



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**“PROSPECCIÓN MAGNETOMÉTRICA AÉREA Y TELEDETECCIÓN CON  
ASTER EN EL ÁREA MAPIMÍ-TLAHUALILO-VELARDEÑA: UN  
ENTENDIMIENTO METALOGENÉTICO A LAS POSIBLES FUENTES  
MAGMÁTICAS QUE DIERON ORIGEN A LA MINERALIZACIÓN  
POLIMETÁLICA”**

Tesis que presenta

**Jorge Luis Jiménez Morales**

Para obtener el grado de

**Maestro en Geociencias Aplicadas**

**Director de la Tesis:**

Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., 10 de noviembre del 2023.



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Prospección magnetométrica aérea y teledetección con ASTER en el área Mapimí-Tlahualilo-Velardeña: un entendimiento metalogénico a las posibles fuentes magmáticas que dieron origen a la mineralización polimetálica**” presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Jorge Luis Jiménez Morales** y aprobada el **diez de noviembre del dos mil veintitrés** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. Héctor López Loera**

Director/Codirectores de la tesis

---

**Dr. José Tuxpan Vargas**

Miembro del Comité Tutorial

---

**Dr. Macario Rocha Rocha**

Miembro del Comité Tutorial



## Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de **Geofísica** de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del **Dr. Héctor López Loera**.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología **No. 1105515** y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Página para copia del acta de examen.

## DEDICATORIA

*A mi núcleo familiar, donde fueron forjados los valores para una sociedad sana, la vida comienza y el amor nunca termina.*

## AGRADECIMIENTOS

*“En el universo mágico no hay coincidencias ni hay accidentes. No sucede nada a menos que haya alguien que desee que suceda.”*

WILLIAM S. BURROUGHS (1914-1997).

Agradezco infinitamente al universo la oportunidad de estar en el aquí y ahora, culminando este proyecto de vida, yo te pedí esto y hoy es una realidad.

Agradezco a Dios por los excelentes padres que tengo, gracias por su amor incondicional y apoyo en cada una de mis decisiones, no tengo como pagar todo lo que han hecho por mí y mis hermanos.

Gracias a mis hermanos por su apoyo, amor y paciencia, sin duda alguna nos tendremos siempre porque no solo compartimos la misma sangre, los mismos padres y vivencias, sino un amor mutuo que teje redes de apoyo y comprensión.

Gracias a mis abuelitos, sus apapachos y cariño me hacen sentir muy especial, sus enseñanzas siempre las recuerdo, Mamá Jepi sigo aprendiendo tanto de ti, estoy muy feliz porque siempre estás con nosotros compartiéndonos amor y experiencia.

Agradezco al Dr. Héctor López Loera por compartirme su experiencia y conocimiento para la elaboración de este proyecto de investigación, así como su amistad, mi admiración a su persona y a la experiencia que ha forjado a lo largo de estos años.

Infinitas gracias al Dr. Macario Rocha, por haberme guiado en tópicos de geología económica y de yacimientos minerales, sin duda alguna su orientación fue muy oportuna y eficaz a mi proyecto de investigación, así como en la corrección de redacción y diseño de formato de la tesis.

Gracias al Dr. José Tuxpan, por guiarme en tópicos de percepción remota y en la creación de los índices espectrales de imágenes satelitales. Extiendo mi agradecimiento al M. en C. David Torres Gaytán por guiarme y enseñarme el correcto uso de *softwares* de las geociencias, así como su amistad.

Agradezco a mis compañeros y amigos del posgrado, por las buenas pláticas, apoyo, hacerme sentir querido y que no estaba solo, espero seguir sabiendo de cada uno de ustedes y que sus proyectos de vida salgan mejor de lo que esperan.

A los investigadores del IPICYT, gracias por compartirme sus conocimientos y experiencia, por adentrarme en el maravilloso mundo del saber y despertar en mi la curiosidad de la investigación, de replantearme lo que creo saber y de enseñarme que la verdad no existe si no que es algo subjetivo.

Por último y no menos importante agradezco al IPICYT y CONAHCYT por darme la oportunidad de estudiar un posgrado, por abrirme las puertas de sus instalaciones y por el apoyo económico que recibí a través de una beca de manutención a lo largo de estos meses.

---

## ÍNDICE

CONTENIDO	Página
Aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	xi
Lista de tablas	xvi
Resumen	xviii
Abstract	xx

### CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

I.1 Preámbulo	1
I.2 Antecedentes	2
I.3 Hipótesis	4
I.4 Objetivos	4
I.5 Objetivos específicos	4
I.6 Problemática	5
I.7 Localización del área de estudio	5

### CAPÍTULO II. GEOLOGÍA REGIONAL Y ECONÓMICA

II.1. Geología Regional	7
• Provincias geológicas	10
• Plataforma de Coahuila	11
• Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas	12
• Paleogeografía y evolución magmática	13
II.2. Estratigrafía	15
• Estratigrafía de la Plataforma de Coahuila	15
• Estratigrafía del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas	25

II.3. Rasgos Estructurales	36
II.4. Geología Económica	38
• Alteraciones y Metalogenia	39
II.5. Fuentes de mineralización	42
<b>CAPÍTULO III. FUNDAMENTOS TEÓRICOS</b>	
III.1. El magnetismo como herramienta de exploración	43
III.2. Conceptos básicos del magnetismo	44
• Campo magnético	45
• Relación entre B y H	48
• Magnetización Inducida y remanente	49
III.3. Campo Magnético de la Tierra	51
III.4. Variaciones temporales del campo potencial	53
III.5. Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)	55
III.6. Anomalías magnéticas	56
III.7. Filtros matemáticos	57
• Campo Magnético Total	58
• Campo Magnético Residual	58
• Reducción al Polo	58
• Señal Analítica	59
• Derivadas en la dirección Z	59
• Continuación Analítica del campo	60
III.8. Propiedades Diamagnéticas, Paramagnéticas, Ferro y Ferri magnéticas de las rocas	61
III.9. Susceptibilidad magnética de las rocas	64
III.10. Modelado magnético aéreo 3D	67
ANÁLISIS GEOESPACIAL	70
III.11. Generalidades del satélite ASTER	71
III.12. Espectro electromagnético	72

III.13. Subsistema Infrarrojo Visible y Cercano ( <i>VISIBLE AND NEAR INFRARED VNIR</i> )	73
III.14. Subsistema Infrarrojo de Onda Corto ( <i>SHORT WAVE INFRARED SWIR</i> )	74
III.15. Subsistema Termal de la Onda Corta ( <i>SHORT WAVE THERMAL TIR</i> )	74
III.16. Normalización	75
III.17. Calibración Radiométrica	75
III.18. Efectos atmosféricos	76
III.19. Construcción de índices espectrales	76
III.120. Análisis de Componentes Principales ( <i>PCA</i> )	77
<b>CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA</b>	
MAGNETOMETRÍA AÉREA	80
IV.1. Características del vuelo	80
IV.2. Magnetómetro empleado en este estudio	80
IV.3. Procesamiento de la información aeromagnética	80
IV.4. Estimación de la profundidad de fuentes magnéticas	81
IV.5. Modelación Geológica – Geofísica 2D	84
IV.6. Inversión Magnética	85
ANÁLISIS GEOESPACIAL	86
IV.7. Pre- procesamiento de las imágenes satelitales	87
IV.8. Construcción de índices espectrales	89
IV.9. Análisis de los componentes principales ( <i>PCA</i> )	89
<b>CAPÍTULO V. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS</b>	
V.1. Magnetometría aérea	91
V.2. Identificación de zonas con potencial minero y su caracterización	95
V.3. Lineamientos aeromagnéticos	122
V.4. Modelos Geológico – Geofísicos 2D	126
V.5. Magnetometría aérea 3D	137
V.6. Análisis Geoespacial	148

**CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Conclusiones	162
Recomendaciones	164
<b>Anexos</b>	165
<b>REFERENCIAS</b>	172

---

LISTA DE FIGURAS CONTENIDO	Página
Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. (A) Mapa de la República Mexicana con la zona de estudio en el recuadro en rojo. B) MDE del área de estudio.	6
Figura 2: Mapa de litologías del área de estudio. Modificado de (Barbosa <i>et al.</i> , 2008).	9
Figura 3: Provincias geológicas de la República Mexicana (Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , 1992).	11
Figura 4: Mapa de características paleotectónicas Mesozoicas y Cenozoicas del NE de México. Modificado de (Rocha-Rocha, 2016).	15
Figura 5: Columna estratigráfica para la Plataforma de Coahuila. Modificado de (Barbosa <i>et al.</i> , 2008).	16
Figura 6: Columna estratigráfica para la provincia geológica Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas. Modificado de (Rocha-Rocha 2016).	26
Figura 7: El campo magnético terrestre es dipolar en la naturaleza, con líneas de campo magnético de la Tierra con dirección N-S (Lanza y Meloni, 2006).	43
Figura 8: Componentes del campo magnético (Lanza y Meloni, 2006).	46
Figura 9: Componentes del campo geomagnético en coordenadas esféricas (Lanza y Meloni, 2006).	48
Figura 10: Distribución de la intensidad del campo magnético F sobre la superficie terrestre, para el año 2000 (NOAA, 2023).	51
Figura 11: Campo geomagnético con inclinación de 11.5° con respecto al eje de rotación (McElhinny, 1973).	52
Figura 12: En levantamientos aeromagnéticos el sensor registra la suma del vector del campo magnético ambiental y la contribución anómala de fuentes locales (Reeves, 2005).	56

---

Figura 13: Descripción gráfica de las anomalías magnéticas (Reeves, 2005).	57
Figura 14: Esquema de momentos magnéticos (Tarling y Hrouda, 1993).	64
Figura 15: Diagrama de inversión de datos aeromagnéticos. A) Configuración del CMT, simulado sobre el modelo de vector de magnetización. B) modelo del prisma enterrado. C) modelo obtenido a partir de la técnica de MVI (Ellis <i>et al.</i> , 2012).	69
Figura 16: División del espectro electromagnético (Ordóñez, 2012).	72
Figura 17: Diagrama de la metodología aplicada a este trabajo de investigación.	79
Figura 18: Representación gráfica del método del ancho medio. Modificado de (Peters, 1949).	82
Figura 19: Espectro de Potencia Promediado Radialmente para datos aeromagnéticos.	84
Figura 20: Mapa del CMR del área de estudio en la porción NNE de la República Mexicana.	92
Figura 21: Mapa del CMRP, sobre los que son trazados perfiles en las anomalías magnéticas con interés de ser caracterizados.	93
Figura 22: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía magnética Las Uvas.	96
Figura 23: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU <sub>up</sub> _4km) y de la topografía de la anomalía Las Uvas.	97
Figura 24: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Las Uvas.	98
Figura 25: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Las Uvas.	99
Figura 26: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía magnética San Antonio.	101

---

Figura 27: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU <sub>p</sub> _4km) y de la topografía de la anomalía San Antonio.	102
Figura 28: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía San Antonio.	103
Figura 29: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía San Antonio.	104
Figura 30: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía magnética Velardeña.	107
Figura 31: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU <sub>p</sub> _4km) y de la topografía de la anomalía Velardeña.	108
Figura 32: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Velardeña.	108
Figura 33: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Velardeña.	110
Figura 34: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía magnética Ojuela-Platosa.	112
Figura 35: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU <sub>p</sub> _4km) y de la topografía de la anomalía La Ojuela-Platosa.	113
Figura 36: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Ojuela-Platosa.	113
Figura 37: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Ojuela-Platosa.	114
Figura 38: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía magnética Ojuela-Rabioso.	116
Figura 39: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU <sub>p</sub> _4km) y de la topografía de la anomalía La Ojuela-Rabioso.	117
Figura 40: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Ojuela-Rabioso.	117

Figura 41: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Ojuela – Rabioso.	118
Figura 42: Mapa del CMRP con la 1aDz continuada ascendentemente a 1 Km, para identificar lineamientos aeromagnéticos.	123
Figura 43: Diagrama de rosas para analizar estadísticamente la dirección que siguen los lineamientos aeromagnéticos.	124
Figura 44: MDE de la zona de estudio, al cual le fueron sobrepuestos los lineamientos aeromagnéticos identificados a partir de diversos filtros de la red.	125
Figura 45: Modelo 2D del perfil A-A', de la anomalía magnética Las Uvas.	129
Figura 46: Modelo 2D del perfil B-B', de la anomalía magnética San Antonio.	131
Figura 47: Modelo 2D del perfil C-C', de la anomalía magnética Velardeña.	133
Figura 48: Modelo 2D del perfil D-D', de la anomalía magnética La Ojuela-Platosa.	135
Figura 49: Modelo 2D del perfil E-E', de la anomalía magnética La Ojuela-Rabioso.	136
Figura 50: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía Las Uvas.	138
Figura 51: MVI de la anomalía Las Uvas. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una $k$ de 0.093 SI para los cuerpos rojos, para la unidad geológica en rosa de 0.0537 SI y para los cuerpos enmallados de 0.0217 SI.	139
Figura 52: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía San Antonio.	140
Figura 53: MVI de la anomalía San Antonio. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una $k$ de 0.1024 SI, para el cuerpo rojo, para la unidad geológica en rosa de 0.0549 SI y para el cuerpo enmallado de 0.0217 SI.	141

Figura 54: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía Velardeña.	142
Figura 55: MVI de la anomalía Velardeña. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una $k$ de 0.1032 SI para los cuerpos rojos, para las unidades geológicas en rosa de 0.0546 SI y para el cuerpo enmallado de 0.0254 SI.	144
Figura 56: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía La Platosa.	145
Figura 57: MVI de la anomalía La Platosa. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una $k$ de 0.1037 SI para los cuerpos rojos, para las unidades geológicas en rosa de 0.0551 SI y para el cuerpo enmallado de 0.0254 SI.	147
Figura 58: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de la anomalía Las Uvas. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.	151
Figura 59: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de los <i>PC</i> de la anomalía Las Uvas. A) PC 1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.	152
Figura 60: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de la anomalía San Antonio. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.	153
Figura 61: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de los <i>PC</i> de la anomalía San Antonio. A) PC 1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.	155
Figura 62: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de la anomalía Velardeña. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.	156
Figura 63: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de los <i>PC</i> de la anomalía Velardeña. A) PC 1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.	157
Figura 64: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de la anomalía Ojuela- Platosa. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.	158

Figura 65: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de los <i>PC</i> de la anomalía Ojuela – Platos. A) <i>PC</i> 1, <i>PC</i> 2, <i>PC</i> 3. B) <i>PC</i> 4, <i>PC</i> 5, <i>PC</i> 6.	159
Figura 66: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de la anomalía Ojuela-Rabioso A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.	160
Figura 67: Contorno de la señal magnética y combinación <i>RGB</i> de los <i>PC</i> de la anomalía Ojuela–Rabioso. A) <i>PC</i> 1, <i>PC</i> 2, <i>PC</i> 3. B) <i>PC</i> 4, <i>PC</i> 5, <i>PC</i> 6.	161

**LISTA DE TABLAS  
 CONTENIDO**

	<b>Página</b>
Tabla 1: Susceptibilidad magnética de volumen verdadero e intrínseco medido en campos magnéticos débiles (Clark y Emerson, 1991).	66
Tabla 2: Longitudes de onda de una imagen satelital ASTER, (Abrams y Hook, 2007).	73
Tabla 3: Fórmulas para calcular la profundidad de las fuentes magnéticas de acuerdo con el tipo de fuente (Hinze <i>et al.</i> , 2013).	83
Tabla 4: Matrices de los <i>eigenectores</i> para las bandas 1–9 del subsistema VNIR + SWIR del satélite ASTER.	90
Tabla 5: Matrices de los <i>eigenectores</i> para las bandas 10–14 del subsistema TIR del satélite ASTER.	90
Tabla 6: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.	98
Tabla 7: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.	100
Tabla 8: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.	104

---

Tabla 9: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.	105
Tabla 10: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.	109
Tabla 11: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.	110
Tabla 12: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.	114
Tabla 13: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.	115
Tabla 14: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.	118
Tabla 15: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.	119
Tabla 16: Descripción de las anomalías magnéticas reconocidas.	120
Tabla 17: Síntesis de las profundidades a las que se encuentran las fuentes de las anomalías magnéticas.	121
Tabla 18: Susceptibilidades magnéticas de las unidades geológicas aflorantes.	127

## RESUMEN

El área de estudio denominada Mapimí-Tlahualilo-Velardeña ubicada sobre los estados de Chihuahua, Coahuila, Durango y Zacatecas comprende un área de 400 x 350 km<sup>2</sup>, fue analizada mediante dos técnicas geofísicas como la magnetometría aérea y teledetección con ASTER, con la finalidad de caracterizar las fuentes magmáticas presentes en la zona que aportaron mineralización polimetálica.

El análisis inicia con una serie de procesos matemáticos que fueron aplicados a la información proporcionada por el Servicio Geológico Mexicano, identificando principalmente cinco anomalías, denominadas Las Uvas con intensidades al Campo Magnético Reducido al Polo de -100 a 467 nT, San Antonio de -112 a 367 nT, Velardeña de -138 a 461 nT, La Ojuela-Platosa de -125 a 458 nT y La Ojuela-Rabioso de -136 a 389 nT, de las cuales fue posible calcular la profundidad de los cuerpos plutónicos que generan estas respuestas magnéticas, así como obtener su modelo geológico – geofísico en 2D y 3D. Los modelos 2D permitieron contornear los cuerpos plutónicos, correlacionándolos con las profundidades calculadas y representando las formaciones y sustrato geológicos en las proximidades de las anomalías. En cuanto a los modelos 3D fue posible identificar tres unidades geológicas distintas, la primera asociada a cuerpos ígneos intrusivos, la segunda a cuerpos ígneos intrusivos diferenciados y la tercera a la región de metasomatismo de contacto. La aplicación de los diversos filtros matemáticos permitió identificar los lineamientos aeromagnéticos representando al sistema de fallas y fracturas, con una dirección predominante de 125 °y 165° NW-SE, así como 60° NE-SW.

La técnica de teledetección con imágenes de tipo ASTER proporcionadas por el *United States Geological Survey* a través de sus bandas del rango VNIR+SWIR permitió realizar una discriminación geológica sobre el área de las anomalías magnéticas, con la finalidad de identificar litologías con abundancia de minerales de óxidos e hidróxidos de hierro, óxidos de magnesio, zonas carbonatadas, influencias de improntas argilíticas y filíticas que mediante un proceso de intemperismo tienen manifestaciones superficiales.

Finalmente, la combinación de ambas técnicas geofísicas implementadas en esta investigación permitió identificar con mayor precisión áreas con interés geológico-minero-económico con potencial de exploración económica.

### ABSTRACT

The study area named Mapimí-Tlahualilo-Velardeña, located in the states of Chihuahua, Coahuila, Durango, and Zacatecas, encompasses an area of 400 x 350 km<sup>2</sup>. It was analyzed using two geophysical techniques, aeromagnetic and remote sensing with ASTER, to characterize the magmatic sources that contributed to polymetallic mineralization in this area.

The analysis begins with a series of mathematical processes that were applied to the information provided by the Mexican Geological Service, identifying five anomalies, called Las Uvas with intensities at the Reduced Magnetic Field at the Pole ranging from -100 to 467 nT, San Antonio from -112 to 367 nT, Velardeña from -138 to 461 nT, La Ojuela-Platosa from -125 to 458 nT, and La Ojuela-Rabioso from -136 to 389 nT. It was possible to calculate the depth of the plutonic bodies that generate these magnetic responses, as well as to obtain their geological-geophysical model in 2D and 3D. The 2D models allowed to outline the plutonic bodies, correlating them with the calculated depths and representing the geological formations and substrates in the vicinity of the anomalies. As for the 3D models, it was possible to identify three different geological units. The first one is associated with intrusive igneous bodies, the second one with differentiated intrusive igneous bodies, and the third one with the skarn region. The application of several mathematical filters allowed us to identify the aeromagnetic lineaments representing the fault and fracture system, with a predominant direction of 125° and 165° NW-SE, as well as 60° NE-SW.

The remote sensing technique using ASTER-type images provided by the United States Geological Survey through their VNIR+SWIR range bands allowed for geological discrimination over the area of the aeromagnetic anomalies. The purpose was to identify lithologies with an abundance of iron oxides and hydroxides, magnesium oxides, carbonate-rich zones, as well as the influences of argillaceous and phyllitic imprints that, through a weathering process, have surface manifestations.

Finally, the combination of both geophysical methods implemented in this research allowed for a more precise identification of areas with geological, mining, and economic interest, with the potential for economic exploration.

## CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

### PREÁMBULO

El crecimiento poblacional en nuestro planeta exige día con día la satisfacción de sus necesidades materiales que involucran la utilización de minerales metálicos y no metálicos para la elaboración de utensilios, herramientas, refacciones, materia prima para las industrias, artículos de vanidad como joyas, alhajas, etc. La elaboración de estos artículos conlleva la explotación de depósitos y yacimientos minerales con la finalidad de satisfacer la necesidad humana, extrayendo mayores volúmenes, que han provocado el agotamiento de los depósitos superficiales que desde la época de la colonia o quizás antes han sido explotados en nuestro país. Esta problemática ha ocasionado que el hombre en la necesidad de seguir cumpliendo con las demandas minerales desarrolle nuevas técnicas para localizar aquellas fuentes minerales que están en el subsuelo y posteriormente poder explotarlas. En el arte del proceso de la búsqueda del desarrollo de nuevas técnicas han sido realizados aportes importantes a la ciencia y tecnología, desarrollando nuevas técnicas e innovar aquellas que ya son existentes, con la finalidad de tener técnicas cada día más eficientes que reduzcan tiempo, dinero y recursos naturales en la identificación de nuevas fuentes minerales. Gracias a la constante innovación de la tecnología desde la década de los cincuenta los medios de transporte aéreos han sido requeridos para la adquisición de los datos magnéticos con la finalidad de facilitar el proceso y reducir los tiempos de captura de datos, ampliar el área de estudio y reducir gastos en campañas geofísicas, así como minimizar el ruido y las perturbaciones de alta frecuencia en los datos, y aplicar la mínima cantidad de correcciones de variaciones temporales del campo magnético y la deriva instrumental.

La innovación tecnológica también ha llegado a otras técnicas indirectas como la teledetección, en el desarrollo de satélites que capturan información que resaltan y discriminan las diversas litologías que componen una región a través de la combinación de las bandas espectrales de sus imágenes. Mediante este tipo de imágenes satelitales es posible identificar litologías con abundantes minerales de óxidos de hierro, hidróxidos, zonas

carbonatadas, influencias de improntas argilíticas y filíticas. Estas técnicas ayudan a discriminar la litología estéril vs zonas mineralizadas que afloran o están encajonadas en el subsuelo, pero tienen manifestaciones en superficie por el proceso de meteorización.

La presente investigación tiene como finalidad interpretar e identificar zonas con potencial para la concentración polimetálica relacionadas a fuentes magmáticas o la extensión de zonas conocidas. La investigación académica fue mediante el tratamiento de datos aeromagnéticos adquiridos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), y de información geoespacial tipo ASTER, por el *United States Geological Survey* (USGS), con la finalidad de discriminar litologías sin alterar vs evidencias que sugieran interés geológico-minero-económico y que representen un potencial para la exploración minera.

## **ANTECEDENTES**

La actividad minera en la República Mexicana tiene un impacto en la industrialización y desarrollo del país. De acuerdo con la Secretaría de Economía, durante más de 13 años, México ha sido líder mundial en la producción de plata, además, de destacar en la producción de otros 17 minerales tanto metálicos como no metálicos. Por ejemplo, México ha destacado como segundo lugar en producción de fluorita, un tercer lugar en la producción de sulfato de sodio y wollastonita, un cuarto lugar en la producción de celestina, un quinto lugar en la producción de plomo, molibdeno, barita, diatomita y sulfato de magnesio, una sexta posición en la producción de zinc, un octavo lugar en la producción de sal, yeso, cadmio, oro y feldespato, y décimo lugar en la producción de cobre. Por lo tanto, la explotación minera es una de las actividades económicas más importantes, representando el 8.6% del Producto Interno Bruto (PIB) industrial y el 2.5% del PIB nacional en 2021 (SE, 2023).

A pesar de la importancia social, económica y científica de la región norte-centro del país, el acervo científico de acceso libre concerniente a literatura de rasgos geológicos mineros y/o geofísicos son escasos o sin actualización. Organismos públicos federales han sido los responsables en caracterizar esta región, así como sectores académicos a través de proyectos sin fines de lucro que permiten tener una idea del contexto geológico, geofísico y

estructural y relacionado a concentraciones de minerales metálicos relacionados a plutones. Sin embargo, trabajos de investigación que relacione las firmas magnéticas y la teledetección para identificar fuentes mineralizadas son escasos, a pesar de que la información es existente, no hay antecedentes de desarrollo de investigación de este tipo en la región del caso de estudio.

El área de estudio cubre la superficie limítrofe de las cartas geológico-minera-geoquímicas a escala 1:250,000 identificadas como Ciudad Camargo (G13-2), Hidalgo del Parral (G13-5), Santiago Papasquiari (G13-8), Durango (G13-11), Ocampo (G13-3), Tlahualilo de Zaragoza (G13-6), Torreón (G13-9) y Juan Aldama (G13-12). En la región de estudio tienen lugar las provincias geológicas Plataforma de Coahuila y el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas de la Sierra Madre Oriental (SMO), su formación dio paso a una cadena de sierras alargadas, afectadas por las estructuras litológicas (fallas, fracturas, cabalgamientos, etc.,) que a lo largo del tiempo geológico dio paso al depósito de diversos minerales que hoy en día son explotados. Rocha-Rocha y Vélez-Basurto (2006), explican algunos fenómenos que dieron paso al depósito de minerales tanto metálicos como no metálicos, mencionan las formaciones geológicas que afloran y las minas que están activas, sin embargo, no existe una investigación científica que modele las fuentes magmáticas que dan paso a la mineralización polimetálica de la zona.

Así mismo, González-Sánchez (2008), describe las características geológicas regionales de depósitos tipo Valle del Mississippi (yacimientos de Pb-Zn) y fluidos de mineralización, en la región del estado de Coahuila principalmente en depósitos asociados con altos de basamento (*horst*) como el bloque de Coahuila hace un reconocimiento de la geología estructural y litología que aflora sobre el bloque de Coahuila, así como los procesos ocurridos que dieron paso a la mineralización regional. Rocha-Rocha (2016), describe las condiciones físico-químicas y características geológicas del yacimiento polimetálico Peñasquito, a través de este trabajo fueron mapeados a detalle la litología y características estructurales de los sistemas de diatrema de la provincia geológica SMO.

## **HIPÓTESIS**

Las fuentes de mineralización atraviesan columnas litológicas ligadas a una serie de procesos geológicos fortaleciendo la concentración de depósitos minerales. Estas fuentes tienen propiedades físicas y químicas que provocan contrastes al Campo Magnético Terrestre, que son caracterizadas mediante técnicas geofísicas como la magnetometría aérea y teledetección.

## **OBJETIVOS**

Caracterizar a través de modelos geológico-geofísicos posibles fuentes magmáticas que aportaron mineralización polimetálica en la zona Mapimí-Tlahualilo-Velardeña, mediante técnicas geofísicas como la magnetometría aérea y teledetección con ASTER e identificar zonas con potencial geológico-minero-económico.

## **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Identificar anomalías magnéticas, asociadas a la presencia de zonas mineralizadas.
- Identificar lineamientos aeromagnéticos asociados a arreglos estructurales que fueron presumiblemente los conductos o barreras de mineralización polimetálica.
- Calcular la profundidad de los cuerpos plutónicos que generan las anomalías magnéticas.
- Modelar en 2D las anomalías magnéticas con la finalidad de contornear los posibles plutones y/o concentración de cuerpos que generan la respuesta magnética.
- Obtener los modelos tridimensionales de los cuerpos plutónicos mediante la técnica de Inversión de Susceptibilidad Magnética.
- Analizar mediante imágenes satelitales tipo ASTER la litología superficial en la que se extienden las zonas de mineralización, a través de la construcción de índices espectrales que resaltan características específicas de la superficie.

## **PROBLEMÁTICA**

México cuenta con grandes depósitos y/o yacimientos minerales que han sido formados por diferentes procesos y tiempos geológicos a lo largo de la evolución del planeta Tierra. Algunos de estos depósitos y yacimientos han sido explotados desde principios del siglo XVI hasta la actualidad. Causando que las reservas superficiales quedaran agotadas y dejando a disposición aquellos que están en el subsuelo y son difíciles de identificar a simple vista y requieren de equipo y tecnología especializada para su exploración.

La satisfacción de las demandas actuales del hombre ha implicado nuevas técnicas para identificar zonas mineralizadas presentes en el subsuelo y que tienen un alto potencial de explotación. A través de la implementación de métodos indirectos como la geofísica para identificar zonas mineralizadas y hacer efectiva su explotación, así como la teledetección que discrimina litologías y resalta aquellas que son relacionables con minerales económicamente explotables.

## **LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

El área de estudio está situada al SSE del estado de Chihuahua, al WSW del estado Coahuila, al NNE del estado de Durango y al NNW del estado de Zacatecas, geográficamente esta entre las coordenadas UTM X = 480,000 – 780,000; Y = 3'000,000 – 2'800,000 (figura 1-A), abarcando una extensión de 350 por 400 km<sup>2</sup>, aproximadamente. La topografía corresponde a un relieve notablemente accidentado (figura 1-B), caracterizado por elevaciones y depresiones estructurales que controlan los patrones sedimentarios continentales de la región, predominan sierras alargadas aisladas y valles con orientación NW-SE, N-S que varían de 900 a 3,000 m.s.n.m., así como grandes planicies que son alimentadas por el delta del Río Nazas. La morfología es madura o semi-madura con drenajes influenciados por la geología estructural, generalmente de tipo subparalelo a subdendrítico, y en menor proporción subdendrítico y radial.

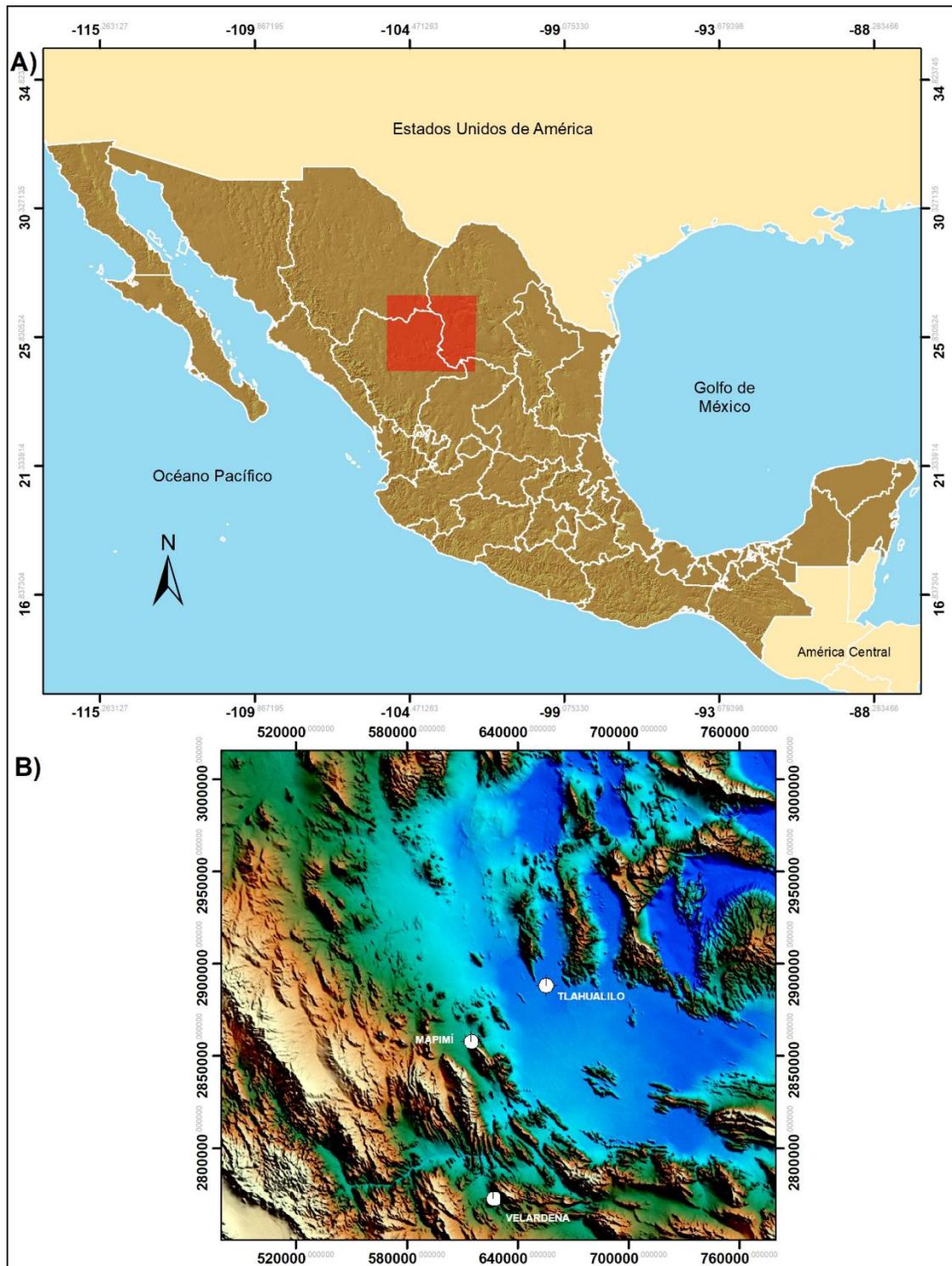


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. (A) Mapa de la República Mexicana con la zona de estudio en el recuadro en rojo. B) MDE del área de estudio.

## CAPÍTULO II. GEOLOGÍA REGIONAL Y ECONÓMICA

### GEOLOGÍA REGIONAL

El análisis litológico fue elaborado a partir de la información documentada en las cartas geológico y geoquímica que han sido auspiciadas a través del SGM, y complementado con trabajos académicos y de investigación elaborados por González-Sánchez (2008), en la que describe características geológicas regionales, de depósito y condiciones de formación de los yacimientos, principalmente de aquellos que están sobre la Plataforma de Coahuila al NNE de la zona de estudio. Rocha-Rocha (2016), realizó una descripción de características geológicas y de procesos que dieron paso a los yacimientos minerales de la provincia geológica Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas.

Estas regiones han sido caracterizadas por tener un gran potencial económico, debido a la existencia de diversos yacimientos minerales polimetálicos como oro (Au), plata, (Ag), cobre (Cu), plomo (Pb), Zinc (Zn), que están emplazados en cuerpos intrusivos, producto de un magmatismo plutónico que fue originado por esfuerzos tensionales de la corteza; y de minerales no metálicos como barita ( $BaSO_4$ ), celestina ( $SrSO_4$ ), y fluorita ( $CaF_2$ ), alojados principalmente secuencias sedimentarias y siliciclasticas, tanto de cuenca marina como de borde de plataforma marina. Además, de la riqueza mineralógica que existe en la región, predominan rocas dimensionables (mármol, caliza y travertino y ónix) así como bentonita y perlita.

La litología de esta región está compuesta por rocas metamórficas, calcáreas, siliciclásticos, ígneas, volcánicas, así como rellenos siliciclásticos y calcáreos continentales, del rango de Paleozoico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Cuaternario. Estas rocas fueron depositadas sobre un basamento Paleozoico y Precámbrico, algunas zonas son emplazadas durante el Paleógeno por un arco continental, posteriormente fueron convertidas en una falla transformante, que marca los límites entre los terrenos Sierra Madre y Coahuila (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006). Las rocas metamórficas forman parte del basamento que está constituido por pizarras, cuarcitas y filitas, mientras que las rocas ígneas son tanto intrusivas

como extrusivas de composición ácida a intermedia, su formación tuvo origen durante el periodo comprendido entre el Oligoceno y el Pleistoceno que atravesaron las secuencias sedimentarias del Mesozoico, las cuales tienen una gran importancia para el depósito de minerales polimetálicos desarrollando aureolas de metamorfismo de contacto, formación de halos de *skarn*, *hornfels* y mármol y el relleno de calcitas en vetas. Además, existen sedimentos de origen continental que fueron depositados desde el Paleoceno hasta el Holoceno (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

La figura 2 muestra el mapa litológico de la zona de estudio, la litología más abundante es de tipo sedimentaria, consistente en secuencias carbonatadas marinas del Mesozoico depositadas en diferentes ambientes (plataformas y cuencas marinas), las cuales fueron deformadas durante el Cretácico Tardío por la orogenia Laramide, así como intrusionada por cuerpos plutónicos durante el Paleógeno que dan paso a la mineralización polimetálica y aportaron secuencias volcánicas que sobreyacen a secuencias sedimentarias. Los plutones generan aureolas de metasomatismo de contacto en las rocas circundantes y aportando la mineralización (Goldhammer y Johnson, 1999). Los depósitos coaluviales y aluviales representan los sedimentos depositados más recientemente, durante el Cuaternario-Holoceno, compuestos por fragmentos de diversas rocas minerales u otros materiales, el tamaño de los fragmentos va de sedimentos finos a fragmentos grandes de roca, dependiendo la fuerza del fenómeno que disgregó y acarreo el material. También, el mapa exhibe las provincias geológicas que atraviesan el área de estudio, así como las minas de producción de minerales metálicas como no metálicas.

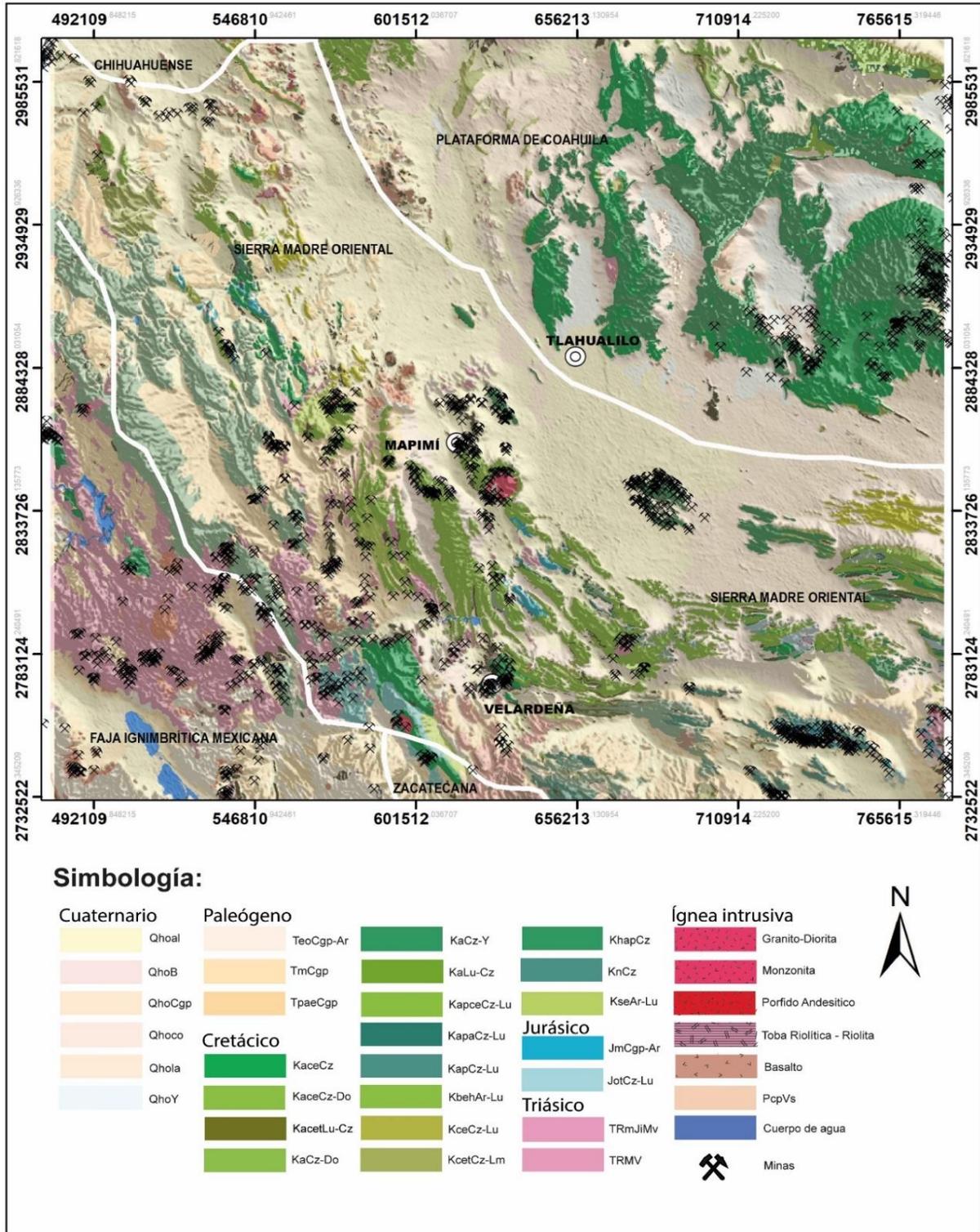


Figura 2: Mapa de litologías del área de estudio. Modificado de (Barbosa *et al.*, 2008).

