica tenemos:

$$x^2F(x, 0) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4 + b_0F(x, 0) + b_1xF(x, 0) \quad (12)$$

Donde los coeficientes:

$$a_0 = -Ax_0 + BD + C_0D^2 + C_0x_0^2 \quad (13)$$

$$a_1 = A - 2C_0x_0 + C_1D^2 + C_1x_0^2 \quad (14)$$

$$a_2 = C_0 - 2C_1x_0 + C_2x_0^2 + C_2D^2 \quad (15)$$

$$a_3 = C_1 - 2C_2x_0 \quad (16)$$

$$a_4 = C_2 \quad (17)$$

$$b_0 = -x_0^2 - D^2 \quad (18)$$

$$b_1 = 2x_0 \quad (19)$$

Sustituyendo en la ecuación los valores para un perfil magnético con intervalo de muestreo unitario, en donde el origen está ubicado en (0.0), su primer sistema de ecuaciones esta dado por:

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & F(0,0) & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & F(1,0) & F(1,0) \\ 1 & 2 & 4 & 8 & 16 & F(2,0) & 2F(2,0) \\ 1 & 3 & 9 & 27 & 81 & F(3,0) & 3F(3,0) \\ 1 & 4 & 16 & 64 & 256 & F(4,0) & 4F(4,0) \\ 1 & 5 & 25 & 125 & 625 & F(5,0) & 5F(5,0) \\ 1 & 6 & 36 & 216 & 1296 & F(6,0) & 6F(6,0) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \\ a_5 \\ a_6 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ F(1,0) \\ 4F(2,0) \\ 9F(3,0) \\ 16F(4,0) \\ 25F(5,0) \\ 36F(6,0) \end{pmatrix}$$

La solución del sistema de ecuaciones planteado es:

$$x_0 = 0.5b_1$$

$$D = (-b_0 - x_0)^{1/2} \quad (20)$$

$$C_2 = a_4$$

$$C_0 = a_2 + 2C_1x_0 + C_2x_0^2 \quad (21)$$

$$A = a_1 + 2C_0x_0 - C_1D^2 - C_2D^2 \quad (22)$$

$$B = \frac{1}{D}(a + Ax_0 - C_0D^2 - C_0x_0^2) \quad (23)$$

$$S = \frac{(J_x^2 + J_z^2)^2}{F} \quad (24)$$

$$ECH = \tan^{-1} \left(\frac{J_x}{J_z} \right) + Ia \quad (25)$$

Donde:

x_0 = posición horizontal

D = profundidad

X_m = susceptibilidad magnética

ECH= ángulo de echado.

2.8.4.2 Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler utiliza los tres gradientes ortogonales del potencial magnético o gravimétrico, según sea el caso, para determinar la profundidad y localización de la fuente (Zhang et al., 2000). Partiendo de la ecuación:

$$(x - x_0) \frac{\partial M}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial M}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial M}{\partial z} = N(B - T) \quad (26)$$

Donde x_0, y_0, z_0 es la posición de una fuente, cuyo campo total M es detectado por x, y, z , y N es el índice Estructural (IE), que está en función de la geometría de los cuerpos que origina la anomalía.

De acuerdo con diversos autores, como FitzGerald et al. (2004) y Hinze et al. (2013), para establecer un adecuado IE en magnetometría, se utilizan modelos de geometría simple que se asimilen al contexto geológico que mejor lo represente.

La deconvolución de Euler se puede aplicar a una gran variedad de situaciones geológicas y tiene la ventaja de que ningún modelo geológico es asumido, en tanto que usando un índice estructural apropiado se pueden hacer estimaciones de ubicación para una gran variedad de estructuras geológicas como fallas, contactos magnéticos, diques, intrusiones, entre otros.

Un índice estructural (IS, por sus siglas en inglés SI) representan una tasa de cambio con la distancia para el campo magnético o de gravedad, se relaciona con la forma de los cuerpos geológicos que determinan el conjunto de soluciones de Euler, en la tabla 4.

Así el IE 0 representa planos con lo cual se puede asociar geológicamente a contactos, el IE 1 asociadas a fallas y/o diques, un IE 2 se asocia a estructuras cilíndricas y un IE 3 representa geometrías esféricas.

Tabla 4. Valores de índices estructurales y su relación con las formas de cuerpos geológicos

Índices estructurales		Tipos de IS	Forma de los cuerpos geológicos inferidos
Mag.	Grav.		
0	-1	Contactos Profundos	Bordes de contacto
0.5	-0.5	Resalto o borde de un plano	Las estructuras en forma de escalón muestran un incremento o decrecimiento uniforme en la respuesta magnética que es similar a lo largo de varias líneas de levantamiento.
1	0	Línea de dipolos	Falla/Dique, cuerpos bidimensionales relativamente delgados que están en posición subvertical.
2	1	Polo puntual	Pipas verticales, Estructuras cilíndricas subvertical.
3	2	Dipolo puntual	Fuente puntual (nominalmente esférica), fuentes que no tienen continuidad en ninguna dirección, generalmente de formas irregulares, pero nominalmente esféricas en los modelos matemáticos

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología regional

3.1.1 Mesa Central

La provincia fisiográfica de la Mesa Central (MC), es producto de la deformación, plegamiento y levantamiento de rocas mesozoicas durante la orogenia Laramide, formando estructura con morfología curvada y plegada, que domina la parte este de la República Mexicana, corresponde a una altiplanicie elevada que se localiza en la parte centro-norte de México bordeada, en su porción norte y este por Sierra Madre Oriental (SMOr), (Aguillón-Robles et al; Davalos-Elizondo et al., 2016; Eguiluz-Antuñano et al., 2000; Ferrari 2000; Tristán-González et al., 2009).

La región geográfica de la MC se ubica en zona semidesértica del centro-norte de México abarcando los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, Aguascalientes, y San Luis Potosí. Esta región consiste en una placa con altitud aproximada de 2,000 metros sobre el nivel del mar, se localiza al sur de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (Basin and Range), que se caracteriza por diferentes eventos extensionales y deformaciones, activos durante el Cenozoico. Conecta con otras unidades en su entorno, por medio de límites transicionales.

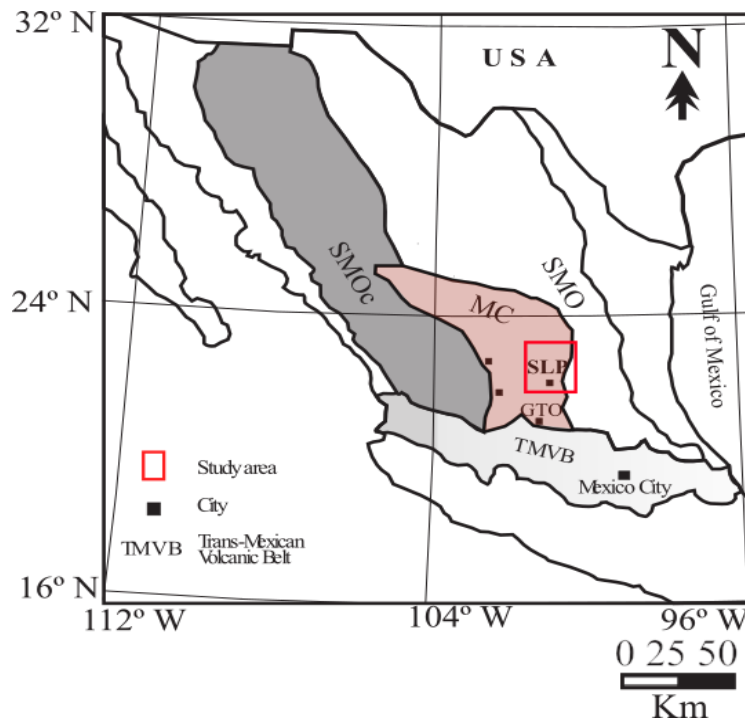


Figura 3.1 Ubicación geográfica de la Mesa Central en la República Mexicana, modificado de Tristán-González et al., 2015.

3.1.2 Campo Volcánico de San Luis Potosí

El Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) se encuentra en la porción suroriental de la MC y en la parte sur del Estado de San Luis Potosí. (Tristán-González et al., 2009).

Eventos de tectónica extensiva de la porción central de México originada principalmente durante el Oligoceno se encuentra ampliamente relacionada al volcanismo del CVSLP, compuesto por una diversidad magmática y multietapa.

1. De forma general, Tristán-González et al. (2009) propusieron evolución del CVSLP conformado por cinco etapas principales de volcanismo: Primera etapa consistió con la emisión de aislados derrames de lavas andesíticas restringidos solo al Eoceno medio (~44 Ma), depositados sobre rocas mesozoicas deformadas y sedimentos lacustres (Labarthe-Hernández et al., 1982).
2. Segunda etapa abarco el Oligoceno Temprano sucedió en el periodo entre los 32-28 Ma, caracterizado por la emisión del mayor volumen de rocas volcánicas en el CVSLP, comenzando con pulsos de actividad efusiva formando cadenas de domos exógenos, con composiciones que varían desde dacitas hasta riolitas ricas en sílice, precedidas por erupciones piroclásticas de volumen menor que lavas.
3. Tercera etapa es periodo intermitente de volcanismo félsico sucedió entre 28-25 Ma, dio origen a erupciones piroclásticas de composición riolítica, extruida a través de fallas normales producto de la extensión del Oligoceno, el cual se ha interpretado como intraplaca en el mioceno desarrollándose en la región conjuntos de cuenca y pilares tectónicos entre 28-26 Ma y en algunas áreas, erupciones estuvieron acompañadas de basaltos, que se ha interpretado como actividad volcánica bimodal.
4. Cuarta etapa de volcanismo ocurrió entre 23-21 Ma, y estuvo caracterizada por erupciones fisúales esporádicas de basaltos a través de fallas, ocurrido principalmente en la porción meridional y surponiente del CVSSM.
5. Y como última etapa, asociada a un volcanismo intraplaca que se traslapo sobre algunos de los complejos volcánicos que conforman el CVSLP durante Cuaternario, centros eruptivos generaron rocas de composición basanítica, corresponden al Basalto las Joyas, donde flujos piroclásticos y lavas basaníticas se asocian a fallas del oriente del campo (Aguillón-Robles et al., 2014).

Los eventos tectónicos están intensamente asociados al emplazamiento del volcanismo regional extensional en el CVSLP (Nieto-Samaniego et al., 2005; Tristán-González et al., 2008)

El CVSLP se fragmenta en seis complejos volcánicos, cada uno de estos complejos cuenta con características geológicas, geoquímicas y estratigráficas específicas, relacionada por la petrología que los representa. Los campos se separaron por medio de correlación de unidades volcánicas mediante similitudes que poseen en litología, estratigrafía, geología estructural, análisis químicos y edades isotópicas. nuestra zona de estudio se desarrolla dentro del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM). (Tristán-González et al., 2009).

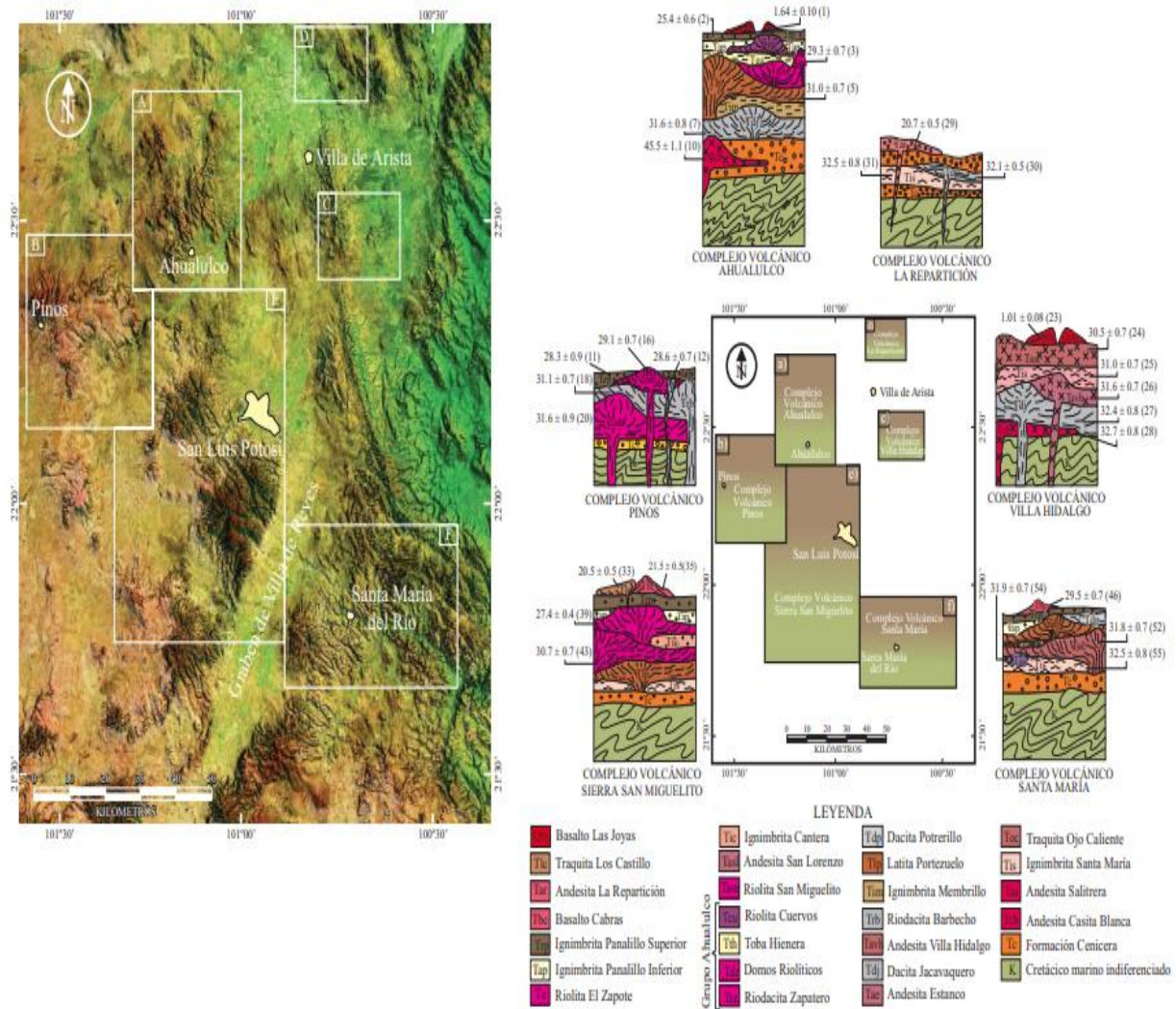


Figura 3.2. CVSLP fragmentado en sus complejos, mismos que se dividen en unidades geológicas tomado de Tristán-González et al., 2009.