## PROVINCIAS GEOLÓGICAS

Las provincias geológicas son grandes extensiones de la corteza terrestre que comparten características geológicas, de acuerdo con Ortega Gutiérrez *et al.*, (1992) sobre la República Mexicana existen 34 provincias geológicas, de las cuales el área limitada por Mapimí-Tlahualilo-Velardeña ocupa una porción de la provincia Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, fisiográficamente mejor conocido como Sierra Madre Oriental (SMO) y una pequeña porción de la provincia Plataforma de Coahuila en la región NNE de la zona de estudio. Estas provincias tienen abundantes sierras alargadas que las caracterizan, generalmente, siguen una tendencia NW-SE y N-S, están interrumpidas por estructuras geológicas, predominante por anticlinales y sinclinales del Jurásico-Cretácico, conformados por litología sedimentaria y siliciclástica de cuenca y plataforma marinas, finalizando con rellenos siliciclásticos continentales.

El mapa de las provincias geológicas identificadas en la República Mexicana es presentado en la figura 3. Estas provincias geológicas muestran la distribución de grandes terrenos de basamento, que en el mayor de los casos están sustentadas por un basamento conjunto lito-tectónico definido internamente homogéneo dentro de los límites de terrenos tecno estratigráficos (Campa y Coney, 1982). Los límites de las provincias están en función de cambios abruptos de la litología, edad geológica o geología estructural que no puede ser explicada fácilmente o por límites estratigráficos y/o tectónicos.



Figura 3: Provincias geológicas de la República Mexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

### PLATAFORMA DE COAHUILA

La Plataforma de Coahuila es caracterizada por ser una provincia de abundantes sierras alargadas que siguen una dirección de NNW-SSE, con una deformación simple y posición estructural baja. Ésta tiene como límites al norte el Estado Norteamericano de

Texas, al oriente el Migeoclinal del Golfo de México, al sur el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas y al occidente la provincia Chihuahuense.

La Plataforma de Coahuila está compuesta por dos partes importantes. La primera presenta una alta deformación que descansa sobre rocas del Mesozoico de manera discordante. En esta primera parte los depósitos sedimentarios están rellenando fosas, donde aflora un conglomerado continental compuesto por fragmentos de caliza, arenisca y limolita, en una matriz de arena y arcilla. En el basamento de esta secuencia existen capas de yeso y delgados horizontes de caliza depositados, con edades que van del Eoceno al Oligoceno Inferior (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006). La segunda parte es denominada como zona frontal de la Ouachita-Apalachita-Orógena, que incluye rocas del Cámbrico hasta el Paleozoico Tardío; discordantemente por encima de estos terrenos del basamento yacen lechos rojos continentales y evaporitas del Triásico Tardío al Jurásico Medio (Imlay, 1943). La plataforma de Coahuila y San Carlos provocaron el desvío de la Sierra Madre Oriental en un rumbo este-oeste entre Torreón y Monterrey (Rocha-Rocha, 2016).

## **CINTURÓN MEXICANO DE PLIEGUES Y FALLAS**

El cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, es una cadena montañosa robusta, angosta y alargada en la región oriental de la República Mexicana que fue formado durante la Orogenia Laramide (Cretácico Tardío-Eoceno), con extensión por más de 1,350 km desde el Rio Bravo hasta el Eje Neovolcánico, atravesando los estados de Chihuahua, Durango, Coahuila, Zacatecas, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo y Tlaxcala, tiene una altitud que supera los 2,500 m.s.n.m., que disminuye hacia el oeste y atraviesa un extenso altiplano situado en el centro del país (De Antuñano *et al.*, 2000). La provincia tiene como límites al norte la Plataforma de Coahuila, al oriente el Migeoclinal Golfo de México, al sur la Provincia Zacatecana y Plataforma Valles-San Luis Potosí y al occidente el Cinturón Mexicano de Ignimbritas. Prevalen los depósitos de tipo marino, principalmente rocas carbonatadas y en menor proporción rocas evaporíticas que fueron depositadas durante el Mesozoico (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006), la composición del basamento presenta una variación

litológica, principalmente constituido por esquistos, aunque en algunos lugares aparece un basamento cristalino. En las regiones al este y oeste de la cadena montañosa de la SMO existen rocas pertenecientes al Triásico Superior y Jurásico Inferior. En la parte oriental, es observable la presencia de actividad magmática, mientras que en la porción este no hay evidencia de actividad magmática (De Antuñano *et al.*, 2000).

Esta provincia descansa sobre el terreno tecno estratigráfico Sierra Madre, término que fue introducido por Campa y Coney al estudiar la cordillera norteamericana en 1982. La SMO es principalmente una secuencia del Mesozoico superior plegado e imbricadamente fallado por corrimiento calizas, lutitas y areniscas del suprayacente (Campa y Coney, 1982).

### **PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA**

El área de estudio está vinculada con la evolución tectónica del golfo de México, que incluye el norte y noreste de México. La geología estructural y estratigráfica de la región es fácilmente reconocible, inicia con el evento orogénico Ouchita-Marathon durante el Pérmico-Triásico (Goldhammer y Johnson, 1999). La evolución paleogeográfica del noreste de México está estrechamente relacionada con la formación y desarrollo del Golfo de México, que va desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Salvador y Green, 1980), tuvo origen cuando el supercontinente Pangea comenzó a fracturarse por el progresivo desplazamiento de las placas tectónicas durante el Triásico, y resultó en la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana (Padilla-Sánchez, 1986). Este evento tuvo un impacto importante en la evolución estratigráfica, desde el Cretácico hasta la orogenia Laramide durante el Cretácico Superior y el paleógeno Inferior. La fragmentación y separación del supercontinente durante el Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano propició la formación de estructuras tectónicas como pilares y fosas, que influyeron en la distribución de elevaciones y depresiones, que controlan los procesos sedimentarios de la región (Padilla-Sánchez, 1986). Durante la etapa del *rifting*, fueron formados altos de basamento, como el Bloque de Coahuila, la península de Burro-Peyotes y las Islas de La Mula y Monclova, así mismo como bajos de basamento, como la Cuenca de Sabinas. La composición litológica de

estos bloques varía de una zona a otra dependiendo de la interacción de los movimientos de fallas regionales con desplazamiento vertical (González-Sánchez *et al.*, 2007).

El área de estudio forma parte del geosinclinal mexicano, tiene límites con importantes elementos paleotectónicos del Mesozoico y Cenozoico como es observable en la figura 4, con límites al norte con el Bloque o Plataforma de Coahuila, al este la Isla Sabinas, al sureste la Plataforma Valle- San Luis Potosí y es atravesada en la porción sureste por la orogenia Laramide-Frente del Cinturón de Empuje; en la porción suroeste tiene colindancia con la SMO (Arco Volcánico del Cenozoico), una cizalla atraviesa diagonalmente la región de estudio con dirección NNW-SSE. La importancia de dichos rasgos estructurales paleogeográficos radica en que es en el borde de estas plataformas en donde está alojada la mineralización (Ramos-Rosique *et al.*, 2005).

El Bloque es un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad Permo-Triásica (Wilson *et al.*, 1984). Aunque su basamento no está aflorando, es posible deducir que tiene un origen Proterozoico debido a las características isotópicas de los intrusivos Permo-Triásicos (López *et al.*, 2001), tiene limitaciones al norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos, muy probablemente activa durante la etapa de *rifting* del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Charleston, 1981).

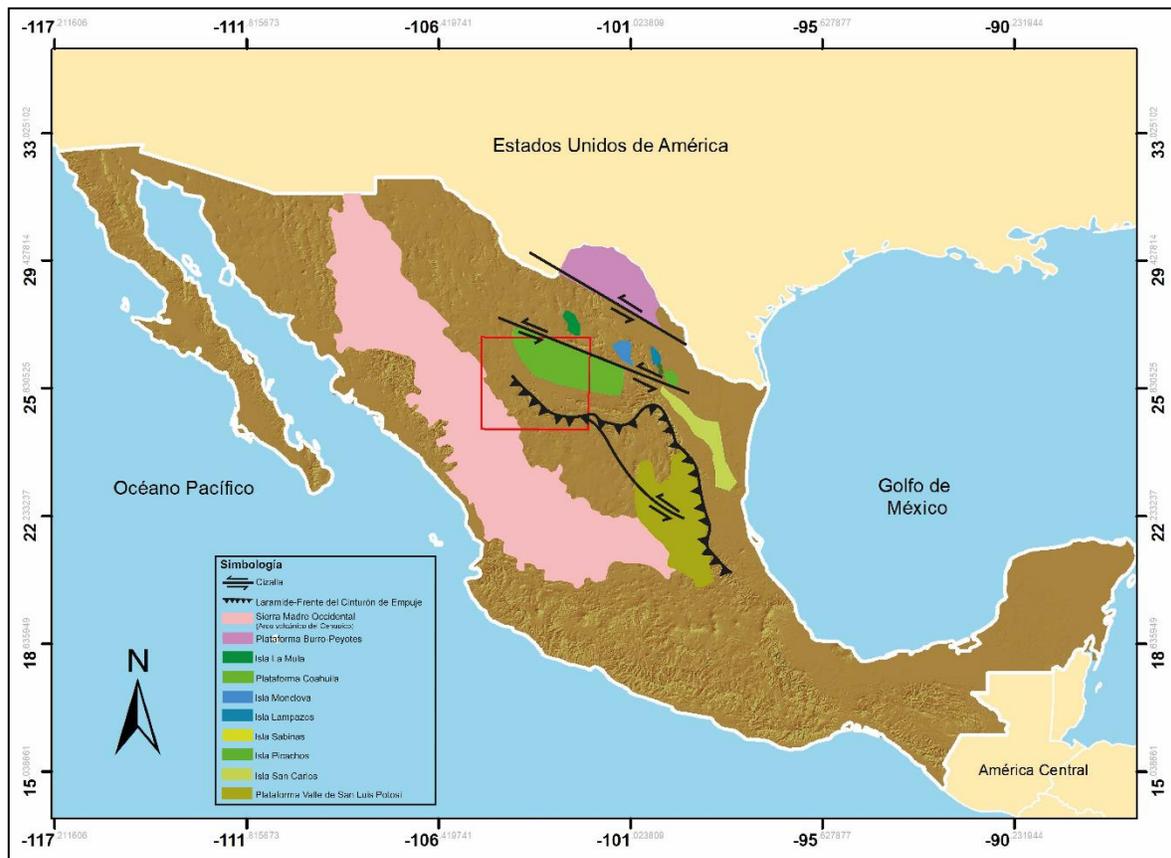


Figura 4: Mapa de características paleotectónicas Mesozoicas y Cenozoicas del NE de México. Modificado de (Rocha-Rocha, 2016).

## ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas que afloran sobre las dos provincias geológicas, Plataforma de Coahuila y Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas son descritas a continuación para dar un breve contexto de la litología que aflora, así como la edad y fenómenos que intervinieron en el depósito de los estratos.

### ESTRATIGRAFÍA DE LA PLATAFORMA DE COAHUILA

La estratigrafía de esta provincia incluye litología compuesta del Paleozoico Inferior al Cuaternario Holoceno. El basamento está compuesto por pizarras, cuarcitas y filitas del Paleozoico Inferior, mientras que en la superficie afloran rocas sedimentarias del Cuaternario Holoceno. Las rocas que afloran en esta columna estratigráfica están afectadas por un cuerpo intrusivo alargado de composición granodiorita-granito, observable en la carta geológica

denominada Tlahualilo de Zaragoza G13-6; la figura 5 muestra las formaciones y litologías que componen la plataforma de Coahuila, así como una relación con la edad y era a la que pertenece su depósito.

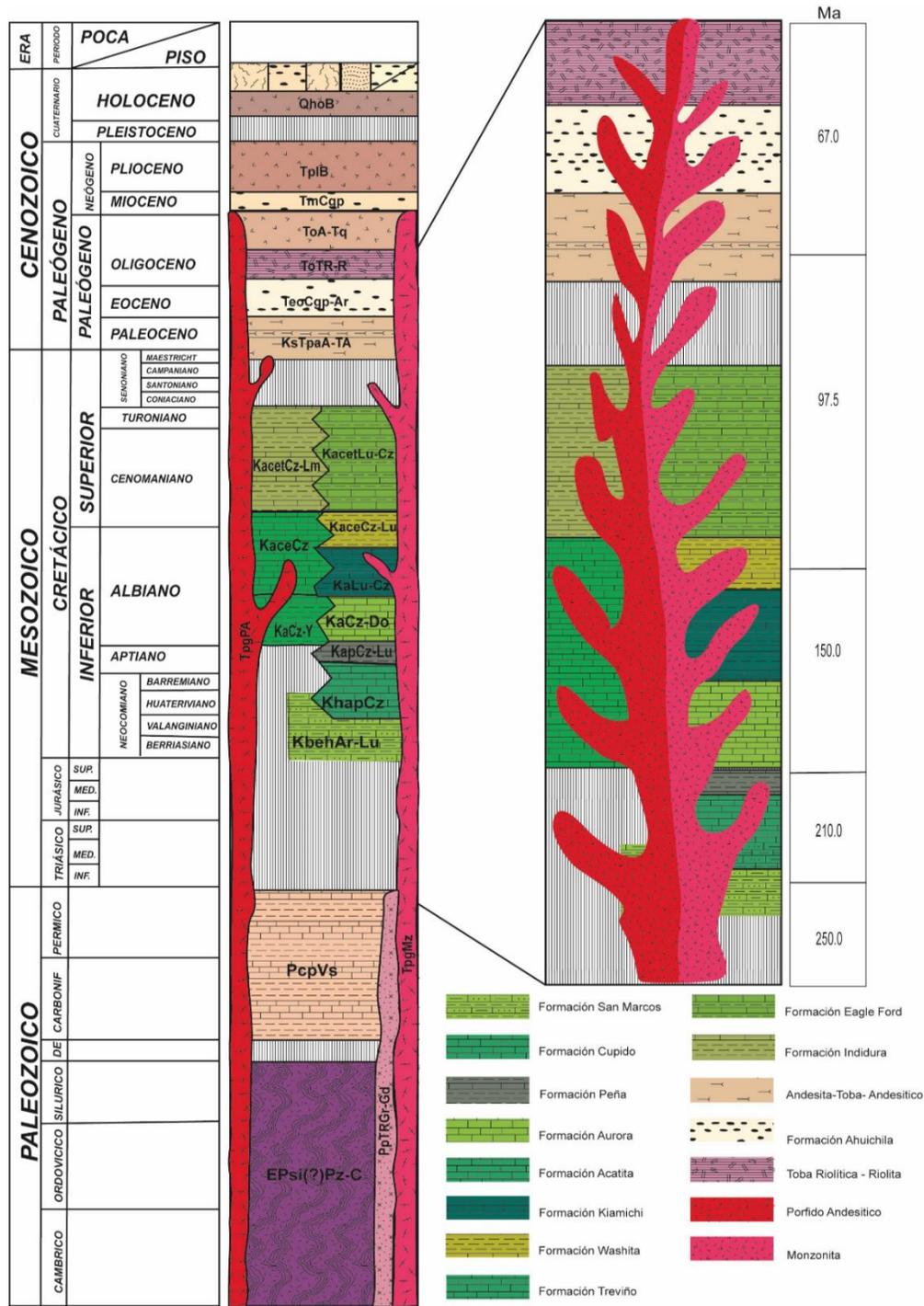


Figura 5: Columna estratigráfica para la Plataforma de Coahuila. Modificado de (Barbosa et al., 2008).

- Paleozoico

La base de la columna estratigráfica tiene pizarras, cuarcitas y filitas del Paleozoico Inferior, su contacto inferior no es observado y posiblemente está subyaciendo a la secuencia vulcano-sedimentaria de la Serie Delicias (Barbosa *et al.*, 2008).

Serie Las Delicias (PcpVs)

La unidad litológica Las Delicias es una secuencia vulcano-sedimentaria del Paleozoico Superior, que corresponde al basamento de la región, compuesta de grauvacas, caliza arrecifal, andesita, calcarenita y lutita, el contacto superior es discordante con las Formaciones Las Uvas y Acatita del Cretácico Inferior (Barbosa *et al.*, 2008). Ésta es derivada de un arco volcánico, diferente a la mayoría de las rocas que forman el orógeno de Marathon-Ouchita, de acuerdo con el estudio de su abundante contenido fósil ha sido demostrado que esta secuencia tiene una edad correspondiente al Pensilvánico-Pérmico (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

- Cretácico

Formación San Marcos (KbehAr-Lu)

Esta formación está compuesta por capas de areniscas, conglomerados polimícticos y limolitas, situadas en una posición discordante sobre las rocas paleozoicas. Concordante y transicional a la Formación Cupido, que la sobreyace, compuesta por capas delgadas a medianas de grainstone y dolomías arenosas, así como estratos medianos a gruesos de *mudstone* y *wackstone*. (Barbosa *et al.*, 2008).

Aunque la Formación San Marcos ha sido correlacionada con el Cretácico Temprano (Neocomiano), en base a correlaciones litoestratigráficas, su edad exacta no está establecida con certeza. De Antuñano *et al.*, (2001) sugiere que, en el piso de la Cuenca de Sabinas, la Formación San Marcos es transformada lateralmente en facies de carbonatos de alta energía pertenecientes a la Formación Menchaca, cuya edad bioestratigráfica corresponde al Berriasiano (Imlay, 1940).

### Formación Cupido (KhapCz)

La Formación Cupido fue formalmente definida por Imlay (1936), en la Sierra de Parras, como una secuencia de carbonatos que presenta una estratificación que varía desde capas delgadas hasta muy gruesas, con colores que van desde gris a gris oscuro, ocasionalmente negro, además de un contenido fósil escaso (Ocampo *et al.*, 2008), fue consolidada durante el Barremiano Superior con extensión hasta mediados del altiplano, y consolidó un arrecife de la Formación Cupido, es decir una barrera física que limitó el flujo de agua marina hacia la Cuenca de Sabinas, resultando en la formación de un entorno de sabkha y la deposición intercalada de carbonatos y evaporitas, conocida como la Formación La Virgen (De Antuñano *et al.*, 2001). Esta formación tiene un espesor en la región de Concepción del Oro de hasta 300 m, mientras que en la región de Peñasquito ha sido estimado un espesor promedio de 464 m (Rocha-Rocha, 2016). El crecimiento del arrecife de la Formación Cupido siguió durante el Aptiano Inferior, mientras que en el lado tras arrecifal fueron formados carbonatos de facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupidito (Pialli y Wilson, 1977), con un espesor de 250 m acuñándose al noroeste.

### Formación La Peña (KapCz-Lu)

La Formación La Peña está compuesta por capas delgadas de caliza arcillosa que están alternadas con lutitas calcáreas. Esta formación data del Aptiano Superior y presenta un cambio lateral de facies hacia la Isla de Coahuila a la Formación Las Uvas (no cartografiable), constituida por una sucesión de areniscas y conglomerados que alternan con lutitas (Humphrey, 1952). Esta formación tiene espesores hacia el SSW de su localidad tipo en el flanco occidental en la sierra de Parras en Coahuila, en las regiones de Concepción del Oro, Zacatecas de 105 m, Sierra de Catorce de 40 m y Sierra del Coro en la Cuenca Mesozoica del Centro de México de 200 m, es caracterizada por registrar un incremento en el nivel del mar que cubrió el Bloque de Coahuila, por lo que es utilizada como una formación de control bioestratigráfico regional.

#### Formación Aurora (KaCz-Do)

La Formación Aurora está compuesta de caliza fosilífera con estratificación de espesor media o masiva, con contenido de nódulos de pedernal y estilolitas, la cual cambia gradualmente hacia facies de caliza con pedernal, caliza dolomítica y yeso pertenecientes a la Formación Acatita, cuya localidad tipo está en la Sierra de Cuchillo Parado al NE del Estado de Chihuahua (Barbosa *et al.*, 2008). Tiene espesores de poca variabilidad entre 500 y 700 m, presenta estratificación cruzada e intercalaciones delgadas de caliza con bioturbación, forma sutiles alternancias rítmicas con caliza tipo packstone y grainstone (Lehmann *et al.*, 1999). Esta formación constituye la roca encajonante que contiene el depósito de minerales tanto metálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Sb), como no metálicos (BaSO<sub>4</sub>, SrSO<sub>4</sub>, CaF<sub>2</sub>), en el Distrito La Ojuela. Cabe destacar que, en las Sierras de Mapimí, El Rosario, y La Descubridora esta formación fue intruida por un cuerpo de composición granodiorítica, lo que generó una zona de metamorfismo de contacto alrededor de la intrusión.

#### Formación Acatita (KaCz-Y)

La Formación Acatita corresponde al miembro inferior de la Formación Aurora en su facie lagunar, está constituida por caliza micrítica con nódulos de pedernal, su edad es del Albiano Inferior-Medio, tiene espesores de 150 a 350 m y alcance temporal hasta el Cenomaniano. Mediante la composición carbonatada de estas formaciones, muestra una tendencia de formación de los depósitos de celestina, en la plataforma Albianas correspondiente a la Formación Aurora, en las facies evaporíticas asociadas y/o en formaciones equivalentes en tiempo. Estos son localizados preferencialmente sobre el Bloque de Coahuila (González-Sánchez, 2008).

#### Formación Kiamichi (KaLu-Cz)

La Formación Kiamichi está compuesta de sedimentos arcillo-calcáreos de estratificación delgada, que conforman parte de las formaciones del Grupo Washita. Estas formaciones tienen una edad que abarca desde el Albiano Superior hasta el Cenomaniano

Inferior. Los espesores de la formación varían entre 150 a 200 m. En su basamento, presenta un contacto transicional y concordante con las formaciones Aurora-Tamaulipas Superior. Este grupo cambia lateralmente de facies hacia el occidente en la Isla de Coahuila, donde hay depósitos de la caliza de miliolidos, peletoides, gasterópodos y biostromas de estratificación gruesa a masiva, que conforman parte de la Formación Treviño (Barbosa *et al.*, 2008), y está correlacionada con la Formación Benavides en la Cuenca de Chihuahua, y con la Formación McKnight de la Plataforma Burro–Peyotes, con las formaciones Cuesta del Cura, Aurora y Tamaulipas Superior de la Sierra Madre Oriental y la parte media superior de la Formación Acatita de la Plataforma de Coahuila (Barbosa-Luna y Rivera-Carranza, 2008).

#### Grupo Washita (KaceCz-Lu)

El Grupo Washita fue consolidado durante el Albiano Tardío-Cenomaniano, correspondiente al miembro superior de la formación Aurora, con la particularidad que la mineralización es preferentemente emplazada en el contacto entre las formaciones Del Rio y Georgetown del Cenomaniano. Sobre esta misma paleopenínsula, existen yacimientos de celestina en forma de capas cubiertas por horizontes de fluorita no económicos. Sin embargo, este estilo de mineralización no es exclusivo de esta área, ya que también ha sido observado en otras localidades de la región del Bloque de Coahuila como la Sierra de la Paila y la Sierra de los Alamitos (González-Sánchez, 2008).

#### Formación Treviño (KaceCz)

La Formación Treviño es caracterizada por la presencia de caliza con miliolidos y rudistas, de color gris claro, alternando con algunas capas de caliza dolomitizada y espesor alrededor de los 350 m, fue consolidada principalmente en el Cenomiano Superior–Turoriano. En su base son observados estratos gruesos de caliza de color gris oscuro, de textura micrítica, con algunos horizontes dolomitizados, siguiendo posteriormente con estratos gruesos a masivos de caliza con rudistas, de color gris oscuro de grano fino, fracturada, con hilillos de hematita; hacia la cima está compuesta de caliza color gris oscuro, de grano fino, en estratos de medianos a gruesos. Esta formación es favorable para el

emplazamiento de mineralización celestina, fluorita y barita en forma de mantos y cuerpos irregulares (Barbosa *et al.*, 2008).

#### Formación Eagle Ford (KcetLu-Cz)

La Formación Eagle Ford fue depositada a finales del Cenomiano y durante el Turoriano, formando un paquete de 300 m de espesor de lutita negra con intercalaciones de caliza arenosa y areniscas calcáreas, hacia la plataforma de Coahuila presentó un cambio de facies hacia lutita calcárea, caliza arcillosa y arenisca que pertenecen a la Formación Indidura. En el sureste de la Cuenca de Sabinas, donde la principal composición es de carbonatos con estratificación gruesa, fue identificada la Formación San Felipe. Esta unidad representa un sistema transgresivo en un ambiente nerítico-medio (Barbosa-Luna y Rivera-Carranza, 2008). El espesor es de un promedio de 200 m, sobreyace concordantemente a la Formación Buda y su contacto superior es transicional y concordante a la Formación Austin.

#### Formación Indidura (KcetCz-Lm)

La Formación Indidura fue depositada entre el Cenomiano Superior y el Santoniano, es correlacionable con las Formaciones Eagle Ford y Austin en la parte de la Cuenca de Sabinas (Goldhammer y Johnson, 1999). Esta formación consiste en un paquete de depósitos pelágicos de aguas profundas, con espesores que van hasta los 650 m en la Sierra de Parras, Coahuila, conformados por caliza limosa (*mudstone a wackstone*), con intercalaciones delgadas de lutitas (Puente-Solís, 2007). Está compuesta por una secuencia de rocas calcárea-arcillosa, que incluye caliza arcillosa, lutita calcárea y limolita, estas capas están dispuestas en estratos de 10 a 25 cm de espesor, presentando una textura lajosa y arcillosa, con delgadas capas de limolita de color gris a violáceo. Además, en la parte media de la formación son observados paquetes de limolita que contienen numerosas vetillas de calcita, en su contacto inferior de la formación es transicional con la Formación Cuesta del Cura, donde desaparece la estratificación ondulante de la unidad, sobre la Sierra de Bermejillo hospeda mineralización metálica de tipo (Au, Ag, Zn), y no metálica tipo BaSO<sub>4</sub>, SrSO<sub>4</sub> y CaF<sub>2</sub> (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

### Formación Ahuachila (TeoCgp-Ar)

La Formación Ahuachila fue depositada durante el Eoceno al Oligoceno, está compuesta por limolita, arenisca y capas de conglomerado que consisten en guijarros de caliza dentro de una matriz arcillo-arenosa cementada por calcita. Esta formación está caracterizada por la presencia de conglomerados y brechas de origen continental, que contienen fragmentos subredondeados de caliza gris, lutita calcárea rosada, arenisca marrón, pedernal marrón, pedernal negro y fragmentos de rocas ígneas. Los fragmentos tienen un diámetro que varía de 1 a 20 cm, y la matriz que los rodea es arcillosa y arenosa. Esta formación consta de dos miembros, la primera tiene un espesor de 30 m y está compuesta por material tobáceo y arenisca deleznable, interestratificada con capas delgadas de yeso, mientras que la segunda parte es el miembro superior, de 275 m de espesor compuesta de conglomerados bien cementados y clastos sub-redondeados de caliza, pedernal y rocas volcánicas de 2 a 5 cm de diámetro (Barbosa *et al.*, 2008).

### Toba Riolítica

Ésta es una unidad de rocas volcánicas depositadas en forma de nubes ardientes de consistencia porosa, formadas a partir de cenizas y lapilli, producto de la erupción volcánica de color marrón rosáceo de textura generalmente porfídica. Subyace concordantemente a las ignimbritas y descansa discordantemente a la Formación Caracol y el conglomerado polimíctico de la Formación Ahuachila; su depósito corresponde a la edad del Plioceno–Pleistoceno; directamente relacionada a las últimas etapas del vulcanismo ácido en México (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

### Pórfido Andesítico–Pórfido Dacítico

El pórfido andesítico es una roca volcánica compuesta principalmente por andesita, extrusiva de composición intermedia, de color gris a negro, que aflora en las porciones central y norte (SE de Mapimí, cerros El Toboso y Cerro Prieto), en forma de apófisis, diquestratos y diques de rumbo general NW 40°-50° SE, tiene longitudes de 200 m a 2.5 km. Intrusionando

a la caliza de la Formación Aurora, y caliza-lutita de la Formación Indidura y a la arenisca-lutita de la Formación Caracol, en ocasiones transformándolas en *hornfels* cortados por los diques de pórfido riolítico (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

#### Monzonita

La monzonita es una roca plutónica de composición intermedia, situada comúnmente en batolitos que puede formar diques, constituida principalmente por feldespato, cuarzo, calcita, elementos ferromagnesianos y óxidos de hierro. La mayor parte de estos cuerpos intrusivos afecta a la lutita-arenisca de la Formación Caracol que ha experimentado metamorfismo y ha sido transformado en *hornfels*, así como al conglomerado de la Formación Ahuachila. La edad de estos intrusivos varía del Paleoceno al Eoceno y está relacionada con los eventos posteriores a la orogenia Laramide. Estos intrusivos tienen una gran importancia para la formación de yacimientos minerales, ya que son considerados generadores de la mineralización de oro-cobre de Au, Ag, Pb, Zn, Cu, además del relleno de calcita en vetas (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

#### Basalto (T<sub>pl</sub>Q<sub>pt</sub> B)

Esta unidad litológica consiste en rocas volcánicas de composición máfica, tienen forma de derrames formando mesetas basculadas o coronando las cimas, distribuidas en pequeños afloramientos en el sector norte y norponiente del área de estudio, estos afloramientos corresponden a una edad Plioceno y corresponden a las últimas etapas de vulcanismo en el territorio nacional. Aunque no presenta evidencia de mineralización, es útil como agregado pétreo (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

#### Depósitos Cuaternarios

### Conglomerado polimíctico (Qho CgP)

Un conglomerado polimíctico es una roca sedimentaria, compuesta por fragmentos redondeados de diversos tamaños, estos fragmentos son angulosos a subredondeados mejor conocidos como clastos, pueden ser de diferentes tipos de roca, minerales u otros materiales, principalmente caliza y en menor proporción arenisca, lutita y rocas volcánicas. Estas rocas generalmente son consolidadas en las partes bajas de las sierras y en la desembocadura de los arroyos principales formando abanicos aluviales, presentan espesores hasta de 100 m, generalmente son de edad del reciente (Cuaternario-Holoceno) (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

### Depósito Coluvial (Qhoco)

Los depósitos coluviales son rocas sedimentarias compuestas por fragmentos de caliza, arenisca, yeso, lutita y ocasionalmente roca volcánica que van de diferentes tamaños desde sedimentos finos a rocas grandes, provenientes del desprendimiento de las laderas que han descendido por acción gravitatoria, acumulándose en la base de las pendientes en forma de un cono o abanico aluvial. La composición del depósito coluvial depende de la geología local y de los materiales presentes en las laderas circundantes, generalmente son de edad del reciente (Cuaternario-Holoceno) y tienen un demandante uso en la industria de la construcción.

### Aluvión (Qho al-Im-ar)

Los depósitos aluviales son acumulaciones de rocas compuestas generalmente de arena, limo y arcilla que fueron arrastrados por la fuerza del agua durante un evento de inundación repentina, estos depósitos pueden variar en tamaño y composición, es una mezcla de diferentes tipos de roca que van desde guijarros y cantos rodados hasta bloques más grandes, dependiendo de la fuerza y alcance del agua durante la inundación será el tamaño de roca que logre arrastrar. En los valles afloran limos y arcillas que constituyen depósitos aluviales del Cuaternario.

## **ESTRATIGRAFÍA DEL CINTURÓN MEXICANO DE PLIEGUES Y FALLAS**

La estratigrafía de la provincia Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas varía del Triásico Inferior con la Formación Taray al Cuaternario Holoceno con la intercalación de rocas sedimentarias como aluvión, coluvión, lacustre, etc., originada por el plegamiento de las rocas sedimentarias de tipo marino, que culminó durante el Eoceno Tardío en lo que es conocido como orogenia Laramide (Pinto-Linares, 2008).

Sobre la superficie de la provincia afloran rocas sedimentarias marinas parcialmente cubiertas por sedimentos continentales del Cuaternario Holoceno. Estas rocas fueron intruidas localmente por cuerpos plutónicos de composición granito-granodiorita-monzonita durante el Cretácico Superior y Paleógeno. En la figura 6, son representadas las formaciones y litologías que afloran en la estratigrafía del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, así como una relación con la era y periodo a la que pertenecen.

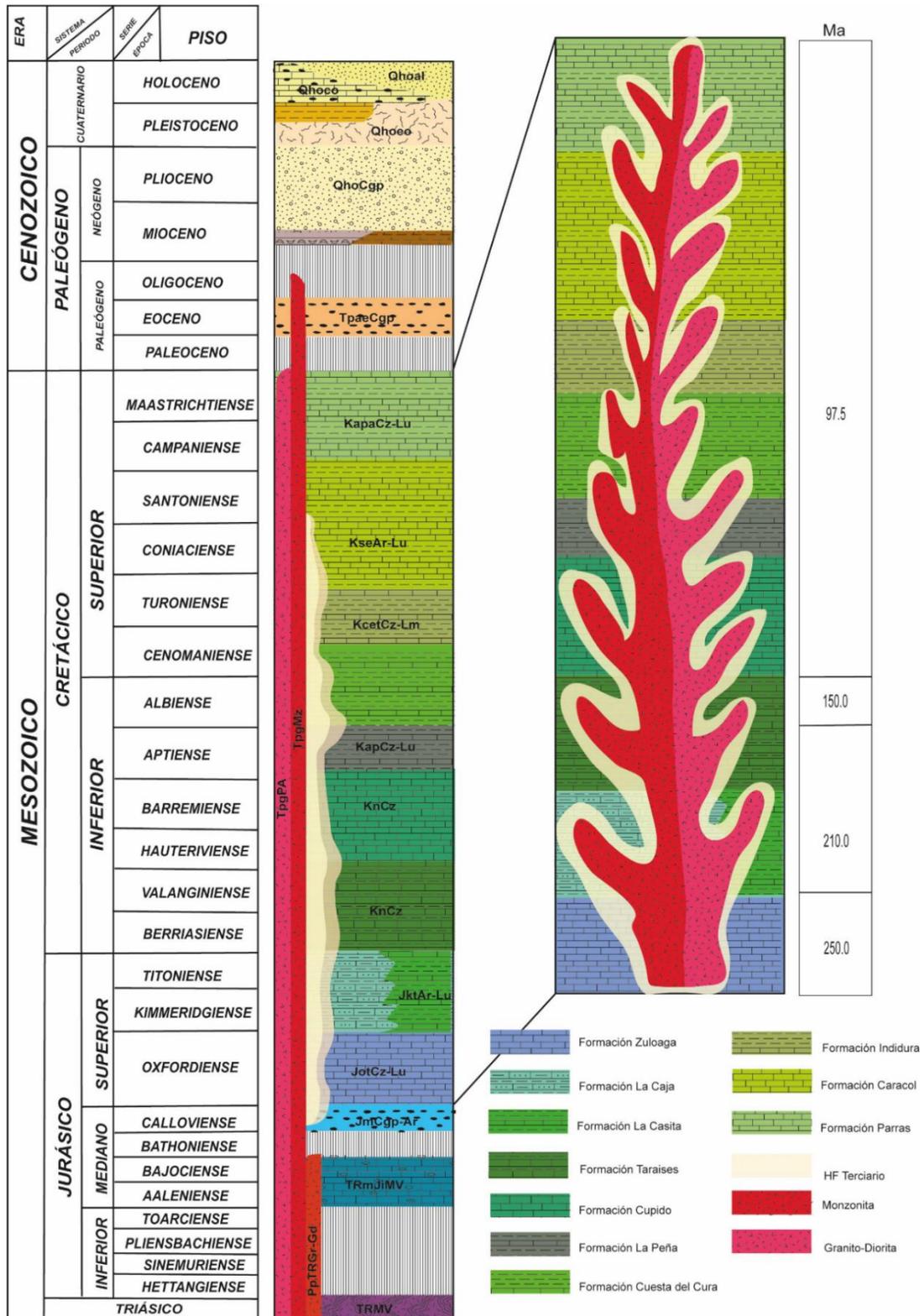


Figura 6: Columna estratigráfica para la provincia geológica Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas. Modificado de (Rocha-Rocha 2016).

- Triásico

#### Formación Taray (TRMV)

La Formación Taray es una unidad geológica que aflora en la Sierra de Teyra, al norte del Estado de Zacatecas. Situada por debajo de una relación de discordancia angular con respecto a la Formación Nazas, tiene un espesor de ~4,500 m. Desde el punto de vista litológico, está compuesta principalmente por arenisca con presencia de arcilla, conglomerado y sedimentos detríticos de cuarzo, los cuales tienen su origen en procesos plutónicos y metamórficos. También hay intrusiones graníticas de rocas ígneas, esquistos y pequeñas cantidades de rocas volcánicas. Los minerales presentes en estas rocas incluyen plagioclasa sódica, ortoclasa, biotita y moscovita, aunque en menor proporción (González-Arroyo y Salas-Vázquez, 1996).

- Jurásico

Los sedimentos Jurásicos que conforman este sistema están aflorando dentro del área de estudio y ampliamente difundidos en la región, agrupados en las Formaciones Nazas, Zuloaga y La Caja. Los sedimentos del Jurásico Temprano consisten en una secuencia litológica de sedimentos volcánicos, volcanoclásticos y clásticos, mientras que las unidades del Jurásico Tardío están compuestas por sedimentos marinos de origen químico, orgánico y clástico.

#### Formación Nazas (TRmJiMV)

La Formación Nazas es una serie de rocas volcánicas de composición intermedia a ácida, alternados con tobas, lutita, limolita, arenisca y conglomerado de color rojo con tonalidades grises, verdes y violáceas y espesor estructural que puede alcanzar hasta 500 m, que ocurren en forma de diques y derrames lávicos, su textura varía de grano fino a medio, consolidada en el Jurásico Medio (González-Arroyo y Salas-Vázquez, 1996). López-Infanzón (1986), en su estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas, concluye que la posición estratigráfica que guarda la Formación Nazas con las demás

unidades está ubicada en el Jurásico Medio, puesto que infrayace discordantemente a rocas del Oxforniano (Formaciones La Gloria y Zuloaga).

De acuerdo con el material y época de consolidación es posible deducir que la Formación Nazas es producto de un arco volcánico remanente del Triásico Tardío-Jurásico Temprano y está relacionada con el margen continental activo de América del Norte Occidental en función de su constitución y naturaleza de los productos volcánicos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

#### Formación La Joya (JmCgp-Ar)

La Formación La Joya es una unidad litológica constituida por conglomerado consolidado y polimíctico con gradación. Estos conglomerados consisten en fragmentos sub-angulares a sub-redondeados de rocas ígneas y metamórficas cementadas por carbonatos de calcio, arena y limo, además presentan venas blancas de cuarzo (Rocha-Rocha, 2016). Esta formación presenta diversas tonalidades como rojizas, naranja y marrón, el espesor varía de pocos metros hasta 30 m (Ocejo-Paredes y Bustos-Gutiérrez, 2003). Los depósitos marcan el inicio, durante el Jurásico Tardío, de la transgresión marina que comprende la secuencia clástica y carbonatada para el Noreste de México (Goldhammer *et al.*, 2001). La Formación La Joya esta superpuesta, mediante una discordancia angular y erosional a la Formación Nazas que subyace inconformemente a los depósitos de la Formación Zuloaga (Ocejo-Paredes y Bustos-Gutiérrez, 2003).

#### Formación Zuloaga (JotCz-Lu)

La Formación Zuloaga es una unidad litológica constituida por caliza de color gris claro a oscuro de grano fino, estratificada en capas mediana a gruesa con espesores que van de 0.9 a 3 m, presenta textura tipo *mudstone*, es intercalada con limolita calcárea (Imlay, 1938). El espesor de la formación varía de 275 a 700 m, sin embargo, hacia la parte oriental de la SMO empieza a adelgazarse (Rocha-Rocha, 2016). Esta unidad exhibe estilolitas grandes, dolomita cristalina y pequeños nódulos de sílex de color gris claro. Estructuralmente las rocas

de la formación Zuloaga conforman dos estructuras anticlinales buzantes, una en la porción norte cuyo eje principal buza al oriente y otra en el extremo suroeste, cuyo eje principal buza al SW (González-Arroyo y Salas-Vázquez, 1996).

#### Formación La Casita (JktAr-Lu)

La Formación La Casita es una unidad litológica constituida por dos miembros, el miembro inferior está constituido de arenisca conglomerática, arenisca con braquiópodos, bivalvos y belemnites; y el miembro superior tiene una composición de lutita negra y lutita arenosa gris, con pequeños lentes de arenisca, caliza arenosa y nódulos de pedernal. El espesor en la parte oeste de la Sierra de Parras es de ~61 m, mientras que en la región de Coahuila a Tamaulipas el espesor es variable de 50 hasta 422 m. Fue depositada durante el Kimeridgiano–Portlandiano, en un ambiente lagunar, y debido a la presencia de carbón es posible indicar que hubo condiciones de aguas salobres, en algunos intervalos del medio lagunar pudo estar en conexión con el mar. Esta formación es de importancia económica, ya que es considerada como generadora y acumuladora de hidrocarburos, principalmente en las Cuencas de Chihuahua, Sabinas y Burgos (Imlay, 1936).

#### Formación La Caja

La Formación La Caja fue nombrada por Imlay (1936), a una secuencia de limolita y limolita-calcáreas en estratos delgados de color gris a rojizo y bandas de pedernal negro intercalados con caliza microcristalina con capas que varían de 0.40 a 0.60 m con concreciones fosilíferas de caliza (González-Arroyo y Salas-Vázquez, 1996). De acuerdo con su contenido fósil fue depositada durante el Kimmeridgiano hasta el Titoniano, en el límite de aguas someras y profundas. Esta formación contiene importante contenido de fosforita; su contacto inferior sobre las Formaciones La Gloria, Zuloaga y Olvido, y contacto superior con la base de la Formación Taraises, así como con el Grupo Mezcalera (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006), es transicional a la Formación La Casita (Rocha-Rocha, 2016). La localidad tipo es la Vereda del Quemado, situada en el flanco meridional de la sierra de La Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas. En los anticlinales La Caja y Concepción del Oro, han sido reportados

espesores que oscilan entre los 40 y 150 m, mientras que la perforación exploratoria realizada en la región de Peñasquito ha reportado que el espesor es de un promedio de 72 m.

- Cretácico

El Cretácico Temprano consta de cuatro formaciones sedimentarias (Formación Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura), mientras que el Cretácico Tardío consta de tres formaciones sedimentarias (Indidura, Caracol y Parras). El Cretácico Temprano incluye sedimentos depositados en ambientes mixtos como ambientes extra-litorales e intra-litorales, mientras que las rocas del Cretácico Tardío están compuestas por una sucesión clástica con un aumento en el tamaño de grano hacia la parte superior debido a una transgresión que desarrolló sedimentos tipo *flysch* (Rocha-Rocha, 2016).

#### Formación Taraises (KnCz)

La Formación Taraises fue consolidada en el Cretácico Inferior, del Berriasiano al Hauteriviano, corresponde a un ambiente marino más profundo del Cretácico Temprano, descansa concordantemente sobre las formaciones La Caja, Pimienta, y La Casita-La Caja, y como cambio de facies de la Formación Carbonera. Esta unidad consta de estratos rítmicos de caliza limosa de ambiente pelágico (*mudstone*), de color oscuro con pedernal y algunas intercalaciones de lutita (Fortunato, 1982). El espesor reportado presenta una gran variabilidad que varía de 25 a 210 m, de acuerdo con estudio realizados por PEMEX en 1988, en localidad tipo en el Cañón Taraises, donde la formación está expuesta, en la parte occidental de la Sierra de Parras, Coahuila. En las localidades tipo son definidos dos miembros: el inferior consiste en caliza gris con contenido de amonitas que son abundantes en la cima; el miembro superior consiste en caliza en capas delgadas, nodulares y caliza arcillosa, de color gris claro a gris oscuro; en la base hay presencia de abundantes amonoideos, pelecípodos, braquiópodos, equinodermos y belemnites (Barbosa-Luna y Rivera-Carranza, 2008).

### Formación Cupido (KnCz)

La Formación Cupido fue formalmente definida por Imlay (1936), en la Sierra de Parras, como una secuencia de carbonatos que presenta una estratificación que varía desde capas delgadas hasta muy gruesas, con colores desde gris a gris oscuro, ocasionalmente negro. Además de un contenido fósil escaso (Ocampo *et al.*, 2008), fue consolidada durante el Barremiano Superior con extensión hasta mediados del altiplano, y consolidó un arrecife de la Formación Cupido, es decir una barrera física que limitó el flujo de agua marina hacia la Cuenca de Sabinas; que resultó en la formación de un entorno de *sabkha* y la deposición intercalada de carbonatos y evaporitas, conocida como la Formación La Virgen. Esta formación tiene un espesor que oscila entre 600 y 800 m (De Antuñano *et al.*, 2001). El crecimiento del arrecife de la Formación Cupido siguió durante el Aptiano Inferior, mientras que en el lado tras arrecifal fueron formados carbonatos de facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupidito (Pialli y Wilson, 1977), con un espesor de 250 m acuñándose al noroeste.

### Formación La Peña (KapCz-Lu)

La Formación La Peña fue descrita por Imlay (1936), situada en su contacto inferior y superior con las Formaciones Cupido y Cuesta del Cura. Está compuesta por una secuencia de capas calcáreas y arcillosas en dos partes distintas, depositada durante el Cretácico Inferior. La parte inferior de composición caliza de grano medio a grueso, altamente resistente a la erosión. En contraste, la parte superior está compuesta por caliza, lutita y limolita con estratificación delgada, que son menos resistentes a la erosión. Esta formación tiene espesores hacia el SSW de su localidad tipo en el flanco occidental en la sierra de Parras en Coahuila, en las regiones de Concepción del Oro, Zacatecas de 105 m, Sierra de Catorce de 40 m y Sierra del Coro en la Cuenca Mesozoica del Centro de México de 200 m, es caracterizada por registrar un incremento en el nivel del mar que cubrió el Bloque de Coahuila, por lo que es utilizada como una formación de control bioestratigráfico regional.

### Formación Cuesta del Cura (KapceCz-Lu)

La Formación Cuesta del Cura fue depositada durante el Albiano Medio al Cenomaniano Inferior, situada concordantemente sobre la Formación Aurora en la porción sur de la región estudiada. Esta formación está compuesta principalmente por *mudstone-wackstone* con laminaciones, nódulos y bandas de pedernal negro. La mineralización polimetálica (Pb, Zn y Ag), esta rellena fisuras y reemplazo en las calizas (Pascacio, 2002). La estratigrafía de esta formación tiene un espesor mínimo de 200 m, compuesta por capas delgadas de caliza que varían en tamaño entre 10 y 25 cm, con tonalidades que varían desde los grises oscuros hasta negros y exhiben una estratificación ondulada. Además, bandas delgadas de ~1 a 5 cm de espesor. La formación incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza presentan una laminación fina con bandas grises y negras intercaladas en ellas (Imlay, 1936).

### Formación Indidura (KcctCz-Lm)

La Formación Indidura fue depositada entre el Cenomiano Superior y el Santoniano, es correlacionable con las Formaciones Eagle Ford y Austin en la parte de la Cuenca de Sabinas (Goldhammer y Johnson, 1999). Esta formación consiste en un paquete de depósitos pelágicos de aguas profundas, con espesores que varían hasta los 650 m en la Sierra de Parras, Coahuila, conformados por caliza limosa (*mudstone a wackstone*) con intercalaciones delgadas de lutita (Puente-Solís, 2007). Está compuesta por una secuencia de rocas calcárea-arcillosa, que incluye caliza arcillosa, lutita calcárea y limolita. Estas capas están dispuestas en estratos de 10 a 25 cm de espesor, presentando una textura lajosa y arcillosa, con delgadas capas de limolita de color gris a violáceo. Además, en la parte media de la formación son observados paquetes de limolita que contienen numerosas vetillas de calcita, en su contacto inferior de la Formación es transicional con la Formación Cuesta del Cura, donde desaparece la estratificación ondulante de la unidad, sobre la Sierra de Bermejillo hospeda mineralización metálica de tipo (Au, Ag, Zn), y no metálica tipo barita y celestina (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

### Formación Caracol (KseAr-Lu)

La Formación Caracol fue consolidada durante el Coniaciano al Santoniano, es una secuencia rítmica de lutita y arenisca que subyace a ignimbritas del Oligoceno-Mioceno, estructuras primarias son observadas como rizaduras de oleaje y huellas de algunos organismos; sus estratos varían entre 0.1 y 0.5 cm de espesor. El entorno en el que fueron depositados corresponde a un evento regresivo en el Cretácico Superior, por su composición que incluye una gran cantidad de materiales terrígenos, formados en aguas someras (Vélez-Basurto y Rocha-Rocha, 2006). Esta formación es afectada por la presencia de un cuerpo intrusivo y diques de composición monzonítica originando *hornfels*, que ofrecen condiciones propias para la formación de depósitos minerales y actúan como rocas encajonantes de veta de minerales polimetálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Cu), como son Cartagena, Cerro Prieto y San Juan (Vélez-Basurto y Rocha-Rocha, 2006). El espesor de esta formación puede ser hasta 800 m (Rocha-Rocha, 2016).

### Formación Parras (KapaCz-Lu)

La Formación Parras descrita por Imlay (1936), depositada durante el Campaniano–Maastrichtiano basada en su contenido faunístico, está constituida como una secuencia de limolita calcárea y carbonácea de color gris oscuro con infraestructura fisible y nodular, alternando con arenisca calcárea de grano fino (Rocha-Rocha, 2016). Pinzón-Sotelo (2012), identifica en esta formación una secuencia litológica que consiste en limolita de color negro que son desgastadas a un gris verdoso con intercalaciones locales de arenisca de grano fino a medio, con fracturas y venas de calcita de hasta 7 cm de espesor, así como un espesor de sección de hasta 1,400 m basado en una sección entre localidades conocidas como Novillos y Cerro Pachona. Esta formación descansa concordantemente y de transición sobre la Formación Caracol y subyace mediante una discordancia angular, a los depósitos conglomeráticos del Paleógeno.

- Paleógeno

### Formación Ahuachila (TpaeCgp)

La Formación Ahuachila fue depositada durante el Eoceno al Oligoceno, constituida por limolita, arenisca, y capas de conglomerado, de composición de guijarros de caliza en una matriz arcillo-arenosa cementada por calcita que afloran en Ahuachila, Coahuila. Los fragmentos presentes en el conglomerado son subredondeados y consisten en caliza gris, lutita calcárea rosada, arenisca marrón, pedernal marrón, pedernal negro y fragmentos de rocas ígneas. Los fragmentos varían en diámetro desde 1 hasta 20 cm y la matriz es de naturaleza arcillosa y arenosa. Esta formación está dividida en dos miembros; el primer miembro tiene un espesor de 30 m y está compuesto por material tobáceo y arenisca friable, intercalados con capas delgadas de yeso; el segundo miembro, que es el miembro superior, tiene un espesor de 275 m y está compuesto por conglomerados bien cementados y clastos subredondeados de caliza, pedernal y rocas volcánicas con diámetros que oscilan entre 2 y 5 cm (Barbosa *et al.*, 2008).

### Conglomerado polimíctico (Qho CgP)

El conglomerado polimíctico es una roca sedimentaria compuesta por fragmentos redondeados de diversos tamaños, estos fragmentos son angulosos a subredondeados mejor conocidos como clastos que son formados a partir de la alteración mecánica y erosión de rocas existentes, principalmente caliza y en menor proporción arenisca, lutita y rocas volcánicas. Además de la presencia de minerales y otros elementos orgánicos. El depósito de estas rocas es del periodo reciente (Cuaternario-Holoceno), pueden llegar a formar pequeñas colinas de hasta 50 m de altura.

### Rocas intrusivas

Sobre la provincia geológica Sierra Madre Oriental han sido identificados diversos grupos de rocas intrusivas que afloran en la superficie. Varios autores han identificado tres tipos principales de rocas intrusivas de composición félsica a intermedia (*i.e.*, granodiorita, monzonita y pórfidos de riolíticos) (Rocha-Rocha, 2016). Las rocas intrusivas de la SMO juegan

un papel importante en la geología de la región y están asociadas a la mineralización desarrollando aureolas de metasomatismo de contacto, responsables de proporcionar mineralización polimetálica.

#### Granodiorita

Los afloramientos de granodiorita sobre la SMO están localizados a lo largo de los ejes de las formaciones estructurales anticlinales, dando lugar a aureolas de metasomatismo de contacto que dan paso a la mineralización polimetálica, causan pliegues y la formación de halos de *skarn*, *skarnoide*, *hornfels* y mármol. Estos *stocks* están presentes en formas alargadas con morfologías erosionadas y abruptas, como es el intrusivo El Rabioso en la localidad La Ojuela y Velardeña, compuestas por minerales como plagioclasa, cuarzo, apatita, minerales opacos, sericita, arcillas, hematita, limonita, clorita, biotita y calcita, con texturas porfídica y equigranular. Este complejo plutónico fue consolidado durante el Eoceno Tardío, hace aproximadamente 46- 40 millones de años (Rocha-Rocha, 2016).

#### Monzonita

Los afloramientos de monzonita están localizados a lo largo de los flancos norte y sur del anticlinal La Caja, estos *stocks* tienen una forma semielíptica y están emplazados en la secuencia litológica sedimentaria del Cretácico Temprano y Tardío. Esta roca intrusiva provocó un metasomatismo de contacto y metasomatismo, provocando la mineralización aurífera económica relacionada con minerales de limolita debido a efectos supergénicos, desarrolló aureolas metasomáticas de un *skarn* granate con mineralización polimetálica, posterior a los primeros pulsos de carácter granodiorítico. En la región la mineralización polimetálica está relacionada con pulsos de monzonita, cuarzo-monzonita y cuarzo-monzodiorita (Rocha-Rocha, 2016).

#### Pórfidos Riolíticos

Los afloramientos de pórfido riolítico constituyen una roca intrusiva de tonalidad rosácea, tiene manifestación en forma de apófisis de 1 km<sup>2</sup> de afloramiento y un espesor de

40 m, atravesando transversalmente a la Formación Aurora y La Peña. De acuerdo con estudios petrográficos in-situ, fue reportada con el 5 a 25% de contenido de micas, con fuerte resorción de fierro, del 5 a 25% de elementos ferromagnesianos, feldespatos con 5 a 25% en forma microlítica y en una porción del 5% de cementante vidrio volcánico (Barbosa *et al.*, 2008).

## RASGOS ESTRUCTURALES

La configuración estructural y estratigráfica del NE de México inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer y Johnson, 1999). A partir de este evento, la evolución tectónica continúa con la evolución del Golfo de México desde el Mesozoico hasta el Cenozoico, iniciando con el rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior–Jurásico Medio (Padilla-Sánchez, 1986). El rompimiento y separación de la Pangea dio inicio a la formación de altos y bajos estructurales que posteriormente controlarían los patrones sedimentarios de la región, estos elementos tectónicos provocaron la presencia de sierras alargadas que formaron una topografía irregular provocada por eventos orogénicos de gran magnitud, como la orogenia Laramide y aquellos eventos que en conjunto dieron lugar a la Provincia de Cuencas y Sierras, resultando estructuras geológicas como anticlinales y sinclinales paralelos del Cretácico Tardío. Estas elevaciones topográficas son afectadas por fallas inversas o cabalgamientos, que descansan sobre una base compuesta por rocas del Precámbrico y Paleozoico, conformadas por capas de sedimentos marinos del Cretácico Medio (Albiano-Cenomiano), las cuales han sido sobrepuestas por rocas ígneas del periodo Paleógeno, intercaladas con amplios valles rellenos de depósitos continentales del Cuaternario (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

Durante la orogenia Laramide provocada por la subducción y rápido desplazamiento de la Placa Norteamericana hacia el oeste y la Placa de Farallón hacia el este, los estratos rocosos sufrieron esfuerzos compresivos que provocaron el plegamiento de los depósitos sedimentarios. Los principales efectos de este desplazamiento fue el origen de la Mesa Central en dirección norte y oriente. Dichos pliegues presentan una orientación preferencial

E-W, con predominio de recostamientos de N y NE, que indica que los esfuerzos actuaron de S y SW (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006), seguido del reacomodo tectónico (transpresivo-transtresivo) provocando una estructural compuesta tipo Readell, gobernada por movimientos laterales izquierdos causando fallas y fracturas compuestas preparando sitios para el emplazamiento de plutones y mineralización (Rocha-Rocha, 2016). Esta serie de eventos tectónicos dieron origen a cuerpos magmáticos que fueron emplazados a lo largo de ejes sinclinales y anticlinales y en las intersecciones de fallas profundas en forma de *stocks* y diques, causando deformación, metasomatismo, alteración hidrotermal y deposición de mineralización.

Durante la orogenia Laramide, fueron formados pliegues anticlinales y sinclinales, así como cabalgaduras alrededor del Bloque de Coahuila. Estas formaciones tienen su inclinación hacia este bloque rígido, lo que resultó en el apilamiento de sedimentos debido a la plasticidad de los yesos de la Formación Acatita. Durante el proceso de compresión, las capas más resistentes y compactas experimentaron deslizamientos sobre los yesos, lo que generó la formación de cabalgaduras, anticlinales y sinclinales cerrados. En la porción noreste de la región, las fallas muestran un alineamiento general en dirección N 40° W y varían en longitud desde 20 hasta más de 40 km. En la región sur y suroeste, las fallas tienen una dirección N 20° W y longitudes del orden de 20 km (CONAGUA, 2015).

La actividad tectónica en una posición casi paralela al continente resultó en la subducción de la corteza oceánica y provocó el origen de actividad volcánica calco-alcálico durante el Paleógeno Temprano. Durante el Oligoceno, las fracturas y fallas normales con dirección NW-SE originaron fosas y pilares tectónicos de la Provincia de Cuencas y Sierras. Finalmente, una serie de depósitos sedimentarios de edad Cuaternaria están rellenando los valles y partes bajas.

Debido a la extensión regional, las diversas fallas o lineamientos estructurales mencionados por diversos autores son considerados como importantes fallas de basamento que controlaron, en gran parte, la formación de depósitos y facies asociados a ellos durante

el Mesozoico (Puente-Solís, 2007). Estos lineamientos indican un fuerte control estructural de los altos de basamento, favoreciendo la generación de porosidad y permeabilidad secundaria en sus bordes, así como el emplazamiento de cuerpos magmáticos (Horner y Steyrer, 2005).

## GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los diferentes eventos, como los procesos sedimentarios en la deposición de las unidades litológicas Jurásicas, Cretácicas, vulcanismo y la deformación de los bloques rocosos de la zona, han originado concentraciones de diferentes materiales tanto metálicos como no metálicos, que son observables o bien ocurren en el subsuelo a profundidades significantes, representando yacimientos económicamente explotables, dependiendo de las condiciones del mercado y factores técnicos (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006). Una de las actividades económicas mineras de la región es la explotación de depósitos no metálicos como el mármol proveniente de la Formación Aurora, originado por metasomatismo de contacto. El proceso de mineralización inicia cuando una roca encajonante de composición carbonatada entra en contacto con un cuerpo ígneo plutónico, los fluidos asociados con la intrusión reaccionan y los componentes químicos del magma son transferidos a la roca encajonante, produciendo una aureola de alteración alrededor del cuerpo intrusivo. Esta aureola puede concentrar minerales de interés económico. Este tipo de mineralización es muy particular en el Estado de Durango, donde existen varias localidades de gran potencial, entre las que destacan Dinamita, Sierra el Sarnoso y Mapimí. Por su parte, en el entorno de Tlahualilo es reconocido por el aprovechamiento de rocas dimensionales a partir de la Formación Treviño y transición a la Formación Acatita debido al color crema- blanquecino de dichas unidades, incitando al aprovechamiento de estos materiales para la industria civil como ornato (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

La mineralización polimetálica (Ag, Zn, Pb, Cu, Au, Sb), generalmente está depositada en zonas de remplazamiento, mantos, chimeneas, vetas, *stockwork* y diseminado en el sistema de *skarn*, así como posibles brechas diatrémicas y brechas hidrotermales, dentro de

las secuencias sedimentarias marinas del Mesozoico. Esta mineralización fue desarrollada y ligada con complejos plutónicos que resulta un potencial económico para la explotación de los minerales polimetálicos como es el caso del entorno de La Ojuela, La Platosa y Velardeña (Rocha-Rocha, 2016). En la Sierra de Bermejillo el pórfido riolítico con mineralización de uranio ha sido documentado, así como la presencia de depósitos de caolín en la parte central de dicha sierra, sugiriendo un hidrotermalismo magmático (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006). También, en la región han sido documentadas la presencia de cuerpos estrato ligados compuestos de celestina y barita con sobreposición de florita, sugiriendo mineralización hidrotermal de baja temperatura presumiblemente tipo *Mississippi Valley Type*, con sobreposición hidrotermal magmático tardío de fluorita y calcita (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

#### **ALTERACIONES Y METALOGENIA**

La presencia de yacimientos minerales de tipo metálico es presentada en diferentes ambientes geológicos, que dan paso a su origen y tienen características similares en cuestiones físicas, genéticas morfológicas, mineralógicas, texturales y forma de emplazamiento.

La alteración hidrotermal presenta una amplia distribución espacial a lo largo de los complejos plutónicos y la secuencia marina sedimentaria Mesozoica que fue afectada. Las cúpulas de los plutones presentan generalmente alteración potásica representado por feldespato potásico hidrotermal y biotita secundaria; seguido del evento de alteración metasomática, formando halos paralelos a los plutones, que varía de grados débiles, débil-moderado y moderado-pervasivo, dependiendo de la unidad litológica en la que está desarrollada. La alteración filica (pirita, sericita y cuarzo) es desarrollada a través de la influencia hidrotermal sobreimprimiendo al evento metasomático tanto prógrado como retrógrado y evento de mineralización. Finalmente, un evento retrógrado de carbonatos sobreimprime a todas las alteraciones mencionadas, sugiriendo, colapso del sistema hidrotermal (Rocha-Rocha, 2016).

Las improntas hidrotermales expuestas en superficie, generalmente presentan efectos de meteorización debido a la presencia de sulfuros u óxidos primarios (pirita, magnetita, hematita, galena, esfalerita, arsenopirita, calcopirita) generando degradación y causando alteración supergénica representada por minerales secundarios como serie de la limonita (goethita, jarosita), arcillas y otros minerales secundarios causando un halo con coloración singular en las zonas de influencia (rojiza-marrón- amarillenta), la cual es controlada por los niveles freáticos (Rocha-Rocha, 2016).

Los diversos tipos de yacimientos minerales metálicos conformados por vetiforme, estratiforme, disseminado y cuerpos irregulares serán descritos a continuación.

#### A. Vetiforme

La mineralización de tipo vetiforme comprende los procesos hidrotermales y aquellos procesos neumatolíticos que rellenan fracturas y discordantes a la columna estratigráfica. La mineralización en este tipo de yacimientos es de metales como oro, plata, plomo, zinc, cobre, estaño, manganeso, antimonio y mercurio.

En la región de Velardeña, la mayoría de las estructuras corresponden a vetas alojadas en rocas calcáreas e intrusivos con mineralización plumbo auroargentífera (SGM, 2019). La mineralización hidrotermal fue depositada en fisuras y fallas, formando vetas con orientación NE-SW y N-S, y tipo *stockworks*. Los depósitos tienen dimensiones cercanas a 100 m de largo, 600 m de ancho y 500 m de profundidad.

El distrito de La Ojuela, ubicado a 12 km, al oriente de Mapimí, está alineado y con rumbo preferencial NW-SE con una serie de cuerpos intrusivos, los cuales afectan al paquete calcáreo de las formaciones Aurora e Indidura, así mismo las regiones mineras de La Descubridora, Parrandera y Peñoles donde un intrusivo granítico afecta a la caliza de la formación Aurora, las minas más importantes de tipo hidrotermal existentes son La Platosa, La Reyna y La Fama (SGM, 2019).

#### B. Estratiforme

Los yacimientos estratiformes están localizados en estratos de roca sedimentaria o volcánica, suelen formarse por la deposición de minerales a partir de soluciones acuosas que fueron depositadas a través de la roca o por procesos de sedimentación en el fondo de medios marinos. Están ubicados al sureste de Mapimí, emplazados en calizas y asociados al intrusivo El Sarnoso; en el municipio de Cuencamé, tiene un yacimiento de fierro conocido como Vallecillos y depósitos con mineralización de manganeso, que está localizado al suroeste de la población Dinamita (SGM, 2019). También, las sierras de Bermejillo y La Campana presentan depósitos estratiformes conformados por celestina, barita y fluorita dentro de las formaciones La Caja, Treviño y Aurora (Rocha-Rocha y Vélez-Basurto, 2006).

#### C. Diseminado

La mineralización de yacimientos de tipo diseminado corresponde a depósitos en *stockwork*, relleno de poros y brechas hidrotermales, es decir están dispersos en la matriz de la roca o brecha y halo metasomático por lo general con mineralización de Cu y Au. Estos depósitos están relacionados a cuerpos ígneos, la mineralización hidrotermal está asociada a procesos neumatolíticos e hidrotermales de alta temperatura. Los yacimientos diseminados generalmente están alojados en las formaciones Caracol y Cuesta del Cura (Rocha-Rocha, 2016).

#### D. Cuerpos irregulares

Los yacimientos de tipo cuerpos irregulares como mantos y posiblemente brechas tipo chimenea, son depositados a partir de un metasomatismo de contacto, entre un cuerpo intrusivo rico en minerales y rocas sedimentarias calcáreas o rocas volcánicas, dando lugar a chimeneas, mantos y cuerpos de reemplazamiento de gran volumen, relacionada mayormente al halo del *skarn*. La mineralización por lo general es de Pb, Zn, Ag, Au y conforme están acercándose a la fuente plutónica aumenta el Cu. La mineralogía consiste mayormente de sulfuros, sulfosales, carbonatos, sulfatos y en las partes someras hidróxidos.

Estos tipos de depósitos por lo general aprovecha controles litológicos y estructurales también conocidos como *skarn* de zinc (Rocha-Rocha, 2016 y Meinert *et al.*, 2005).

## FUENTES DE MINERALIZACIÓN

La región norte de la República Mexicana es rica en depósitos minerales por la presencia de diversas fuentes magmáticas que han contribuido a través de la historia geológica a la formación de yacimientos de tipo metálico y subordinado, estas fuentes están relacionadas con eventos ígneos y tectónicos que en conjunto tuvieron origen durante el Cretácico Cenozoico (Ferrari *et al.*, 2005), así como intruida por cuerpos plutónicos durante el Paleógeno que dan paso a la mineralización polimetálica y aportaron secuencias volcánicas encima de las secuencias sedimentarias. Los fluidos hidrotermales depositaron sulfuros, óxidos, nativos y sus combinaciones proporcionando depósitos polimetálicos en diversas tipologías anteriormente descritas.

La mayoría de la mineralización de la SMO está relacionada con depósitos de tipo hidrotermal, originada durante el Mesozoico. Los fluidos hidrotermales que estaban moviéndose a través de las rocas sedimentarias contenían metales disueltos que fueron precipitados en fracturas y poros de las rocas, formando depósitos minerales con tipologías variadas como las antes descritas. La mineralización en el borde de la plataforma de Coahuila es compleja, relacionada con depósitos de tipo estrato-ligados que fueron depositados durante el Eoceno y sugeridos como fluidos que migraron de las cuencas hacia el borde de la Plataforma debido a la temperatura que provocó el efecto de la diagénesis, excitando los iones no metálicos para migrar hacia condiciones de porosidad como son los bordes de la plataforma, siendo los móviles transportadores salmueras salinas ricas en cloruro de sodio (González-Sánchez, 2008 y Puente-Solís, 2007). Sin embargo, en el borde occidental de la Plataforma de Coahuila, el análisis geofísico aunado a evidencias documentadas por otros autores sugiere la presencia de un intrusivo no exhumado o parcialmente exhumado, sugiriendo una fuente magmática que pudo aportar iones metálicos y no metálicos en esa porción.

### CAPÍTULO III. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

#### EL MAGNETISMO COMO HERRAMIENTA DE EXPLORACIÓN

Nuestro planeta está envuelto por un Campo Magnético, el cual es posible confirmar su presencia al tomar una brújula y ver la posición que la aguja toma. A través de este sencillo ejemplo es posible observar que siempre apunta hacia el norte, alineándose con el Campo Magnético Terrestre (CMT). El campo magnético es representado a través de las líneas de campo, que constituyen líneas imaginarias para indicar la dirección del campo en cada punto y convergen donde la fuerza magnética es mayor y son separadas donde es más débil. La densidad de las líneas indica la magnitud del campo en esa región. La figura 7 muestra el CMT comportarse como una barra de imán en su centro, sus líneas de campo son separadas a medida que son alejadas de los polos y nuevamente es mayor cerca de los polos donde vuelven a reunirse, mientras que el campo gravitacional terrestre apunta hacia el centro del planeta.

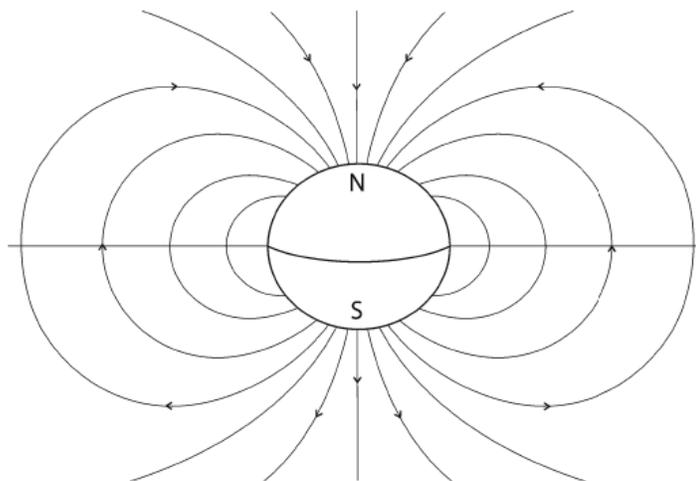


Figura 7: El campo magnético terrestre es dipolar en la naturaleza, con líneas de campo magnético de la Tierra con dirección N-S (Lanza y Meloni, 2006).

El CMT es un campo vectorial rotacional que tiene dirección, magnitud y sentido en cada punto del espacio, para el campo magnético estas variables están asociadas. La dirección es representada mediante líneas de fuerza que indican la orientación del campo en ese punto. La intensidad es medida en unidades Gauss (G) o comúnmente en nano-Teslas (nT) y representa la intensidad del campo en un punto específico. Al igual que el campo gravitacional, el campo magnético es un campo vectorial y campo potencial, sin embargo, el campo magnético es dipolar en la naturaleza, mientras que el campo gravitacional terrestre es monopolar y apunta hacia el centro (de masa) de la Tierra. El CMT puede verse como una barra de imán en el centro de la Tierra (Tauxe, 2005).

## CONCEPTOS BÁSICOS DEL MAGNETISMO

Con la finalidad de comprender los principios fundamentales del magnetismo es necesario entender sus principios físicos y matemáticos que describen la interacción entre las cargas en movimiento y otros campos magnéticos, en este apartado teórico serán descritos estos fundamentos, así como los conceptos básicos para entender las bases de funcionamiento de la magnetometría aérea.

El 95% del CMT es originado en su interior, donde existe un mecanismo interno con la capacidad de generar y mantener un campo magnético similar a un solo dipolo. El núcleo de la Tierra es una esfera compuesta principalmente de níquel y hierro, su capa exterior está en estado líquido. El diámetro del núcleo es de aproximadamente 2,460 km, mientras que el radio terrestre es de aproximadamente 6,371 km. El núcleo está rodeado por una capa semisólida y de un grosor de aproximadamente 2,860 km llamada manto (Engdahl *et al.*, 1974).

El magnetismo interno de la Tierra es explicado por la teoría del dinamo, que es un conjunto de principios físicos y matemáticos que explican el origen de un campo magnético a través de la conductividad eléctrica y cuerpos en movimiento capaces de producir un campo magnético. A través de un mecanismo desconocido, el disco, que es

un material conductor comienza a girar. Al colocar un imán cerca de este cuerpo conductor las cargas libres son puestas en movimiento mediante la fuerza de Lorentz, debido al campo magnético que lo produce. Esto genera una corriente eléctrica que circula a través de una bobina, la cual a su vez produce un campo magnético, que interactúa con el disco, volviendo a generar corriente eléctrica (Tauxe, 2005).

## CAMPO MAGNÉTICO

La Tierra al ser considerada un dipolo magnético en el que cada polo representa una resistencia  $m_1$  y  $m_2$ , separados por una determinada distancia ( $r$ ). Entre estos dipolos existe una fuerza cuya dirección es dependiente de la carga de los polos. La magnitud de esta fuerza depende de las características del medio que los separa, y está definida por el coeficiente de permeabilidad magnética ( $\mu$ ). La relación entre estos parámetros sigue la ley de Coulomb para polos magnéticos (ecuación 3.1), que es simbólicamente idéntica a la ley de Newton de la fuerza gravitacional por el comportamiento de los campos que es similar al ser ambos campos potenciales.

$$\vec{F} = \frac{m_1 m_2}{4\pi\mu r^2} \quad \text{Ecuación 3.1}$$

Donde:

$\vec{F}$  es la fuerza magnética.

$m_1 m_2$  producto de las masas 1 y 2.

$\mu$  es la permeabilidad magnética.

$r^2$  distancia entre los polos magnéticos al cuadrado.

El campo magnético es denotado por  $F$  y representa el CMT. Sus componentes están representados como X, Y y Z y son ortogonales entre sí, donde X y Y son las componentes horizontales que apuntan hacia el norte y este respectivamente, Z es la componente vertical que apunta hacia el centro de la Tierra; la figura 8 muestra cada una de las componentes del campo magnético.

Dada la relación de los componentes del campo magnético, surge la ecuación 3.2 para  $F$  y  $H$ .

$$\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} = F ; \sqrt{x^2 + y^2} = H \quad \text{Ecuación 3.2}$$

Donde  $H$  es la magnitud de la componente horizontal que es considerada positiva independientemente de su dirección. Para describir el campo, además de las componentes intensivas, también es posible utilizar elementos angulares, mediante la introducción de dos ángulos, es decir,  $I$  es la inclinación de  $F$  con respecto al plano horizontal, y  $D$ , la declinación magnética, el ángulo entre  $H$ , la componente horizontal de  $F$ , y la componente  $X$  a lo largo del meridiano geográfico. Las relaciones entre estas cantidades ahora definidas son:

$$H = F \cos I; Z = F \sin I; Z = H \tan I; X = H \cos D; Y = H \sin D$$

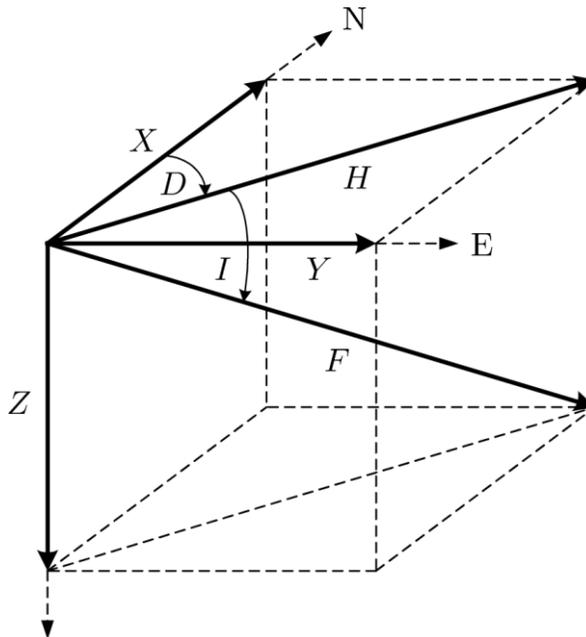


Figura 8: Componentes del campo magnético (Lanza y Meloni, 2006).

En el contexto de demostrar que el CMT es similar al generado por un dipolo ubicado en el centro de la Tierra, es necesario entender las ecuaciones que rigen el magnetismo e introducir la técnica de análisis de armónicos esféricos como muestra la

figura 9. A partir de las ecuaciones de Maxwell, para la inducción magnética  $B$ , tenemos que:

$$\text{div}B = \nabla B = 0; \text{curl}B = \nabla \times B = \mu \left( I t \frac{\partial D}{\partial t} \right) \quad \text{Ecuación 3.3}$$

Donde:

$I$  es la densidad de corriente eléctrica

$D$  es la inducción dieléctrica

$\mu$  es la permeabilidad magnética

En un espacio donde no hay superficies de discontinuidad y no hay corrientes eléctricas, puede inferirse que  $B$  deriva de un potencial magnético  $V$ , tenemos que:

$$\text{curl}B = 0; \quad B = -\text{grad} V$$

$$\text{div}(-\text{grad} V) = \nabla^2 V = 0$$

$$\Delta V = 0$$

Donde:

$\Delta$  es el operador Laplaciano, equivalente a  $\nabla^2$

Al convertir la ecuación de  $V$ , conocida como ecuación de Laplace en coordenadas cartesianas ortogonales, tenemos la ecuación 3.4:

$$\Delta v = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 \quad \text{Ecuación 3.4}$$

Si la ecuación 3.4 es escrita en un sistema de coordenados esféricos, con un origen en el centro de la tierra, tenemos como resultado la ecuación 3.5:

$$\Delta V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial v}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial v}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 v}{\partial \lambda^2} = 0 \quad \text{Ecuación 3.5}$$

La figura 9 muestra la función armónica  $v = v(r, \theta, \lambda)$ , donde las direcciones más importantes son la colatitud  $\theta$ , medida desde el Polo Norte geográfico a lo largo de la línea de longitud, el ángulo  $\lambda$  conocido como longitud, indica la dirección hacia el este a lo largo de una línea de longitud medida desde una longitud de referencia. Además, está presente la dirección radial,  $r$ , que es medida desde el centro de la Tierra. En la superficie de la tierra el campo,  $\vec{B}$ , en coordenadas esféricas es descrito en la ecuación 3.5.