3.2 Geología Local

3.2.1 Complejo volcánico Sierra San Miguelito

El Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (CVSSM) fisiográficamente pertenece a la Provincia de la MC, se considera como un área relativamente alta de la región sur de la Provincia de la MC (Nieto-Samaniego et al., 2005), conforma sierra en bordes Sur, Oeste y Noroeste de la ciudad de San Luis Potosí, sus grandes ejes y el alineamiento de domos volcánicos comúnmente indican orientaciones de largas fallas normales (Xu, et al., 2008).

El CVSSM se compone por numerosas fallas normales con rumbos que oscilan entre los 300° y 340°. En su mayoría estas fallas presentan direcciones de buzamiento hacia el SW y varían desde los 45° a los 75° de buzamiento, similares a los bloques (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; Xu et al., 2004,2008,2013).

El inicio de la actividad volcánica del CVSSM se integra por derrames de lavas riolíticas (Latita Portezuelo y Riolita San Miguelito) que formaron domos exógenos e ignimbrita. Estructuras de domos siguen direcciones NW-SE. En este complejo los productos volcánicos se adjudican edad del Oligoceno medio y Mioceno. La secuencia Oligocénica (31 a 26 Ma.) está formada por lavas e ignimbritas de distribución amplia. Una característica en este complejo son sus secuencias afectadas por gran cantidad de fallas normales de ángulo alto, que se acomodaron en patrón de dominio, desarrollando así semi-fosas tectónicas estrechas.

El CVSSM está constituido por 10 unidades geológicas, las cuales, de la más antigua a la más reciente son: 1) Ignimbrita Santa María del Oligoceno temprano, 2) Latita Portezuelo 3) Riolita San Miguelito, 4) Riodacita Barbechos, 5) Ignimbrita Cantera, 6) Riolita El Zapote, 7) Ignimbrita Panalillo Inferior, 8) Ignimbrita Panalillo Superior, 9) Basalto Cabras, 10) Traquita.

La realización de esta tesis se centra en el estudio de la unidad geológica Ignimbrita Panalillo Inferior por la que haremos una breve descripción de esta unidad.

Ignimbrita Panalillo (miembro inferior y superior): Erupciones piroclásticas dieron origen a la Ignimbrita Panalillo, a partir de diques piroclásticos emplazados en fallas normales en la Riolita San Miguelito y la Ignimbrita Cantera (Gonzalez-Naranjo,2012). Dicha unidad incluye dos miembros separados por un flujo basáltico: la Ignimbrita Panalillo Inferior y la Ignimbrita Panalillo Superior;

El emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Superior ocurrió durante una etapa tardía de volcanismo de carácter orogénico (Tristán-González et al., 2009). Es una roca de color café rojizo, café claro o rosa claro de textura porfirítica, eutaxítica, con

un aproximado de 5-8 % de fenocristales de cuarzo > sanidino dentro de una matriz parcialmente desvitrificada y bien soldada, su espesor no es mayor a los 20 m. (González-Naranjo et al., 2012; López-Loera y Tristán-González, 2013). La edad estimada para la Ignimbrita Panalillo Inferior es de 28 Ma, mientras que para la Ignimbrita Panalillo Superior la edad registrada es de 26.8 ± 1.3 Ma, se han clasificado químicamente como riolitas (Orozco-Esquivel et al., 2002; Gaytán-Martínez et al., 2017).

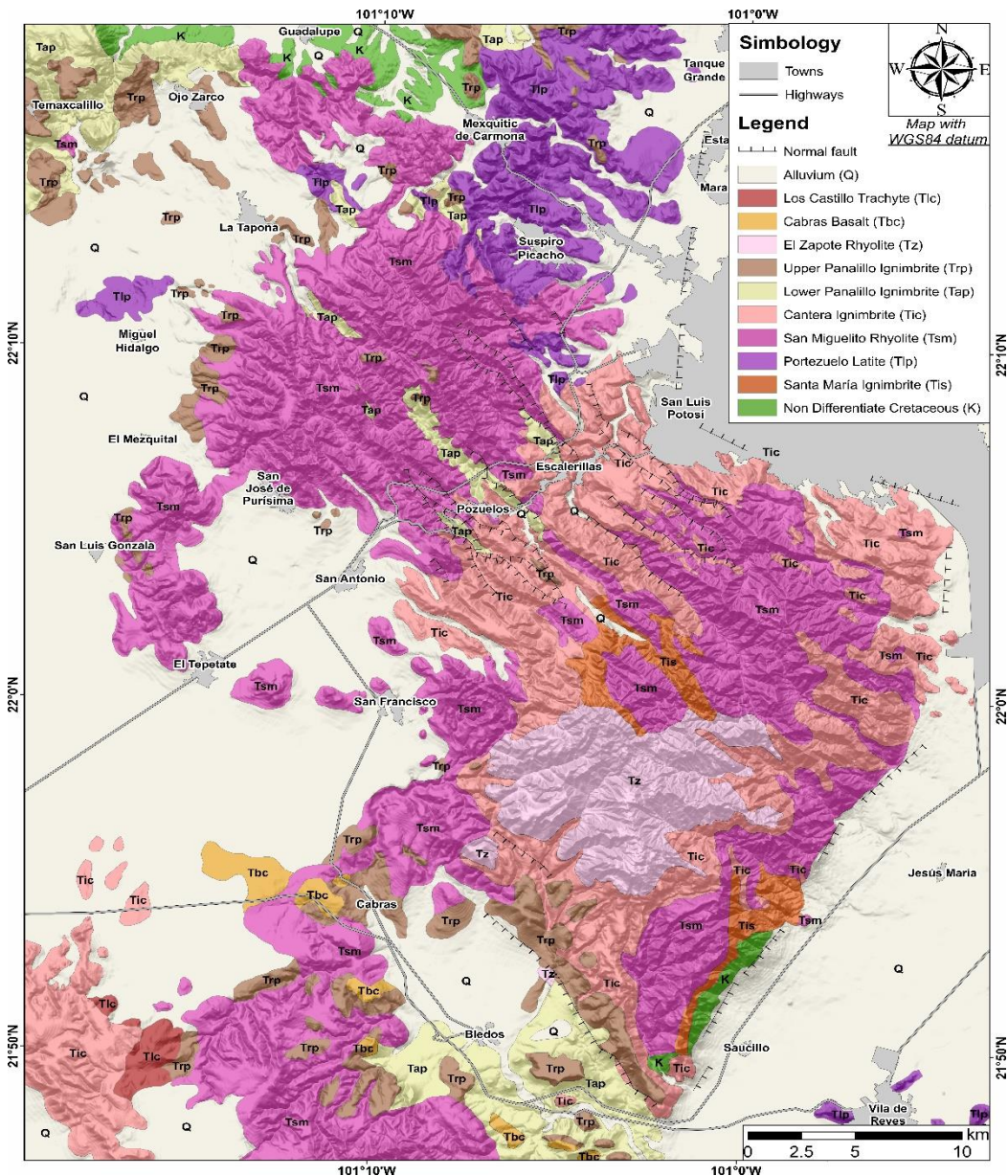


Figura 3.3 Ubicación de la Ignimbrita Panalillo Inferior en el CVSSM (Valtierra Saldivar, 2016)

3.3. Geología estructural y tectónica

3.3.1 Evento tectónico de transcurrencia en Porción central y oriental de la MC.

En México existe un modelo tectónico transcurrente generado a partir de evidencias de arreglos estructurales, pertenecientes a eventos tectónicos globales que tuvieron actividad en diferentes lapsos de tiempo. El principal evento corresponde al movimiento relativo de bloques corticales que provocaron configuración de hoy en día. Velez-Scholvink (1990) sugirió el modelo regional transcurrente con orientación izquierda que influyo en la formación de *Cuencias y Sierras (CyS)* controladas por tectonismo.

Velez-Scholvink (1990) considero tres sistemas de fallamiento transcurrente maestro, todos de tipo izquierdo (sinestral) y algunos con sus conjugados derechos (dextral), en distintas edades y actuaron en varias partes de México.

- El sistema más antiguo registrado se conoce como Mojave-Sonora (SMS), que actuó en el pre-Jurásico Tardío.
- El sistema transcurrente más importante en la evolución tectono-sedimentaria en México se registró como San Miguel de Allende-Cuernavaca se presentó a partir del Jurásico Tardío hasta entrado el Terciario probablemente en el Oligoceno-Mioceno.
- Por último, el más joven se presenta a partir del Mioceno, registrado como Coatzacoalcos (SC).

El sistema más estudiado es el que corresponde al denominado San Miguel de Allende-Cuernavaca (SMMAC) y se encuentra localizado en la porción central y nororiental de México con orientación N-NW, más adelante fue nombrado sistema de fallas San Luis-Tepehuanes por Nieto-Samaniego et al. (2005).

El sistema transcurrente SMMAC (Vélez-Scholvink, 1990) inicio su desarrollo en el Jurásico Tardío por desplazamiento mayor de la placa de Norteamérica hacia poniente con respecto a la placa de Sudamérica. La evolución del SMMAC creó cuencas grandes sobre basamento continental posteriormente fueron deformadas en fase transpresional. Durante Eoceno Temprano-Medio ocurrió etapa de rompimiento en bloques de comportamiento transtensional, efecto se prolongó hasta el Oligoceno en algunas porciones del país (Vélez-Scholvink, 1990). En zona de falla SMMAC se formaron abundantes fosas tectónicas se rellenaron con clásticos del Eoceno-Oligoceno que a lo largo de México se conocen diferentes nombres formacionales, presentándose para el CVSLP como Formación Cenicera (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Para la porción centro y oriente de la MC, donde se encuentra nuestra zona de estudio, se encuentran núcleos mesozoicos los cuales fueron levantados posterior

a Orogenia Laramide. Las sierras se encuentran comúnmente bordeadas por fallas normales como laterales. Estas fallas causaron basculamiento con orientación NNE exponen núcleos metamorfoseados de basamento Mesozoico y formación de cuencas bordeadas por fallas hacia oriente de sierras, donde ocurrió sedimentación de clásticos continentales en el medio (Tristán-González, 2008). Se consideró que la tectónica de transpresión para explicación del levantamiento de los bloques corticales que desarrolló zonas de cizalla simple y oblicua. La cizalla simple se asocia con bloques desplazados verticalmente sin bascularse y cizalla oblicua a bloques levantados con basculamiento de sus márgenes.

Los bloques o estructuras causados por transpresión estuvieron involucrados en régimen tectónico transcurrente regional y levantamiento puede ser explicado por efecto de esfuerzos tan grandes aplicados a región que los bloques son apretados y empujados hacia arriba “botándolos” por falta de espacio, desbordándose hacia ambos lados (Vélez -Scholvink, 1990).

Tristán-González (2008) presentó un modelo resumido de la evolución tectovolcánica del Paleoceno tardío-Oligoceno tardío, para la porción centro-oriental de la MC. Considerando como evento principal el acortamiento de secuencia mesozoica hacia el oriente. En la porción Oriente de la MC se formaron fallas de acomodo lateral, donde se encontró periodo de relajación cortical post-orogénico, que desarrollo fallamiento rotacional (listrico) cercano a formación de cuencas, originado durante el Paleoceno, donde el periodo se extendió hacia el oriente y centro de la MC mientras que, en el centro, se levantaron varios bloques gracias al acomodamiento del espacio.

Al inicio del Eoceno (58-45 Ma), se emplazaron diques andesíticos cerca de bloques levantados, usando fallas marginales internas para ascenso que a su vez llenó las cuencas de capas rojas.

En el Oligoceno (32-30 Ma) se reactivaron antiguas fallas relacionadas a cuencas desarrolladas anteriormente y se originó el evento volcánico más voluminoso, mismo que desarrollo cadenas de domos que marcaron el comienzo del evento de cuencas y sierras.

La etapa de Cuencas y Sierras (CyS) tuvo su pico de intensidad entre los 28-26 Ma donde desarrollo sistemas de fallas orientados al NW junto con grabens, además de la reactivación de viejas fallas. Entre 26-25 Ma se extruyeron rocas piroclásticas voluminosas mismas que llenaron grabens. Por último, depresiones fueron llenadas con conglomerados y rocas epiclasticas basculadas durante evento de CyS que siguió hasta el Mioceno.

3.3.2. Provincia Cuencas y Sierras (Basin and Range)

Stewart (1978), definió formación caracterizada por fallamiento normal durante el Cenozoico como extensa área en poniente de América del Norte. Morfológicamente, provincia se caracteriza por alternancia de montañas alargadas y cuencas aluviales (pilares y fosas tectónicas). Fue contemporánea con intensa actividad ígnea del Terciario Medio, deformación afecto rocas del Mesozoico y del terciario temprano y medio (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

La provincia de CyS en México, constituye 19×10^5 Km² de poniente a oriente de la Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Zona extendida de México comprende regiones que circunda al Golfo de California en provincias fisiográficas de Llanuras Sonorense y Costa del Pacífico, Sierras y Llanuras del Norte y Mesa Central localizadas al oriente de Sierra Madre Occidental (Raíz, 1964). Núcleo de SMO, separa a estas dos regiones extendidas y que aparentemente no sufrió deformación, en latitud de Faja Volcánica Transmexicana desaparece la expresión geomorfológica característica de provincias de Cuencas y Sierras y es incierto si se prolonga, o si existió al sur del arco volcánico continental (Henry y Aranda Gomez, 1992).