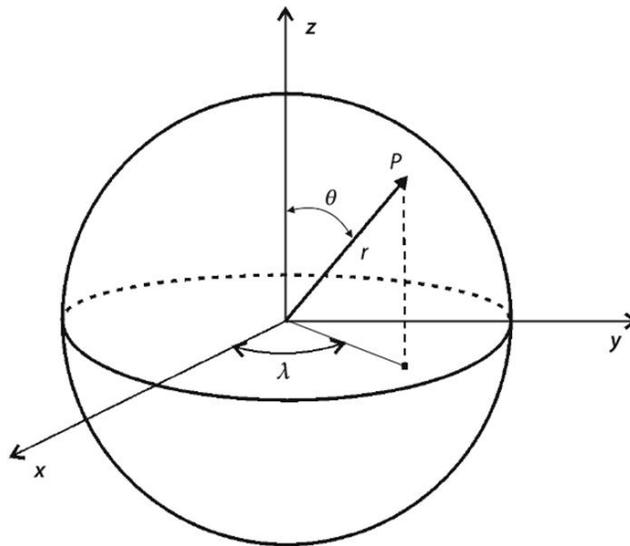


Figura 9: Componentes del campo geomagnético en coordenadas esféricas (Lanza y Meloni, 2006).

### RELACIÓN ENTRE $B$ Y $H$

La relación entre la inducción magnética ( $B$ ) y la intensidad del campo magnético ( $H$ ) puede establecerse mediante un parámetro influenciado por las condiciones geológicas del medio, conocida como susceptibilidad magnética ( $k$ ). Esta susceptibilidad magnética tiene en cuenta la permeabilidad del medio vacío donde  $k = 0$  y  $\mu_r = 1$  (Reynolds, 1997).

La intensidad del campo magnético está definida mediante la inducción magnética, que esta expresada a través de la ecuación 3.6:

$$B = \mu H \quad \text{Ecuación 3.6}$$

El campo magnético también está definido en términos de un campo de fuerza producido por corrientes eléctricas. Esta intensidad de campo de magnetización ( $H$ ) es definida, siguiendo la ley de Biot-Savart, como la intensidad de campo en el centro de un lazo de alambre de radio  $r$  por el cual circula una corriente tal que  $H = I/2r$ . En consecuencia, las unidades de la intensidad de campo de magnetización  $H$  son amperios por metro ( $A/m$ ) (Reynolds, 1997).

Esta constante llamada permeabilidad magnética absoluta ( $\mu$ ), representa el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético. La relación de las permeabilidades de un medio con respecto a la del espacio libre es igual a la permeabilidad relativa  $\mu_r$ , de modo que tenemos  $\mu = \mu_r \mu_0$ , al sustituir tenemos la ecuación 3.7.

$$B = \mu_r \mu_0 H \quad \text{Ecuación 3.7}$$

Reacomodando la ecuación para introducir  $k$ , teniendo en cuenta que  $k = \mu_r - 1$ , tenemos la ecuación 3.8 y 3.9.

$$B = \mu_0 H + \mu_0 (\mu_r - 1) H \quad \text{Ecuación 3.8}$$

$$= \mu_0 H + \mu_0 k H = \mu_0 H + \mu_0 J \quad \text{Ecuación 3.9}$$

En un medio diferente al vacío, una intensidad adicional de magnetización  $J$  es añadida obteniendo la ecuación 3.10 y 3.11, llamada intensidad de magnetización, debido a la intensidad del campo  $H$ .

$$B = \mu_0 H (1 + k) \quad \text{Ecuación 3.10}$$

$$J = k H \quad \text{Ecuación 3.11}$$

## MAGNETIZACIÓN INDUCIDA Y REMANENTE

La magnetización inducida hace referencia al proceso en el que un material es magnetizado al ser expuesto a un campo magnético, lo que a su vez refuerza al campo

externo mediante la generación de un campo dentro del propio material (Butler, 2004). Al desaparecer el campo magnético la magnetización inducida también desaparece, mientras que la magnetización remanente permanecerá por largos periodos de tiempo debido a la alineación de los dominios magnéticos en una dirección específica durante la exposición al campo magnético. Las rocas de la corteza experimentan este proceso, que resulta en rocas con magnetización inducida, mientras que otras además tienen magnetización remanente, dependiente de sus características fisicoquímicas.

Las rocas de la corteza terrestre están expuestas al campo geomagnético y es probable que adquieran una magnetización inducida, la magnitud de esta magnetización está representada por  $J_i$ , mientras que la susceptibilidad total estará representada por la variable  $\chi$ , la susceptibilidad neta es resultante de las contribuciones de todos los minerales, pero generalmente es regida por los minerales ferromagnesianos. La presencia del campo geomagnético local,  $H$ , produce la magnetización inducida, la relación que describe esta magnetización es descrita en la ecuación 3.12.

$$J_i = \chi H \quad \text{Ecuación 3.12}$$

La magnetización inducida es representada por  $J_i$  y será paralela al Campo Magnético de la Tierra, mientras que la componente remanente está dada por  $J_r$ , en cualquier dirección razonable. La magnetización remanente natural (MRN) depende del campo geomagnético y de los procesos geológicos durante la formación de la roca y durante su historia. La MRN está compuesta por más de un elemento. El elemento adquirido durante la formación de la roca es conocido como primario, mientras que los componentes secundarios son adquiridos después de la formación y pueden alterar a la MRN primaria. Para obtener la MRN total es necesario sumar vectorialmente el elemento principal con el secundario, como es descrito en la ecuación 3.13 (Butler, 2004).

$$MRN_{total} = MRN_{primario} + MRN_{secundario} \quad \text{Ecuación 3.13}$$

## CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA

El Campo Magnético Terrestre es un fenómeno natural con origen en su interior por corrientes eléctricas en el núcleo externo líquido del planeta. Es denotado por  $F$  y representa la fuerza magnética que existe entre los polos. Por medio de la magnetometría aérea las variaciones de  $F$  con respecto a (X, Y) buscan ser medidas.

La magnitud de  $F$  está entre los rangos de intensidad de 25,000 nT en el ecuador magnético mientras que en los polos magnéticos de la Tierra es de 65,000 nT (NOAA, 2023), las variaciones locales son del orden de las centenas y esta intensidad es agregada a la del campo magnético. La figura 10 muestra la distribución de la intensidad del campo magnético  $F$  sobre la superficie terrestre (NOAA, 2023).

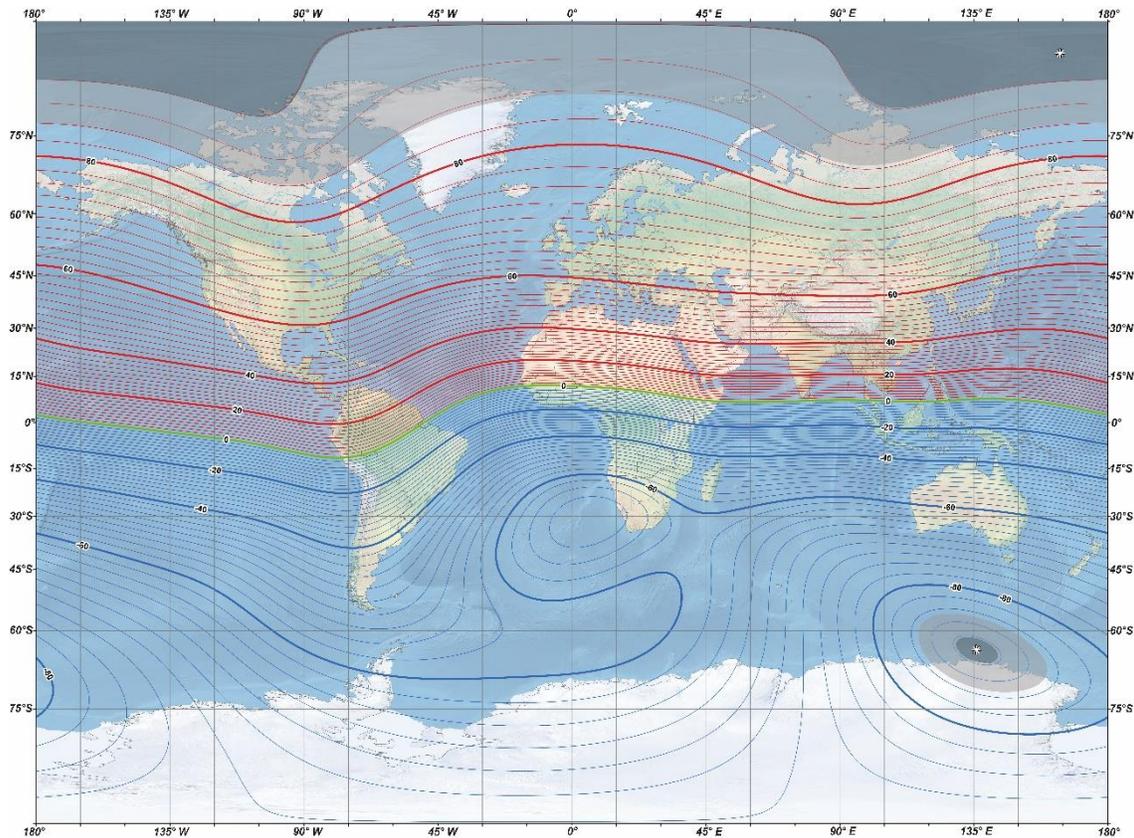


Figura 10: Distribución de la intensidad del campo magnético  $F$  sobre la superficie terrestre, para el año 2000 (NOAA, 2023).

Para explicar el campo magnético actual de la Tierra, es necesario inclinar el dipolo principal aproximadamente  $11.5^\circ$  con respecto al eje de rotación de la Tierra (que forma un ángulo de  $23.5^\circ$  con la norma al plano de la órbita de la Tierra con respecto al sol), para asegurar que ni el ecuador magnético, ni los polos magnéticos coincidan con su equivalente geográfico, ver la figura 11 del campo geomagnético con la inclinación respecto al eje de rotación.

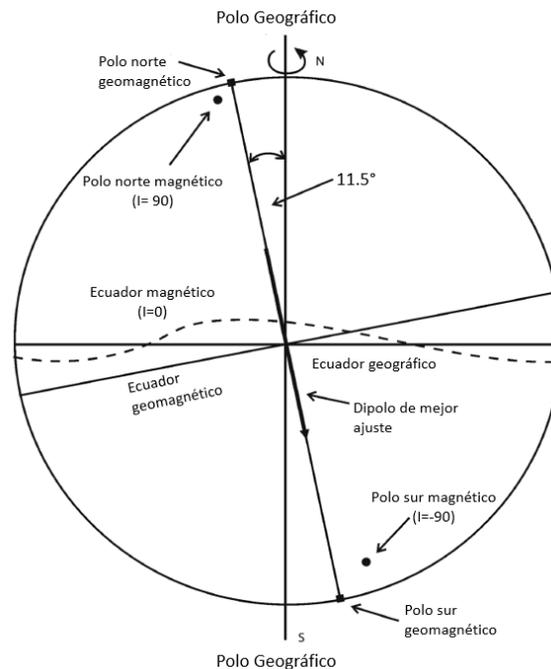


Figura 11: Campo geomagnético con inclinación de  $11.5^\circ$  con respecto al eje de rotación (McElhinny, 1973).

El polo magnético norte está posicionado al norte de Canadá y el Polo magnético sur ni siquiera está en el continente Antártico, sino en el Océano Austral, aproximadamente a  $65^\circ\text{S}$ ,  $138^\circ\text{E}$ . Las diferencias entre las direcciones del verdadero norte geográfico y norte magnético son conocidas como declinaciones, presumiblemente porque una brújula debería apuntar al norte, pero tiene una desviación al hacerlo (Butler, 2004). El eje magnético de la Tierra atraviesa un punto ubicado directamente debajo del centro del Océano Pacífico, a una distancia aproximada de 340 km desde el centro de la Tierra. El plano que forma un ángulo recto con el eje geomagnético contiene el ecuador magnético.

## VARIACIONES TEMPORALES DEL CAMPO POTENCIAL

Las variaciones temporales del campo magnético  $F$  hacen referencia a los cambios que ocurren a lo largo del tiempo, con diferentes escalas que van desde segundos hasta millones de años. Estas variaciones tienen diferentes causas dependiendo de la fuente que las origine, algunas están relacionadas a factores internos, como las variaciones seculares del campo magnético o corrientes inducidas en la corteza terrestre. También pueden tener origen externo, principalmente provocadas por el sol, estas suelen ser regulares, como la variación diurna, o irregulares, como las tormentas magnéticas (Cillis y Sciutto, 2006). Las variaciones son de gran importancia, porque a partir de ellas es posible conocer información adicional de la estructura interna del planeta y los procesos dinámicos que ocurren en su interior.

- a) Variaciones Diurnas: Las variaciones diurnas siguen un ciclo diario asociado a la rotación de la Tierra, son manifestadas como cualquier variación a  $F$  observada en periodos comparables a la duración de un día (24 h), resultado de la interacción entre la radiación solar y el campo magnético de la Tierra, incluso en condiciones normales o de actividad solar baja. El viento solar, compuesto por partículas cargadas emitidas por el sol, tiende a distorsionar las regiones externas del campo magnético, estas variaciones suelen tener una amplitud relativamente pequeña, generalmente inferior a 50 nT. Los picos en las variaciones son observables alrededor del mediodía local, cuando picos en latitudes cercanas del ecuador magnético son observadas. Durante el periodo nocturno el comportamiento de las variaciones es tranquilo y es cuando generalmente las observaciones geomagnéticas son realizadas con una mayor precisión (Reeves, 2005).
- b) Micro pulsaciones: Las micro pulsaciones son cambios magnéticos que corren en un periodo de tiempo muy corto, generalmente de pocos minutos. Estas variaciones afectan al campo magnético por amplitudes de onda muy pequeñas, pero que impactan de manera significativa en los registros magnéticos tanto aéreo como

terrestre. Respecto al comportamiento a lo largo de un área de estudio el cambio es muy repentino de un lugar a otro y en distancias cortas, lo que dificulta minimizar el efecto al realizar mediciones desde diferentes ubicaciones.

c) Tormentas magnéticas: son periodos aislados en las que el campo magnético registra las variaciones más elevadas, relacionados con la actividad de las manchas solares. Durante estas variaciones pueden ocurrir oscilaciones bruscas en el campo magnético, de varias centenas de nT, que pueden durar más de 24 horas. El impacto que tienen las tormentas es variable de un lugar a otro, lo que provoca una mayor dificultad para obtener información sobre las variaciones espaciales en el campo magnético durante la prospección magnética. Estas tormentas van acumulándose a periodos de inactividad obligatoria para levantamientos aeromagnéticos causados por mal tiempo, fallas de equipo y otros factores fuera del control del equipo de prospección. Por estas razones es necesario observar las variaciones magnéticas, antes de emprender una campaña aeromagnética, para tener los datos con la menor perturbación.

d) Variación secular: Las variaciones seculares hacen referencia a cambios magnéticos a largo plazo (de décadas a siglos), estas variaciones están bien documentadas a partir de datos históricos y registros precisos de los observatorios magnéticos de las últimas décadas. La principal manifestación a nivel mundial son los cambios en tamaño y posición de las desviaciones de un campo dipolar simple a lo largo de años y décadas. Como enfoque para la estandarización de la eliminación del campo principal en la prospección aeromagnética, un modelo matemático es formalizado para la variación global en  $F$  a partir de todas las observaciones magnéticas y, más recientemente satélites disponibles en todo el mundo cada cinco años en el Campo de Referencia Geomagnética Internacional (IGRF), (Cillis y Sciutto, 2006).

e) Inversiones geomagnéticas: Una inversión geomagnética es el resultado de un cambio de orientación del campo magnético, de manera que el Polo Norte y Polo Sur

intercambian su posición, la evidencia de este fenómeno puede encontrarse en la magnetización remanente de rocas recolectadas de diversas fuentes, como lagos, flujos de lava y el fondo marino en expansión (Tauxe, 2005).

Las distintas técnicas de datación han documentado que el Campo Magnético experimenta inversiones a intervalos irregulares. A. Cox *et al.*, en 1960 establecieron la primera cronología de inversión del campo magnético durante los últimos  $3.6 \times 10^6$  años. Esta cronología se ha perfeccionado, mejorando su resolución. Determinando que son producidas a un nivel global y la duración se estima en unos 5,000 años, aunque no hay consenso establecido (Cox *et al.*, 1964).

### **CAMPO GEOMAGNÉTICO INTERNACIONAL DE REFERENCIA (IGRF)**

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) es un modelo matemático, que tiene la finalidad de describir el CMT y sus variaciones en el tiempo entre los años 1900 y el presente. Este modelo considera las diversas fuentes que contribuyen al campo, como el núcleo terrestre, manto, corteza y factores externos como el viento solar.

Debido a que los cambios seculares a largo plazo no son predecibles, excepto mediante la extrapolación de observaciones pasadas, el IGRF es actualizado cada cinco años en función de análisis de observatorios fijos y revisa retrospectivamente para proporcionar un modelo definitivo. Las correcciones de IGRF son vitales al comparar o combinar estudios aéreos o marinos, pero no son relevantes en levantamientos terrestres, para estos levantamientos es recomendable ocupar la corrección por estaciones base (Milsom, 2003). El IGRF es publicado por un grupo de investigación de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, por sus siglas en inglés (IAGA), organismo encargado de desarrollar y actualizar la representación detallada y precisa del campo en términos de intensidad, dirección e incluso variaciones espaciales que mejor son adaptados a todos los datos reales de observación.

## ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Las anomalías magnéticas son desviaciones o perturbaciones al CMT ( $F$ ) en relación con la intensidad o variaciones promedio en condiciones normales, es considerado como una suma vectorial del IGRF ( $F_{IGRF}$ ) en ese punto y una componente anómala  $\Delta F$ , originada por la presencia de materiales magnéticos en la corteza como cambios en la composición litológica, estructuras geológicas o la presencia de materiales ferromagnéticos, etc., estas variaciones pueden ser positivas o negativas en relación con el campo magnético esperado. En la figura 12, es posible observar un levantamiento aeromagnético en el cual el sensor registra las contribuciones de manera individual, para después reportarlas en conjunto en un mapa aeromagnético. Las anomalías generadas por cuerpos que tienen una alta respuesta magnética refuerzan y disminuyen al CMT, tanto en dirección norte como sur, dando origen a anomalías dipolares. Sin embargo, en las regiones cercanas a los polos magnéticos, donde el campo magnético es vertical, las anomalías toman una forma monopolar.

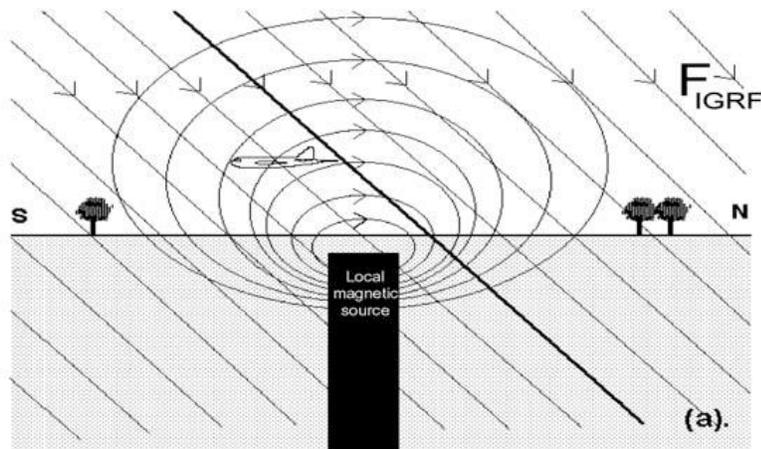


Figura 12: En levantamientos aeromagnéticos el sensor registra la suma del vector del campo magnético ambiental y la contribución anómala de fuentes locales (Reeves, 2005).

El componente IGRF estará orientado con la dirección del campo principal de la Tierra en un punto, mientras que el campo magnético de una fuente local,  $\Delta F$ , puede

tener cualquier orientación. Ambas componentes pueden ser representadas en un mismo plano, sin embargo,  $F$  es al menos dos órdenes de magnitud mayor que  $\Delta F$ .

Cuando esta condición se cumple, el valor escalar reportado ( $F_{\text{observado}} - F_{\text{IGRF}}$ ) en un levantamiento aeromagnético no difiere significativamente del valor de la componente de  $\Delta F$  en la dirección de  $F_{\text{IGRF}}$ . Por lo tanto, los mapas de anomalías magnéticas del campo total registran las componentes de las anomalías locales en la dirección del campo principal de la Tierra, la figura 13 muestra la dirección de cada una de las variables que componen el campo magnético observado. Al realizar un modelo directo de los posibles efectos de los cuerpos magnéticos, la magnitud de esta componente es calculada para compararla con las observaciones en campo (Reeves, 2005). Las formas de las anomalías dependen de diversos factores, incluyendo la inclinación del campo magnético actual de la Tierra.

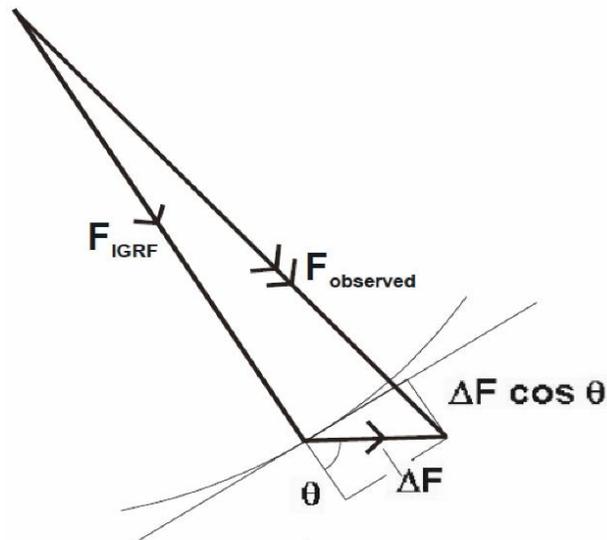


Figura 13: Descripción gráfica de las anomalías magnéticas (Reeves, 2005).

### FILTROS MATEMÁTICOS

Una vez realizado el levantamiento aeromagnético sobre una superficie que resulta de interés para su caracterización, es necesario aplicar diversos filtros matemáticos, con la finalidad de eliminar las altas frecuencias que fueron registradas durante la adquisición y que provocan que la información disminuya su capacidad de

resolución, a continuación, cada uno de los filtros necesarios para realizar un tratamiento de información aeromagnética son descritos.

### **CAMPO MAGNÉTICO TOTAL**

El campo Magnético Total es la suma de los campos magnéticos individuales presentes en un área. Donde los efectos producidos por el núcleo y las anomalías magnéticas locales son observados en conjunto. Los efectos producidos por el núcleo corresponden a altas frecuencias, mientras que aquellos efectos producidos por las anomalías locales corresponden a bajas frecuencias. Para poder interpretar la información aeromagnética correctamente es necesario filtrar la información para dejar únicamente la señal de las anomalías magnéticas locales.

### **CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL**

El Campo Magnético Residual (CMR) es el resultado de restar el Campo Magnético Total (CMT) del Campo Magnético de Referencia Internacional (IGRF), la ecuación 3.14 muestra la operación de este proceso (López-Loera *et al.*, 2020), para obtener solo la señal de las respuestas magnéticas de los cuerpos locales y eliminar el aporte de la señal del núcleo de la Tierra.

$$CMT - IGRF(1995) = CMR \quad \text{Ecuación 3.14}$$

Posteriormente debe realizarse el proceso de reducción al polo, con la finalidad de corregir la desviación angular de las anomalías.

### **REDUCCIÓN AL POLO**

El campo magnético terrestre varía en dirección y magnitud de acuerdo con la latitud en las que son realizadas las observaciones, afectando principalmente la intensidad del campo. Estas variaciones pueden afectar la medición de la componente vertical del campo magnético y deformar las anomalías magnéticas, generando asimetrías en los datos que deben ser corregidas a través de la reducción al polo para

transformarlos a valores que, teóricamente, habrían sido obtenidos en el polo, donde las líneas geomagnéticas son perpendiculares a la superficie (Baranov y Naudy, 1964). Esta corrección utiliza los valores de inclinación y declinación del campo geomagnético del área de estudio. Como resultado de la reducción las anomalías aparecen directamente sobre los cuerpos causantes de su origen, lo que hace la interpretación menos compleja, moviendo las anomalías a sus respectivas fuentes alterando su forma y generando anomalías simétricas (Blakely, 1996).

### SEÑAL ANALÍTICA

La Señal Analítica (SA) es un filtro útil para localizar los bordes de cuerpos de origen magnético, especialmente cuando la remanencia y/o la baja latitud magnética complican la interpretación, su aplicación permite analizar y manipular características del Campo Magnético como la amplitud, frecuencia y la fase de la señal con el objetivo de tener una interpretación de las fuentes. Este filtro es independiente de cualquier campo potencial (Nabighian, 1972).

La señal analítica es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en las direcciones X, Y y Z, su expresión matemática está dada por la ecuación 3.15 (Nabighian, 1972).

$$SA = \sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \quad \text{Ecuación 3.15}$$

### DERIVADAS EN LA DIRECCIÓN Z

Mediante la aplicación de las derivadas verticales de primer orden (1aDz) o segundo orden (2aDz), es factible enfatizar rasgos de longitud de onda más corta o de sus componentes en relación con el eje vertical (Z) (Henderson y Zietz, 1949). Estas variaciones proporcionan información acerca de las características y distribución de las fuentes magnéticas que originan las anomalías. Las interpretaciones tanto cualitativas como cuantitativas podrán ser más objetivas debido a la alta capacidad de resolución de la 1aDz que define rasgos cercanos a la superficie. En caso de ser necesario obtener una

mejor resolución y mayor profundidad de la información es posible aplicar una segunda derivada, principalmente en conjunto con modelos prismáticos que resaltan los límites de las unidades más profundas, generalmente rocas del basamento.

Los mapas de derivadas verticales de segundo orden de los levantamientos aeromagnéticos han sido realizados sobre zonas donde la geología es bien conocida, a través de este filtro matemático es posible destacar la presencia de diversas formaciones geológicas y/o la presencia de rocas con minerales ferromagnéticos en su estructura, sin embargo, su uso está limitado por la precisión de los datos aeromagnéticos y la metodología empleada para calcular la profundidad del cuerpo.

El operador de este filtro esta descrito por la ecuación 3.16 (Henderson y Zietz, 1949).

$$P(u, v) = r^n \quad \text{Ecuación 3.16}$$

Donde:

$n$  es el orden de diferenciación y  $r$  es el número de onda (radianes/longitud).

## CONTINUACIÓN ANALÍTICA DEL CAMPO

Un campo potencial medido en un plano de observación dado a una altura constante puede ser recalculado como si las observaciones hubieran sido realizadas en un plano diferente, ya sea más alto, correspondiente a la continuación ascendente o hacia abajo, correspondiente a la continuación descendente (Henderson, 1970).

Este proceso de continuación ascendente es considerado como un filtro limpio, porque no genera efectos secundarios que requieran la aplicación de otros filtros o procesos para corregirlos. Debido a esto, comúnmente es utilizado para eliminar o minimizar los efectos de fuentes superficiales y ruido en las cuadrículas de datos. Además, los datos con la continuación ascendente pueden interpretarse numéricamente y a través de programas de modelado (Henderson, 1970).

La ecuación del filtro de dominio de número de onda para producir la continuación ascendente esta dado por la ecuación 3.17.

$$L(k) = e^{-2\pi hk} \quad \text{Ecuación 3.17}$$

Donde:

$h$  es la distancia en metros o pies, relativa al plano de observación a continuar ascendentemente.

Mientras que la ecuación del filtro del dominio de número de onda para producir la continuación descendente esta dado por la ecuación 3.18.

$$L(k) = e^{hw} \quad \text{Ecuación 3.18}$$

Dado que la ecuación está en términos exponenciales en números de onda más altos, el proceso de eliminar el ruido debe ser previo a este paso de la continuación descendente y la profundidad de continuación no debe superar la profundidad real de las fuentes.

### PROPIEDADES DIAMAGNÉTICAS, PARAMAGNÉTICAS, FERRO Y FERRI MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

Los materiales sólidos tienen propiedades magnéticas que son clasificados como diamagnéticos ( $k < 0$ ), paramagnéticos ( $k > 0$ ) ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos. Cada uno de ellos poseen propiedades relacionadas con su estructura atómica, la interacción entre sus electrones y campos magnéticos externos. Los materiales diamagnéticos y paramagnéticos tienen menores aportes magnéticos, su magnetización es del orden de magnitud menor a la de las fuentes comunes de la anomalía, mientras que aquellos con mayor importancia geológica que magnetizan con mayor facilidad son los ferromagnéticos, los antiferrimagnéticos tienen dominios que son cancelados entre sí para dar una magnetización cero y los ferrimagnéticos tienen dominios que están en oposición uno con otro y con una diferente magnitud. A continuación, las propiedades de cada uno de ellos serán descritas.

- Diamagnéticos ( $k < 0$ ): Los materiales diamagnéticos como la halita, yeso y cuarzo son aquellos en las que todas las capas de electrones están completos y por ende no hay electrones libres (Tarling y Hrouda, 1993), estos momentos magnéticos permiten ser cancelados entre sí y por consecuencia no hay una alineación significativa de los momentos magnéticos en presencia de un cuerpo magnético externo, como consecuencia de este efecto los materiales tienen una susceptibilidad magnética negativa, que es reflejada cuando una magnetización externa es inducida, las partículas en dirección contraria son magnetizadas y ponen resistencia al campo magnético aplicado, ver la figura 14-A (Tarling y Hrouda, 1993).
- Paramagnéticos ( $k > 0$ ): Los materiales paramagnéticos como los olivinos, granates y biotita son aquellos que muestran una respuesta magnética débil pero positiva cuando son expuestos a un campo magnético aplicado, la presencia de electrones libres en los niveles de electrones incompletos, producen momentos magnéticos de espín desequilibrados e interacciones magnéticas débiles entre los átomos (Reeves, 2005). Al aplicar un campo magnético externo los materiales muestran una susceptibilidad magnética positiva, con una menor fuerza que con los materiales ferromagnéticos, observar el esquema de momentos paramagnéticos en la figura 14-B (Tarling y Hrouda, 1993).
- Ferromagnéticos: Los materiales ferromagnéticos como el cobalto y níquel son aquellos en los que una fuerte magnetización es exhibida y conservada aun cuando ha sido retirado el campo magnético externo. Surge del alineamiento de los espines ya sea en paralelo o en antiparalelo, ver la figura 14-C del momento ferromagnético donde los espines siguen una misma dirección, debido a una interacción fuerte entre los átomos adyacentes y la superposición de orbitas electrónicas. Esta magnetización puede desaparecer si el material es sometido a altas temperaturas como el punto de Curie por la interacción atómica restringida (Tarling y Hrouda, 1993).

Antiferromagnéticos: Los materiales antiferromagnéticos como la hematita y manganeso son aquellos que exhiben una estructura ordenada en la que los

momentos magnéticos de los átomos están alineados en forma antiparalela, como la figura 14-D muestra (Tarling y Hrouda, 1993). Los campos magnéticos son cancelados, pero por efectos de impureza en la estructura cristalina causan un pequeño campo magnético en respuesta al campo externo.

Ferrimagnéticos: Los materiales ferrimagnéticos como la magnetita e ilmenita son aquellos que contienen óxidos de hierro en su composición, capaces de retener un campo magnético incluso después de haber sido eliminada la fuente externa del campo. En su estructura son formados dominios magnéticos en el que uno de los momentos magnéticos antiparalelos es más fuerte que el otro, dando paso a una magnetización neta remanente, observable en la figura 14-E.

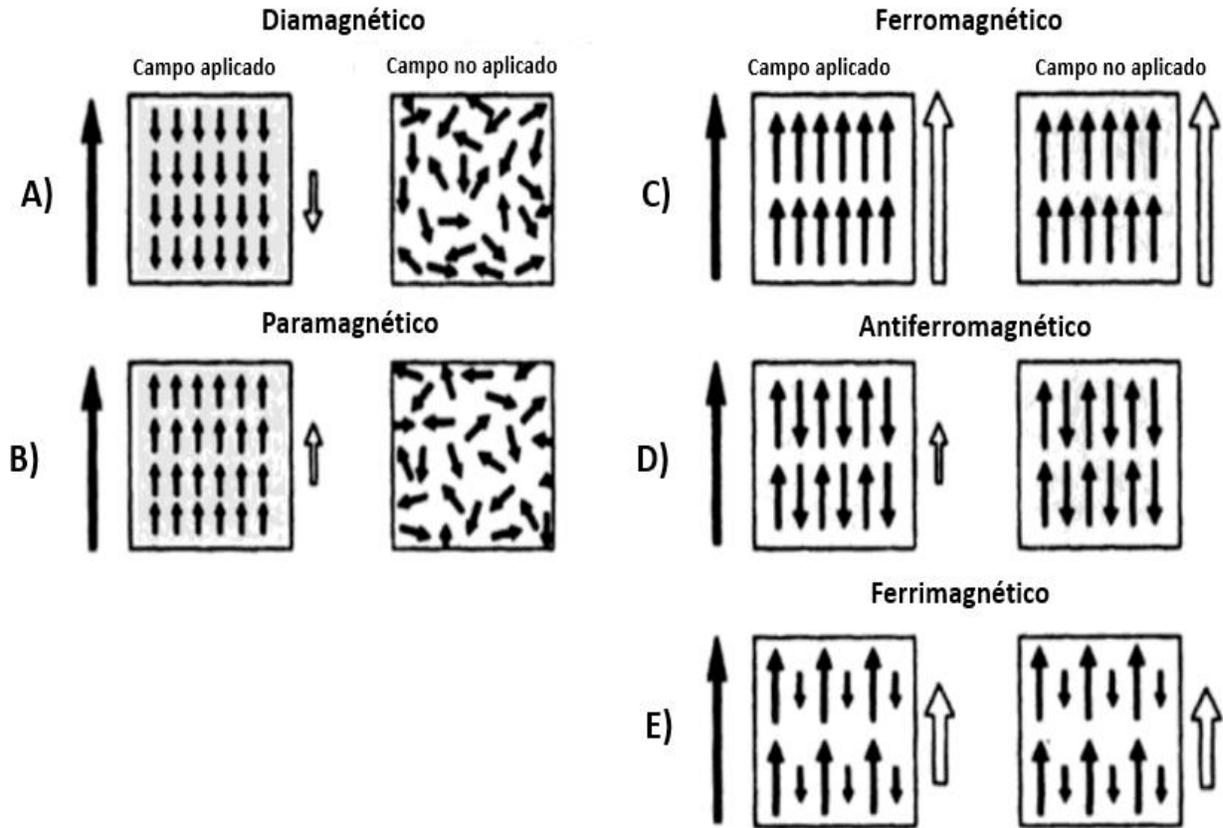


Figura 14: Esquema de momentos magnéticos (Tarling y Hrouda, 1993).

### SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

La capacidad que tienen las rocas en magnetizarse o la intensidad de magnetización  $J_i$  es proporcional del campo magnético,  $F$ , así como de la estructura y composición mineralógica con una alta capacidad de magnetización de la roca  $k$ , la susceptibilidad magnética de la roca está dada por la ecuación 3.19 (Grant, 1973).

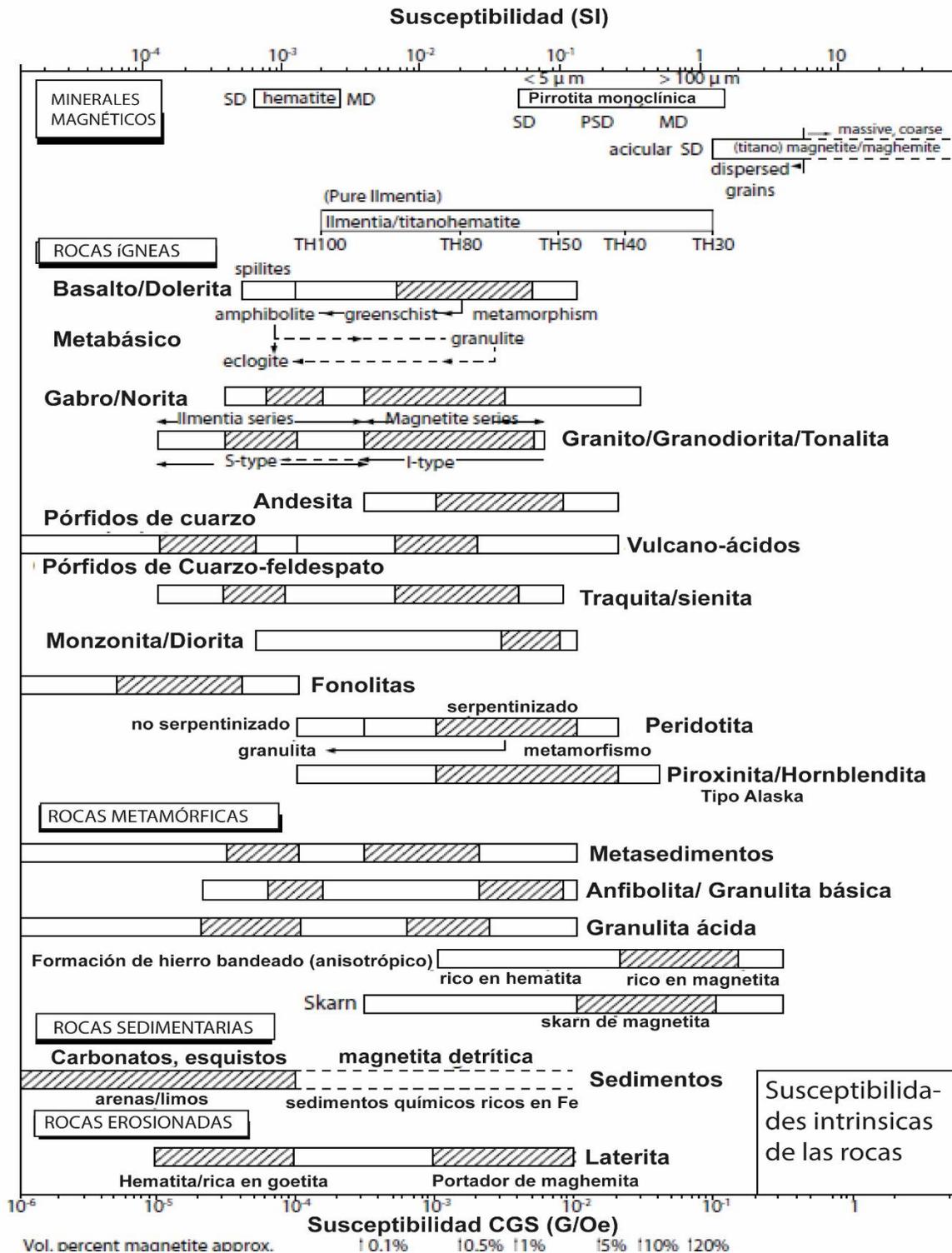
$$J_i = kF \quad \text{Ecuación 3.19}$$

Aquellas rocas con un alto contenido en minerales ferromagnesianos y/o ferromagnéticos presentan mayores susceptibilidades. Por lo tanto, las rocas básicas y ultra básicas tienen las susceptibilidades más altas, las rocas ácidas y metamórficas susceptibilidades menores, y las rocas sedimentarias tienen los valores más bajos. Las susceptibilidades dependen de la alineación y forma de los granos magnéticos dispersos

en toda la roca. Si hay una orientación marcada de las partículas, como en algunas rocas sedimentarias y metamórficas, puede existir una anisotropía física fuerte (Grant, 1973).

En la tabla 1 diversos tipos de roca son mencionados con su rango de susceptibilidad magnética en el Sistema Internacional (SI), la medición de  $k$  es documentada en laboratorio mediante el uso de un puente de inductancia o balanza magnética. El intemperismo reduce la susceptibilidad magnética de las rocas, por la alteración y oxidación de los minerales ferromagnesianos y/o ferromagnéticos. Los valores de  $K$  son encontrados fácilmente en la literatura.

Tabla 1: Susceptibilidad magnética de volumen verdadero e intrínseco medido en campos magnéticos débiles (Clark y Emerson, 1991).