Se estima que la cantidad de extensión para formar provincia de CyS sea entre un 30%-50% de la distancia de más de 1500 km de largo, que abarca desde el surponiente de Canadá, cruza por poniente de Estados Unidos y continua hasta el centro de México.

Regionalmente esta provincia se caracteriza por manto superior anómalo, corteza delgada, alto flujo de calor y levantamiento regional (Stewart, 1978). La mitad de la provincia de CyS se extiende a lo largo del norte y centro de México, limitada por el sur a la Faja Volcánica Transmexicana, y por el oriente a la Sierra Madre Oriental (Henry y Aranda-Gómez, 1992) y se traslapa en tiempo y espacio con la provincia ignimbrítica Sierra Madre Occidental (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003), que aparentemente no presenta extensión en su núcleo, sirve como división entre la provincia de CyS en dos áreas prominentemente elongadas (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993).

El resultado oblicuo entre movimiento de placas Pacífico y Norteamérica, se caracteriza con volcanismo marino y continental de intraplaca, es el área poniente que corresponde a la provincia extensional del Golfo de California (Aranda-Gómez et al., 2000, 2003) y área ubicada en oriente de SMO caracterizada por fallamiento y volcanismo alcalino contemporáneo (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Aranda-Gómez et al., 2000).

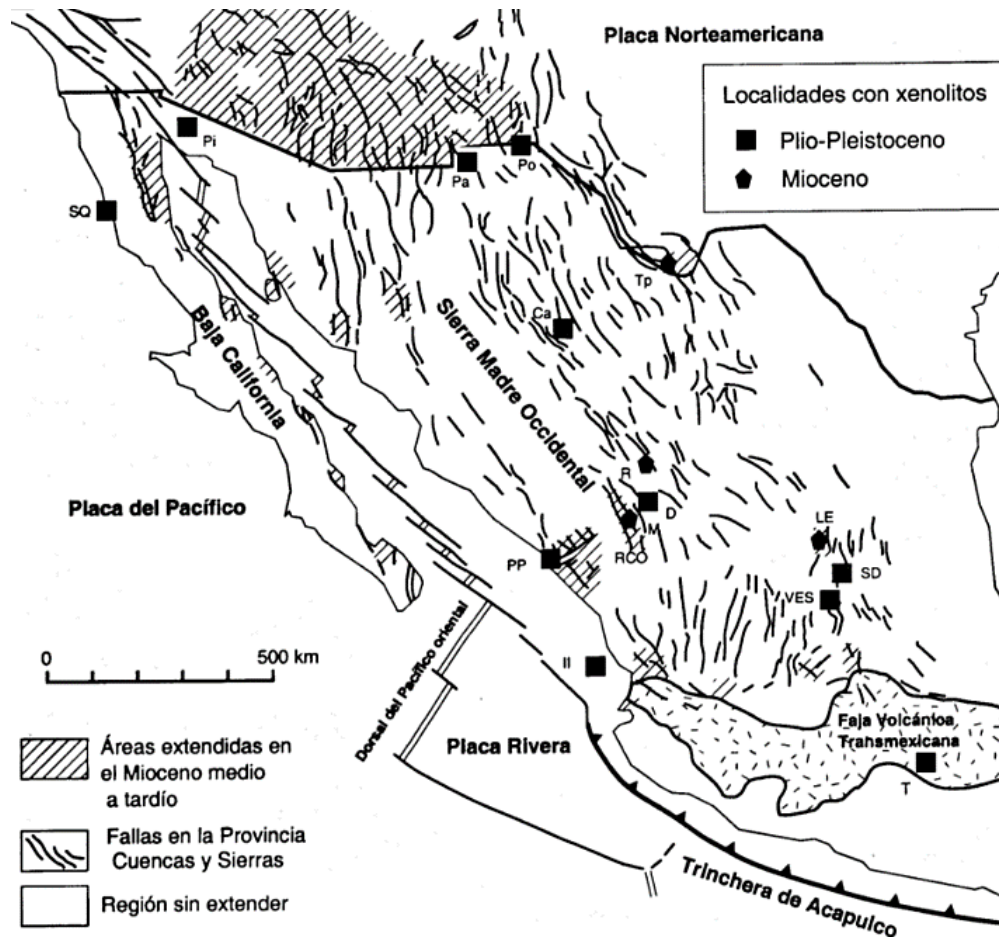


Figura 3.4. Extremo meridional de la provincia tectónica Cuencas y Sierras, un área extensa de la Cordillera Norteamericana que ha experimentado tectónica distensiva en el Cenozoico medio y tardío. Actualmente abarca en forma continua desde el SW de Canadá hasta el límite de la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana. (Aranda-Gomez, Henry, & Luhr, 2000).

Se han reconocido en la porción dos estilos contrastantes de extensión (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Primer estilo ocurrió contemporáneamente con volcanismo intermedio a calciocalino caracterizado por fallamiento de bajo ángulo que afectó 5 km de la corteza superior. El segundo es considerado evento de fallamiento clásico de la provincia, caracterizado por fallas de ángulo alto que afectó de 10 a 15 km de la corteza superior asociado a volcanismo bimodal de basalto-riolita, predomina volcanismo basáltico, ocurrió después del fallamiento de bloques teniendo, extensión hacia el WSW-ESE, que domino a través de la porción meridional de CyS hacia norte de México (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993).

En porción meridional de provincia CyS, los fenómenos de volcanismo y fallamiento fueron simultáneos, estos fenómenos se presentaron en toda la región a modo de pulsos tectono-magmáticos, que corresponden a etapas donde se incrementó la

divergencia entre placas Farallón y Pacífico y/o en periodos de reorganización mayor de placas en costa del Pacífico, ocurriendo al menos cuatro pulsos de actividad notable; 32-27 Ma, 24-20 Ma, 12-10 Ma y <5 Ma. Volcanismo asociado a margen convergente y fallamiento normal intenso causaron desplazamiento de NE al SW de estos pulsos al igual que su intensidad y carácter variaron de un lugar a otro, fueron sustituidos por magmatismo, intraplaca y extensión de menor longitud en el continente (Aranda-Gómez et al., 2000).

Entre los 32 y 28 comenzó la extensión en áreas de Guanajuato y San Luis Potosí, donde se localizan fosas tectónicas con rumbo principal NW-SE y NE-SW; al mismo tiempo se dieron las evidencias más tempranas para la extensión WSW-ENE, que se encuentra en la ciudad de Durango, demostrado por orientaciones de vetas en el distrito minero de Santa Bárbara con rumbo NW (Henry y Aranda-Gómez, 1992), intervalo de tiempo corresponde con primer pulso tectono-magmático sugerido por Aranda-Gómez et al. (2000) está relacionado con paroxismo ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental. Lava extravasadas entre 29-20 Ma a través de corteza extendida, desde Chihuahua a Sinaloa tuvieron diferentes composiciones que las rocas asociadas a subducción de suite basalto-andesita-riolita de Sierra Madre Occidental y de basaltos intraplaca del oligoceno tardío al Cuaternario, denominado como SCORRA (Southern Cordillera Basaltic Andesite) integrado por andesitas basálticas, que anunciaron cambios de régimen tectónico en norte de México, de subducción asociado a margen convergente a extensión intraplaca (Aranda-Gómez et al., 2000).

Aguirre-Díaz y McDowell (1993) propusieron que el volcanismo contemporáneo localizado cerca de la ciudad de Nazas, Durango y evidencias de fallamiento normal reportaron basaltos alcalinos con edades de 24-20 Ma, similares en tiempo con rocas máficas alcalinas de Trans-Pecos, Texas de 24-17 Ma y ambos se encuentran en posición estratigráfica similar con andesitas basálticas de SCORBA. Incremento en tasa de divergencia de placas y pulso de extensión cortical significativa coinciden con dichas rocas (Aranda-Gómez et al., 2000). Siguiendo pulso presenta rocas alcalinas del campo volcánico Los Encinos, Zacatecas de 13-10 Ma de edad similares en composición al graben de Río Chico en Durango sobre el cual se documentó extrusión del basalto Metates de edad 12 Ma ambas rocas carecen de xenolitos del manto (Aranda-Gómez et al., 2000), también cerca de San Luis Potosí fueron extrusionados basaltos alcalinos de ambiente intraplaca entre 13-11 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 1992), esto corresponde en tiempo con el cambio del frente volcánico que ahora es la Faja Volcánica Trasmexicana y con formación del Protogolfo de California (Aranda-Gómez et al., 2000). Hacia el sur de los Encinos en Zacatecas; los campos volcánicos de Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo de < 1.4 Ma. Se originaron por rocas alcalinas máficas de las cuales las más jóvenes presentan xenolitos del manto (Aranda-Gómez et al., 2000).

3.3.3. Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes

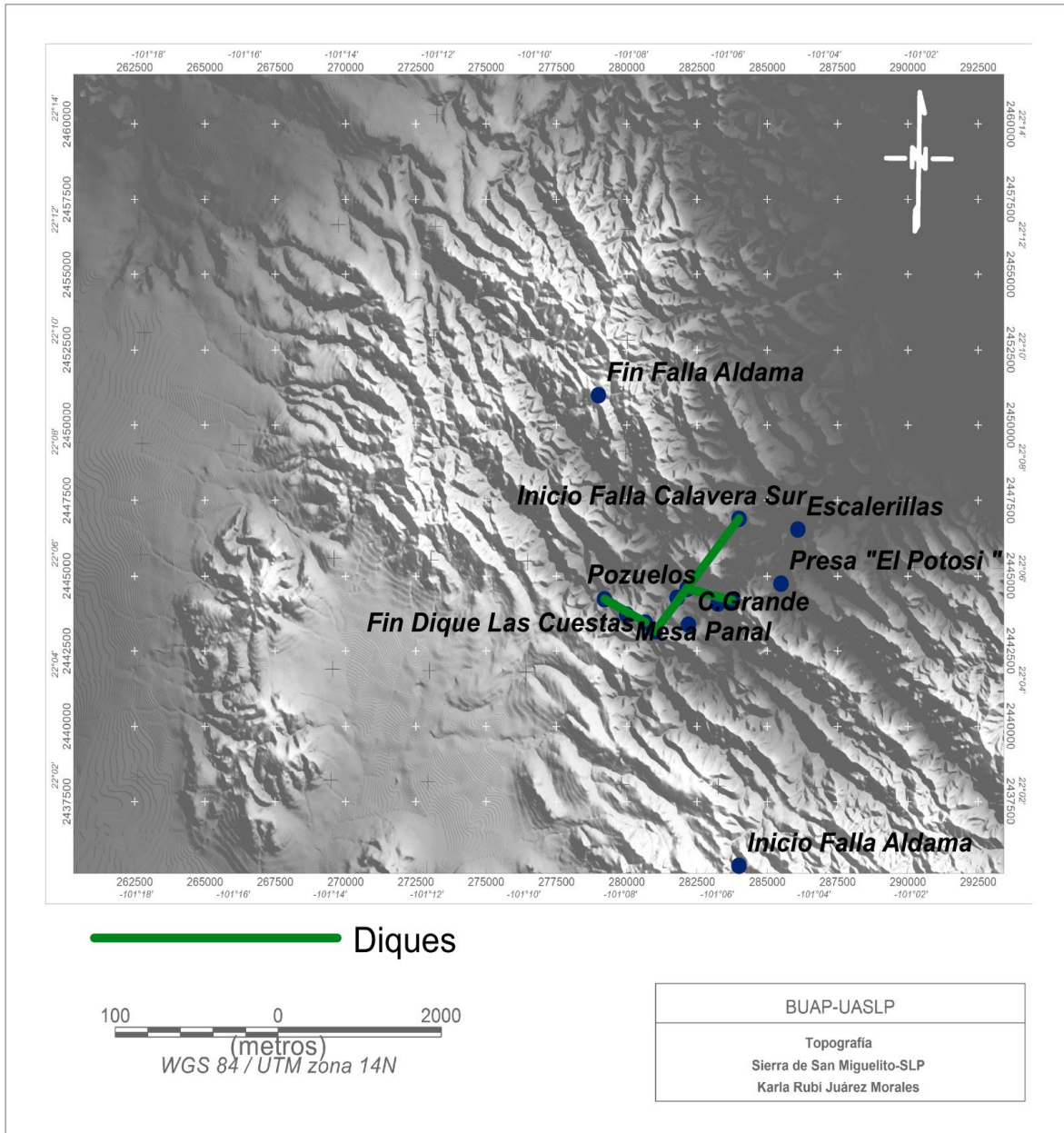
El límite de afloramiento de rocas volcánicas cenozoicas perteneciente a Sierra Madre Occidental, límite norte de grabens de Sierra Madre Occidental y afloramientos de secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas trazan burdamente sistema de fallas desde extensión de San Luis Potosí, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango.

Sistema de fallas exhaustivamente estudiada en la Sierra de San Miguelito (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992, 1993, 1994; Nieto-Samaniego et al., 1997; Xu et al., 2004) Sistema de fallas se dividió en segmentos, segmento Sierra de San Miguelito-Santa María del Río; está formada por fallas con rumbo N60°W a N20°W e inclinación de 45° a 75° al SW, teniendo basculamiento promedio de 20° al NE en bloques de rocas volcánicas Oligocénicas generado por arreglo tipo domino (Nieto-Samaniego et al., 2005). Se tiene registro de actividad más antigua de estas fallas es previa al Oligoceno, sin ser precisa, posteriormente ocurrieron reactivaciones, la de mayor magnitud ocurrió en Oligoceno tardío, que probablemente se extendió hasta Mioceno temprano (Nieto-Samaniego et al., 1997).

Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) es gran lineamiento de dirección NW-SE, se extiende desde San Luis de La Paz, Guanajuato hasta Tepehuanes, Durango (Nieto-Samaniego et al., 2005). Su traza coincide burdamente con límite de afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental, afloramientos vulcano-sedimentarios mesozoicos y límite norte de los grabens de Sierra Madre Occidental.