## MODELADO MAGNÉTICO AÉREO 3D

La inversión de datos geofísicos es una técnica fundamental para estimar la distribución de formaciones geológicas subterráneas con características físicas distintivas a partir de datos recopilados en el campo. La modelación e inversión basada en voxels ha sido ampliamente adoptada debido a su eficiencia computacional y su capacidad para facilitar la interpretación de datos geofísicos complejos asociados a objetivos de mayor profundidad. Esta metodología ha sido de gran utilidad en la industria de la exploración, donde ha permitido abordar de manera más efectiva la búsqueda de recursos naturales (Soulaimani *et al.*, 2020).

Las inversiones convencionales de susceptibilidad magnética asumen que la magnetización del subsuelo está en dirección del campo magnético terrestre. Sin embargo, estas suposiciones no siempre son precisas y puede generar resultados de inversión incorrectos. Por otro lado, la Inversión Magnética (IM) es un método que aborda tanto la magnitud como la dirección de la magnetización. Ha sido comprobado que este es más ajustable a la geología conocida en comparación con los modelos tradicionales de susceptibilidad magnética. La técnica IM desarrollada por Ellis *et al.*, (2012, 2013), ha demostrado ser una alternativa más precisa y confiable para las inversiones de susceptibilidad magnética convencionales. Esta técnica está basada en obtener el vector de magnetización ( $M$ ) a partir del campo magnético medido ( $B$ ), teniendo en cuenta una condición de regularización. A este caso es aplicada la regularización de gradiente mínimo de Tikhonov (Tikhonov, 1963), para resolver ( $M$ ) minimizando la discrepancia entre el campo magnético calculado por el modelo y el medido mediante el método de mínimos cuadrados.

La técnica IM, al igual que todo problema magnético inverso, determina la distribución espacial de la susceptibilidad magnética ( $X$ ) considerando que está en relación con la magnetización ( $M$ ) a través de la ecuación 3.20, y demuestra un ajuste

más cercano a la realidad con respecto a la geología presente que los modelos tradicionales de susceptibilidad magnética.

$$M = xH_e \quad \text{Ecuación 3.20}$$

Donde

$H_e$  es el campo magnético externo

Teniendo en cuenta la anisotropía de la susceptibilidad magnética como un vector, la ecuación 3.21, es rescrita como:

$$M = X|H_e| \quad \text{Ecuación 3.21}$$

El algoritmo del IM también considera magnetización remanente normal ( $M_{MRN}$ ), que es representada como una componente de la magnetización efectiva ( $M_{ef}$ ) y es proporcional al campo magnético externo. Por lo tanto, la magnetización efectiva es expresada en la ecuación 3.22:

$$M_{ef} = M + M_{MRN} = X|H_e| + X_{MRN}|H_e| = X_{ef}|H_e| \quad \text{Ecuación 3.22}$$

Donde

$X_{MRN}$  es la pseudo-susceptibilidad remanente y  $X_{ef}$  es la susceptibilidad efectiva (anisotropía + remanencia).

Para este caso, fue utilizada la técnica IM para analizar los datos de la anomalía magnética residual y obtener una serie de modelos tridimensionales de la susceptibilidad efectiva. La técnica IM representa una herramienta poderosa para visualizar el subsuelo y proporcionar una solución para la modelización de la inversión geofísica multiparamétrica. Como ejemplo de la técnica IM, es presentado el caso propuesto por Ellis *et al.*, (2012), en donde es considerada la inversión de datos de la figura 15-A que representa una configuración de CMT, a partir de esta configuración es obtenido un modelo terrestre de amplitud del vector de magnetización observable en la

figura 15-C, que consiste en un cubo con una longitud de lado de 40 m enterrado a una profundidad hasta la parte superior de 20 m y debe compararse con el modelo real de la figura 15-B, existe cierta variabilidad en la dirección de magnetización, pero la dirección predominante es claramente EW, de acuerdo con el modelo real, representados mediante los conos verdes.

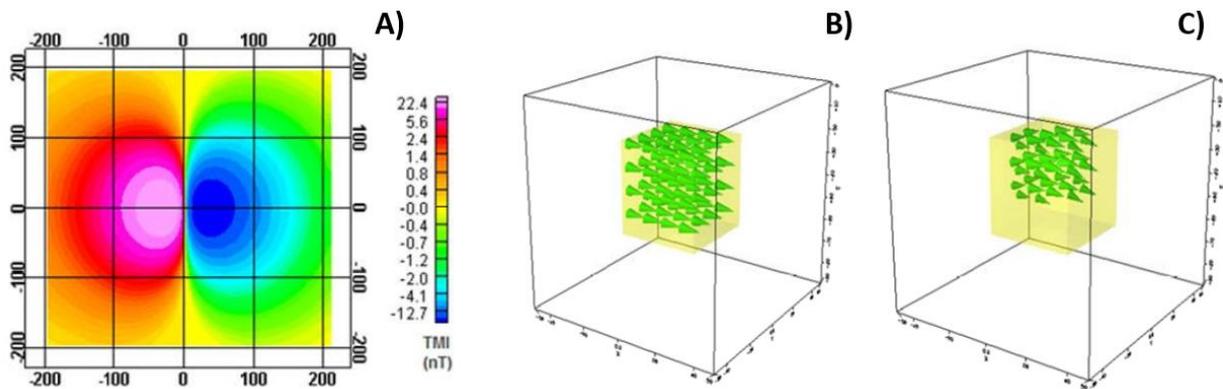


Figura 15: Diagrama de inversión de datos aeromagnéticos. A) Configuración del CMT, simulado sobre el modelo de vector de magnetización. B) modelo del prisma enterrado. C) modelo obtenido a partir de la técnica de IM (Ellis et al., 2012).

Una vez que han sido descrito los principios básicos del campo magnético, es posible tener un panorama sobre los principios fisicomatemáticos que rigen el desarrollo y entendimiento de la técnica, por lo que ahora es necesario explicar los conceptos teóricos del análisis geoespacial con la finalidad de entender el fundamento teórico y el mecanismo de funcionamiento de ambas técnicas para tener una visión sobre las características del suelo que es posible identificar a través de cada técnica.

## ANÁLISIS GEOESPACIAL

La teledetección es una técnica de caracterización indirecta basada en la ciencia y tecnología que surge con la necesidad de observar, analizar y estudiar características de la superficie terrestre como cambios de litología, estructuras geológicas, modificaciones a la topografía y vegetación, saturación de la humedad, identificación de puntos calientes, etc. Estas modificaciones son observables a través de imágenes que fueron adquiridas por satélites que están en la órbita del planeta. Lillesand y Kiefer (1994), indican que los sistemas de teledetección tienen una doble funcionalidad, al emplear la ciencia y arte en la obtención de datos de la superficie terrestre, sin que haya contacto directo de la superficie con el sensor, y caracterizarla solo a través de pulsos de energía electromagnética que registran la información en imágenes.

El sistema de teledetección requiere de una fuente de radiación electromagnética, la cual puede ser de origen natural como la luz del sol correspondiente a sistemas pasivos o de origen artificial mediante antenas emisoras de ondas de radio las cuales envían pulsos electromagnéticos a la superficie correspondiente a los sistemas activos. Esta radiación emitida desde el espacio en cualquiera de los dos sistemas, viaja por la atmósfera hasta la superficie terrestre, donde una porción de esta energía es absorbida por el suelo y la otra es reflejada, viajando de regreso por la atmósfera y posteriormente es detectada por sensores que están ubicados en las plataformas espaciales; de esta manera los sensores registran la información de las imágenes que están compuestas por píxeles que son pequeñas celdas que representan la energía reflejada. Una imagen satelital es dependiente de variaciones espectrales, espaciales y temporales del sensor, así como la interacción de las ondas electromagnéticas con características de la superficie. Esta información es almacenada en plataformas digitales al alcance de cualquier usuario que desee hacer un estudio y/o análisis geoespacial.

El análisis geoespacial que es realizado en este trabajo de investigación será implementada información geoespacial ASTER, sistema que será descrito a continuación.

## GENERALIDADES DEL SATÉLITE ASTER

El satélite *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), es una misión en curso que genera imágenes multiespectrales de la superficie terrestre, fue lanzado a bordo de la nave espacial *Terra* de la NASA en 1999 y comenzó a recopilar información desde febrero del año 2000. Este satélite es característico porque cubre una amplia región espectral con 14 bandas que van en el rango del espectro electromagnético desde el espectro visible hasta el infrarrojo térmico, con una alta resolución espectral, espacial y radiométrica (Abrams y Hook, 2007).

La resolución espacial es variable de acuerdo con los subsistemas que componen las bandas de las imágenes, va de los 15, 30 y 90 metros por píxel dependiendo del subsistema al que pertenezca la banda. Cada escena cubre un área de 60 x 60 km<sup>2</sup>. La resolución temporal es de 16 días, periodo de tiempo en el que revisita el mismo lugar para la adquisición de información satelital.

El sistema ASTER adquiere información satelital de todo el planeta con un ciclo de trabajo promedio del 8% por órbita. Esto significa la adquisición de unas 650 escenas por día, que son procesadas al nivel 1A; de estos, alrededor de 150 escenas son procesadas al Nivel-1B. Todos los productos de datos ASTER son almacenadas en un mismo formato de datos jerárquicos de extensión HDF-EOS (Abrams y Hook, 2007).

La información ASTER destaca por ser de las más usadas con fines geológicos, entre las tareas que pueden realizarse en el área de las ciencias geológicas destacan identificar minerales de alteración y/o asociaciones minerales originadas por la génesis y evolución de grupos de minerales tipo, asociados o indicadores de la formación de yacimientos hidrotermales y/o por diseminación (Origel-Gutiérrez y Sánchez-Cárdenas, 2010). A través de la excelente resolución temporal, espacial y radiométrica que ofrece ASTER, es posible destacar diversos factores geológicos que facilitan la identificación de grupos minerales, indicando así la presencia de depósitos polimetálicos.

La aplicación de esta técnica indirecta de exploración resulta conveniente para confirmar la presencia de zonas mineralizadas sobre una serie de anomalías magnéticas identificadas previamente.

## ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

El espectro electromagnético, es el conjunto de todos los tipos de radiación electromagnética que existen, son presentados de manera organizada por bandas, es decir, tiene una extensión desde la radiación de menor a mayor longitud de onda, a medida que la longitud de onda es más corta, más alta es la frecuencia y transmite mayor energía, y viceversa, cuando la longitud de onda es prolongada, la frecuencia disminuye y transmite menor energía. Cada tipo de radiación tiene características de frecuencia ( $f$ ) y longitud de onda ( $\lambda$ ) diferentes. El espectro electromagnético es organizado en segmentos o bandas de frecuencia. La clasificación más común incluye las siguientes categorías de radiación electromagnética: ondas de radio, ondas radioeléctricas, microondas, rayos T, rayos infrarrojos, luz visible, rayos ultravioletas, rayos X, rayos gamma y rayos cósmicos (Ordóñez, 2012). La figura 16 muestra la clasificación del espectro electromagnético en un rango específico de frecuencia y características de la radiación electromagnética (Ordóñez, 2012).

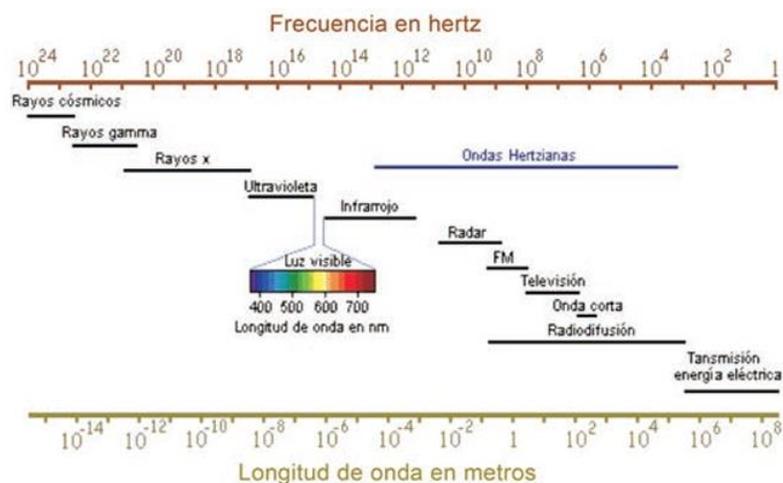


Figura 16: División del espectro electromagnético (Ordóñez, 2012).

Las imágenes satelitales del sistema pasivo están compuestas por bandas que componen rangos de longitud de onda de los 400 – 2,190 nm. La tabla 2 muestra una clasificación de las bandas pertenecientes a una imagen ASTER, así como la resolución espacial para cada banda y subsistema.

Tabla 2: Longitudes de onda de una imagen satelital ASTER, (Abrams y Hook, 2007).

BANDA	RANGO ESPECTRAL $\mu m$	SUBSISTEMA	RESOLUCIÓN ESPACIAL
1	0.52 – 0.60	VNIR	15 m
2	0.63 – 0.69	VNIR	15 m
3N	0.78 – 0.86	VNIR	15 m
3B	0.78 – 0.86	VNIR	15 m
4	1.60 – 1.70	SWIR	30 m
5	2.145 – 2.185	SWIR	30 m
6	2.185 – 2.225	SWIR	30 m
7	2.235 – 2.285	SWIR	30 m
8	2.295 – 2.365	SWIR	30 m
9	2.360 – 2.430	SWIR	30 m
10	8.125 – 8.475	TIR	90 m
11	8.475 – 8.825	TIR	90 m
12	8.92 – 9.27	TIR	90 m
13	10.25 – 10.95	TIR	90 m
14	10.95 – 11.65	TIR	90 m

Las bandas de las imágenes satelitales son clasificadas de acuerdo con el rango espectral al que pertenecen como muestra la tabla 2, identificando tres principales subsistemas VNIR, SWIR y TIR que son descritos a continuación.

#### SUBSISTEMA INFRARROJO VISIBLE Y CERCANO (*VISIBLE AND NEAR INFRARED VNIR*)

Este subsistema utiliza la región del infrarrojo cercano del espectro electromagnético, en un rango de 0.52 – 0.86  $\mu m$ , registra la información en tres bandas con una resolución de 15 m, es útil para examinar superficies irregulares, es decir para

la generación de modelos digitales de alta precisión y el análisis geomorfológico y de peligrosidad. Este subsistema tiene la posibilidad de ampliar el ángulo de visión hasta 24° para el caso de emergencias como erupciones volcánicas (Castro-Godoy, 2009).

#### **SUBSISTEMA INFRARROJO DE ONDA CORTO (*SHORT WAVE INFRARED SWIR*)**

El subsistema *SWIR* utiliza ondas infrarrojas de onda corta del espectro electromagnético, en un rango de 1.60 – 2.430  $\mu m$ , está en el límite entre las bandas visibles y las térmicas; registra la información en seis bandas con resolución de 30 metros por píxel. Es comúnmente utilizado para la vigilancia y seguridad, en la detección y monitoreo de incendios, sistemas de visión nocturna y análisis de temperatura. Las bandas utilizan sensores capaces de captar la radiación infrarroja y convertirla en una señal eléctrica para que posteriormente sea procesada y analizada (Castro-Godoy, 2009).

El rango espectral que presentan las bandas *SWIR* abarca la zona de absorción característica de filosilicatos, carbonatos y minerales de alteración, lo que permite una discriminación más detallada de estos minerales y rocas (Olguín-Villa, 2010).

#### **SUBSISTEMA TERMAL DE ONDA CORTA (*SHORT WAVE THERMAL TIR*)**

El subsistema *TIR* utiliza ondas infrarrojas de onda corta del espectro electromagnético, en un rango de 8.125 – 11.65  $\mu m$ , registra la información en cinco bandas con una resolución de 90 metros por píxel. Este subsistema permite el monitoreo de temperatura, así como áreas con anomalías de gas como  $SO_2$  (Castro-Godoy, 2009), Los patrones de emisión de las cinco bandas del TIR son utilizados para estimar el contenido de sílice presente en las rocas (Olguín-Villa, 2010).

De acuerdo con la descripción de los subsistemas, ASTER registra la información capturada en diversos rangos del espectro electromagnético que contiene elementos que son imposibles de ver a simple vista y ahora es posible identificarlos a través del análisis de índices espectrales. La calidad visual de las imágenes con las que sean formados los índices está en relación directa con la resolución de las imágenes

satelitales, por lo tanto, aquellos factores que realicen perturbaciones sobre estas imágenes deberán ser minimizados o corregidos previamente para tener la máxima resolución de cada imagen.

## **NORMALIZACIÓN**

Al trabajar con imágenes satelitales es muy común que el área de estudio este comprendida por más de una de ellas o si es necesario hacer una comparación temporal será necesario recurrir a la información de más de un sensor, ya que la información satelital suele ser limitada si son regidos a un solo sensor. Como consecuencia de usar información de múltiples sensores es que tendremos diversas características de resolución e iluminación diferentes, dicho lo anterior, es necesario aplicar un procesamiento de normalización. La normalización implica un análisis minucioso en cada una de las variables de las imágenes para mejorar los parámetros de resolución de cada una de ellas, elimina las variaciones de iluminación para que al trabajar en conjunto con las imágenes puedan compartir las mismas características y ser comparables entre sí (Tristán *et al.*, 2008). Algunos de los procesos que implica la normalización son los siguientes: corrección atmosférica, calibración radiométrica, calibración temporal, corrección geométrica, normalización espectral, etc.

## **CALIBRACIÓN RADIOMÉTRICA**

La calibración radiométrica es una corrección que fue desarrollada en los años 70, consiste en la medición de la reflectancia terrestre y las propiedades atmosféricas coincidiendo con la adquisición de las imágenes de satélite en el área de interés. Los datos son procesados para obtener radiancia en el tope de la atmósfera y finalmente a partir de la comparación de los niveles digitales obtener parámetros de calibración absoluta (Quintana y Tabaré, 2015). Esta calibración es un proceso importante debido a la interferencia que tiene el sensor con los efectos de la atmósfera y las condiciones de la fuente de energía durante la adquisición de datos, así como la compensación de los

efectos de la iluminación solar y los diversos ángulos de captura de información, para tener una comparabilidad precisa entre diferentes escenas que analizan la misma área.

## **EFFECTOS ATMOSFÉRICOS**

Los sensores satelitales del sistema pasivo capturan la energía electromagnética de un sistema de energía natural (luz del sol). La trayectoria de la emisión y recepción de los fotones define los efectos de la perturbación atmosférica. La radiancia emitida por el sol atraviesa la atmósfera y experimenta alteraciones por la absorción y reflexión que ocurren cuando los fotones interactúan con partículas y gases atmosféricos. Estos fotones interactúan con los objetos en la superficie terrestre y viajan de regreso a través de la atmósfera, sufriendo nuevas alteraciones en el proceso, hasta ser capturados por los sensores satelitales. La radiación capturada por el sensor consta de dos elementos principales: una radiación de trayectoria, que es una constante aditiva y no proporciona información sobre los objetos terrestres, y una radiación multiplicativa que depende de la transmisividad atmosférica. Por lo tanto, la corrección atmosférica implica determinar las constantes de perturbación con el fin de recuperar la información relacionada con los objetos terrestres (Paz-Pellat, 2018).

## **CONSTRUCCIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES**

Mediante la construcción de índices espectrales los métodos de análisis digital son definidos con interés para analizar la información previamente preparada a través del preprocesamiento, con el objetivo principal de identificar o detectar propiedades que desconocemos a partir de elementos que hacen referencia a su presencia. Las tareas del Procesamiento Digital de Imágenes (PDI), en consecuencia, están relacionadas con identificar, localizar, clasificar y segmentar información digital (Origel-Gutiérrez y Sánchez-Cárdenas, 2010). Una de las principales funciones del PDI es resaltar los patrones, características u objetos de una escena que son de especial interés para un análisis geoespacial. El objetivo es mejorar la calidad de una imagen mediante su referencia o transformación a un espacio más adecuado, donde los objetos de interés

sean fáciles de identificar. El análisis espacial continúa para resaltar características estructurales mediante el uso de filtros de bordes y direccionales aplicados tanto a la imagen ASTER como a los datos del Modelo Digital de Elevación (MDE). Para generar productos a color de las áreas de alteración son utilizadas imágenes que realzan cada mineral de interés, utilizando la visualización *RGB* (*Red, Green, Blue*) (Origel-Gutiérrez y Sánchez-Cárdenas, 2010).

La composición de color *RGB*, es utilizada ampliamente en teledetección para visualizar información en diferentes bandas espectrales, en los canales del Rojo, Verde y Azul, que representan los tres colores primarios de la luz, con la finalidad de observar la asociación entre estos tres elementos que permite identificar características del suelo que no son identificables a simple vista. Las diferentes asociaciones de color son óxidos en rojo, hidróxidos en verde, cuarzo en azul, óxidos e hidróxidos en amarillo, hidróxidos y cuarzo en cian, óxidos y cuarzo en magenta (Origel-Gutiérrez y Sánchez-Cárdenas, 2010).

### **ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES (PCA)**

Al aplicar el método estadístico de Análisis de Componentes Principales (*PCA*) a los subsistemas *VNIR+SWIR* y *TIR* resulta un método específico para separar las características espectrales, redundantes y dependientes de la imagen. Los Componentes Principales (PC) son una técnica de transformación estadística multivariada que selecciona información de variables correlacionadas y aleatorias (*eigenvectores*), de tal manera que cada combinación lineal extraída sucesivamente, o PC, tiene una varianza menor (Singh y Harrison, 1985).

Los *eigenvectores* en *PCA* representan las direcciones principales que toma cada uno de los vectores propios de la matriz de covarianza o de correlación, para transformar datos originales al espacio de los PC. Mediante esta transformación, es posible reducir la dimensionalidad y descubrir las combinaciones lineales más informativas de las variables

originales. Estos *eigenvectores* son ortogonales entre sí, lo que significa que no tienen relación entre ellos.

El método *PCA* ha sido comúnmente aplicado a la subregión de *VNIR+SWIR* de ASTER para mapear óxidos de hierro y alteraciones hidrotermales. Por ejemplo, las imágenes del subsistema *SWIR* han sido aplicadas para el mapeo de alteración hidrotermal, como illita, caolinita, moscovita (sericita), epidota y clorita (Hecker *et al.*, 2008). El uso esta técnica permite extraer información sobre minerales que contienen OH y hierro por la transformación de las bandas seleccionadas en sus PC's (Bahrami *et al.*, 2018).

## CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

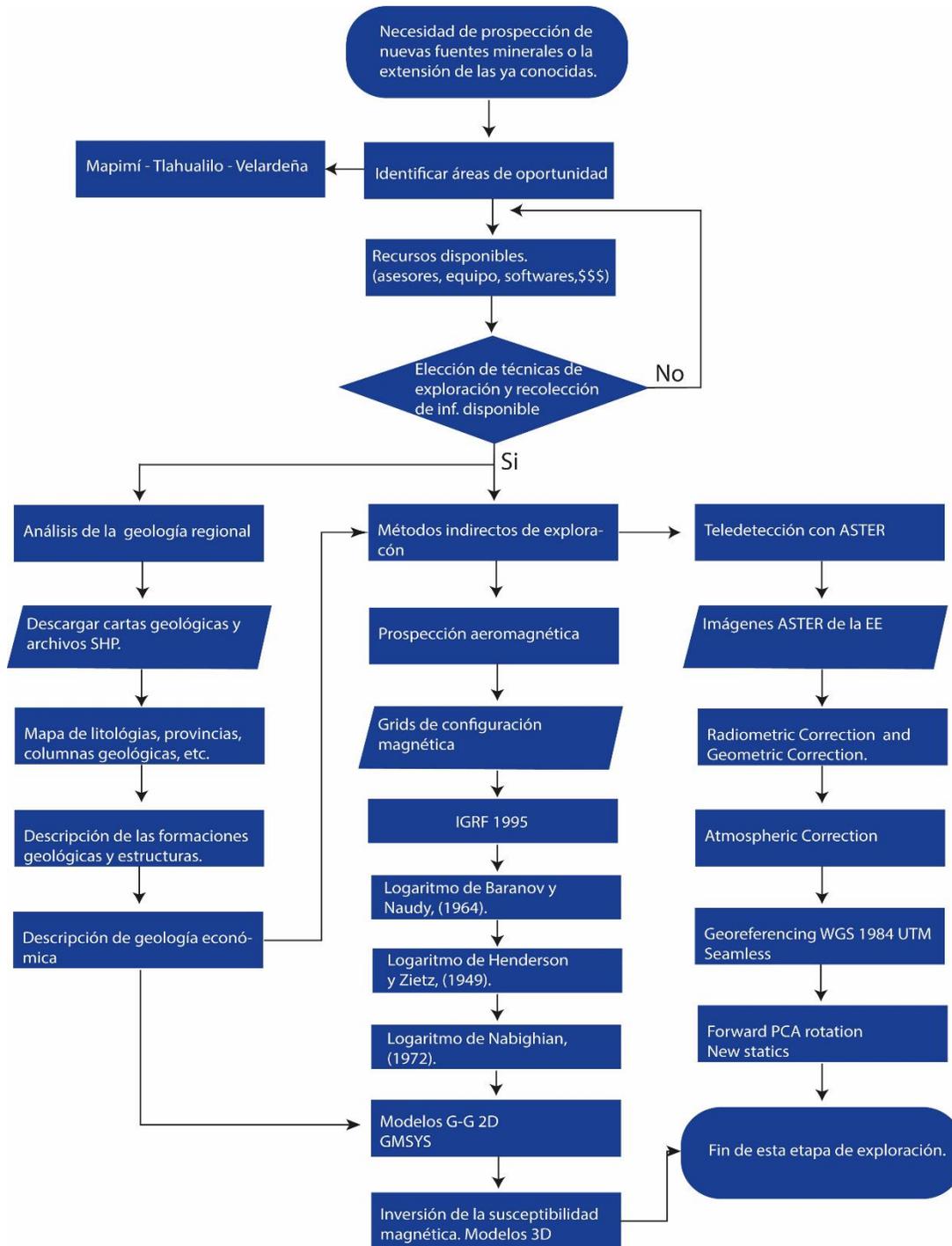


Figura 17: Diagrama de la metodología aplicada a este trabajo de investigación.

La metodología aplicada para el procesamiento de la información aeromagnética y de teledetección es observado en el diagrama de la figura 17. Así mismo, es mencionado en paralelo el estudio y entendimiento de la geología regional para hacer una correcta interpretación y correlación de los resultados de los métodos geofísicos con la geología. A continuación, será descrito cada uno de los pasos mencionados, así como la justificación de su aplicación.

## **MAGNETOMETRÍA AÉREA CARACTERÍSTICAS DEL VUELO**

El vuelo que realizó la adquisición de los datos aeromagnéticos estuvo bajo la dirección del Consejo de Recursos Minerales (CMR) hoy SGM, en el año 1998. El avión utilizado fue de tipo *Islander* modelo BN2-A27, a una altura de vuelo promedio sobre la superficie de 300 m, con líneas de exploración de rumbo N-S y de separación entre líneas de 1,000 m (Pascacio, 2002).

## **MAGNETÓMETRO EMPLEADO EN ESTE ESTUDIO**

El magnetómetro empleado consta de un sensor magnético de vapor de cesio de la marca *Scintrex* CS-2 de bombeo óptico con resolución de 0.001 nT con sensor fijo. El posicionamiento de las trayectorias de vuelo fue llevado a cabo mediante el sistema de navegación por satélite (GPS), utilizando el módulo PNA 2001 y procesador Novatel, y como estación base el magnetómetro portátil *Gem System* GSM-19, efecto *Overhauser* con sensibilidad de 0.01 nT (Pascacio, 2002).

## **PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN AEROMAGNÉTICA**

La metodología empleada para el tratamiento de la información inicia con la generación del *grid*, procesada en el *software* comercial de Geosoft™, a través de la aplicación de diversos filtros de la red cuya finalidad es eliminar la mayor cantidad de ruido adquirido durante la campaña de levantamiento de datos y dejar solamente la señal que es

provocada por los cuerpos magnéticos presentes en la superficie y poder caracterizarlos en cuestión de profundidad, morfología y extensión, etc.

Los procesos realizados a la información aeromagnética inician al sustraer el IGRF del año 1995, para eliminar las altas frecuencias que son producidas por el núcleo como un efecto regional y conservar la señal de las bajas frecuencias que corresponden a la señal de las anomalías magnéticas locales, producidas por cuerpos en la superficie, generando a través de este proceso la información del Campo Magnético Residual (CMR), seguido del algoritmo de Baranov y Naudy (1964), para generar el Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) y simular que la zona de estudio está localizada en el Polo Norte, por lo tanto la información aeromagnética coincide con el sitio geográfico donde son producidos los contrastes magnéticos. Posteriormente, el algoritmo de Henderson y Zietz (1949), fue aplicado para obtener las derivadas verticales (1aDz y 2aDz) del CMRP, para enfatizar características de longitud de onda más corta: la Primera Derivada define características cercanas a la superficie, mientras que la Segunda Derivada Vertical enfatiza en visualizar los límites de unidades más profundas, generalmente es observado el basamento (López-Loera *et al.*, 2020). Acto seguido es aplicado el filtro de Continuación Ascendente a 1 km, 5 km y 10 km para asegurar que las altas frecuencias sean eliminadas y queden solo aquellas que permitan visualizar los lineamientos más profundos. Por último, el algoritmo de Nabighian (1972) o Señal analítica (SA) con el objetivo de tener una interpretación y dimensión de las fuentes.

Mediante la configuración del CMRP y de la 2aDz fue posible realizar una interpretación de los Dominios Aeromagnéticos y las principales anomalías magnéticas fueron identificadas a partir del CMRP en correlación con el mapa de litologías, información geológica estructural, mapas de provincias y minas presentes tanto activas como inactivas para identificar con mayor exactitud las nuevas áreas de exploración.

## **ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE LAS FUENTES MAGNÉTICAS**

La estimación de la profundidad de los cuerpos plutónicos que generan las anomalías magnéticas es un dato muy importante, tanto con fines científicos, académicos y económicos.

Existen diversas metodologías para estimar esta profundidad, principalmente basadas en la longitud de onda de la señal que emiten.

La primera metodología empleada es el método del Ancho Medio, uno de los métodos gráficos más utilizados. Consiste en calcular la profundidad al centro del cuerpo ( $z_c$ ) y/o al techo de la estructura ( $z_t$ ). Esta profundidad del cuerpo intrusivo es calculada a partir de la mitad del ancho de la anomalía, es decir, la mitad del ancho de la amplitud ( $x_{1/2}$ ) es la mitad del valor máximo. Algunos autores definen a la metodología del Ancho Medio como el ancho total de la anomalía a la mitad de la amplitud máxima, y la forma de las ecuaciones de determinación de profundidad y masa derivarán a partir de estas (Peters, 1949).

La figura 18 muestra el método gráfico del Ancho Medio, en el que la mitad del ancho de la amplitud como la mitad del valor máximo son relacionados, posteriormente los valores inferidos a partir de esta metodología son sustituidos en la ecuación correspondiente para cada estructura o forma del cuerpo.

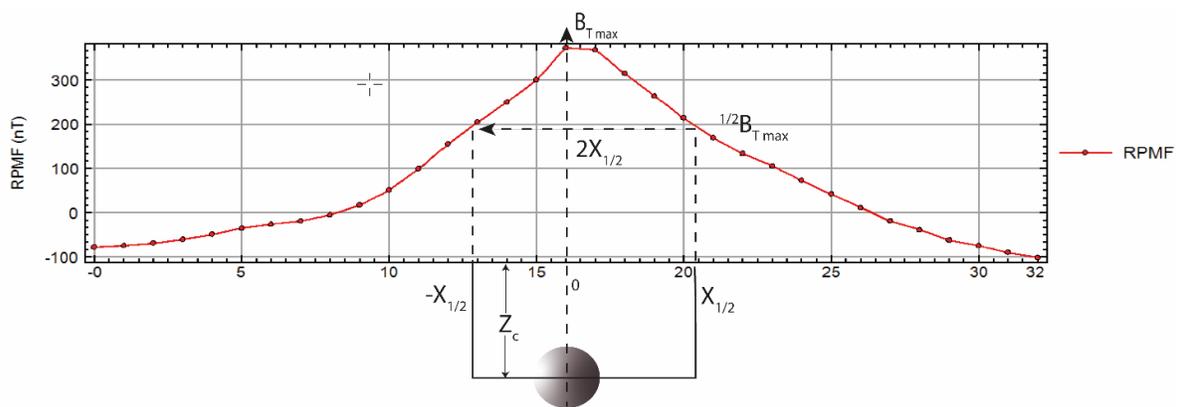


Figura 18: Representación gráfica del método del ancho medio. Modificado de (Peters, 1949).

La tabla 3 muestra la ecuación para calcular la profundidad de cada cuerpo, esta relación es propuesta por Hinze *et al.*, (2013), para aproximar la profundidad a la que cada cuerpo está presente.

Tabla 3: Fórmulas para calcular la profundidad de las fuentes magnéticas de acuerdo con el tipo de fuente (Hinze *et al.*, 2013).

FUENTE	PROFUNDIDAD
Esfera	$z_c \leq 2.0 * X_{1/2}$
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * X_{1/2}$
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * X_{1/2}$
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * X_{1/2}$
Falla vertical	$z_c \leq 1.0 * X_{1/2}$

Otra metodología aplicada para calcular la profundidad del cuerpo plutónico es el Espectro de Potencia Promediado Radialmente (EPPR); en la que es posible pasar del dominio del espacio al dominio de las frecuencias a través de la transformada de Fourier de la señal geofísica (Spector y Grant, 1970). El EPPR evalúa las influencias del tamaño horizontal, profundidad, grosor y la extensión de la profundidad de los bloques en la forma del espectro de potencia (Spector y Grant, 1970). Mediante el EPPR fueron identificados los aportes de las fuentes tanto profundas, intermedias y someras, identificadas como las pendientes A, B y C respectivamente. La figura 19 muestra cada pendiente que está en relación con la profundidad de la fuente, a medida que la pendiente es mayor, mayor será la profundidad donde este situado cada aporte. Una vez que fueron obtenidas las pendientes mediante el EPPR para cada una de las anomalías, la profundidad de los cuerpos plutónicos será calculada al dividir la pendiente del espectro por  $4\pi$ .

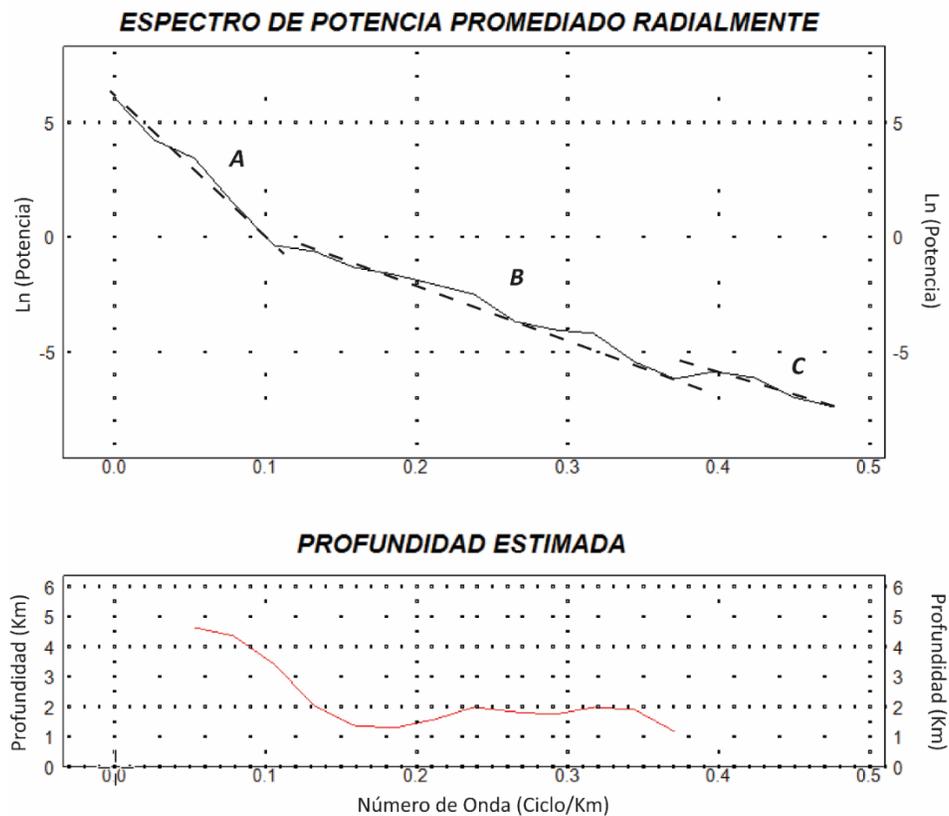


Figura 19: Espectro de Potencia Promediado Radialmente para datos aeromagnéticos.

## MODELACIÓN GEOLÓGICA- GEOFÍSICA 2D

La propuesta de un modelo geológico-geofísico en 2D permitió conocer la distribución geométrica, morfología y  $k$  de los bloques rocosos y cuerpos plutónicos presentes a partir de sus parámetros magnéticos reportados como la inclinación ( $53^{\circ}43'$ ) y declinación ( $08^{\circ} 15'$ ), así como la consideración de la variación topográfica, volumen y campo magnético actual para contornear las fuentes magmáticas que generan la respuesta magnética.

La geometría y propiedades magnéticas de las fuentes fueron modelados en 2D, mediante el *software* GM-SYS, que maneja el algoritmo de inversión de Marquardt (1963), para contornear e invertir los cálculos de GM-SYS utiliza una implementación del algoritmo para el procesamiento de los datos, el cual fue desarrollado por el *United States Geological Survey* (USGS) en el *software* SAKI (Webring, 1985). La anomalía es modelada por cuerpos

poligonales con diferentes magnetizaciones, una de las problemáticas en la construcción de los modelos cuantitativos es la heterogeneidad de las propiedades magnéticas observadas en depósitos minerales donde las magnetizaciones remanentes producen direcciones de magnetización dispersas (López-Loera *et al.*, 2020).

El entendimiento de la geología estructural, estratigráfica y composición litológica permitió establecer una relación entre esta información y la  $k$  de la geología presente. Aunque como fue mencionado la heterogeneidad de las propiedades físicas del suelo hace que sea complicado el tener un modelo cien por ciento coincidente con la realidad, a través de estos modelos es posible hacer estimaciones con un error porcentual mínimo, los modelos aquí propuestos presentan un ajuste con un error porcentual menor al 10%.

## INVERSIÓN MAGNÉTICA

Los modelos en 3D de las fuentes magmáticas que producen las anomalías al campo magnético y catalogados como responsables de la mineralización de la zona estudiada fueron obtenidos a partir del método de Inversión Magnética (MI) desarrollado por Ellis *et al.*, (2012, 2013). La técnica MI es diferente a otros enfoques al utilizar la  $k$  como un indicador escalar del carácter magnético del modelo. Este enfoque evita dejar espacios vacíos por la falta de datos sobre la magnitud o dirección del campo magnético remanente, no serán generados cuerpos con susceptibilidad negativa, lo que resulta en un modelo más realista.

El *software* empleado para realizar la inversión es *VOXI Earth Modelling*, un *software* desarrollado por Geosoft. Es empleado un algoritmo de inversión de Celda de Corte Cartesiana (CCC) para representar de manera precisa las superficies geológicas. Este algoritmo ha sido simplificado para garantizar una alta precisión en las representaciones. *VOXI* realiza un ajuste de la malla en relación con el área estudiada, de acuerdo con la topografía y el tamaño de celda elegido por cada usuario, que va a variar dependiendo de la precisión que sea requerida. Esta malla es conocida como volumen activo, que permite visualizar la Tierra como una colección de celdas de *voxel*. Estas celdas de relleno son

utilizadas con el objetivo de reducir los efectos de borde dentro del modelo y proporcionar información a nivel regional.