Sistema de fallas se encuentra compuesto de dos segmentos divididos por el graben de Aguascalientes de rumbo ~N-S: porción oriental que se extiende desde San Luis de la Paz, Guanajuato hasta Salinas de Hidalgo, S.L.P., constituye el límite de las regiones meridional y septentrional de Mesa Central y porción occidental que abarca desde Zacatecas hasta Tepehuanes, Durango (Nieto-Samaniego et al., 2005). En porción oriental del SFSLP se pueden reconocer diversas localidades importantes, se encuentran sobre traza del sistema de fallas, entre las cuales se encuentran: área entre San Luis de la Paz y Santa Maris del Río con fallas normales NW-SE que tuvieron máxima actividad en el oligoceno tardío. Área Sierra de San Miguelito compuesto por numerosas fallas e inclinaciones; Sierra de Salinas, es una sierra alargada en dirección N-S, donde las dos primeras fases de deformación extensional reconocidas con rumbo ~N-S y WNW, de edad Eoceno temprano-medio cortan a Sierra de manera oblicua y pertenecen a dicho sistema (Nieto-Samaniego et al., 2005).

3.4. Diques piroclásticos de la zona de estudio



3.5. Mapa de la Topografía con diques encontrados en zona de estudio

3.4.1. Descripción de diques.

Dique las Antenas

Es un dique compuesto emplazado sobre la Ignimbrita Cantera, su sección muestra franjas de vitrofito en posición vertical, contiene piroclastos de matriz vítrea que muestran zonas desvitrificadas con pequeños líticos, aislados de 1 cm con pómez sin colapsar en depósito color rosa. Piroclasto formado principalmente de fenocristales: Sanidino>Cuarzo y Biotita. Tiene comportamiento diferente a lo largo del dique. En márgenes donde hace contacto con la Ignimbrita Cantera, se encuentra completamente fracturada, oxidada y en partes silicificada, en otra zona muestra matriz ligeramente vítrea con huecos y fracturas pipas de desgastamiento en posición vertical se intercalan con horizontes de vitrofito fluidal, piroclasto alterna con lava de estructura fluidal con abundantes litofisas con núcleos de calcedonia en fracturas, en zonas se presenta fracturada y oxidada. (Soto-Velasco et al., 2015).

Dique Calavera Sur

Dique piroclástico de 1 Km de longitud y 200 m aproximadamente de grosor, este encajonado por fallas normales de dirección promedio en márgenes oriente-poniente respectivamente. Este dique está encajonado en Ignimbrita Cantera (Tic), que presenta alto grado de oxidación, silicificación y brechamiento por cizalla, su ubicación se encuentra en la parte sur poniente de zona de estudio. (Soto-Velasco et al., 2015).

Dique Las Cuestas

Es un dique piroclástico que alcanza 18 km de longitud de vértice a vértice, 450 m aproximadamente en parte más ancha, se localiza en la parte oriental del área de estudio, este dique piroclástico contiene líticos, en mayoría de la Ignimbrita Cantera. Se emplazó entre unidades Riolita San Miguelito y la Ignimbrita Cantera. En el interior del dique en margen NE aflora puntualmente co-ignimbrita donde se llegan a encontrar fragmentos de Ignimbrita Cantera envueltos en ceniza, otro rasgo en parte superior son oleadas piroclásticas en márgenes con horizontes de pómez sin colapsar. En la margen oriente se delimita por falla normal con rumbo que oscila entre los 120° y 170° con 50° de inclinación al SW. En la margen poniente en el contacto con Ignimbrita Cantera se presenta con oxidación abundante y brechamiento por cizallamiento, esta margen representa segmentos de falla que atraviesa zona estudio en dirección 150/50°SW. Este dique se encuentra en dúplex,

extremos terminan en vértice, sugiere que está controlado por evento de transtensión (Soto-Velasco et al., 2005)

Dique El Peaje-Juachin

Se emplazo en porción sur de la traza de la falla El Peaje-Juachin, tiene un espesor de 3 m. promedio, con aproximadamente 1 km de longitud, dique riolítico aflora entre caparazón de Riolita San Miguelito (Tsmc) al oriente y hacia el poniente de Ignimbrita Cantera (Tic), en algunas zonas dique contiene franjas de litofisas y esferulitas con abundante calcedonia, con rumbo $134^{\circ}/69^{\circ}$ SW promedio, este dique se ubica en la parte sur de la cortina de la Presa El Peaje y finaliza en la parte norte a la altura de la carretera a SLP; sobre misma traza de la falla El Peaje-Juachin, se emplazó dique piroclástico sin soldar de color blanquizo de forma lenticular aflora entre el caparazón de la Riolita San Miguelito al oriente donde su respaldo poniente es zona de brecha de la Ignimbrita Cantera con ~300 m de longitud y 80 m en su parte más gruesa; al poniente con la brecha lenticular de la Ignimbrita Cantera, ambos contactos son fallas normales, márgenes poniente tiene actitud que va desde $290^{\circ}/90^{\circ}$ NE hasta $10^{\circ}/75^{\circ}$ SE. (Soto-Velasco et al., 2005)

3.4.2. Modelo de emplazamiento de diques compuestos

Dentro de los modelos de emplazamiento de diques que han documentado otros autores, se encuentran los siguientes: Wolf (1986) sugiere que, al cierre del conducto de dique piroclástico durante fase terminal de las erupciones explosivas, cuenta con características internas propone mecanismo para etapas iniciales de formación de domos de lava, inmediatamente después del cese de fase explosiva de erupción. Una de las características de diques piroclásticos es que son verticales a sub-verticales (cuando orientación original es restaurada), tiene alcance a lo ancho de decenas de metros, se caracterizan por intensas foliaciones paralelas a paredes del dique (Milanovski y Koronovski, 1965; Almond, 1971; Ellwood y Wolff 1985). Mayoría de los trabajos interpretan a diques como conductos de conexión para erupciones explosivas, originalmente lleno de partículas sueltas de material piroclástico. Wilson et al. (1980) analizaron dinámica de erupción de mezclas en conductos y encontraron fragmentación del magma que produce material piroclástico no puede ocurrir a profundidades por debajo de 2 km a menos que contenido de agua en magma sea mayor al 7%; lo que sugiere que diques soldados representan material templado a profundidades de menos de 2 km de profundidad. Por lo tanto, factor que limita ocurrencia de diques es la profundidad de su génesis.

La viscosidad de la mezcla en erupción es equivalente a fase gaseosa y bajos coeficientes de fricción entre mezcla y paredes (Wilson et al., 1980). Además, depósitos piroclásticos solo pueden ser deformados por cizalla. En mayoría de erupciones parciales mezclas ascendentes están en constante expansión como gas bajo presión mantiene el paso con presión litostática (Wilson et al., 1980), y por tanto significa separación entre material piroclástico está continuamente incrementando. Después del cierre del conducto se produce soldamiento intenso hacia el interior, movimiento solo puede ser acomodado por diferencial de viscosidad de flujos; haciendo analogía con ignimbritas de superficie, condición corresponde al reomorfismo de Ignimbrita soldada (Wolff y Wright, 1981). Fabrica del reomorfismo ha sido documentada en la parte de dique en la provincia volcánica Terciaria de Trans-Pecos Texas (Ellwood y Wolff, 1985). Continuando con compresión de viscosidad, se desgasifica material vidrioso del respiradero, se comienza a formar domo de lava en superficie; ultimo pulso de material de tal modo que se forma domo que estará limitado por dimensiones iniciales del conducto o respiradero.

Algunas características de diques compuestos son:

- Común crecimiento de domos de lavas sobre conductos de erupción inmediatamente después del cese de la actividad explosiva.
- Algunos domos tienen presencia de contenido de líticos (Williams, 1932), tal como podría ser esperado si esta lava está compuesta de lo que fue originalmente material piroclástico.
- Domos frecuentemente muestran evidencia de rápida desgasificación pre-eruptiva de lava que forma domo. Taylor et al. (1983) presentó evidencias del isotopo de hidrogeno de cuatro domos jóvenes de riolita, donde contenidos de agua van 1 al 3% de peso, que indica desgasificación de agua fue baja en comparación con contenido típico residual de agua de 0.1 al .3 %

3.4.3. Evolución de los diques de la zona de estudio.

Tectónica extensional del Paleógeno fue factor relevante para generar conductos eruptivos que originaron flujos piroclásticos de la Riolita Panalillo Inferior, diques y domos de lava asociadas. Existen evidencias que, durante el inicio, después de la erupción de la Ignimbrita Cantera, en el área de SSM, en la zona de la depresión del Peaje, las primeras fallas tuvieron componente lateral, demostradas con la aparición de estrías horizontales en planos de falla, zonas de oxidación y brechamiento en la Ignimbrita Cantera producto de cizalla en márgenes de fallas, que origino zonas de tensión en algunas fallas formando duplex de forma romboidal, que alojaron diques. En algunos sitios zonas de transtensión presentan en huecos solo brecha de Ignimbrita Cantera, indicando que dique no alcanzo a desarrollarse

en esa zona; después de la erupción piroclástica combinada con efusiva de Ignimbrita Panalillo Inferior, ocurrió evento de máxima extensión evidenciando comportamiento listrico. Basculamiento de Ignimbrita Cantera y Panalillo Inferior tienen pequeñas diferencias, que demuestran corto intervalo de tiempo entre ambos depósitos, que probablemente se deba al fallamiento sin-tectónicamente con erupción Panalillo Inferior (Soto-Velasco et al., 2005)






CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA

La metodología a seguir para el desarrollo de este estudio, será la descrita a continuación:

1. Se investigará bibliografía de apoyo que corresponda a investigaciones realizadas anteriormente, con el fin de conocer la aplicación de magnetometría en estudios similares.

2. Adquisición de datos digitales de la configuración del Campo Magnético Residual (CMR), otorgados por el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP-IG)

3. Aplicación de un conjunto de algoritmos matemáticos a los datos del campo magnético que permitan obtener una mejora en la señal de los datos, con la finalidad de localizar anomalías magnéticas de interés asociadas a la estructura geológicas tales como diques y sistemas de fallamiento, esto con la ayuda del software Oasis propiedad de Geosoft. Los algoritmos aplicados serán los siguientes:

-  Reducción al Polo Magnético
-  Continuación Ascendente.
-  Derivada Vertical
-  Derivada Till
-  Señal Analítica.

4. Elaboración de mapas por cada algoritmo aplicado a los datos del CMR, y finalmente la realización de un modelo 3D que permita identificar los diques de la Ignimbrita Panalillo Inferior de La Sierra de San Miguelito.

Los archivos otorgados por la UASLP-IG corresponden a los datos aeromagnéticos de la zona de estudio, la adquisición de los datos estuvo a cargo del Servicio Geológico Mexicano (SGM), donde las características y parámetros de vuelo se describen a continuación:

Características del equipo

Magnetómetro: Scintrex de cesio, bombeo óptico

Sensibilidad: 0.001nT

Sistema de adquisición de datos: Picodas 1000

Cámara: video, color JVC, alta resolución

Magnetómetro estación base: Gem system GSM-19

Sensibilidad: 0.01nT

Radar altímetro: Sperry

Sistema de navegación:

Proyección: Universal Transversa de Mercator UTM

Cuadrícula: Cada 5000 m.

Esferoide: Clarke 1866

Datum: NAD27

Intervalo entre curvas: 5 nT.

Parámetros de Vuelo

Avión: Islander BN2-B27

Rumbo de líneas de vuelo: Norte-Sur

Distancia entre líneas de vuelo: 1000 m.

Distancia entre líneas de control: 20000 m.

Altura de vuelo sobre el nivel del terreno: 1000 ft

Navegación: Electrónica: GPS

Año: 1995

Datos del campo geomagnético al centro de la carta

Intensidad. 43879 nT

Inclinación: 50° 11´

Declinación: 07° 33´

CAPÍTULO 5. PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

El estudio de esta tesis mediante datos aeromagnéticos se utilizaron como primera etapa por ser un método de reconocimiento rápido y eficiente, la información se obtuvo del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Al momento de realizar el vuelo de adquisición de dichos datos se obtuvo el Campo Magnético Total (CMT), a la información adquirida le efectuó la resta del campo geomagnético producido por la Tierra (IGRF) obteniendo de esta forma el Campo Magnético Residual (CMR), dicho campo se puede asociar directamente con el magnetismo producido por las estructuras y cuerpos geológicos de la zona. Por lo tanto, a partir de la información proporcionada por el SGM que fue el *grid* del Campo Magnético Residual (CMR) (Figura 5.1). Se empezó a procesar en el programa Oasis Montaj v.8.4. para visualizar el grid de CMR y aplicar los filtros en el dominio de la frecuencia y que son descritos posteriormente.

Una parte importante en este estudio, fue la comparación de distintos filtros matemáticos aplicados a datos aeromagnéticos en la zona de estudio, para la determinación geofísica de los diques a superficie y su extensión a profundidad. Mediante el análisis comparativo de los resultados se dedujo el comportamiento, su posible génesis geológico y se propuso un modelo geofísico-geológico enfocado a los diques piroclásticos de la ignimbrita panalillo inferior de la Sierra de San Miguelito en San Luis Potosí.

5.1 Campo Magnético Residual (CMR)

En el mapa regional del CMR (Figura 5.1) donde incluyó el modelo de Elevación Digital (DEM) para una mejor interpretación de los datos. Se pueden observar una serie de anomalías que conforman un trend magnético compuestos por altos magnéticos, representados por colores rojos y rosas, con dirección NE en diagonal partiendo de la parte central de nuestro mapa, a manera de una franja que parece tener una inclinación de aproximadamente 53° , con valores de intensidad magnética en un intervalo de 369 -385 nT. También se localiza una zona de apófisis correspondiente a un alto magnéticos ubicados en la parte central Oeste del mapa, con característica monopolar de gran tamaño. Este mapa contiene rangos de valores en los cuales oscilan los valores de entre 318 nT hasta los 385 nT.

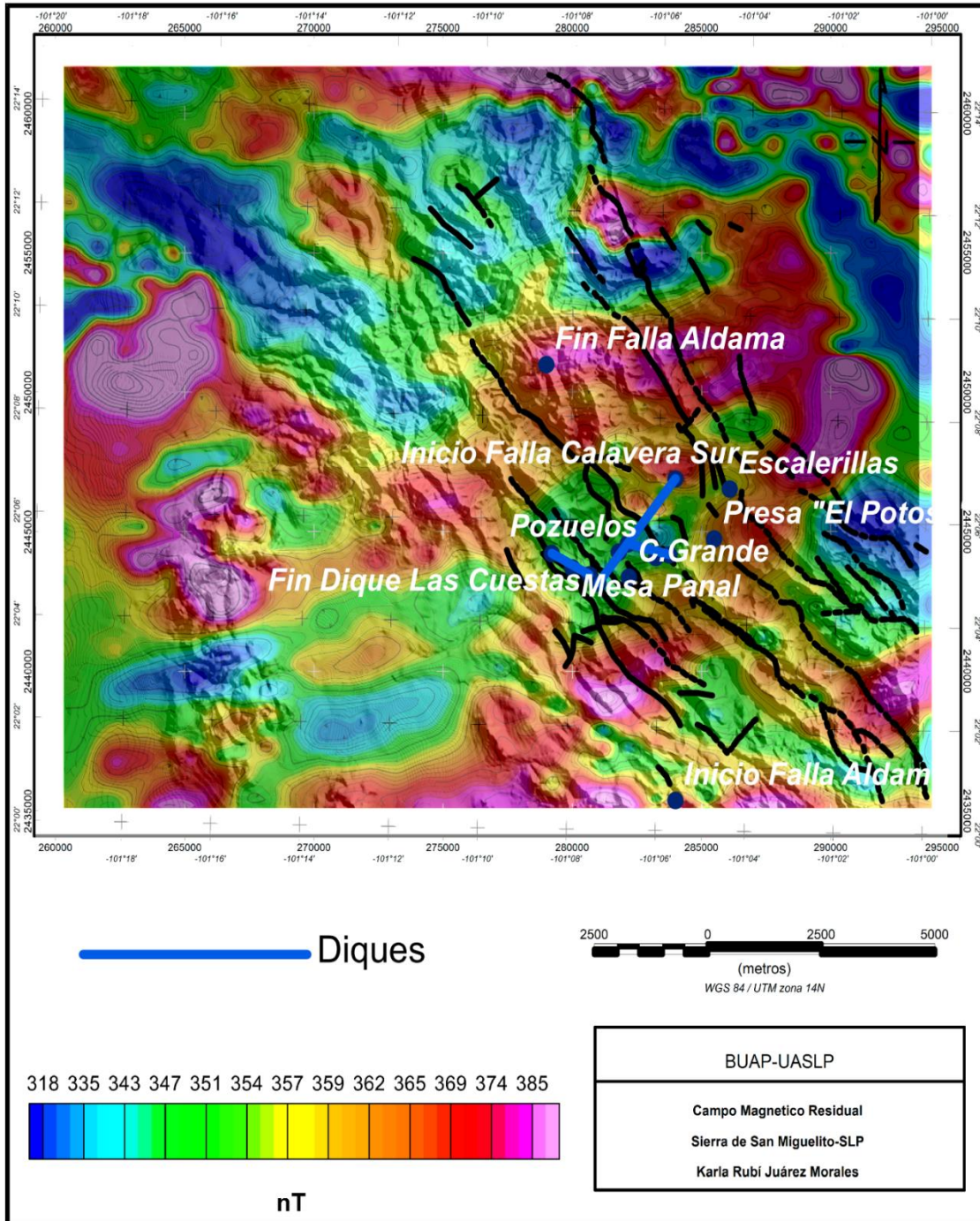


Figura 5.1 Mapa de la configuración del Campo Magnético Residual

5.2 Reducción al Polo

A los datos del CMR se le aplicó el algoritmo matemático de Baranov y Naudy (1964), mejor conocido como Reducción al Polo Magnético (CMRP), el cual modifica la inclinación y declinación de los datos del CMR a 90° y 0° respectivamente. Este filtro, como se explicó en capítulos anteriores, simula que el área de estudio se localiza en la zona polar en donde las anomalías magnéticas se ubican sobre las fuentes que las producen. En el mapa de CMRP (Figura 5.2) se puede observar que delimitamos la zona de estudio a un área determinada para poder centrarnos y describir desde un punto de vista geofísicamente específico en nuestra zona de interés. Las anomalías magnéticas sufrieron un ligero cambio en su magnitud y posición hacia el Norte respecto al CMR, el proceso de Reducción al Polo sirvió como mapa base para poder aplicar diferentes filtros matemáticos con la intención de obtener una señal más clara y poder definir mejor las anomalías asociadas a los cuerpos de interés referentes al tema de investigación.

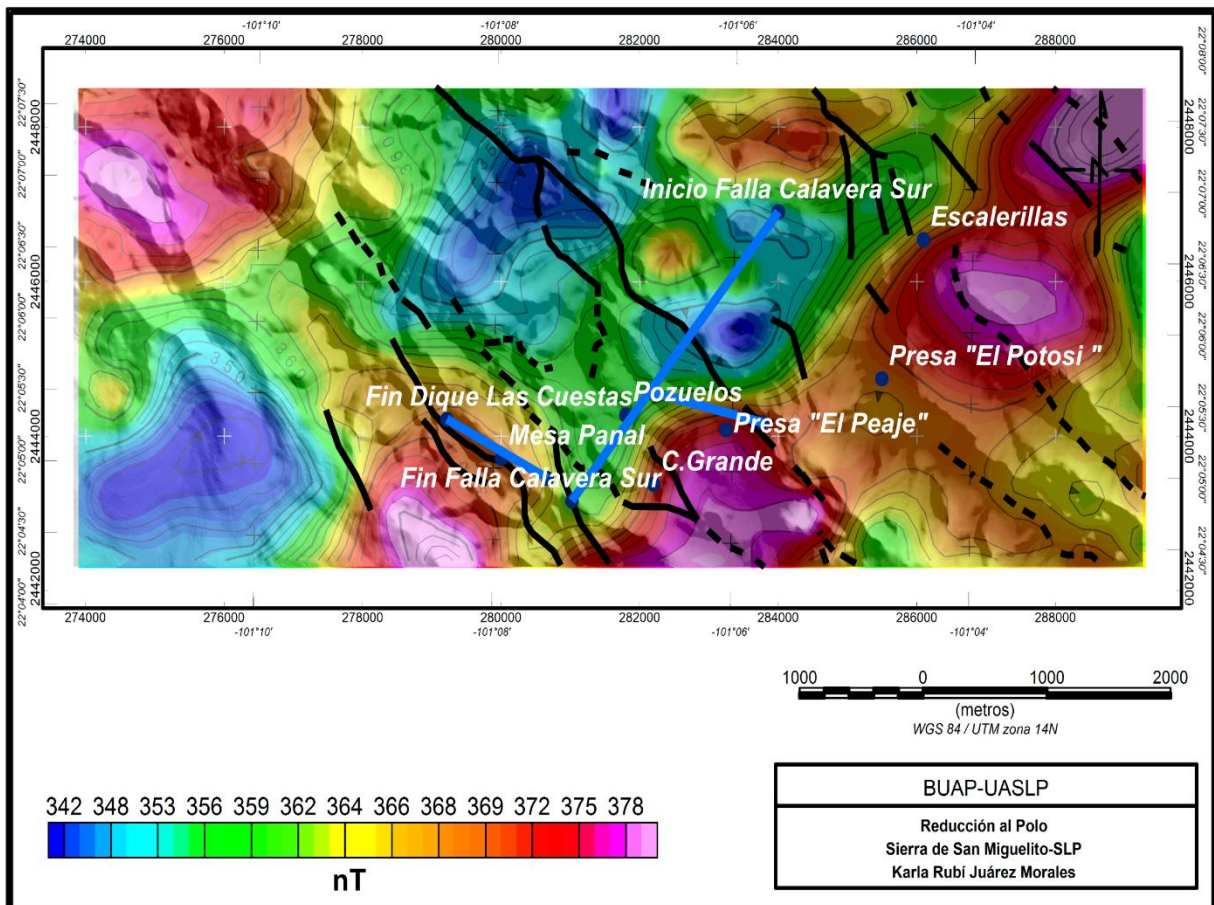


Figura 5.2 Mapa del campo Magnético Reducido al Polo

En el mapa del CMRP se le aplico el algoritmo matemático de Henderson (1970), también conocido como Continuación Ascendente del Campo Magnético (Figura 5.3), con el fin de atenuar el ruido superficial y resaltar la información de fondo. En este proceso a los datos se aplicó una continuación ascendente a 100m y se mostraron con una distribución normalizada para poder tener una señal más limpia en cuanto al ruido de las altas frecuencias para lograr una mejor visualización de las anomalías magnéticas.

En este mapa se pueden identificar zonas que muestran valores de magnetismo asociados a susceptibilidades magnéticas similares, las cuales se asocian con unidades geológicas. A estas zonas se les denomina Dominios Magnéticos. Los sectores o Dominios Geofísicos se definen como zonas dentro de la configuración de los mapas de anomalías las cuales se identifican por presentar un comportamiento similar en cuanto a sus características de longitud de onda y amplitud (López-Loera et al., 2011). En este caso no se definieron Dominios Magnéticos debido a que nuestro tema de estudio se centra en la identificación y ubicación de diques en la zona y a profundidad.

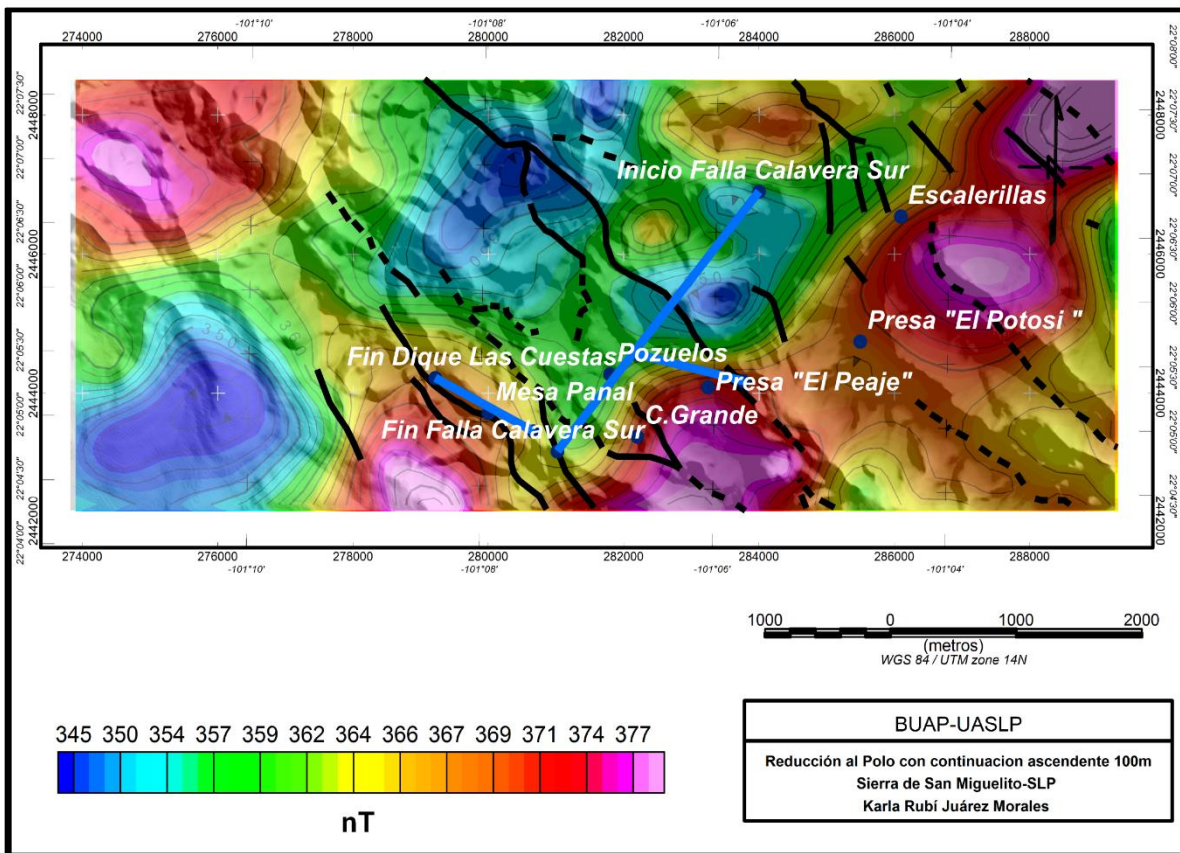


Figura 5.3 Mapa del campo Magnético Reducido al Polo con continuación ascendente a 100m

5.3 Primera derivada en dirección Z (1aDz)

Partiendo del mapa CMRP con continuación ascendente de 100m se aplicó el filtro de primera derivada en dirección Z (1aDz), calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Tiene el efecto de aclarar las anomalías, y ayuda a resaltar los contrastes en las configuraciones en las configuraciones del mapa, lo que permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de la misma.