La información del *grid* con la información aeromagnética debe ser la configuración del CMR, ya que el algoritmo de inversión ejecuta el proceso de la Reducción al Polo, por lo tanto, el usuario debe tener a la mano información sobre la fecha de adquisición de los datos aeromagnéticos para que el *software* pueda calcular los valores de inclinación y declinación y poder ejecutar exitosamente el logaritmo de Baranov y Naudy (1964). También debe ser especificado si los datos fueron tomados a una elevación constante desde el nivel del mar o a una elevación constante sobre el terreno.

Continuando con la secuencia de los datos magnéticos, el usuario debe definir el tipo de modelo que desea obtener, ya sea susceptibilidad o vector de magnetización. El error y valor en nT debe ser definido. Luego, al modelar los datos magnéticos, será definido el fondo que es eliminado antes de la inversión. La capacidad de visualizar el modelo construido en 3D proporciona la oportunidad de examinar su resolución y profundidad, que varía de acuerdo con los datos modelados. El resultado del modelo es un mapa del CMR teórico que puede ser comparado con el mapa obtenido a partir de los datos medidos.

La aplicación de una segunda técnica de exploración geofísica resulta conveniente, para confirmar la presencia de yacimientos y/o depósitos minerales de tipo polimetálico. A través de la teledetección serán analizadas las áreas de las anomalías magnéticas, con la finalidad de observar, analizar e identificar los componentes litológicos aflorantes de estas superficies que indiquen manifestaciones en superficie por el proceso de meteorización, a través de la creación de índices multiespectrales y un análisis de PCA de imágenes satelitales tipo ASTER. A continuación, es explicado la metodología aplicada para el tratamiento de la información satelital.

## **ANÁLISIS GEOESPACIAL**

El análisis geoespacial o de teledetección inicia con una entrada de datos satelitales, que será posible descargar en la plataforma digital *Earth Explorer*, sitio desarrollado por el

*United States Geological Survey (USGS)* donde el interesado podrá encontrar un sinnúmero de información satelital, de diversos sensores, satélites y periodicidad. Para este trabajo de investigación la información que fue analizada es del satélite *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)* con un rango de tiempo del 01/01/2000 – 12/31/2004 para temporadas de estiaje, es decir para aquellos meses en los que la precipitación es nula o mínima y que abarca los meses de noviembre a abril para la zona de Mapimí-Tlahualilo – Velardeña y en un horario de las 17 – 18 hrs.

Una vez que la información satelital ha sido recabada, es necesario procesarla para tener una mejor calidad visual a través de la aplicación de diversos filtros que mejoran la resolución y/o remueven el ruido causado por interferencias de la señal durante la adquisición de las imágenes.

El tratamiento de la información fue realizado en el *software* ENVI 5.3. ENVI es un *software* para la visualización, análisis y presentación de imágenes satelitales, ofrece herramientas de procesamiento avanzadas pero fáciles de usar, para realizar un análisis espectral, normalización de las imágenes, corrección geométrica, análisis del terreno, análisis de datos de radar, amplio soporte de una gran variedad de fuentes de imágenes, que es capaz de realizar numerosas técnicas como análisis espectral, georreferenciación de imágenes, transformación a componentes principales, cocientes de bandas y estadísticas de imagen (UEGPS, 2018).

## **PRE – PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES SATELITALES**

La construcción de los índices requiere correcciones previas a la información satelital que resalten características del suelo, con el objetivo de “filtrar” la información y eliminar la mayor cantidad de perturbaciones del satélite y/o atmosférica sobre las imágenes

La primera corrección que debe aplicarse es una calibración radiométrica, que consiste en corregir problemas mecánicos en el sensor que generan valores erróneos, plasmados en los píxeles que componen la matriz de la imagen. Esta calibración hace

referencia a la conversión de la información de una imagen original, desde Niveles Digitales (ND) a Niveles de Reflectancia capturados por el sensor desde la órbita del planeta. El objetivo es reducir en su máxima expresión los efectos causados por la atmósfera como la dispersión o absorción de la luz debido a la presencia de partículas, así como el efecto que producen los diferentes ángulos de incidencia de la fuente de energía hacia la superficie. Posteriormente fue aplicada una calibración geométrica, con la capacidad de corregir desplazamientos y distorsiones geométricas sobre cada una de las imágenes, causada por la influencia del relieve y topográfica.

El siguiente paso es aplicar un re-muestreo al subsistema *SWIR*, cambiando el tamaño del píxel de 30 a 15 m para hacer la integración *VNIR + SWIR* ambos al mismo archivo de salida y tamaño de píxel. Es recomendable re-muestrear el subsistema *SWIR* a 15 m para no perder información, sobre todo si hay interés en detectar áreas de óxidos férricos (Origel-Gutiérrez y Sánchez-Cárdenas, 2010). Por otro lado, el subsistema *TIR* tendrá en su archivo de salida el mismo tamaño de píxel con su resolución de origen de 90 metros por píxel.

Una vez que los subsistemas *VNIR + SWIR* han sido integrados en un solo archivo de salida es posible aplicarles la corrección atmosférica utilizada para eliminar o reducir los efectos de la atmósfera sobre las imágenes adquiridas, debido a distorsiones en la luz que pueden afectar la calidad de cada escena, especialmente en términos de longitud y amplitud de las ondas. Así mismo aplicar la corrección atmosférica térmica al subsistema *TIR*, este filtro es exclusivo para los subsistemas térmicos con resolución de 90 metros por píxel, utilizando la metodología modificada de Tonooka *et al.*, (2004), para calibrar y corregir la deriva que producen a las 5 bandas de este subsistema.

Seguido de la corrección atmosférica la información es georreferenciada, tanto la de los subsistemas *VNIR + SWIR* como la *TIR*, orientado al sistema de referencia geodésico *WGS 1984 13N*, con el propósito de tener una base común y precisa para para cada uno de los subsistemas y al momento de empatar o unir dos o más imágenes estas coincidan en el mismo espacio geográfico. Posteriormente, el proceso *Seamless Mosaic* fue aplicado, el cual

permite aplicar equilibrio de color y suavizado de bordes a las imágenes para crear un mosaico de alta calidad de imágenes georreferenciadas en una sola imagen.

## CONSTRUCCIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES

Una vez que el preprocesamiento a las imágenes ha sido aplicado y existe una sola imagen para el subsistema *VNIR+SWIR* y otra para el subsistema *TIR*, es posible realizar la construcción de los índices espectrales, con el objetivo de construir las imágenes de falso color y obtener la discriminación litológica que permita identificar abundantes minerales que indiquen mineralización. La creación de estas imágenes de falso color requiere combinar cada una de las bandas espectrales en cada una de las posiciones de los colores primarios, es decir, para cada sector Rojo, Verde y Azul (*Red, Green, Blue*) corresponde a una banda distinta que compone la imagen. Este proceso permite visualizar distintas regiones del espectro electromagnético, lo que permite la visualización de elementos imposibles de ver a simple vista. Las combinaciones *RGB* realizadas consiste en el subsistema *VNIR+SWIR* 4,3,1, y 4,7,3 índices propuestos por Zoheir *et al.*, (2019), para mapear zonas ricas en  $Fe_2O_3$  /  $MgO$  y  $Al_2O_3$ , respectivamente.

## ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

El Análisis de Componentes Principales (*PCA*) fue aplicado para mapear las unidades litológicas y zonas de alteración. El *PCA* es una técnica estadística y computacional para extraer información de variables correlacionadas y aleatorias (Singh y Harrison, 1985), su principal objetivo es la de identificar, mejorar y mapear los distintos tipos de alteración que indiquen un precedente a la formación de yacimientos polimetálicos. El método *PCA* fue implementado a los subsistemas *VNIR+SWIR* y subsistema *TIR* de cada anomalía. Las tablas 4 y 5 muestran las matrices de los *eigenectores* para las bandas que componen cada subsistema de las imágenes.

**Tabla 4: Matrices de los *eigenvectores* para las bandas 1 – 9 del subsistema VNIR + SWIR del satélite ASTER.**

Eigenvectors	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7	Band 8	Band 9
Band 1	0.3782	0.4078	0.3151	0.2778	0.3007	0.3008	0.3362	0.3609	0.3001
Band 2	0.5078	0.4898	0.3030	-0.1867	-0.2516	-0.2751	-0.2177	-0.3168	-0.2981
Band 3	-0.2857	-0.1236	0.5708	0.5716	0.0807	0.1711	-0.2844	-0.3467	-0.1172
Band 4	-0.3712	-0.0516	0.6460	-0.4431	-0.2155	-0.2272	0.1581	0.3100	0.1635
Band 5	-0.3255	0.4772	-0.1186	-0.2867	0.0643	0.3082	-0.3297	-0.3074	0.5175
Band 6	0.2421	-0.3741	0.1979	-0.4572	0.3312	0.3636	0.3011	-0.4666	-0.0538
Band 7	-0.4593	0.4533	-0.0854	-0.0493	0.2439	0.0561	0.3985	-0.0475	-0.5918
Band 8	0.0596	-0.0521	0.0723	-0.2638	0.4407	0.1820	-0.6128	0.4586	-0.3251
Band 9	0.0252	-0.0078	-0.0087	-0.0400	-0.6526	0.6996	0.0070	0.1681	-0.2324

**Tabla 5: Matrices de los *eigenvectores* para las bandas 10 – 14 del subsistema TIR del satélite ASTER.**

Eigenvectors	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5
Band 1	-0.4834	-0.4857	-0.476	-0.4095	-0.369
Band 2	-0.2437	0.2104	0.7164	-0.3139	-0.5336
Band 3	-0.7471	-0.1803	0.2724	0.4387	0.3777
Band 4	-0.3856	0.8271	-0.3896	-0.115	0.0467
Band 5	-0.0124	-0.0569	0.185	-0.7267	0.659

Las combinaciones de Componentes Principales que fueron construidos a partir de los PCA's para el subsistema VNIR+SWIR fueron los PC 4, PC 5, PC 6, índice propuesto por Zoheir *et al.*, (2019), ideal para identificar minerales de óxido e hidroxido de hierro y para el subsistema VNIR+SWIR el PC 1, PC2, PC3 propuesto por Eldosouky *et al.*, (2021), ideal para resaltar rocas graníticas calcialcalinas, rocas de cuarzo-diorita a granodiorita, sedimentos del cuaternario y sistemas de drenaje, así como litologías básicas a máficas.

## CAPÍTULO V. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

### MAGNETOMETRÍA AÉREA

El estudio geofísico consistió en caracterizar a través de la magnetometría aérea las posibles fuentes magmáticas que aportaron mineralización polimetálica a la región y entorno de los distritos mineros Mapimí-Tlahualilo-Velardeña con la finalidad de identificar nuevos prospectos de exploración geológico-minera. Las fuentes de mineralización manifestarán su presencia en la configuración aeromagnética mediante regiones anómalas, que son perturbaciones al Campo Magnético Terrestre en relación con las variaciones promedio en condiciones normales, causadas por la presencia de cuerpos plutónicos que generan una mineralización. Recomendable que este estudio no sea aislado y sea complementado con un análisis de la geología regional y un estudio superficial en el que sea analizada la litología a través de imágenes satelitales.

Primeramente, el Campo Magnético Residual (CMR) debe obtenerse para iniciar el estudio aeromagnético, el cual es posible obtenerlo al sustraer el Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) del Campo Magnético Total (CMT). El IGRF aplicado fue el calculado en el año 1995, obteniendo el mapa de la figura 20.

En el mapa del CMR (figura 20), es posible identificar diferentes contrastes que dependen directamente de la respuesta magnética del campo terrestre, por tanto, cuando existe baja intensidad es representada con tonalidades azules, y a medida que la intensidad del campo aumenta, la tonalidad tiende hacia tonos rojos, pasando por tonalidades verdes y naranjas.

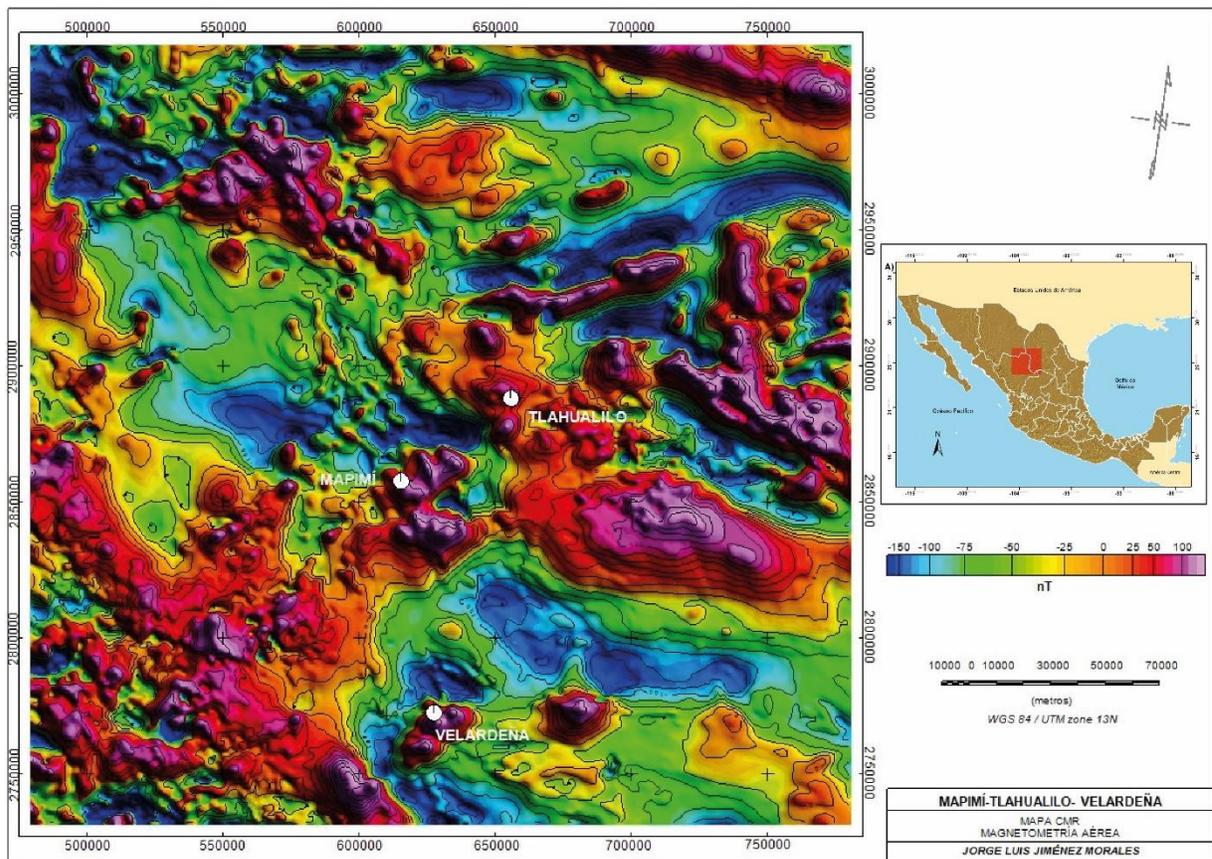


Figura 20: Mapa del CMR del área de estudio en la porción NNE de la República Mexicana.

Una vez que el CMR ha sido obtenido es posible identificar con facilidad zonas anómalas por el cambio de contrastes, pero para realizar un análisis efectivo es necesario aplicar previo a cualquier interpretación el algoritmo de Baranov y Naudy (1964), con la finalidad de generar el Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP), observable en la figura 21 y simular que la zona de estudio está situada en el Polo Norte y tener certidumbre que las anomalías aparecen directamente sobre los cuerpos causantes de su origen. A través del mapa del CMRP y en conjunto de un análisis de litología, geología estructural y minas presentes fueron identificadas diversas anomalías que indican la presencia de fuentes magmáticas, caracterizando únicamente cinco de ellas.

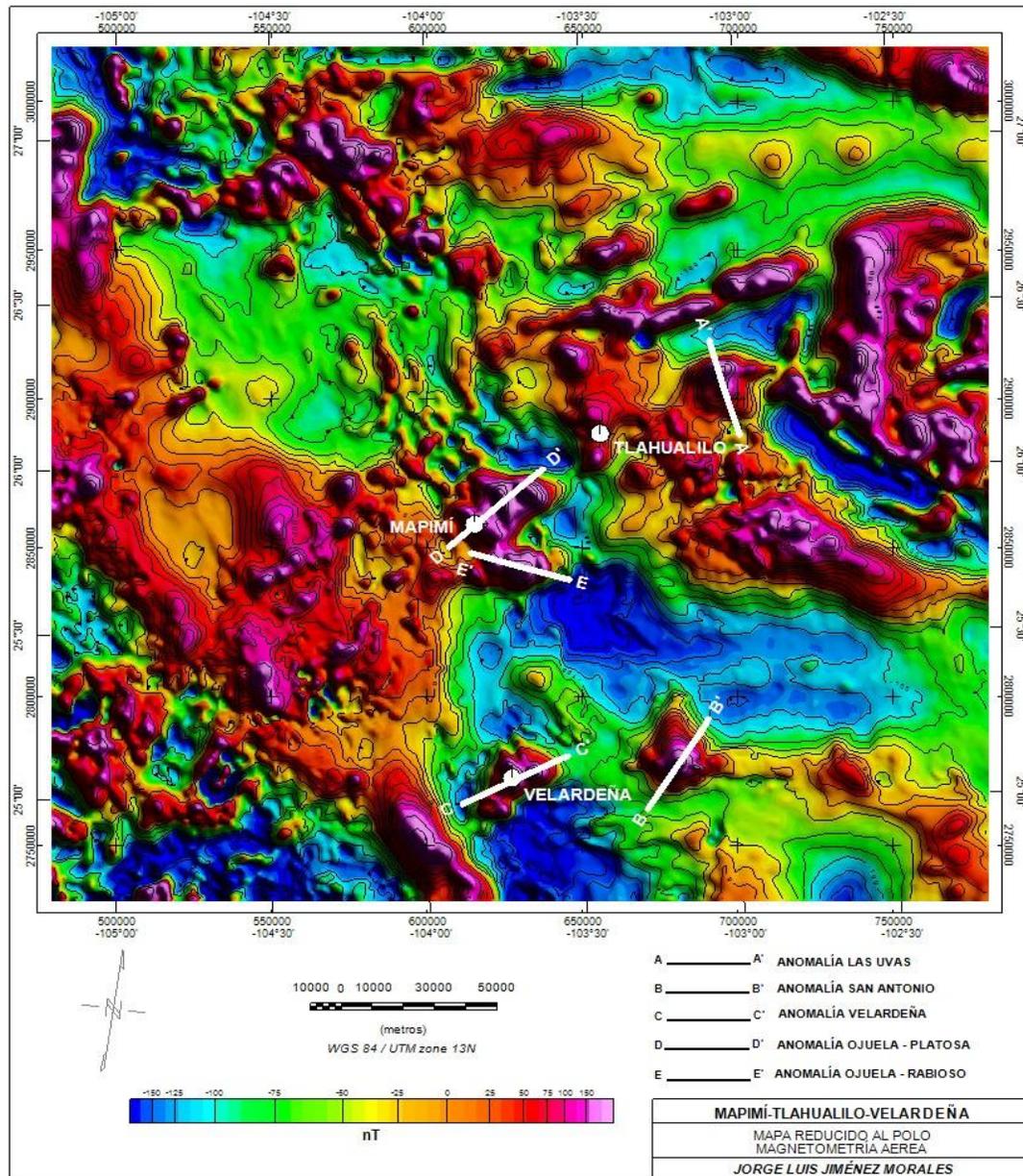


Figura 21: Mapa del CMRP, en el que son trazados los perfiles de las anomalías magnéticas estudiadas.

Cada anomalía fue analizada mediante su respuesta de amplitud, longitud de onda, rango de intensidades, lineamientos magnéticos, relación litomagnética y profundidad de las fuentes magmáticas que las generan, proponiendo modelos geológico-geofísicos en 2 y 3 dimensiones de las fuentes y la discriminación de elementos litológicos aflorantes. También,

la aplicación de la continuación analítica al CMRP fue con la finalidad de eliminar o minimizar los efectos de las fuentes superficiales, así como facilitar la labor de definir los límites de cada anomalía y/o dominios aeromagnéticos.

Las cinco anomalías identificadas a través del CMRP asociadas a la presencia de zonas mineralizadas y unidades litomagnéticas fueron etiquetadas con letras que van de la A-E. La primera anomalía es Las Uvas con una dirección de perfil de SE-NW de A-A', localizada en la porción NE del mapa del CMRP. La segunda anomalía es San Antonio, ubicada en la porción SE de la zona de estudio, sigue una tendencia de B – B' con dirección SW-NE. La tercera anomalía es Velardeña ubicada en la porción SW de la zona de estudio, sigue una tendencia de C – C' con dirección SW-NE. La cuarta anomalía es La Ojuela-Platosa ubicada en la porción centro norte de la zona de estudio, sigue una tendencia de D–D' con dirección SW-NE, mientras que la quinta anomalía es La Ojuela-Rabioso ubicada en la porción centro sur de la zona de estudio, sigue una tendencia de E-E' con dirección SE-NW. En conjunto las anomalías Ojuela-Platosa y Ojuela-Rabioso conforman el distrito minero La Platosa, solo que por cuestiones técnicas que mejoran su caracterización y análisis, tuvo que dividirse en dos segmentos que permitieran ver la fuente magmática desde dos perspectivas diferentes.

Mediante los mapas del CMRP, Gradiente Horizontal (GH), Continuación Analítica del campo Ascendente a 4 km (RP\_Up4km), configuración de la Primera Derivada Horizontal (1aDz) y la respuesta topográfica fue posible caracterizar cada una de las anomalías. Cabe señalar que las unidades litomagnéticas no siempre coinciden con las unidades litológicas y además no debe haber una correlación absoluta debido a que la cobertura sedimentaria no es detectada por el método magnético. Los cambios de la respuesta magnética generalmente son originados por contactos litológicos, fracturas y/o fallas que están presentes en la región. La susceptibilidad magnética, amplitud, longitud de onda e intensidad de las anomalías magnéticas reflejan los lineamientos y la geometría de las unidades geológicas del área.

## IDENTIFICACIÓN DE ZONAS CON POTENCIAL MINERO Y SU CARACTERIZACIÓN

A continuación, las anomalías identificadas están descritas, con el objetivo de caracterizar en mayor posibilidad, utilizando la información aeromagnética disponible.

### *Anomalía Las Uvas*

La anomalía Las Uvas está ubicada sobre el municipio Francisco I. Madero, al suroccidente del Estado de Coahuila, en el Bolsón de Mapimí (región natural desértica), a 32 km de Torreón Coahuila y 43 km al NE del distrito minero de Tlahualilo. Sus límites municipales al norte es el municipio Sierra Mojada, al este municipio San Pedro, al sur municipio Matamoros y al oeste los municipios Tlahualilo, Mapimí y Gómez Palacio en el Estado de Durango. La región en la que está desplazada la anomalía es atravesada de NW a SE por la Sierra de Tlahualilo y la Sierra Las Delicias, principales formaciones orogénicas del territorio.

La figura 22 muestra el mapa de CMRP con un acercamiento a la anomalía, así como las minas que han sido documentadas sobre el área, representadas con el símbolo de minería ( $\otimes$ ); su morfología es elíptica con un rumbo preferencial NW-SE, el perfil trazado para caracterizarla sigue una dirección de SE-NW que va de A – A'. El rango de intensidad magnética varía de -110 a 467 nT, cuya longitud de onda promedio es de 1,005 m y su respuesta del gradiente magnético horizontal es alto ( $\geq 50$  nT). Esta anomalía está situada sobre la provincia geológica Plataforma de Coahuila. Geológicamente, la mayor parte de este dominio esta correlacionada superficialmente con rocas sedimentarias recientes del Cuaternario y Cretácico y en menor proporción rocas de tipo volcánicas de edad que van del Paleozoico inferior al Cuaternario Holoceno y, la base está compuesta por pizarras, cuarcitas y filitas.

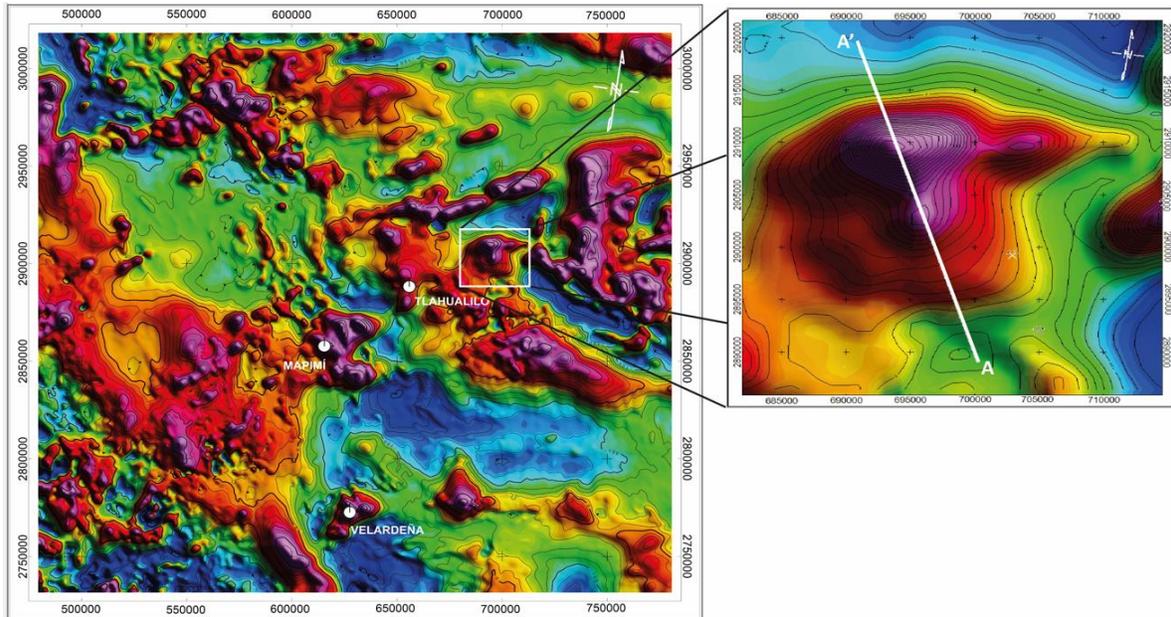


Figura 22: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía aeromagnética Las Uvas.

El perfil trazado sobre la anomalía (figura 23), tiene una extensión de 33 km. Para la señal magnética del CMRP es representada con una línea sólida roja, la señal del CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU<sub>4</sub>km), representada con una línea verde, además de hacer un análisis de la variación topográfica representada con una línea marrón y una relación litológica, que aunque no siempre hay coincidencia entre la respuesta magnética y litológica, es posible buscar una correlación en los cambios topográficos y estructurales, con la finalidad de identificar contactos litológicos, fracturas y/o fallas que causaron la deposición de minerales polimetálicos en zonas de lineamientos.

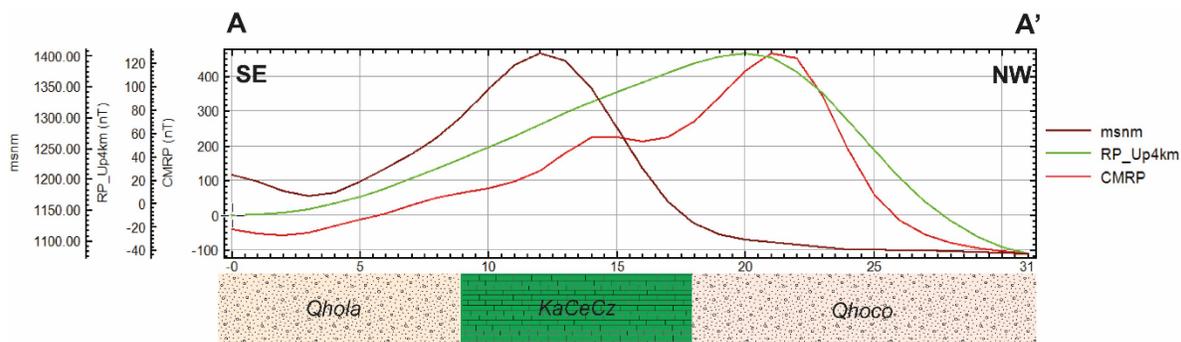


Figura 23: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPUp\_4km) y de la topografía de la anomalía Las Uvas.

El rango de intensidad del CMRP varía de -110 a 467 nT, mientras que la señal del mapa de Continuación Analítica del Campo Ascendente (Rp\_Up4km) varía de -43 a 128 nT, a través de la implementación del filtro es evidente una disminución en el espectro de intensidades, así como la cantidad de perturbaciones presentes en el perfil. Los niveles topográficos varían de 1,079 a 1,474 m.s.n.m., presentando el dato más alto a los 13 km de longitud, a partir de este dato los niveles topográficos decaen hasta el nivel más bajo ( $\leq 1,100$  m.s.n.m.), mientras que la respuesta del CMRP empieza a incrementar al igual que la señal del RPUP\_4km hasta alcanzar su valor más alto a los 21 km de longitud donde la litología que aflora es coaluvial del Cuaternario (Qhoco), posteriormente empieza un proceso de decaimiento de la intensidad hasta el nivel más bajo ( $\leq -110$  nT para el CMRP).

Uno de los objetivos específicos de esta investigación es el calcular la profundidad de los cuerpos plutónicos que causan las anomalías magnéticas. Al utilizar dos metodologías distintas para estimar esta profundidad, fue posible observar una disminución en el error en comparación con el que proporciona una sola metodología. En primer lugar, fue empleado un método gráfico (Ancho Medio), y como segunda técnica el Espectro de Potencia Promediado Radialmente (EPPR), que identifica las influencias de las fuentes tanto profundas, intermedias y someras.

La primera metodología aplicada es el método del Ancho Medio, en el que la mitad del ancho de la amplitud de la señal como la mitad del valor máximo están relacionados,

posteriormente los valores inferidos a partir de esta metodología son sustituidos en la ecuación correspondiente para cada estructura o forma del cuerpo. La figura 24 muestra la señal del CMRP de la anomalía Las Uvas sobre la que fueron trazados los parámetros de Ancho Medio y posteriormente sustituirlos en las ecuaciones de la tabla 6. El valor estimado de  $X_{1/2}=3.5$  km.

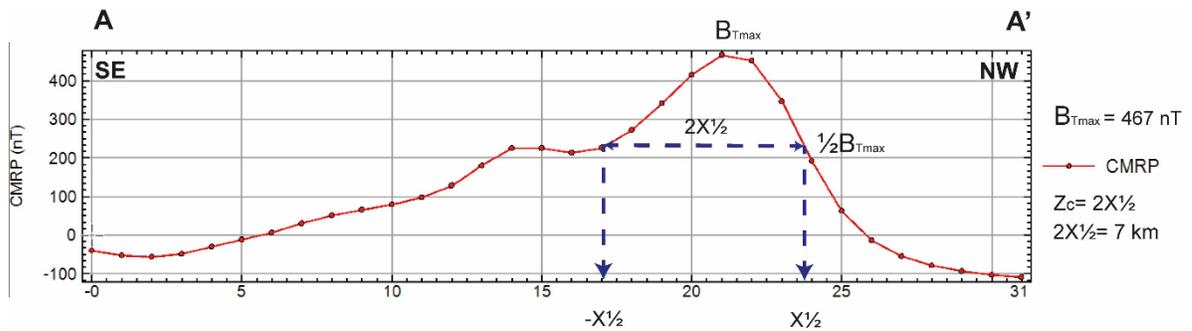


Figura 24: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Las Uvas.

La tabla 6 muestra las diferentes profundidades en las que el cuerpo intrusivo está localizado de acuerdo con la morfología que presente. Estas profundidades fueron calculadas al sustituir en la ecuación que es mostrada en la figura 24 para cada tipo de cuerpo con la profundidad estimada. La profundidad al centro del objeto está representada como  $Z_c$ , mientras que la profundidad al techo de la estructura está representada como  $Z_t$ .

Tabla 6: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.

CUERPO	ECUACIÓN	PROFUNDIDAD (Km)
Esfera	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	7.0
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	7.0
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * x_{1/2}$	4.55
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * x_{1/2}$	3.50

La segunda metodología empleada para estimar la profundidad es el EPPR, aplicada únicamente al área que aborda la anomalía, cubriendo una superficie de 32 X 35 km<sup>2</sup> a partir del mapa del CMRP (figura 22). Esta metodología fue desarrollada por Spector y Grant en 1970, sus contribuciones permiten identificar las fuentes profundas, intermedias y someras, catalogadas como pendientes A, B y C, respectivamente. La figura 25 muestra cada una de las pendientes obtenidas para cada contribución mediante el EPPR.

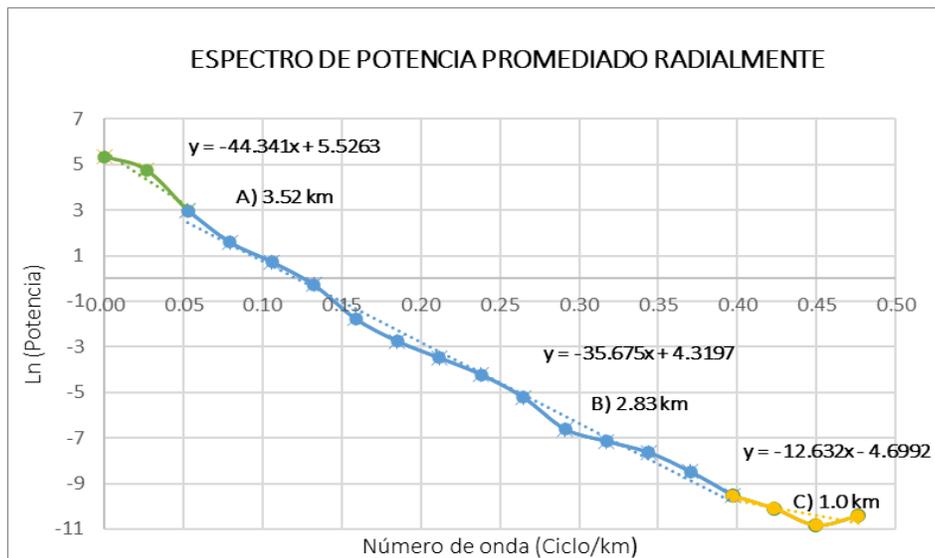


Figura 25: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Las Uvas.

Al obtener las pendientes del espectro de energía para cada una de las tres fuentes consideradas en esta metodología y al dividir cada una de ellas por  $4\pi$  es posible obtener la profundidad de la fuente que está generando la señal. Obteniendo para la fuente profunda (pendiente A) 3.52 km, caracterizada por tener bajas frecuencias y amplitudes pequeñas, la fuente intermedia (pendiente B) está localizada a 2.83 km, es caracterizada por tener frecuencias y amplitudes mayores a las de la pendiente A, así como longitudes de onda corta y asociadas con bajos valores de intensidad magnético, y por último la fuente somera (pendiente C), es asociada a frecuencias y amplitudes de onda alta, localizada a una profundidad de 1 km, relacionada con altas frecuencias, que corresponde a cuerpos superficiales.

La tabla 7 muestra el valor de cada pendiente determinada a partir del EPPR, así como la ecuación con la que fue calculada la profundidad de cada fuente.

**Tabla 7: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.**

	ECUACIÓN	Km
Profundo	$h_1 = \frac{44.34}{4\pi}$	3.52
Intermedio	$h_2 = \frac{35.67}{4\pi}$	2.83
Somero	$h_2 = \frac{12.63}{4\pi}$	1.0

### **Anomalía San Antonio**

La anomalía San Antonio está ubicada en el Cañón de Jimulco, municipio Torreón, Coahuila, sobre el flanco norte de la Sierra Madre Oriental, donde sobresalen cimas dentro del desierto Chihuahuense alcanzando alturas superiores a los 3,100 m.s.n.m., (Villareal-Quintanilla y Encinas-Domínguez, 2005). Sus límites al norte es municipio Matamoros, al este municipio Viesca y al sur y oeste con el Estado de Durango, localizado a 54.5 km al este del distrito minero Velardeña.

La figura 26 muestra el mapa de CMRP con un acercamiento a la anomalía, así como las minas que actualmente están en explotación sobre el área, representadas con el símbolo de minería (⚡); su morfología es triangular con un rumbo preferencial N-S, sobre el cerro de San Antonio, el perfil trazado para caracterizarlo es en dirección de SW- NE que va de B – B'. El rango de intensidad magnética varía de -112 a 367 nT, cuya longitud de onda promedio es de 879 m y su respuesta del gradiente magnético horizontal es alto ( $\geq 50$  nT). Geológicamente, la mayor parte de este dominio está correlacionada superficialmente con rocas sedimentarias y suelos de origen aluvial del Cuaternario y Cretácico. Las sierras y los bajos topográficos están compuesto de rocas sedimentarias, sobresaliendo las de tipo caliza

por la mayor superficie representada en el área. Los conglomerados son distribuidos como cuerpos alargados al pie de monte, en los límites con las áreas de acumulación de suelos aluviales, los que a su vez cubren gran parte de las llanuras y lomeríos de la superficie.

Esta región, tiene antecedentes de explotación minera, tanto de minerales no metálicos como la bentonita; con yacimientos localizados en el ejido Juan Eugenio, actualmente catalogado como sobreexplotado y en el ejido Jalisco con índices de explotación mínima por falta de recursos económicos para la adquisición de nueva tecnología. Mientras que para minerales metálicos hay un principal yacimiento de cobre en las minas de San José de Alferes que inició la explotación a mediados del siglo XVIII, dentro de los terrenos del ejido La Colonia, siendo ejecutada la explotación de estas minas hasta el año 1990.

Dentro de la Sierra y Cañón de Jimulco existen numerosos yacimientos, tanto por el tipo de mineral como por el volumen de los depósitos, sin embargo, es necesario realizar previamente estudios geológicos y geofísicos regionales y locales para evaluar el potencial minero de cada uno de ellos.

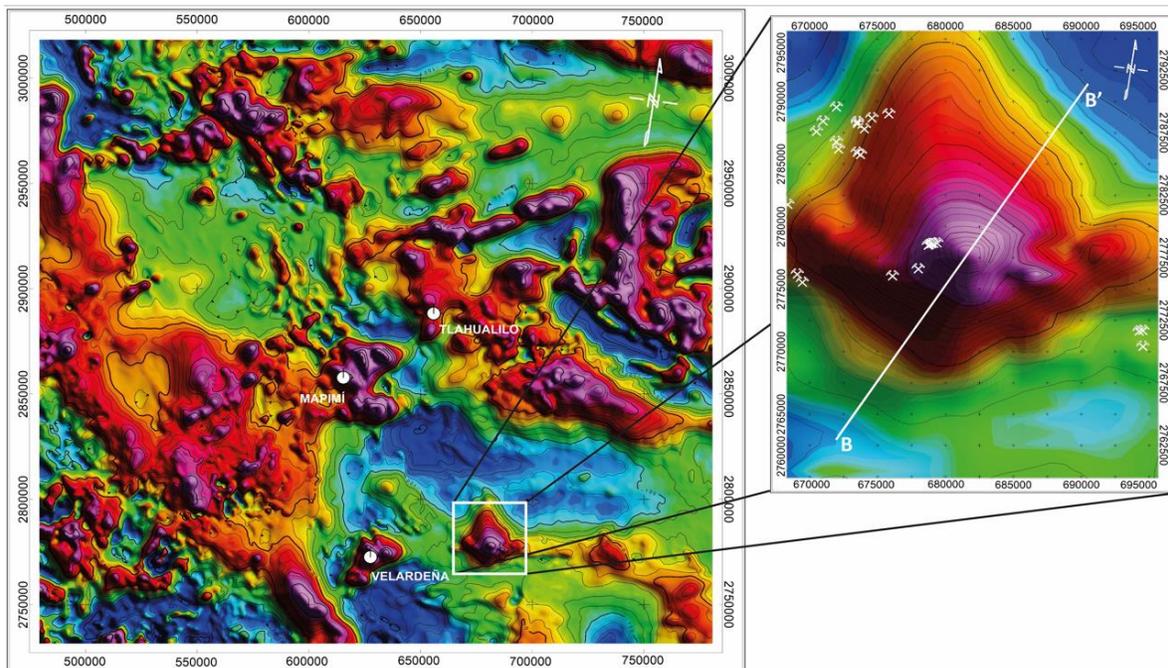


Figura 26: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía aeromagnética San Antonio.