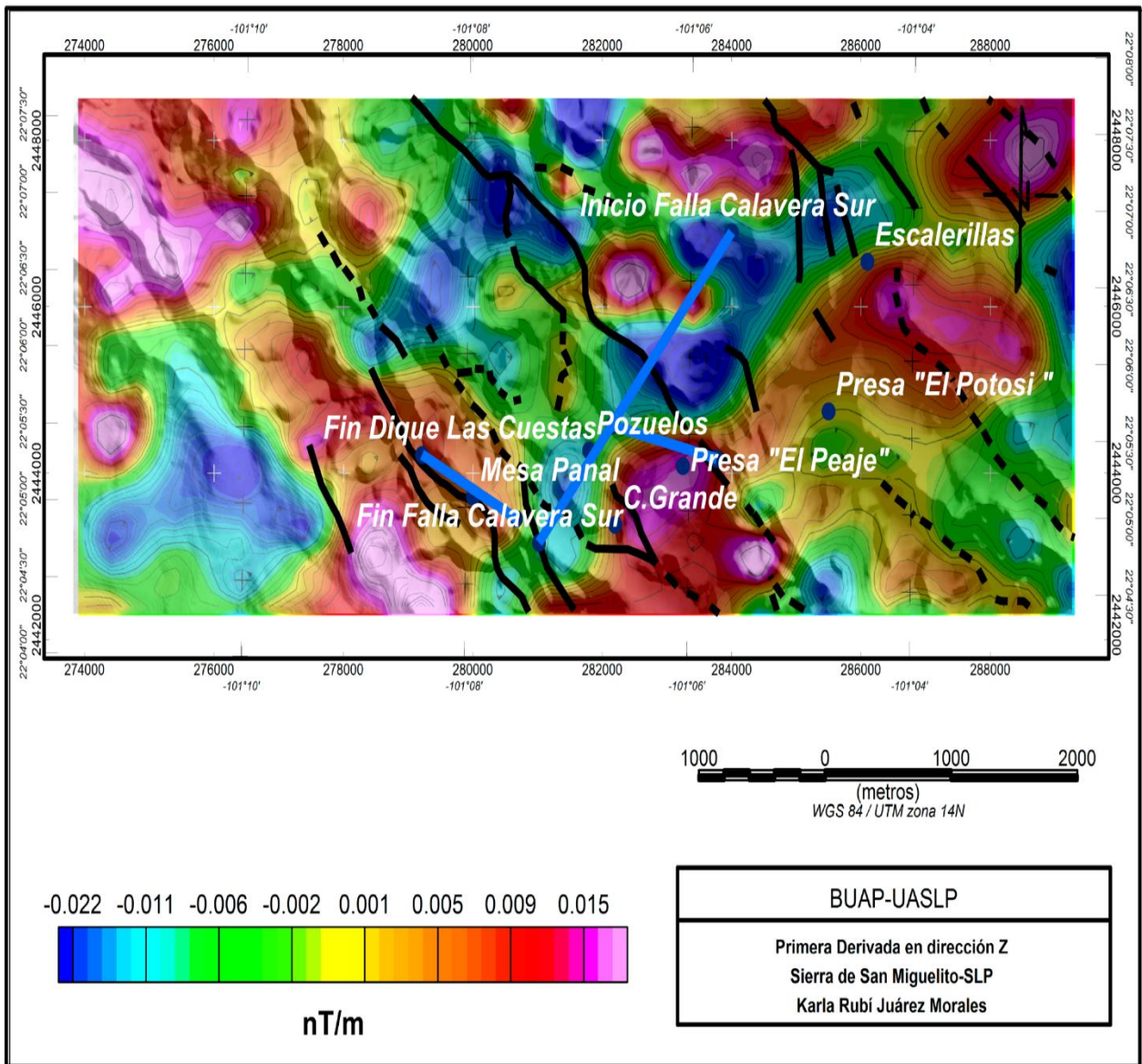


Figura 5.4 Mapa del campo Magnético Reducido al Polo con continuación ascendente a 100m aplicando primera derivada en dirección Z

5.4 Lineamientos Aeromagnéticos

Se realizó un análisis de lineamientos magnéticos aplicando algoritmos de Tilt Derivative (Miller y Singh, 1994), y 1ª Derivada en dirección Z con una continuación Ascendente de 100 m tomando como base al mapa de Reducción al Polo Ascendido a 100m. Con el objetivo de determinar zonas de gran gradiente magnético asociados a fallas, fracturas, diques y contactos litológicos, que probablemente en superficie no son tan evidentes debido a que se encuentran sepultados por unidades geológicas más recientes. Un lineamiento constituye una flexión o rasgo físico identificable en la superficie terrestre o en su caso en el subsuelo, a través de los patrones de anomalías geofísicas, el cual, como su nombre lo indica, tiene una forma lineal, rectilínea o suavemente curvilínea (O'Learly et al., 1976).

Ambos métodos matemáticos basados en derivados parciales en distintas direcciones, se pueden observar en los mapas que ambos procesos presentan una respuesta semejante y los lineamientos generados en cada mapa exhiben un comportamiento muy similar.

La primera interpretación corresponde a los lineamientos del mapa de la primera derivada que fue ascendida a 100m para poder definir mejor las estructuras y marcar las zonas de gradiente de importancia. En la figura 5.5 se observan los lineamientos aeromagnéticos que de manera general muestran direcciones preferenciales en NW-SE, y que con el apoyo del diagrama de rosas (figura 5.6) se obtendrán los rumbos y direcciones de los lineamientos de mayor y menor preferencia.

Para el análisis e interpretación descrita a continuación se tomó en cuenta el mapa creado con el algoritmo de Tilt derivate (Figura 5.7).

En la figura 5.7 se observa los lineamientos Aeromagnéticos, se puede observar que las anomalías magnéticas mostradas en mapas anteriores ahora son aisladas y puntuales, por lo que ayudan a definir mejor los lineamientos en las zonas de mayor gradiente.

Por otra parte, en la zona correspondiente al SE, se observa como las anomalías magnéticas sufren un cambio en forma y son representadas por altos valores de intensidad magnética, mismas que en el mapa de la primera derivada continuada a 100m, no se observaban, debido a esto se pudieron definir algunos lineamientos en dirección SW – NE preferentemente, y de menor medida en dirección SE – NW.

El diagrama de rosas (figura 5.8) fue generado con el objetivo de tener la información resumida sobre las direcciones y rumbos de los lineamientos en el mapa, en este diagrama se pueden observar que las direcciones preferenciales son congruentes con los rumbos generales de las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio

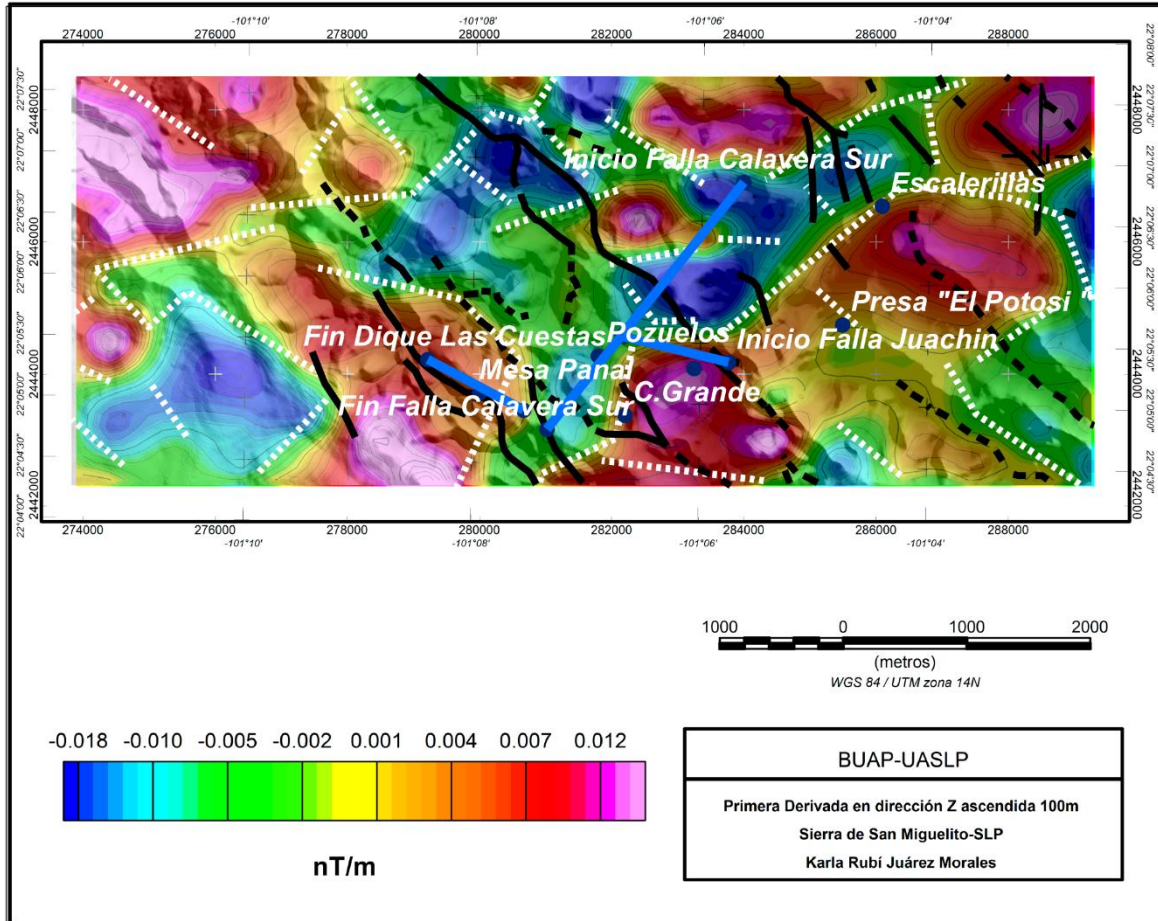


Figura 5.5 Lineamientos identificados en el mapa de la 1aDz ascendida a 100m.

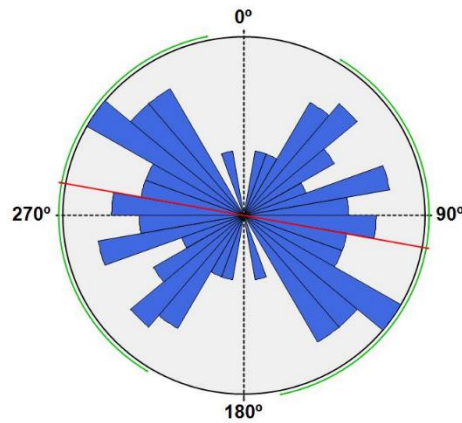


Figura 5.6 Diagrama de Rosas de los Lineamientos de la 1aDz ascendida a 100, en el diagramada se puede observar que tiene una dirección preferencial de N84.74°W con desviación estándar de $\pm 69.24^\circ$

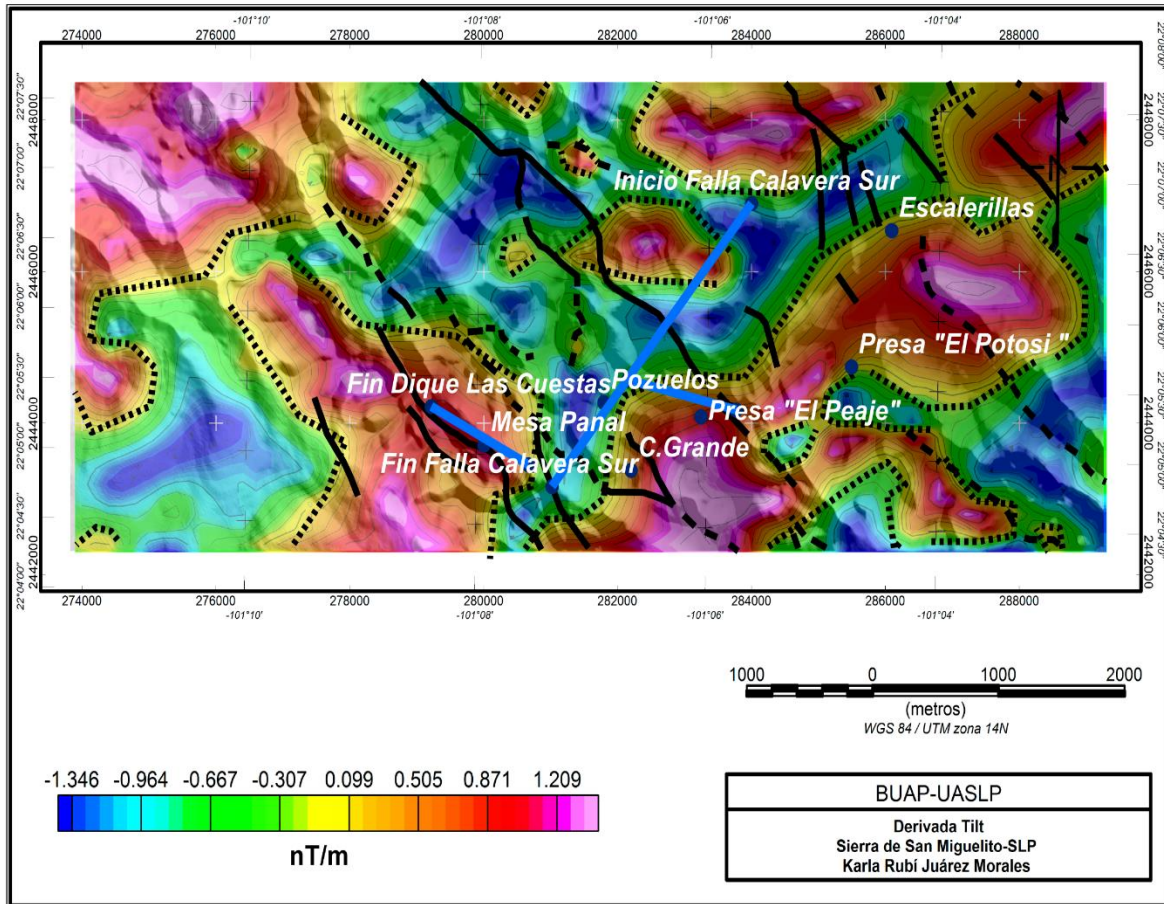


Figura 5.7 Lineamientos identificados en el mapa de la Derivada Tilt

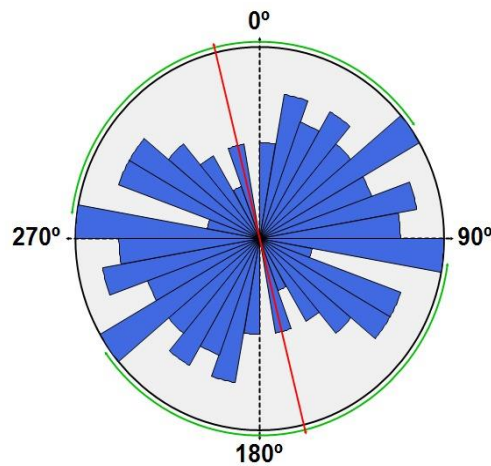


Figura 5.8 Diagrama de rosas de los lineamientos aeromagnéticos de Derivada Tilt ,en el diagrama se puede observar que tiene una dirección preferencial de N13.82°W con desviación estándar de $\pm 68.77^\circ$.