El perfil trazado sobre San Antonio (figura 27), tiene una extensión de 33 km y mediante este perfil fue posible caracterizar la anomalía proporcionando información de la señal aeromagnética del CMRP representada con una línea sólida roja, la señal del CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU<sub>p</sub>\_4km), representada con una línea verde, además de hacer un análisis de la variación topográfica representada con una línea marrón y una relación litológica que aflora sobre esta sección, para este caso rocas sedimentarias caliza-lutita del Cretácico Inferior (KapceCz-Lu), coaluvial del Cuaternario (Qhoco) y caliza del Cretácico Inferior (KaCz), aunque no existe una correlación absoluta entre la cobertura sedimentaria y las susceptibilidades magnéticas, es posible buscar una correlación en los cambios topográficos y estructurales que originen cambios a la respuesta magnética.

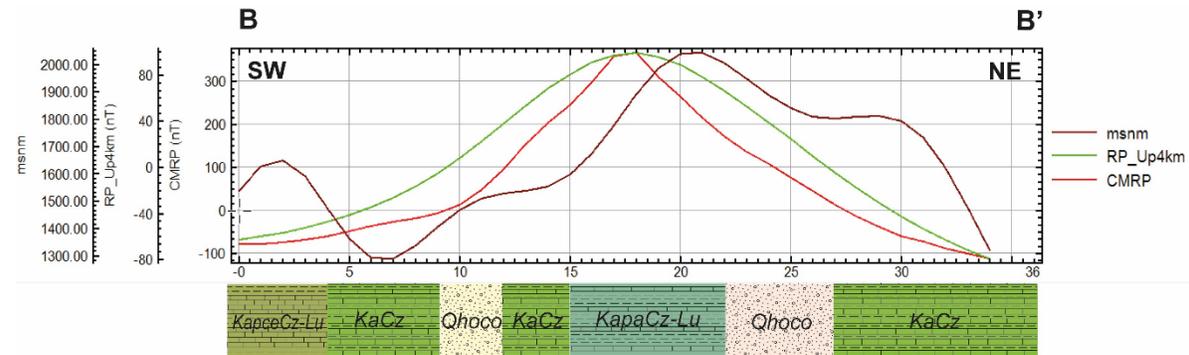


Figura 27: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU<sub>p</sub>\_4km) y de la topografía de la anomalía San Antonio.

La figura 27 muestra que el rango de intensidad del CMRP varía de -112 a 367 nT, mientras que la señal del CMRP con continuación analítica ascendente a 4 km (Rp\_Up4km), varía de -79 a 99 nT, a través de la Continuación Analítica del Campo es evidente observar una disminución en el rango de intensidades, así como la cantidad de perturbaciones presentes en el perfil. La topografía varía de 1,304 a 2,050 m.s.n.m., presentando al inicio del perfil una topografía accidentada, con altos y bajos pronunciados. El dato más alto es a los 21 km de longitud a partir de este punto ya no presenta cambios bruscos, si no que mantiene el perfil topográfico con mínimas oscilaciones de nivel alto como si fuese una sierra. La respuesta del

CMRP empieza a incrementar al igual que la señal del RPUP\_4km hasta alcanzar su valor más alto a los 17 km de longitud, con una litología sedimentaria aflorante tipo caliza-lutita del Cretácico Inferior (KapceCz-Lu), posteriormente empezará un proceso de decaimiento de la intensidad hasta el nivel más bajo ( $\leq -112$  nT para el CMRP), es muy interesante la morfología de intensidades que sigue porque incrementa y decrece bruscamente.

La primera metodología para calcular la profundidad del cuerpo plutónico es el método del Ancho Medio. La figura 28 muestra la señal del CMRP sobre la que fueron trazados los parámetros de Ancho Medio y posteriormente sustituirlos en las ecuaciones de la tabla 8 para conocer la profundidad en la que está el cuerpo plutónico.

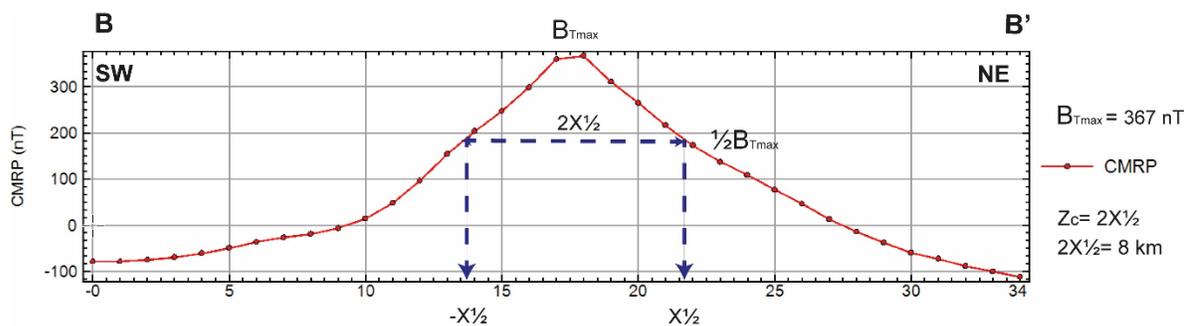


Figura 28: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía San Antonio.

La tabla 8 muestra las diferentes profundidades en las que el cuerpo intrusivo está localizado de acuerdo con la morfología que presente. Estas profundidades fueron calculadas al sustituir en la ecuación que es mostrada en la figura 28 para cada tipo de cuerpo con la profundidad estimada. El valor estimado de  $X_{1/2} = 4.0$  km.

Tabla 8: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.

CUERPO	ECUACIÓN	PROFUNDIDAD (km)
Esfera	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	8.0
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	8.0
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * x_{1/2}$	5.20
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * x_{1/2}$	4.0

La segunda metodología para calcular la profundidad es el EPPR, técnica aplicada únicamente al área que cubre la anomalía, abarcando una superficie total de 25 X 35 km<sup>2</sup> a partir del mapa del CMRP (figura 26). La figura 29 muestra cada una de las pendientes obtenidas para cada contribución mediante el EPPR.

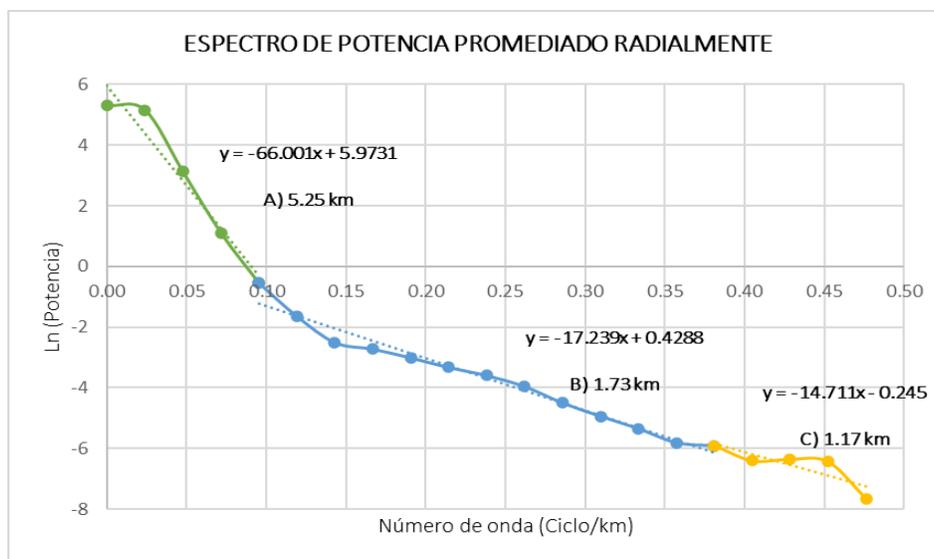


Figura 29: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía San Antonio.

La profundidad obtenida para la fuente profunda (pendiente A) es de 5.25 km, para la fuente intermedia (pendiente B) de 1.73 km, y por último para la fuente somera (pendiente C), localizada a una profundidad de 1.17 km.

La tabla 9 muestra el valor de cada pendiente determinada a partir del EPPR, así como la ecuación con la que fue calculada la profundidad de cada fuente.

**Tabla 9: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.**

	ECUACIÓN	Km
Profundo	$h_1 = \frac{66.001}{4\pi}$	5.25
Intermedio	$h_2 = \frac{17.23}{4\pi}$	1.37
Somero	$h_2 = \frac{14.71}{4\pi}$	1.17

### *Anomalía Velardeña*

La anomalía Velardeña está ubicada sobre el municipio de Cuencamé Estado de Durango, sobre la provincia geológica de la Sierra Madre Oriental a ~150 km al noroeste de la ciudad de Durango. Este municipio tiene límites al norte con el municipio Lerdo, al este con General Simón Bolívar y Santa Clara, al sur con Poanas y el Estado de Zacatecas, al oeste con Peñón Blanco y Guadalupe Victoria. La elevación topográfica varía desde 1,400 m.s.n.m., en el valle que separa las Sierras de Santa María y San Lorenzo hasta ~2,000 m.s.n.m., en las partes más altas de San Lorenzo. El clima y la vegetación son típicos de la zona semidesértica del norte de México (Hernández, 1984).

La figura 30 muestra el mapa de CMRP con un acercamiento a la anomalía, así como las minas que actualmente están en explotación sobre el área, representadas con el símbolo de mina (⚡); su morfología es triangular, el perfil trazado para caracterizarlo sigue una

dirección de SW- NE que va de C – C', con una extensión de 38 km, por sus características geológicas, aeromagnéticas y antecedentes de explotación minera es posible la relación con la mineralización polimetálica por la presencia de depósitos polimetálicos (Au, Ag y Pb). La longitud de onda promedio del CMRP es de 1,336 m y su respuesta del gradiente magnético horizontal es alto ( $\geq 50$  nT). Geológicamente, la mayor parte de este dominio está correlacionada superficialmente con rocas sedimentarias como conglomerado, caliza, lutita arenisca, caliza lutita, limolita arenisca, suelo aluvial del Cuaternario, así como roca ígnea extrusiva como toba ácida, riolita-toba-ácida, basalto y andesita, roca ígnea intrusiva como granodiorita.

Actualmente, Velardeña es el distrito minero de zinc más importante de la empresa minera Peñoles, además de que produce otros metales como plomo y cobre, presenta un tipo de depósito *skarn* con sulfuros diseminados y semimasivos. Está en operación desde el año 2013, mostrando un desempeño muy satisfactorio, inclusive ha llegado a operar por encima de su capacidad de diseño original. A través de su caracterización será posible conocer la respuesta magnética del cuerpo intrusivo que produce la mineralización polimetálica.

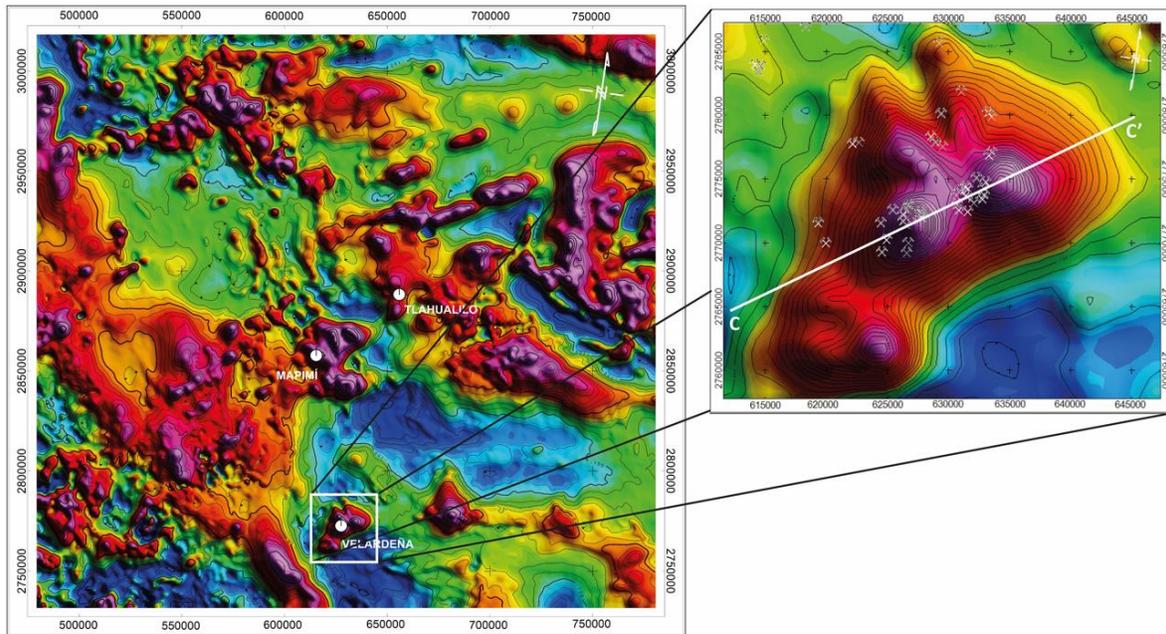


Figura 30: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía aeromagnética Velardeña.

La figura 31 muestra que el rango de intensidad del CMRP que varía de -131 a 463 nT, mientras que la señal del CMRP con Continuación Analítica Ascendente a 4 km (Rp\_Up4km), varía de -67 a 81 nT, a través de este filtro de la red es evidente una disminución en el rango de intensidades, así como la disminución en la cantidad de perturbaciones en el perfil. La topografía varía de 1,378 a 2,134 m.s.n.m., presentando al inicio del perfil una sección de bajos topográficos en un rango de 1,400 a 1,600 m.s.n.m., pero a los 24 km de longitud alcanza el punto topográfico más alto (2,134 m.s.n.m.), después de esta longitud el nivel vuelve a decaer. La respuesta del CMRP empieza a incrementar al igual que la señal del RPUP\_4km hasta alcanzar su valor más alto a los 16 km de longitud, donde aflora caliza del Cretácico Inferior (KaCeCz), posteriormente empieza un proceso de decaimiento de la intensidad, aunque de los 21 a 24 km de longitud alcanza un segundo valor con gradiente alto ( $\geq 50$  nT), relacionado con el afloramiento del intrusivo de composición félsica a intermedia (granito-diorita). En la parte inferior del diagrama de la figura 31 muestra la litología que aflora en cada sección de la respuesta magnética, la litología que aflora es conglomerado polimíctico del Paleógeno Neógeno (TnCgp), ignimbrita riolita del Paleógeno

(Tomlg-R), conglomerado polimíctico del Paleógeno (TeoCgp), coluvial del Cuaternario (Qhoco), granito-diorita y caliza del Cretácico Inferior (KaCeCz). Aunque no existe una correlación absoluta entre la cobertura sedimentaria y  $k$ , es posible buscar una correlación en los cambios topográficos y estructurales que originen cambios a la respuesta magnética.

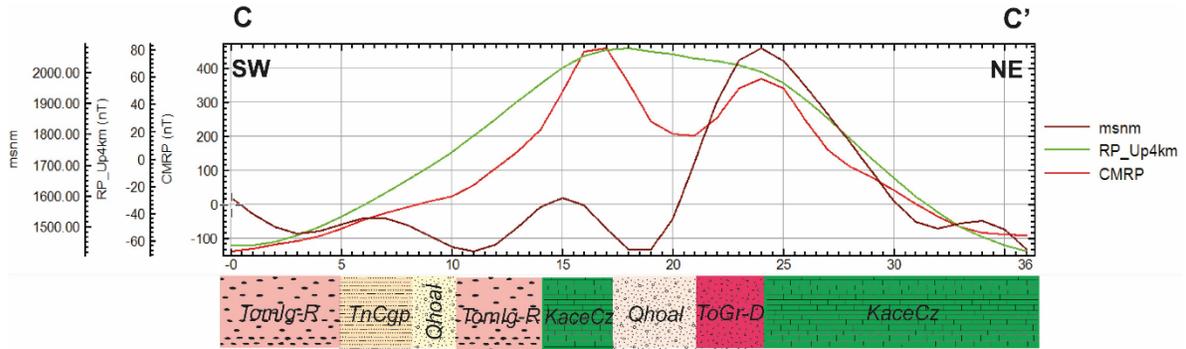


Figura 31: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPUp\_4km) y de la topografía de la anomalía Velardeña.

La primera metodología empleada para calcular la profundidad del cuerpo plutónico es el método del Ancho Medio. La figura 32 muestra la señal del CMRP sobre la que fueron trazados los parámetros de Ancho Medio y posteriormente sustituirlos en las ecuaciones de la tabla 10 para conocer la profundidad a la que está el cuerpo plutónico generador de la anomalía.

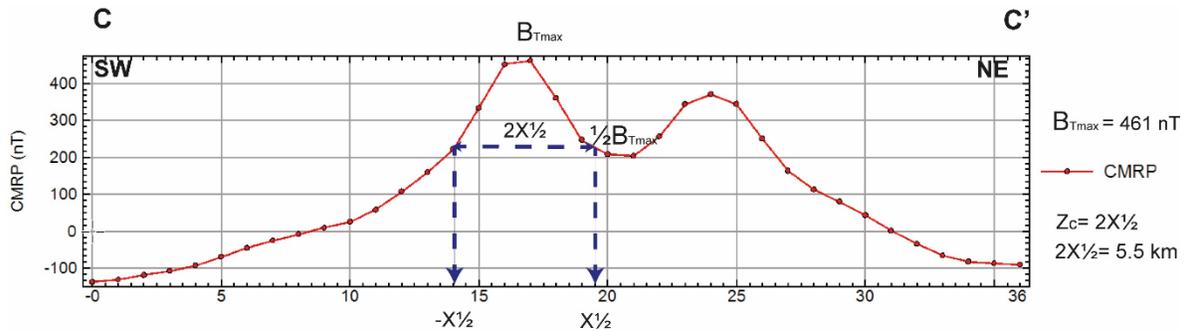


Figura 32: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Velardeña.

La tabla 10 muestra las diferentes profundidades en las que el cuerpo intrusivo está localizado de acuerdo con la morfología que presente. Estas profundidades fueron calculadas al sustituir en la ecuación que es mostrada en la figura 32 para cada tipo de cuerpo con la profundidad estimada. El valor estimado de  $x_{1/2}=2.75$ .

**Tabla 10: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.**

CUERPO	ECUACIÓN	PROFUNDIDAD (km)
Esfera	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	5.50
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	5.50
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * x_{1/2}$	3.57
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * x_{1/2}$	2.75

La segunda metodología para calcular la profundidad es el EPPR, técnica aplicada únicamente al área que aborda la anomalía, cubriendo una superficie de 35 X 29 km<sup>2</sup> a partir del mapa del CMRP (figura 30). La figura 33 muestra cada una de las pendientes obtenidas para cada contribución.

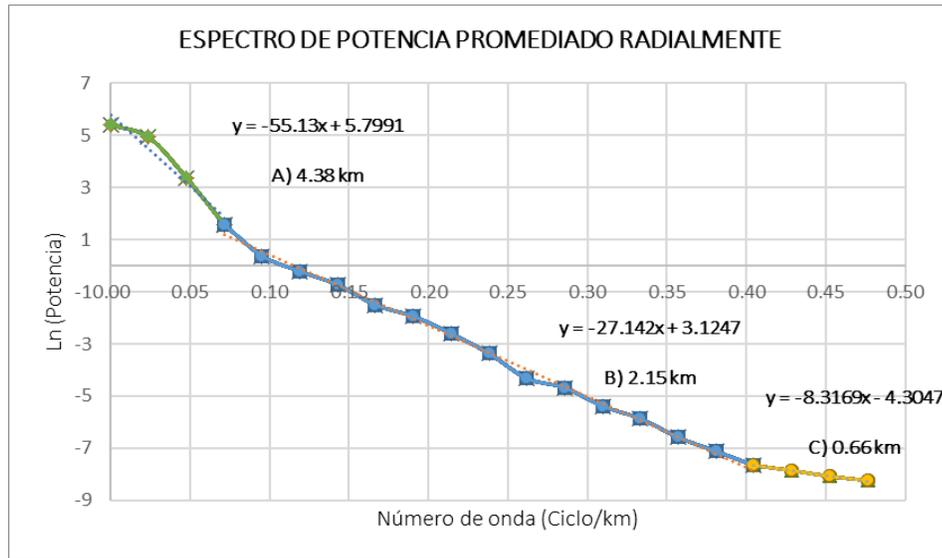


Figura 33: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Velardeña

La profundidad obtenida para la fuente profunda (pendiente A) es de 4.38 km, para la fuente intermedia (pendiente B) de 2.15 km, y por último la fuente somera (pendiente C), localizada a una profundidad de 0.66 km.

La tabla 11 muestra el valor de cada pendiente determinada a partir del EPPR, así como la ecuación con la que fue calculada la profundidad de cada fuente.

Tabla 11: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.

	ECUACIÓN	Km
Profundo	$h_1 = \frac{55.13}{4\pi}$	4.38
Intermedio	$h_2 = \frac{27.14}{4\pi}$	2.15
Somero	$h_2 = \frac{8.31}{4\pi}$	0.66

### ***Anomalía Ojuela-Platosá***

La anomalía Ojuela-Platosá situada sobre la zona desértica Bolsón de Mapimí, Durango, en el municipio Mapimí, de clima árido y extremoso. Tiene límites al norte con el municipio Jiménez en el Estado de Chihuahua, al este con el municipio Tlahualilo, al sureste con Lerdo, al suroeste y sur el municipio Nazas, y al oeste con el municipio Hidalgo en el Estado de Durango. Las principales elevaciones del municipio Mapimí están localizadas en el extremo sur, correspondientes a diversas sierras con altas elevaciones, entre las que destacan la Sierra de Mapimí con una altitud de 2,500 m.s.n.m., la Sierra El Rosario con 2,000 m.s.n.m., Cerro Prieto con 1,800 m.s.n.m., Sierra La Muerte con 2,330 m.s.n.m., Sierra Descubridora con 1,960 m.s.n.m., la Sierra Mimbres con 2,050 m.s.n.m., y la Sierra de Bermejillo con una elevación de 1,580 m.s.n.m.

La figura 34 muestra el mapa de CMRP con un acercamiento a la anomalía, así como las minas que actualmente están en explotación sobre el área, representadas con el símbolo de minería (⚡); su morfología es elíptica, el perfil trazado para caracterizarla sigue una dirección de SW-NE que va de D-D', con una extensión de 40 km, por sus características geológicas, aeromagnéticas y antecedentes de explotación minera es posible la relación con la mineralización polimetálica por la presencia de depósitos de Au, Ag y Pb, en explotación. La longitud de onda promedio del CMRP es de 3,130 m y su respuesta del gradiente magnético horizontal es alto ( $\geq 50$  nT). Geológicamente, la mayor parte de este dominio está correlacionado con rocas sedimentarias de tipo marino, especialmente rocas carbonatadas y en menor proporción rocas evaporíticas del Mesozoico; depositada sobre un basamento del Paleozoico y Precámbrico, y durante el Paleógeno sufrieron desplazamiento por un arco continental que marca los límites entre la Sierra Madre Oriental y Plataforma de Coahuila, en menor proporción existe una secuencia de rocas volcánicas e intrusivas del Paleógeno.

Esta región tiene una tradición minera con inicios desde la época de la colonia, entre los que destacan localidades mineras La Ojuela (Mapimí) respecto a la presencia de

yacimientos minerales metálicos y no metálicos que son económicamente explotables y contribuyen al desarrollo económico regional.

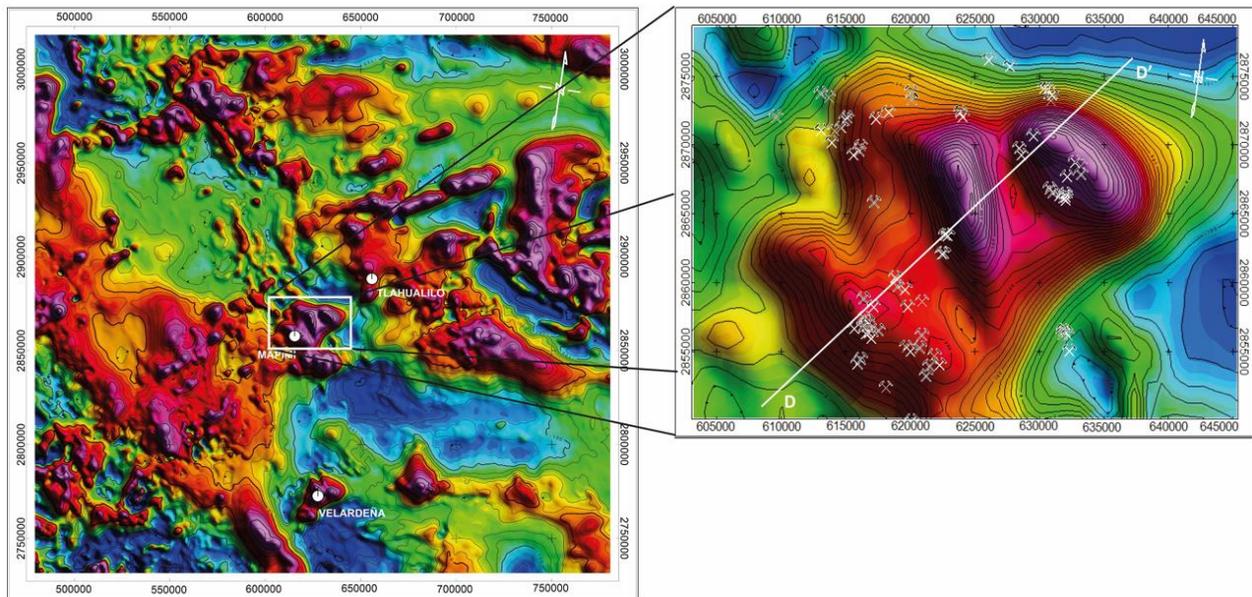


Figura 34: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía aeromagnética Ojuela-Platosá.

La figura 35 muestra el rango de intensidad del CMRP que varía de -125 a 458 nT, mientras que la señal del CMRP con Continuación Analítica Ascendente a 4 km ( $Rp\_Up4km$ ), varía de -48 a 173 nT, mediante este filtro es evidente una disminución en el rango de intensidades, así como la disminución en la cantidad de perturbaciones en el perfil. La topografía varía de 1,097 a 1,437 m.s.n.m., para esta sección, al inicio del perfil tiene una elevación de 1,350 m.s.n.m., posteriormente a los 18 km de longitud registra la máxima altitud de 1,437 m.s.n.m., seguido a este alto topográfico el nivel vuelve a presentar un segundo alto, ahora a los 30 km de longitud,  $\geq 1,350$  m.s.n.m., coincidiendo con un alto magnético ( $\geq 50$  nT), y una litología aflorante KaCz-Y, que indica una mineralización por metasomatismo de contacto en el área. En la parte inferior del diagrama de la figura 35 muestra la litología que aflora en cada sección de la respuesta magnética, para este caso afloran rocas sedimentarias de tipo conglomerado polimictico del Paleógeno (TeoCgp), coluvial del Cuaternario (Qhoco), lutita-caliza del Cretácico Superior (KCossLu-Ar) y caliza-yeso del Cretácico Inferior (KaCz-Y), aunque no existe una correlación absoluta entre la

cobertura sedimentaria y la  $k$ , es posible buscar una correlación en los cambios topográficos y estructurales que originen cambios a la respuesta magnética.

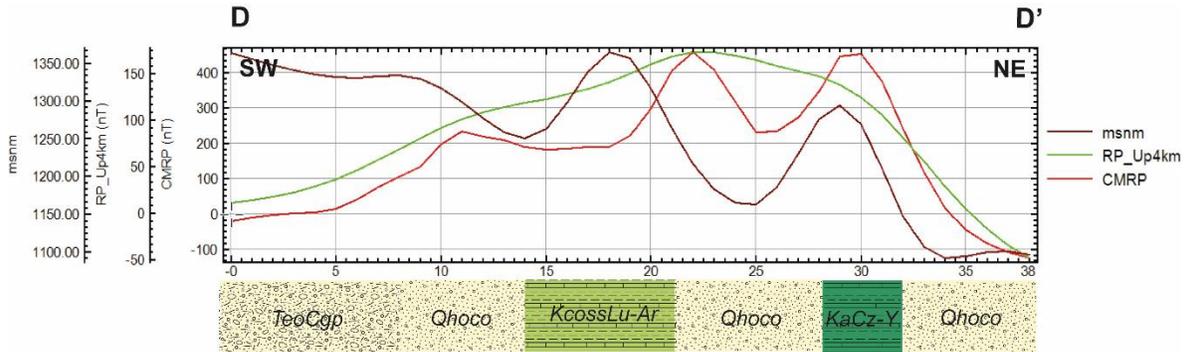


Figura 35: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPU4km) y de la topografía de la anomalía La Ojuela-Platosa.

La figura 36 muestra la señal del CMRP sobre la que fueron trazados los parámetros de Ancho Medio y posteriormente sustituirlos en las ecuaciones de la tabla 12 para conocer la profundidad en la que está el cuerpo plutónico generador de la anomalía.

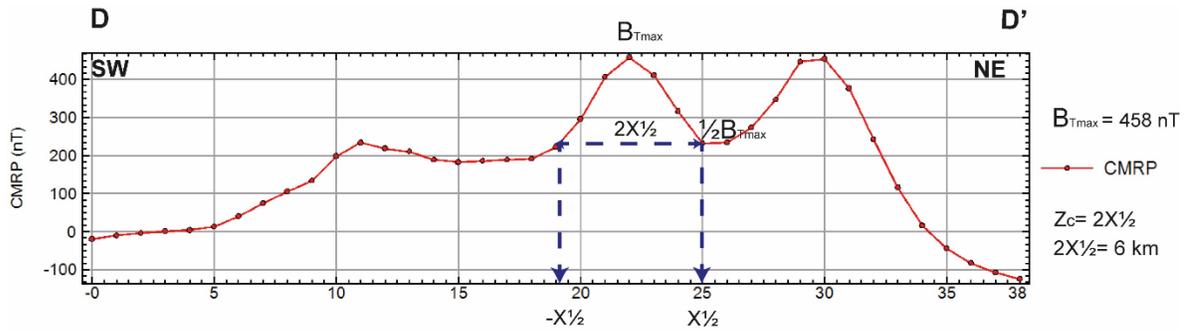


Figura 36: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Ojuela-Platosa.

La tabla 12 muestra las diferentes profundidades en las que el cuerpo intrusivo está localizado de acuerdo con la morfología que presente. Estas profundidades fueron calculadas al sustituir en la ecuación que es mostrada en la figura 36 para cada tipo de cuerpo propuesto. El valor estimado es de  $X_{1/2} = 3.0$  km.

Tabla 12: Diferentes profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.

CUERPO	ECUACIÓN	PROFUNDIDAD (km)
Esfera	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	6.0
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	6.0
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * x_{1/2}$	3.90
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * x_{1/2}$	3.0

La segunda metodología para calcular la profundidad es el EPPR, cubriendo una superficie de 42 X 28 km<sup>2</sup> a partir del mapa del CMRP (figura 34). La figura 37 muestra cada una de las pendientes obtenidas para cada contribución mediante el EPPR.

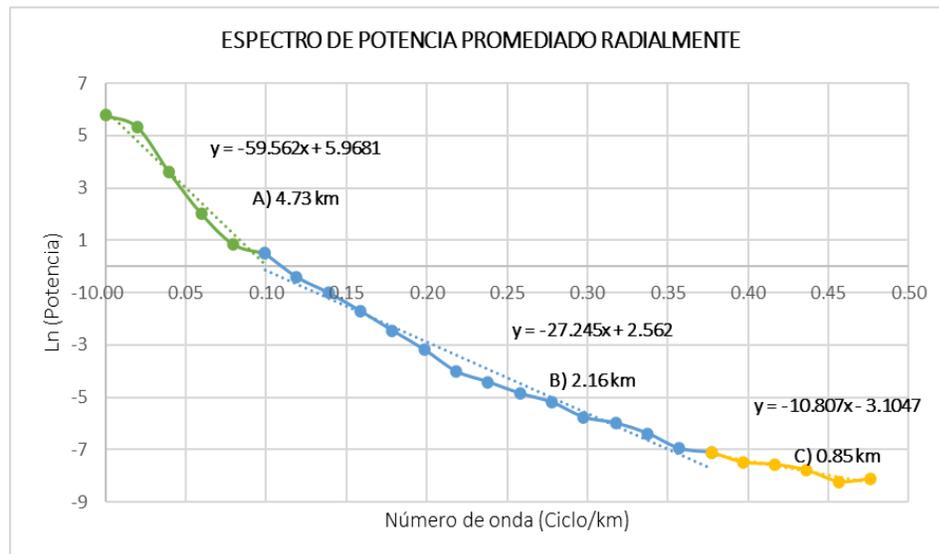


Figura 37: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Ojuela – Platosa.

La profundidad obtenida para la fuente profunda (pendiente A) es de 4.73 km, para la fuente intermedia (pendiente B) de 2.16 km, y por último para la fuente somera (pendiente C), localizada a una profundidad de 0.85 km.

La tabla 13 muestra el valor de cada pendiente determinada a partir del EPPR, así como la ecuación con la que fue calculada la profundidad de cada fuente.

**Tabla 13: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.**

	ECUACIÓN	Km
Profundo	$h_1 = \frac{59.56}{4\pi}$	4.73
Intermedio	$h_1 = \frac{27.24}{4\pi}$	2.16
Somero	$h_1 = \frac{10.80}{4\pi}$	0.85

### ***Anomalía Ojuela-Rabioso***

La anomalía Ojuela-Rabioso está situada al sur de La Ojuela-Platosa sobre la zona desértica Bolsón de Mapimí, Durango, en el municipio Mapimí, por lo que comparte los mismos límites y formaciones geológicas y estructurales descritos anteriormente.

La figura 38 muestra el mapa de CMRP con un acercamiento a la anomalía, así como las minas que actualmente están en explotación sobre el área, representadas con el símbolo de minería (⚡); su morfología es elíptica, el perfil trazado para caracterizarlo sigue una dirección de SE- NW que va de E-E', con una extensión de 33 km, por sus características geológicas, aeromagnéticas y antecedentes de explotación minera es posible la relación con la mineralización polimetálica. La longitud de onda promedio del CMRP es de 1,000 m y su respuesta del gradiente magnético horizontal es alto ( $\geq 50$  nT). Geológicamente, la mayor parte de este dominio esta correlacionado superficialmente con rocas sedimentarias de tipo

marino. Estas rocas fueron depositadas sobre un basamento del Paleozoico y Precámbrico, y durante el Paleógeno fueron desplazadas por un arco continental que marca los límites entre la Sierra Madre Oriental y Plataforma de Coahuila, en menor proporción existe una secuencia de rocas volcánicas e intrusivas del Paleógeno.

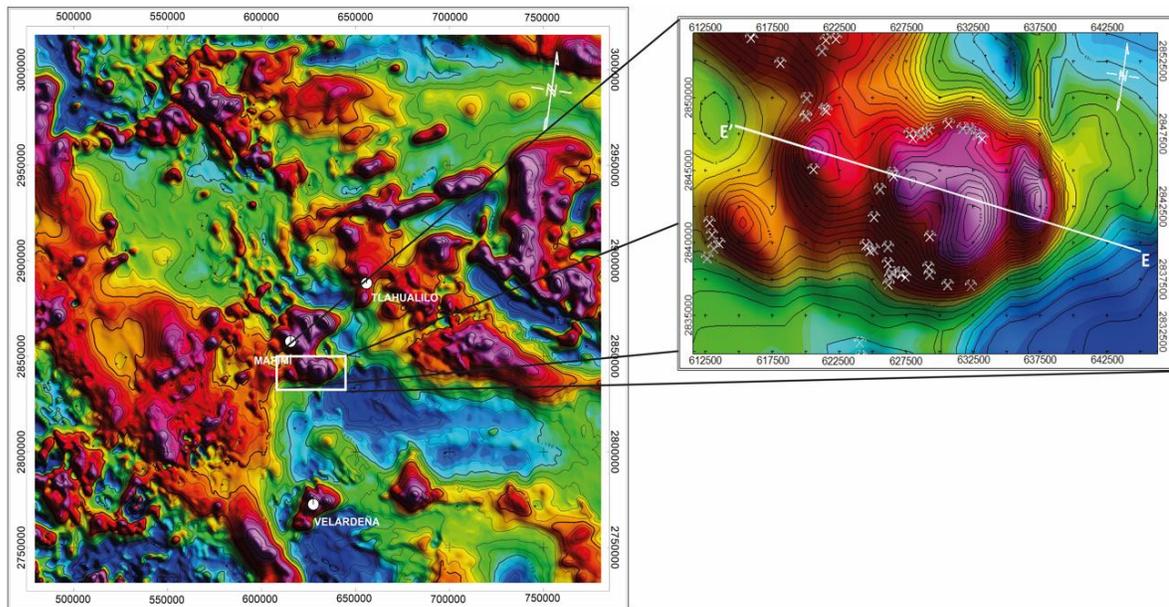


Figura 38: Mapa del CMRP con un acercamiento a la anomalía aeromagnética Ojuela-Rabioso.

La figura 39 muestra que el rango de intensidad del CMRP que varía de -136 a 389 nT, mientras que la señal del CMRP con Continuación Analítica Ascendente a 4 km ( $Rp\_Up4km$ ) varía de -101 a 131 nT, a través de este filtro es evidente una disminución en el rango de intensidades, así como la disminución en la cantidad de perturbaciones en el perfil. La topografía varía de 1,079 a 2,134 m.s.n.m., en esta sección, presentando al inicio del perfil una elevación de 1,079 m.s.n.m., registrando a los 13 km de longitud un primer alto topográfico de 1,700 m.s.n.m., después de esta longitud el nivel vuelve a presentar un segundo alto topográfico, ahora a los 22 km donde registra el punto más alto de la sección de 2,134 m.s.n.m. La señal magnética empieza con una baja intensidad magnética (-100 nT), pero en el km 7 muestra un incremento de la intensidad que es constantemente alta hasta el km 25. Esta intensidad magnética está relacionada con el afloramiento de un cuerpo intrusivo de composición granito-diorita y de caliza del Cretácico Inferior (KaCz) que posiblemente

presente una mineralización por metasomatismo de contacto en el área. En la parte inferior del diagrama de la figura 39 muestra la litología que aflora en cada sección de la respuesta magnética, para este caso afloran rocas sedimentarias de tipo coluvial del Cuaternario (Qhoco), caliza del Cretácico Inferior (KaCz) y el afloramiento de un intrusivo de composición granito-diorita (ToGR-D).

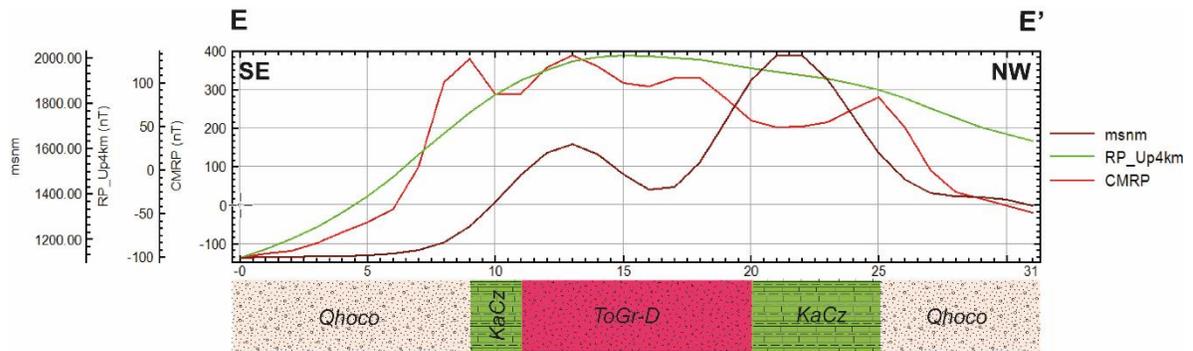


Figura 39: Respuesta del CMRP, CMRP con continuación ascendente a 4 km (RPUp\_4km) y de la topografía de la anomalía La Ojuela-Rabioso.