5.5 Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler (ED, por sus siglas en inglés) emplea gradientes para localizar límites y cuerpos magnéticos y además estimar sus profundidades. La ED emplea la Señal Analítica como gradiente y el índice estructural (SI, por sus siglas en inglés) que se define, para determinar la geometría de los cuerpos geológicos que se están buscando.

Un punto importante que nos llevó a aplicar la deconvolución, es la localización de estructuras que deben corresponder a fallas o diques. La existencia de fallas obtenidas en estudios previos ayudó en esta ocasión a corroborar que las localizaciones obtenidas con la deconvolución debían desarrollarse sobre planos parecidos.

En este presente trabajo se configuró la herramienta ED para la estructura de contactos o bordes, cambios de litología y fracturas o diques. Dado que distintas estructuras geológicas tienen distintas respuestas magnéticas.

Es importante mencionar que esta técnica se empleó desde sus inicios sobre datos obtenidos de la 1era derivada.

Se usaron además dos índices estructurales 0.5 y 1.0 con una ventana de deconvolución de 10 puntos. Los resultados, esbozados con grupos de círculos de colores por rangos de profundidad de fuentes, se exhiben en la figura 5.9. El SI es la tasa de cambio con la distancia para el campo magnético o de la gravedad, se relaciona con los cuerpos geológicos inferidos que determinan el conjunto de soluciones de Euler. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 5.9 con índice estructural 1.0 y figura 5.10 con $SI = 0.5$. A continuación se describen los resultados observados en cada uno de los análisis.

En la figura 5.9 se muestran las profundidades estimadas con un SI de 1.0 un tamaño de ventana de Euler 10 y una tolerancia de error del 15 %, el SI muestra las profundidades de las muestras magnéticas asociadas a diques, geofísicamente hablando está relacionado a profundidades de los diques, y van de -2064 a 1435 m la imagen se divide en 4 diagramas:

En el diagrama A): Donde se localiza las partes más profundas y se puede visualizar un trend magnético cerca de la Mesa Panal y otro que se desplaza hacia el NE en dirección a Escalerillas, las profundidades abarcan desde los -2064 a -450.

En el diagrama B): Se puede observar la mayor concentración de fuentes a este rango de profundidades que van de -451 a 600 m, teniendo una distribución por toda la zona de estudio.

En el diagrama C): Se puede observar las profundidades donde se encuentran los cuerpos más someros que va del rango de los 601 a 1435 donde se encuentra una mayor concentración de Euler, marcando un trend magnético en la parte SW, se puede observar que los cuerpos más someros se encuentran cerca del área de Escalerillas.

Por último, en el diagrama del inciso D) se resaltan las zonas de fallas, diques relativamente delgados que se encuentran en posición subvertical, sus profundidades van de -2014 a 1385 m, notándose que la mayor concentración de soluciones se encuentra en la parte SW de la zona de estudio.

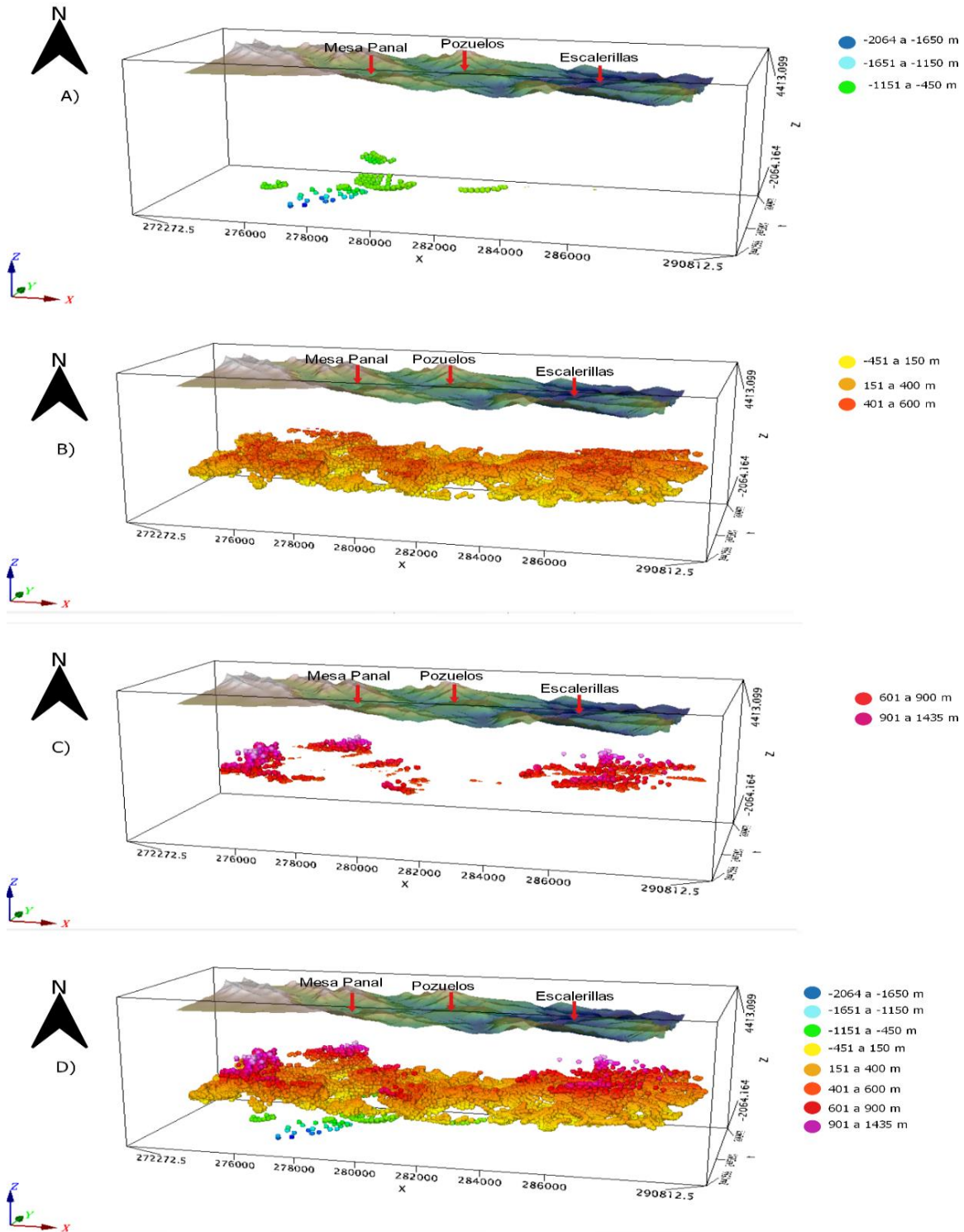


Figura 5.9; diagrama A) Solución de Euler profunda (-2064 a -450); diagrama B) Solución de Euler media (-451 a 600); diagrama C) Solución de Euler somera (601 a 1435); diagrama D) Solución de Euler de la zona de estudio con sus diferentes profundidades.

Un segundo resultado de la deconvolución de Euler consiste en un plano de localización de fuentes magnéticas utilizando Euler Estándar con un índice estructural de 0.5. (Figura 5.10 diagrama D) se resaltan las zonas de contactos que se encuentran en posición subvertical con rango de profundidades -1706 a 1001 m.

En esta figura los círculos de tonalidad fría (variación de azules) corresponden a fuentes más profundas. El rango de profundidades obtenidas va desde -1706 m a los 1001 m. (Figura 5.10 diagrama A).

La mayor cantidad de localizaciones recae en el rango de profundidades entre los -451 a 600 m (Figura 5.10 diagrama B). Una peculiaridad de este resultado con índice 0.5 es que las soluciones de Euler tienen una tasa más baja de dispersión comparada con la Solución de Euler con índice 1.0

La parte más somera corresponde a los colores cálidos (Figura 5.10 diagrama C) con un rango de profundidad entre 601 a 1435 m

En la Figura 5.10 diagrama D) se puede observar la solución completa de Euler donde también se aprecia que cambia de profundidades con respecto a la solución con índice estructural 1.0 los valores son más bajos por lo tanto cambian su ubicación en el modelo 3D con topografía, aunque estos cambios son mínimos y por tanto a simple vista no se notan.

El método de la deconvolución Euler 3D no adopta ningún modelo geológico en particular. La deconvolución puede aplicarse e interpretarse incluso cuando los modelos particulares, como prismas o diques, no representan con precisión la geología.

Las estimaciones de profundidad suelen utilizarse para delinear estructuras geológicas que producen una anomalía magnética.

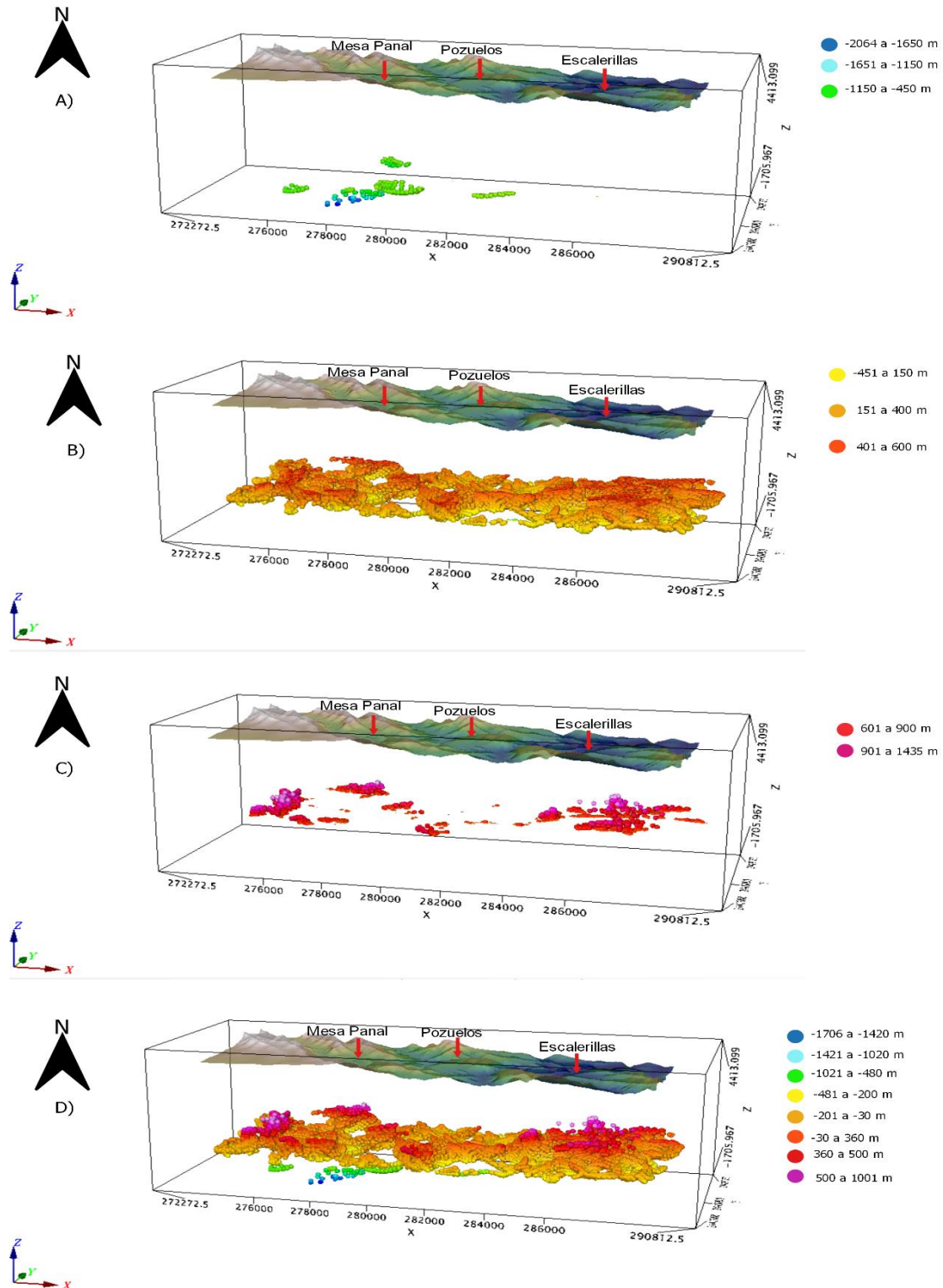


Figura 5.10; Diagramas Solución de Euler con índice Estructural 0.5

5.6 Deconvolución de Werner

Deconvolución de Werner

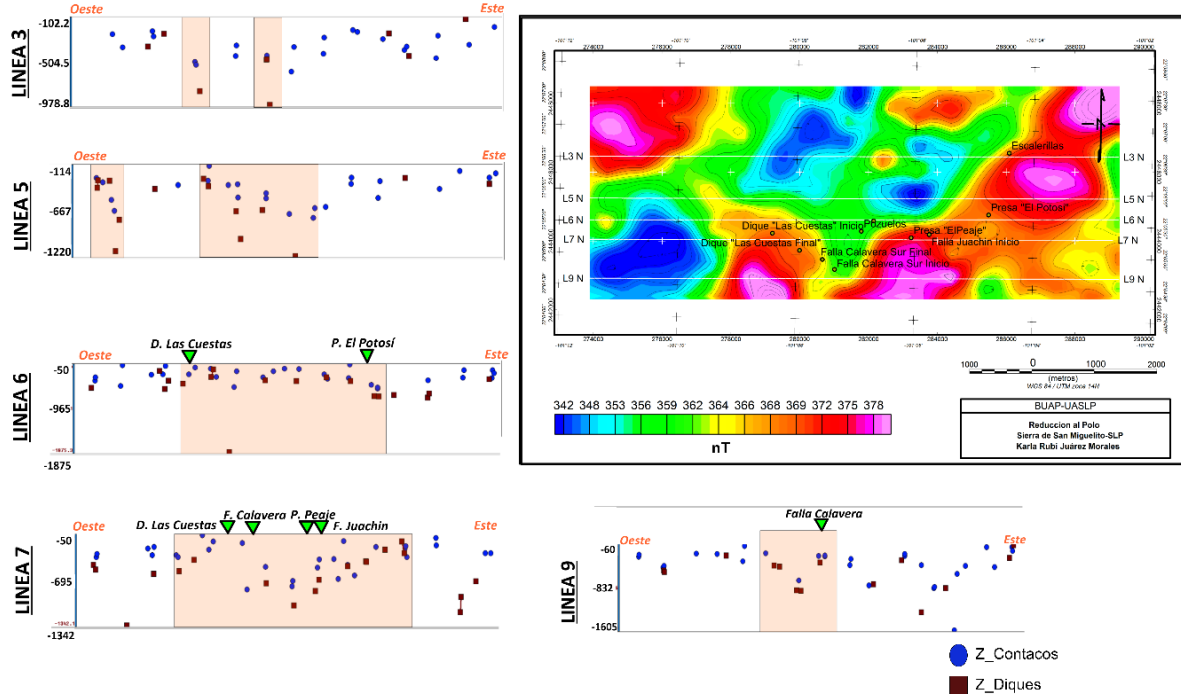


Figura 5.11 Estimación de Profundidades con deconvolución de Werner en perfiles horizontales en zona de estudio.

Las soluciones de Werner donde se utiliza la respuesta magnética de cuerpos geológicos, como los diques, para determinar la morfología del basamento magnético, la profundidad es dependiente de las respuestas de diques y contactos.

Para la aplicación de esta metodología en la zona de estudio, se utilizó el correspondiente al mapa de Reducción al Polo, la cual se dividió en líneas horizontales distribuidas en toda la zona estudiada, para un total de 9 líneas numeradas de Norte a Sur.

Las líneas que se pueden describir a continuación fueron elegidas por las respuestas de concentraciones entre los diques y contactos en nuestra zona de estudio.

- Línea 3 se encuentra con una profundidad máxima de -978.8 y con una mínima de -102.2 msnm en esta línea se encuentran 2 trazos donde se puede ver una concentración entre diques y contactos, aunque es mínima, la línea se ubica muy cerca de la localidad de Escalerillas.

- Línea 5 en esta línea se puede apreciar dos segmentos donde se observa una concentración entre diques y contactos mínima, puesto que esta línea no pasa cerca de algún lugar de referencia ubicados en nuestra zona de estudio.
- Línea 6 tiene características donde su máxima profundidad corresponde a -1875 y su mínima es de -50 msnm, se puede observar que su mayor concentración corresponde a un segmento donde se encuentran el inicio de Dique las Cuestas y la ubicación de la presa “El Potosí”.
- Línea 7 esta línea se puede describir como la línea con mayor concentración entre diques y contactos puesto que esta línea cruza por dique “Las Cuestas”, Falla “Calavera Sur”, presa “El Peaje”, y falla “Juachin”, donde llega a una profundidad máxima de -1342, con una mínima de -50 msnm.
- Línea 9 en esta línea se puede observar un pequeño segmento donde existe una concentración considerable de profundidades que está relacionada a la ubicación de la falla Calavera Sur.

5.7 Propuesta de modelo 3D

El principal objetivo de este estudio es la identificación de estructuras geológicas tales como diques piroclásticos a través de la obtención y procesamiento de datos con magnetometría aérea, para poder definir la estimación de la ubicación, la geometría y profundidad de las diferentes estructuras, se realizó un modelo 3D de la zona de estudio.

Para la obtención de este modelo se utilizaron 3 componentes;

- Mapa de 1ª Derivada en dirección Z con una continuación Ascendente de 100m (lineamientos)
- Profundidades obtenidas por medio de puntos estimadas por Euler (puntos rojos) y Werner (puntos azules)
- DEM con puntos de referencia.

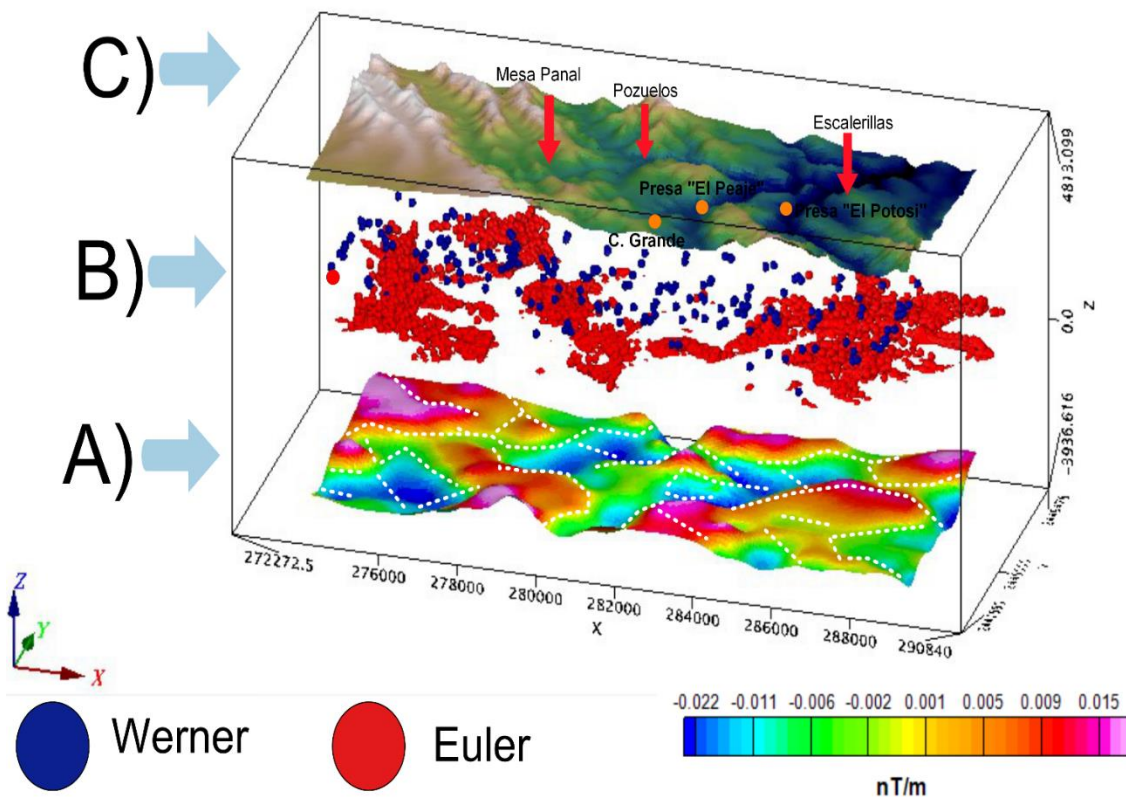


Figura 5.12 Modelo 3D con los componentes de los procesos realizados para esta Tesis.

En el modelo 3D se observa que en el mapa donde se marcaron los lineamientos (A) se corrobora que los diques encontrados tienen su relación de emplazamiento al sistema de fallas, la respuesta magnética en su mayoría son altos asociados al contenido de magnetita y biotita encontrados en la Ignimbrita, las respuestas de bajos magnéticos se asocian a rocas de tipo sedimentario y a presencia de fallas, al determinar lineamiento se ubican las zonas de debilidad por la cual emergió el material.

En el componente B) del modelo 3D donde se grafican las respuestas de la estimación de profundidad se observa en cuanto a las soluciones de Euler parecen indicar las profundidades del basamento magnético, se utilizó el índice estructural 1.0 el cual ilumina cuerpos tabulares, esto se refiere a que tienen extensión infinita; en campo magnético da solución a diques, la solución es similar a la de SI 0.5, que significa que hay predominio de fallas con intrusiones lo que se refiere a diques encontrados,

Las soluciones de Werner proporcionan resultados para estructuras someras debido a que tienen menos alcance de profundidad respecto a Euler, se puede apreciar que las soluciones presentan una peculiaridad, sus resultados presentan una alta tasa de dispersión, pero su concentración menos dispersa se concentra en la zona donde inicia "Dique Las Cuestas" y finaliza cerca de la Presa "El Potosí".

El componente con inciso C) hace referencia al Modelo digital de Elevación donde se puede observar depresiones y la principal es ocupada por la presa "El Peaje", en esta zona geomorfológica aflora principalmente la Ignimbrita Cantera y la Riolita Panalillo Inferior, el poblado de Pozuelos se ubica en un valle, la Mesa Panal pertenece a una meseta con escarpes abruptos, esta geomorfología nos sirvió para poder tener zonas de referencia donde se ubican los diques encontrados.

Mapas en conjunto nos dan la geometría de los diques que se localizaron teniendo como máxima profundidad 1440m. con orientación preferencial NW, SE.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

Realizando una recopilación de los datos obtenidos en cada filtro aplicado a los datos aeromagnéticos sobre nuestra área de estudio se presentan las siguientes conclusiones:

- En el mapa del Campo Magnético Residual (CMR), se identificó un área que conforma un trend magnético compuesto por altos en dirección NE, y en sentido Oeste se localizó zona de apófisis de gran tamaño, se observa que los bordes siguieron un patrón por donde ya se tenía localizado anteriormente por medio de estudios geológicos fallas con dirección NW que coinciden con los diques encontrados y que se marca discontinuidad donde se encuentran la mayoría de nuestros puntos de referencia.
- En el mapa de Reducción al Polo se delimito la zona de estudio a un área determinada para centrarnos en las anomalías, donde sufrieron un cambio respecto al CMR en su magnitud y posición, donde se aprecia dos altos que se pueden relacionar con las rocas ígneas de dicha zona.
- En el mapa de RP se le aplico una continuación Ascendente del campo magnético con el fin de atenuar las anomalías más superficiales, que facilitara la identificación de anomalías y estructuras más profundas y regionales, este mapa fue la base para la aplicación de los diferentes filtros matemáticos.
- Aplicando el filtro de Primera Derivada en dirección Z (1aDz), se aclararon anomalías que ayudaron a resaltar el contraste que sirvió para delinear bordes de cuerpos que se relacionan a los diques encontrados
- Para localizar los lineamientos nos basamos en el mapa que fue el de 1aDz con continuación Ascendente a 100m. con el fin de asociar las zonas de mayor gradiente magnético que se relaciones a, las fallas o diques, donde se puede observar que la mayoría de los lineamientos aeromagnéticos presentan direcciones NW-SE.
- Se utilizo un segundo mapa para lineamientos que fue el del filtro Till derivata que iguala las amplitudes de la señal y sus picos transformados se sitúan sobre el centro del cuerpo que los causa esto con la finalidad de detectar bordes en contactos geológicos que están relacionados a las fallas y zonas de debilidad
- Utilizando Deconvolución de Euler se realizó estimación de la profundidad de los cuerpos profundos que generan las anomalías magnéticas donde se pudo corroborar que el cuerpo más profundo corresponde a 1440m.
- Se utilizo un segundo método que es la Deconvolución de Werner esta con la intención de obtener la profundidad de los cuerpos más someros ya que este método no tiene gran alcance de profundidad, por lo que arrojó una respuesta con un mínimo de profundidad de -50 m

- Con el modelo 3D se ubicaron los resultados principales de la geometría de los diques encontrados por medio de mapa magnético, la estimación de profundidades por diagrama de soluciones y su topografía por medio del DEM.

RECOMENDACIONES

Es importante recalcar que mediante este trabajo se identifican la presencia de otros diques cuyas anomalías no afloran a superficie y no han sido descubiertas por trabajos previos, realizar mediante estudios de Sonde Eléctrico Vertical y técnica de magnetometría terrestre que complementen los resultados obtenidos con el presente trabajo, ambos con el fin de elaborar un modelo mas preciso en cuanto a forma y extensión a profundidad de los cuerpos identificados en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Baranov, V. and Naudy, H., (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics*.

Blakely R, (1988). Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic. Data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*.

Blakely R., (1995) *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.

Baranov, V., (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*.

Cerón, F. A., 1989. Método de deconvolución Werner en la interpretación magnética del basamento. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. Vol. XXI, Núm. 3. 25-32 p.

Clarck, D.A., (1997). *Magnetic properties of rocks and minerals*. AGSO *Journal of Australian Geology & Geophys.*

Dean, W.C., 1958, *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation*: *Geophysics*.

FitzGerald, D, Reid, A. and Mcinerney, P. (2004). New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computers and geosciences*.

Flores, C y González, M. (2011). *Exploración Geofísica*. *Geos*, 31, 7.

Gass I., Smith P. and Wilson R. (1980). *Introducción a las ciencias de la tierra*. España: Reverte.

Government of Canada. (2017). *Componentes magnéticos*. Septiembre 08, 2018, de Government of Canada.

Henderson, G. (1973). On the validity of the use of upward continuation integral for total magnetic intensity data: *Geophysics*.

Labarthe. (1982). Cronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, 287-303.

Nabighian M.N., (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, V.37, p. 507–517.

Nabighian, M.N. Grauch V.J; et al., 2005. 75th Anniversary. The historical development of the Magnetic Method in Exploration: *seg, Geophysics*.

Nieto Samaniego, A., and Alanís-Álvarez. (2005). La mesa central de México: estratigrafía, estructura, y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 285-318.

Telford, W.M. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Estados Unidos de América.

Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., TorresHernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de san Luis Potosí, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen 61, 287-303.

Panofski, W. and Philips, M. (2005). *Classical electricity and magnetism*, New York, Dover.

Reeves, C. (2005). *Aeromagnetic Surveys Principles, Practice and Interpretation*. Canada: Geosoft.

Rosales, D., and Vidal, E. (2016). Variación diurna estacional del campo geomagnético registrado en el observatorio de Huancayo. *Latinmag Letters*, 6, 1-6.

Ruiz, F. (2001). *Geomagnetismo*. En *Apunte de Cátedra: Geofísica Aplicada* (21). Argentina: Universidad Nacional de San Juan.

Verduzco, B., Fairhead, J., Green., C. and MacKenzie, C. (2004). New Insights into Magnetic Derivatives for Structural Mapping: *The Leading Edge*, 23, 116–119.

Werner, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies: *Sveriges Geol. Undersok; Ser. C, Arsbok*. 43 (1949, no.6).

Zhang C., Mushayandebvuḡ M., Reid A and Odergard M. (2000). Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, Vol. 65 No 2, 512-520