La figura 40 muestra la señal del CMRP sobre la que fueron trazados los parámetros de Ancho Medio para calcular la profundidad de los cuerpos plutónicos y posteriormente sustituir las variables resultantes en las ecuaciones de la tabla 14 para conocer la profundidad en la que está el cuerpo plutónico generador de la anomalía.

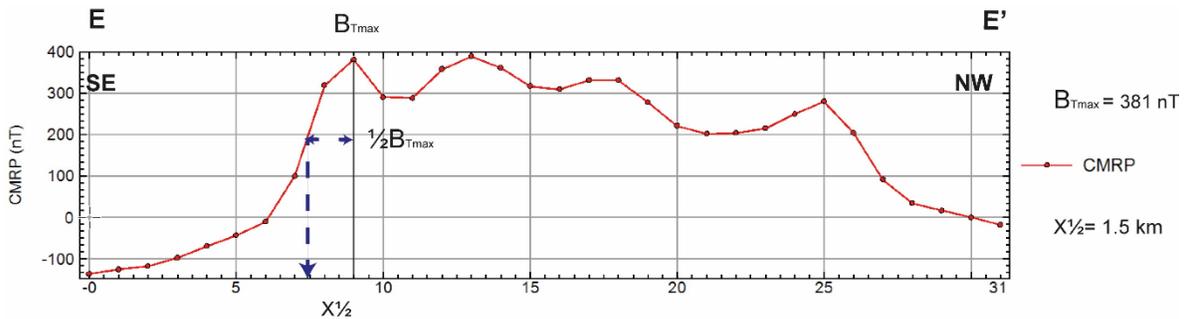


Figura 40: Método gráfico del Ancho Medio para calcular la profundidad del cuerpo plutónico que genera la anomalía Ojuela-Rabioso.

La tabla 14 muestra las diferentes profundidades en las que el cuerpo intrusivo está localizado de acuerdo con la morfología que presente. Estas profundidades fueron calculadas

al sustituir en la ecuación que es mostrada en la figura 40 para cada tipo de cuerpo con la profundidad estimada. El valor estimado de  $X_{1/2} = 1.50$  km.

**Tabla 14: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con la morfología que presente del método Ancho Medio.**

CUERPO	ECUACIÓN	PROFUNDIDAD (km)
Esfera	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	3.0
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * x_{1/2}$	3.0
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * x_{1/2}$	1.95
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * x_{1/2}$	1.5

La segunda metodología para calcular la profundidad es el EPPR, cubriendo una superficie de 34 X 22 km<sup>2</sup> a partir del mapa del CMRP (figura 38). La figura 41 muestra cada una de las pendientes obtenidas para cada contribución mediante el EPPR.

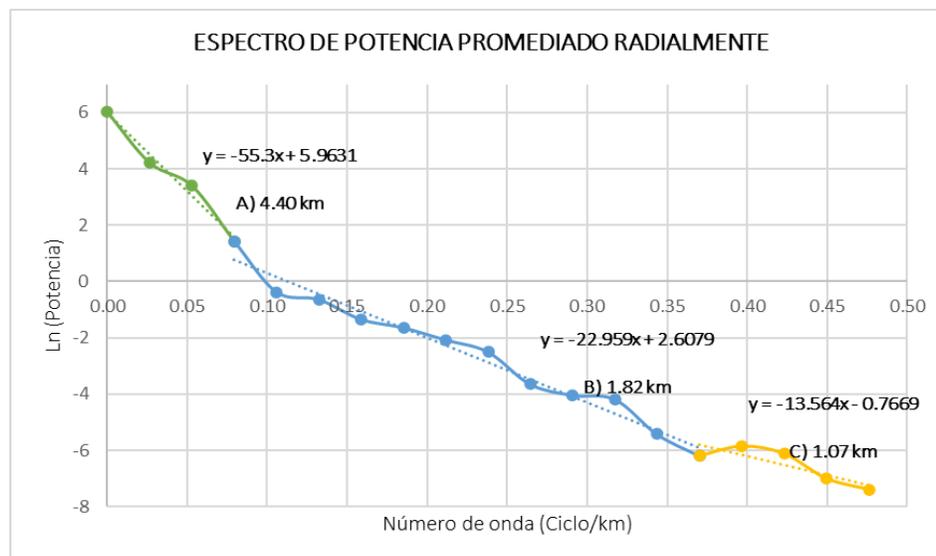


Figura 41: Representación del EPPR para el mapa del CMRP, de la anomalía Ojuela – Rabioso.

La profundidad obtenida para la fuente profunda (pendiente A) es de 4.40 km, para la fuente intermedia (pendiente B) de 1.82 km, y por último para la fuente somera (pendiente C), localizada a una profundidad de 1.07 km.

La tabla 15 muestra el valor de cada pendiente determinada a partir del EPPR, así como la ecuación con la que fue calculada la profundidad de cada fuente.

**Tabla 15: Profundidades en las que se encuentra el cuerpo intrusivo de acuerdo con el EPPR.**

	ECUACIÓN	Km
Profundo	$h_1 = \frac{55.3}{4\pi}$	4.40
Intermedio	$h_2 = \frac{22.95}{4\pi}$	1.82
Somero	$h_2 = \frac{13.56}{4\pi}$	1.07

Las cinco anomalías magnéticas reconocidas previamente son descritas en la Tabla 16 en términos de longitud de onda, Intensidad del CMRP, Gradiente Horizontal, CMRP con continuación ascendente a 4 km, Primera Derivada del CMRP y variación topográfica de una manera fácil, así como la ubicación geográfica de la anomalía descrita, con el objetivo de facilitar la labor de comparar una con otra e identificar datos específicos de cada una de las anomalías.

En la Tabla 17 es sintetizada la información sobre las profundidades de las fuentes en las que están localizadas cada una de las anomalías magnéticas, así como la comparación entre las dos técnicas empleadas. La profundidad calculada a partir de las dos metodologías tiene un ajuste bastante bueno, debido a que el rango de dispersión entre cada uno de ellos es mínimo, por lo tanto, pueden ser empleados ambos métodos para el diseño de los modelos geológicos-geofísicos que serán descritos en el correspondiente apartado.

Tabla 16: Descripción de las anomalías magnéticas reconocidas.

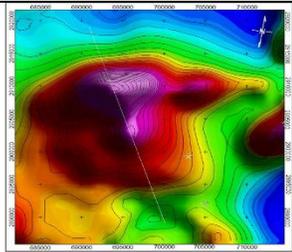
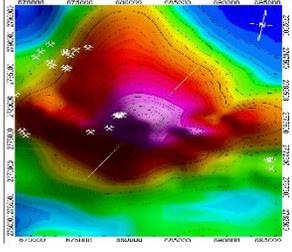
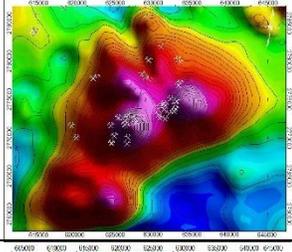
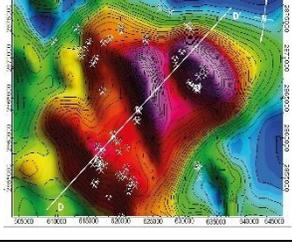
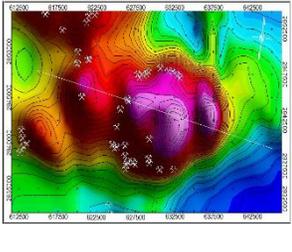
ANOMALÍA	FILTRO	MÁXIMO	MÍNIMO	PROMEDIO	UBICACIÓN
LAS UVAS	$\lambda$ (m) CMRP (nT) GH (nT/m) Up4km (nT) 1aDz (nT/m) m.s.n.m.	1,005 467 $1e^{-001}$ 128 $2e^{-001}$ 1,474	1,005 -110 $6e^{-003}$ -43 $-4e^{-002}$ 1,079	1,005 105 $4e^{-002}$ 46 $3e^{-002}$ 1,188	
SAN ANTONIO	$\lambda$ (m) CMRP (nT) GH (nT/m) Up4km (nT) 1aDz (nT/m) m.s.n.m.	879 367 $5e^{-002}$ 99 $1e^{-001}$ 2,050	879 -112 $3e^{-003}$ -79 $-1e^{-002}$ 1,304	879 61 $3e^{-002}$ 7 $2e^{-002}$ 1,682	
VELARDEÑA	$\lambda$ (m) CMRP (nT) GH (nT/m) Up4km 1aDz (nT/m) m.s.n.m.	2,226 461 $1e^{-001}$ 81 $3e^{-001}$ 2,134	446 -138 $4e^{-003}$ -67 $-4e^{-002}$ 1,378	1,336 100 $5e^{-002}$ 8 $3e^{-002}$ 1,598	
OJUELA-PLATOSA	$\lambda$ (m) CMRP (nT) GH (nT/m) Up4km 1aDz (nT/m) m.s.n.m.	5,565 458 $5e^{002}$ 173 $2e^{-001}$ 1,437	696 -125 $-1e^{002}$ -48 $-4e^{-002}$ 1,097	3130 170 $2e^{002}$ 90 $3e^{-002}$ 1,255	
OJUELA-RABIOSO	$\lambda$ (m) CMRP (nT) GH (nT/m) Up4km 1aDz (nT/m) m.s.n.m.	1,715 389 $2e^{-001}$ 131 $2e^{-001}$ 2,134	286 -136 $1e^{-002}$ -101 $-4e^{-002}$ 1,079	1,000 161 $4e^{-002}$ 58 $4e^{-002}$ 1,435	

Tabla 17: Síntesis de las profundidades a las que se encuentran las fuentes de las anomalías magnéticas.

ANOMALÍA	METODOLOGÍA ANCHO MEDIO (km)	METODOLOGÍA DEL EPPR (km)
LAS UVAS	Esfera $z_c = 7.0$	Cuerpo profundo 3.52
	Cilindro delgado horizontal $z_c = 7.0$	Cuerpo intermedio 2.83
	Cilindro vertical profundo $z_t = 4.55$	Somero 1.0
	Dique vertical $z_t = 3.50$	
SAN ANTONIO	Esfera $z_c = 8.0$	Cuerpo profundo 5.25
	Cilindro delgado horizontal $z_c = 8.0$	Cuerpo intermedio 1.37
	Cilindro vertical profundo $z_t = 5.20$	Somero 1.17
	Dique vertical $z_t = 4.0$	
VELARDEÑA	Esfera $z_c = 5.50$	Cuerpo profundo 4.38
	Cilindro delgado horizontal $z_c = 5.50$	Cuerpo intermedio 2.15
	Cilindro vertical profundo $z_t = 3.57$	Somero 0.66
	Dique vertical $z_t = 2.75$	
OJUELA-PLATOSA	Esfera $z_c = 6.0$	Cuerpo profundo 4.73
	Cilindro delgado horizontal $z_c = 6.0$	Cuerpo intermedio 2.16
	Cilindro vertical profundo $z_t = 3.90$	Somero 0.85
	Dique vertical $z_t = 3.0$	
OJUELA-RABIOSO	Esfera $z_c = 3.0$	Cuerpo profundo 4.40
	Cilindro delgado horizontal $z_c = 3.0$	Cuerpo intermedio 1.82
	Cilindro vertical profundo $z_t = 1.95$	Somero 1.07
	Dique vertical $z_t = 1.50$	

## LINEAMIENTOS AEROMAGNÉTICOS

Los lineamientos aeromagnéticos están asociados con el gradiente de las anomalías, representados por cambios repentinos o bruscos en la intensidad del campo magnético a lo largo de ciertas líneas o trayectorias que indican la presencia de estructuras geológicas como fallas, fracturas, zonas de debilidad, contactos litológicos, etc., representando para la exploración geológica una herramienta valiosa porque a través de estas formaciones estructurales es posible identificar con mayor facilidad zonas donde son atrapados o prevalece el transporte de los recursos naturales. Estas estructuras geológicas han sido cubiertas por sedimentos por lo que no son visibles a simple vista, para visualizar aquellos lineamientos que están profundos es necesario aplicar el algoritmo de Henderson y Zietz (1949), para obtener las derivadas verticales y aseguramos de eliminar las altas frecuencias y dejar solo aquellas que permitan visualizar los lineamientos de interés.

Al mapa del CMRP le fue aplicado la configuración de la Primera Derivada en Dirección Vertical (1aDz) con la finalidad de resaltar rasgos de menor longitud de onda e identificar características cercanas a la superficie. Los lineamientos que son identificados mediante esta configuración son mostrados en la figura 42. Estos lineamientos están representados por una línea punteada en la dirección que siguen y posteriormente son analizados estadísticamente en un diagrama de rosas representado en la figura 43. Una vez que ha sido analizado el diagrama de rosas de los lineamientos identificados pudo interpretarse que la dirección varía de 125° y 165° NW-SE y 60° NE-SW; la primera coincide con la del sistema de fallas y fracturas que siguen las estructuras geológicas de esta porción de la República Mexicana, sobre ellas es presumible que está emplazada mineralización.

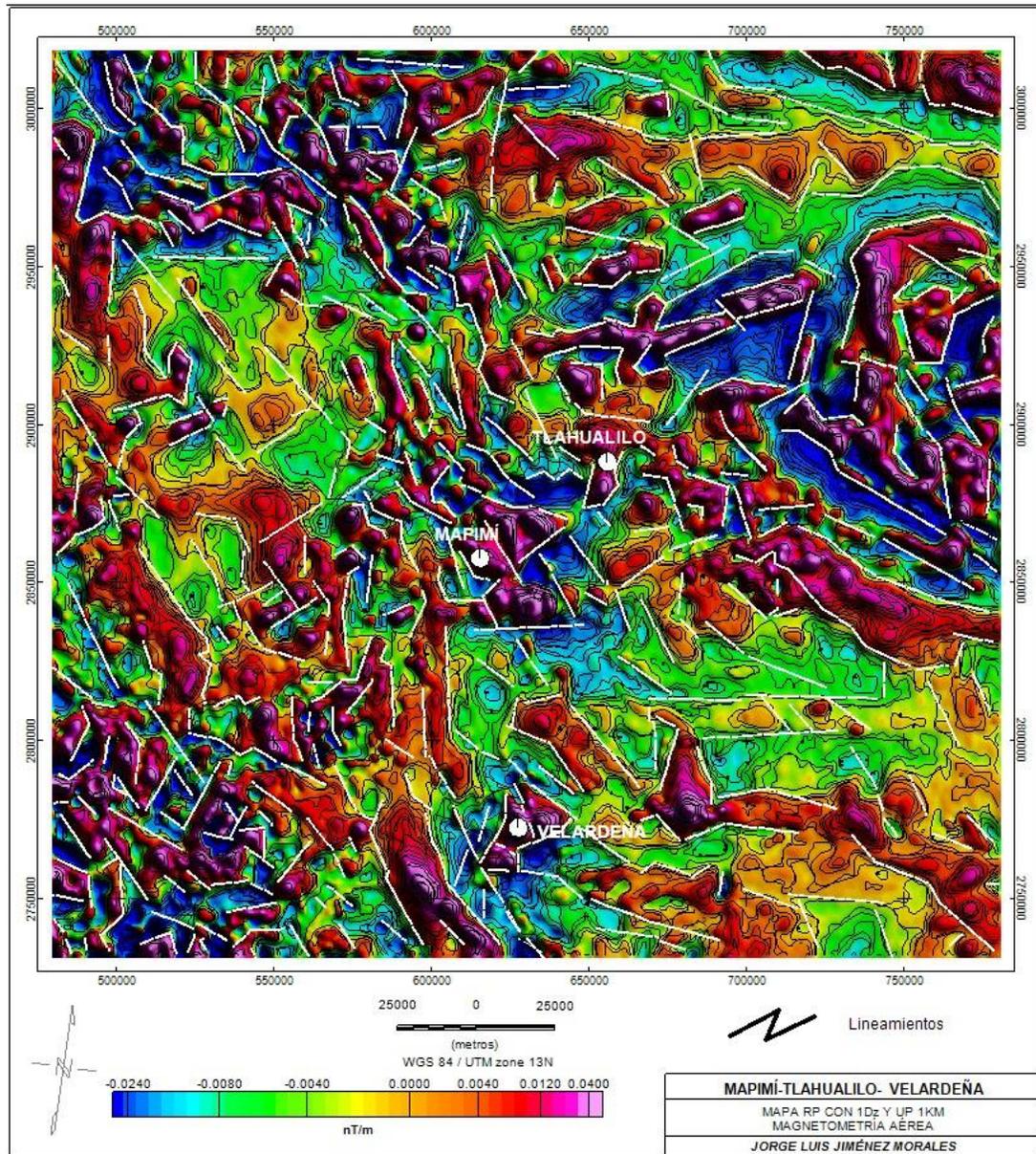


Figura 42: Mapa del CMRP con la 1aDz continuada ascendente a 1 Km, para identificar lineamientos aeromagnéticos.

Desde el punto de vista aeromagnético, la dirección que siguen los lineamientos identificados sigue las tendencias más importantes que controlan los depósitos minerales y está en relación de la dirección del sistema de fallas y fracturas que siguen las estructuras en la República Mexicana.

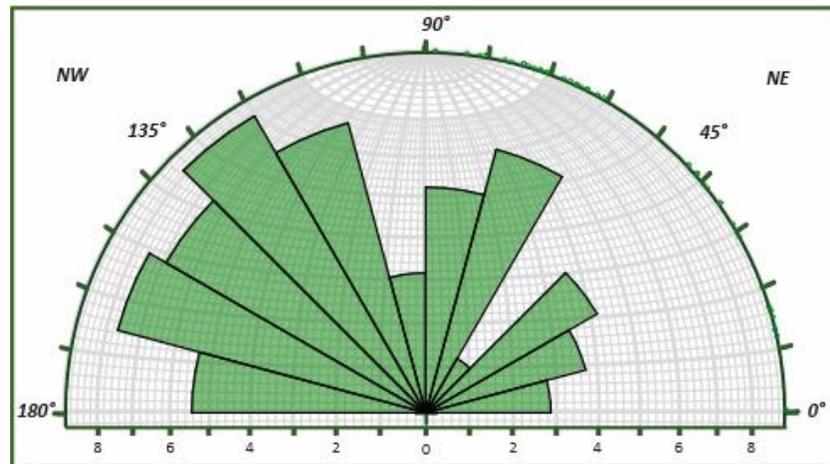


Figura 43: Diagrama de rosas para analizar estadísticamente la dirección que siguen los lineamientos aeromagnéticos.

Los lineamientos estructurales superficiales pueden ser trazados a partir de otras técnicas como el MDE, donde son identificables solo aquellas estructuras geológicas que no han sido cubiertas por sedimentos. A medida que es necesario conocer aquellos lineamientos que están a mayor profundidad y/o cubiertos por sedimentos o cuerpos rocosos deben aplicarse diversos filtros de la red que permitan visualizarlos.

El MDE (figura 44) muestra en conjunto los lineamientos identificados a partir de diferentes profundidades, con la finalidad de realizar un expediente de todos los lineamientos existentes sobre cada anomalía y que indiquen las zonas en las que predomina la permeabilidad secundaria de las rocas (fracturamiento) y por ende la deposición de minerales. A través de líneas amarillas están representados los lineamientos estructurales obtenidos a partir del filtro de la Señal Analítica (Nabighian, 1972), con una continuación ascendente a 10 km; mediante las líneas verdes están representados los lineamientos estructurales obtenidos a partir del filtro de la 1aDz con una continuación ascendente a 5 km y por último mediante las líneas moradas están representados los lineamientos estructurales obtenidos a partir de la 1aDz con una continuación ascendente a 1 km, estos son los lineamientos que mayor tienen presencia en el MDE y que cruzan en todas las direcciones sobre las anomalías analizadas.

Los lineamientos identificados a diferentes profundidades y de diversos filtros de la red siguen la misma dirección predominante de 125 °y 165° NW-SE y 60° NE-SW, estadísticamente observable en la Figura 43.

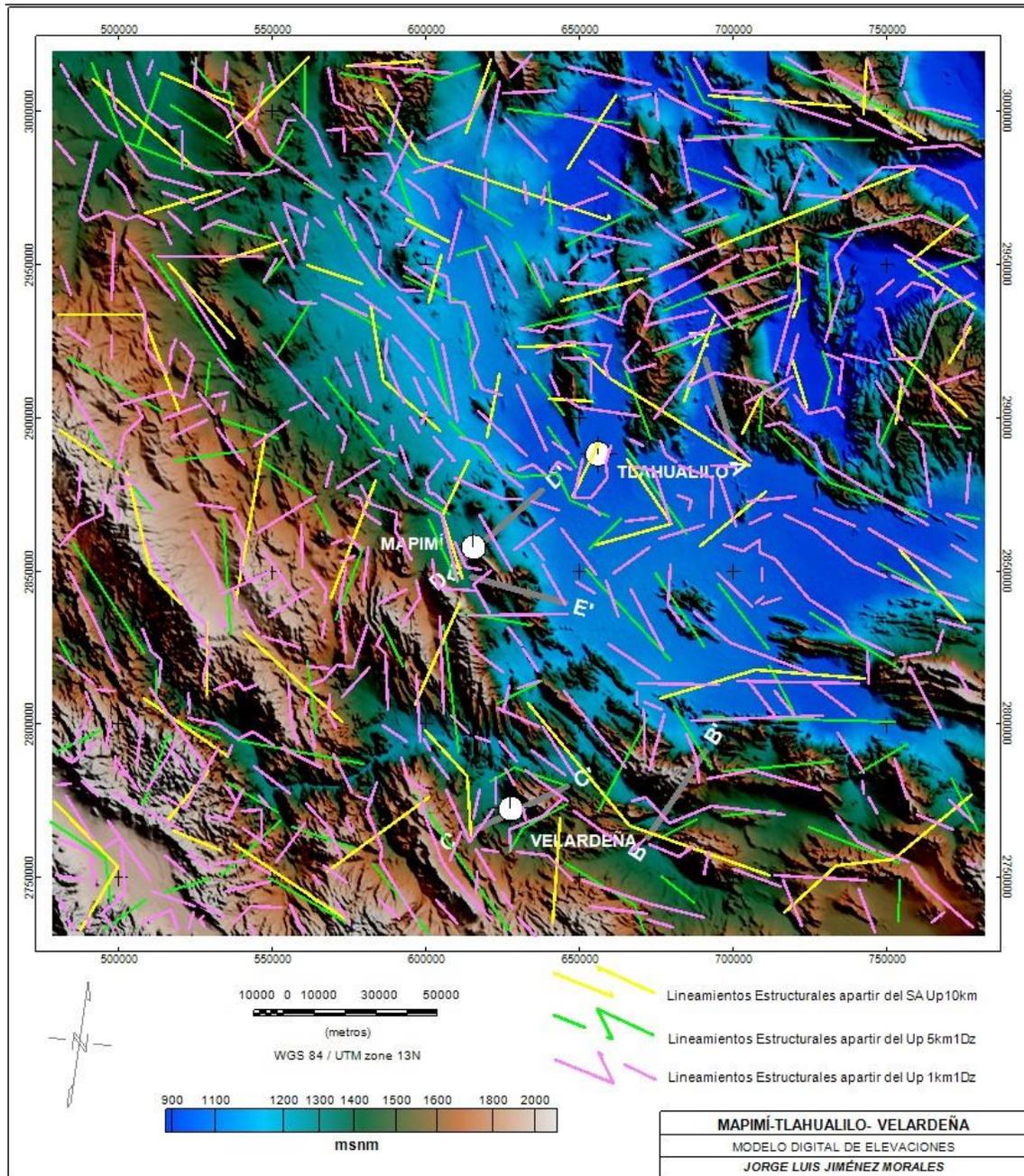


Figura 44: MDE de la zona de estudio, al cual le fueron sobrepuestos los lineamientos aeromagnéticos identificados a partir de diversos filtros de la red.

Una vez identificados los lineamientos que cruzan las áreas de interés, es posible dar paso a la modelación geológica–geofísica de las anomalías, con la finalidad de conocer la distribución de los materiales geológicos que influyen en la respuesta magnética.

## MODELOS GEOLÓGICOS–GEOFÍSICOS 2D

La construcción de modelos de los datos geofísicos representa diferentes soluciones debido a la complejidad del problema inverso, las distintas configuraciones y geometrías, así como las propiedades de los materiales geológicos que influyen en la respuesta magnética. La modelación fue realizada a través de la extensión del *software* Geosoft, GM-SYS, que permite modelar anomalías en 2D y 2.5D, tomando en cuenta la extensión de los cuerpos modelados en dirección perpendicular al corte presentado. Cinco modelos 2D fueron realizados para definir la geometría y propiedades magnéticas de las fuentes de las anomalías, siguiendo la dirección del perfil a través del cual fueron caracterizados.

Cada una de las secciones es considerada como bidimensional, tomando en cuenta diferentes susceptibilidades, para apreciar de mejor manera la morfología de las fuentes. Los diferentes valores de  $k$  de las rocas con la que es realizada la modelación fue medida en laboratorio y reportada en la literatura por estudiosos en el tema como Telford *et al.*, (1976), en la tabla 18 (Burger, 1992), son presentados los valores de la susceptibilidad aparente para cada una de las unidades geológicas que serán modeladas.

Tabla 18: Susceptibilidades magnéticas de las unidades geológicas aflorantes.

	Roca	Rango $1 \times 10^{-3} (SI)$	Promedio $1 \times 10^{-3} (SI)$
Sedimentarias	Dolomía	0 – 0.9	0.1
	Caliza	0 – 3	0.3
	Arenisca	0 – 20	0.4
	Lutita	0.01 – 15	0.9
Ígneas	Granito	0 – 50	2.5
	Riolita	0.2 – 35	-
	Gabro	1 – 90	70
	Basalto	0.2 – 175	70
	Diorita	0.6- 120	85
	Peridotita	90 – 200	150
	Andesita	-	135
Metamórficas	Gneis	0.1- 25	-
	Cuarcita		4
	Serpentinita	3- 17	-
Minerales	Cuarzo	-0.0015	-
	Calcita	-0.0014	-
	Pirita	1.5	-
	Hematita	6.5	-
	Pirrotina	1500	-
	Magnetita	6000	-

### **Anomalía Las Uvas**

El modelo geológico-geofísico de la anomalía Las Uvas es representado en la figura 45 con dirección SE-NW, presenta un ajuste con un error porcentual de 6.20%. El rango de intensidades que produce esta fuente magmática varía de los -110 a 467 nT. De acuerdo con la litología reportada por el SGM, el cuerpo plutónico está compuesto principalmente por rocas intrusivas de composición félsica a intermedia, encajonado por formaciones de composición sedimentarias y basamento de composición granodiorítico.

De acuerdo con la metodología del ancho medio para calcular la profundidad de la fuente, está en un rango de profundidad de 3.50 a 4.55 km de la superficie al techo y/o mediante la técnica de EPPR de 1 a 3.52 km para una fuente somera a profunda, respectivamente. De acuerdo con el modelo 2D de esta anomalía, es observable que cumple con el rango de profundidad de la fuente. Sobre esta anomalía ocurren cuatro formaciones geológicas; la primera es la Formación Indidura (KcetCz-Lm), con espesores que van hasta los 650 m, esta formación hospeda mineralización de tipo no metálica constituida por barita y celestina, y metálica de plata, plomo y zinc; infrayaciendo está la Formación Treviño (KaceCz), con espesores de hasta 350 m, presenta las condiciones favorables para la presencia de mineralización celestina, fluorita y barita, en esta zona han sido registrados yacimientos de celestina en forma de mantos y cuerpos irregulares; esta Formación está descansando sobre Acatita (KaCz-Y), con espesores que varían de 150 a 350 m, de esta Formación son extraídos bloques de caliza de color crema claro que por su atractivo aspecto y color es altamente valorada y utilizada en la industria de la construcción, la Formación que la infrayace es Las Uvas constituida por dos miembros, el miembro inferior tiene una composición de guijarros de areniscas, conglomerados arenosos y lutita roja, mientras que el miembro superior está conformado por una caliza densa de tono gris arcilloso con capas intercaladas de lutita rojiza, con espesores que varían de 19 a 39 m, y que presenta zonas erráticas de oxidación con hematita. Por último, está la presencia del basamento de composición granodiorítico, consolidado durante el Permo-Triásico (Puente-Solís, 2007), aunque si bien, la profundidad a la que aparece el basamento es cuestionable, de acuerdo con la literatura son las formaciones, sus espesores y cuerpos rocosos reportados e ilustrados en este modelo.

La profundidad máxima que fue posible modelar es de 12 km, esto no significa que los límites de la fuente magmática sean estos ya que el cuerpo intrusivo puede no tener un límite definido, es observable que el resto del material encajonante es de composición carbonatada; litología ideal para la formación de yacimientos tipo *skarn* y remplazamiento, que es posible entre un cuerpo intrusivo rico en minerales y rocas sedimentarias, que genera una gran variedad de mineralización económica (Au, Cu, Zn, Pb, Ag), principalmente calco

silicatos, sulfuros, óxidos primarios con menor cantidad de sulfosales, y elementos nativos preciosos con presencia de óxidos secundarios en asociación con fluorita, carbonato y cuarzo.

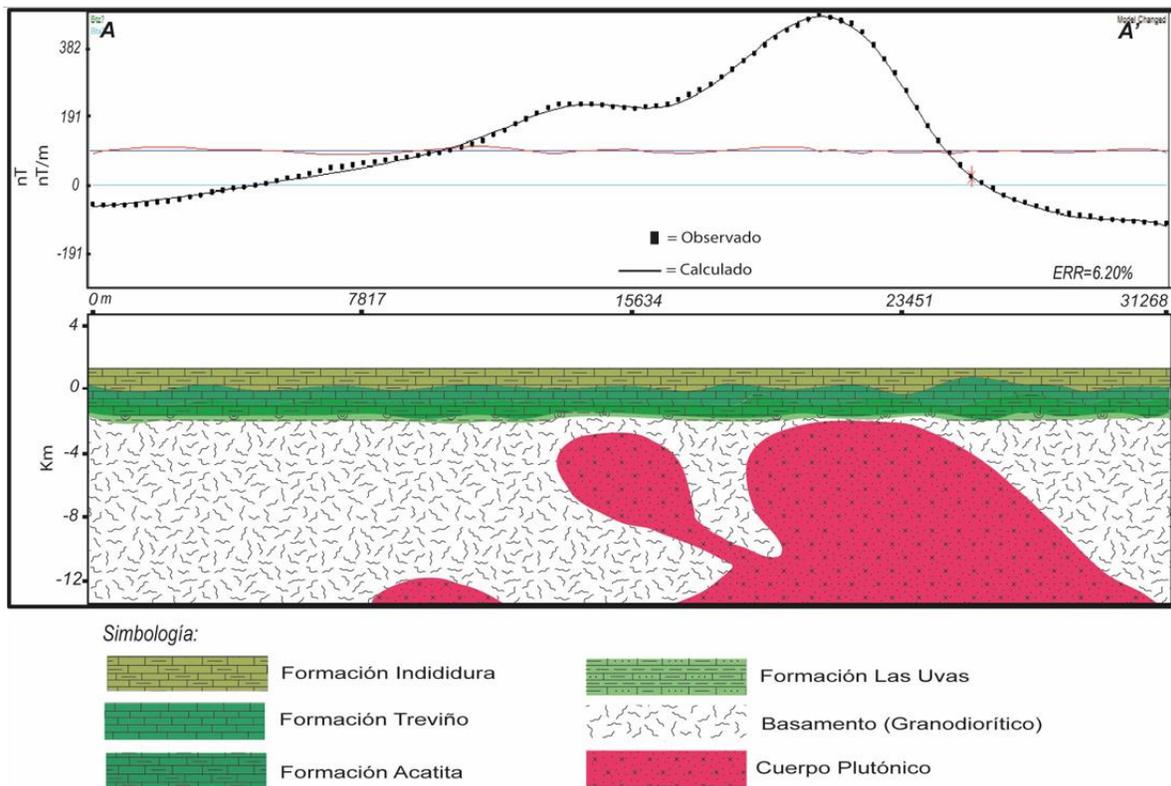


Figura 45: Modelo 2D del perfil A-A', de la anomalía aeromagnética Las Uvas.

### Anomalía San Antonio

El modelo geológico-geofísico de la anomalía San Antonio es representado en la figura 46 con dirección SW-NE, presenta un ajuste con un error porcentual de 8.01%. El rango de intensidades que produce esta fuente magmática varía de los -112 a 367 nT. De acuerdo con la litología reportada por el SGM, la fuente magmática está compuesta principalmente por rocas intrusivas de composición félsica a intermedia, encajonada por rocas sedimentarias de composición carbonatada y un basamento de composición siliciclástico. De acuerdo con la metodología del ancho medio para calcular la profundidad de la fuente, está en un rango de profundidad de 4.0 a 5.20 km de la superficie al techo y/o mediante la técnica de EPPR de 1.17 a 5.25 km para una fuente somera a profunda, respectivamente. Conforme con el modelo 2D de esta anomalía, es notable que cumple con el rango de profundidad de la

fuelle. Sobre esta anomalía ocurren siete formaciones geológicas, la primera es la Formación Aurora (KaCz-Do), con espesores entre 500 y 700 m, esta Formación constituye la roca encajonante que contiene el depósito de minerales tanto metálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Sb), asociados a óxidos de fierro y calcita y depósitos de minerales no metálicos (BaSO<sub>4</sub>, SrSO<sub>4</sub>, CaF<sub>2</sub>); infrayaciendo a la Formación Cupido (KhapCz), con espesores que oscilan entre los 300 a 464 m, esta Formación tiene las características idóneas para el depósito de minerales como plomo, zinc y barita; la siguiente Formación que sobreyace es Taraises (KnCz), con espesores de 25 a 210 m, encajonando zonas mineralizadoras de plomo-zinc, barita, yeso, calcita; así como vetas hidrotermales; infrayaciendo a la Formación La Casita (JktAr-Lu), con espesores de 50 hasta los 422 m, considerada como generadora y acumuladora de hidrocarburos por lo que representa una alta importancia para la producción de combustibles; la siguiente Formación que sobre yace es Zuloaga (JotCz-Lu), con espesores de 275 a 700 m, constituida por estratos de caliza recristalizados, que son presentados como mineralizados con antimonio; la Formación que sobreyace es Nazas (TRmJiMV), con espesores de hasta 500 m, esta unidad es favorable como receptora de la mineralización, ya que están alojadas vetas polimetálicas, además de presentar áreas con alteración hidrotermal y brechamiento; infrayaciendo a la Formación Taray (TRMV), con espesores de hasta 4,500 m, en esta Formación han sido observadas fracturas y zonas de alteración hidrotermal oxidadas, lo que indica la presencia de mineralización polimetálica, por último, está la presencia del basamento de composición siliciclástico.

La profundidad máxima que fue posible modelar es de 10 km, esto no significa que los límites de la fuente magmática sean estos, ya que el cuerpo intrusivo puede no tener un límite definido, es observable que el resto del material encajonante es de composición carbonatada; litología ideal para la formación de yacimientos tipo *skarn* y remplazamiento.

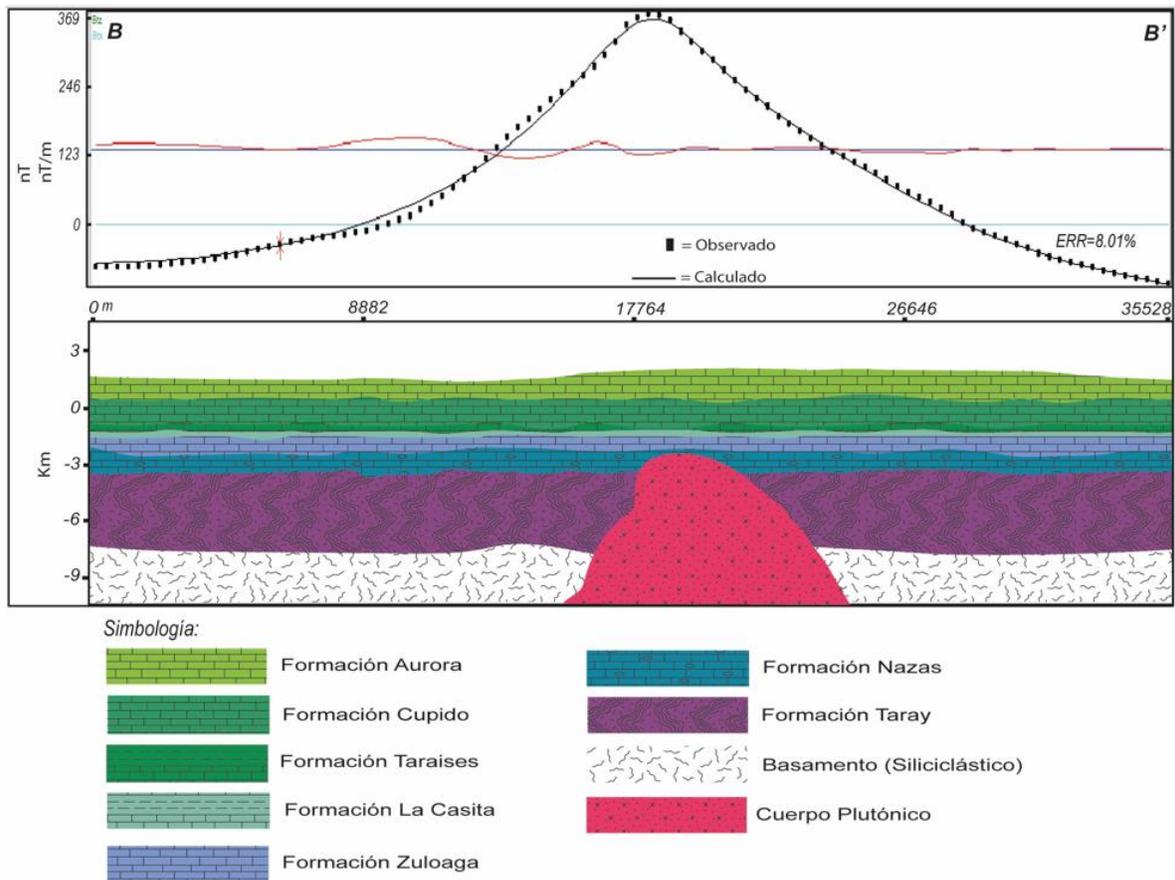


Figura 46: Modelo 2D del perfil B-B', de la anomalía aeromagnética San Antonio.

### **Anomalía Velardeña**

El modelo geológico-geofísico de la anomalía Velardeña es representado en la figura 47 con dirección SW-NE, presenta un ajuste con un error porcentual de 8.49%. El rango de intensidades que produce esta fuente magmática varía de -131 a 463 nT. De acuerdo con la litología reportada por el SGM, la fuente magmática está compuesta principalmente por rocas intrusivas de composición félsica a intermedia, y esta encajonada en rocas sedimentarias principalmente que descansan sobre un basamento de composición siliciclástico. De acuerdo con la metodología del ancho medio para calcular la profundidad de la fuente, está en un rango de profundidad de 2.75 a 3.57 km de la superficie al techo y/o a través de la técnica de EPPR de 0.66 a 4.38 km para una fuente somera a profunda, respectivamente, esta profundidad es correlacionable en el extremo NE, ya que al centro del

modelo la fuente magmática está aflorando hasta la superficie. Sobre esta anomalía ocurren siete formaciones geológicas, la primera es la Formación Aurora (KaCz-Do), con espesores entre 500 y 700 m, que constituye la roca encajonante que contiene el depósito de minerales tanto metálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Sb), asociados a óxidos de fierro, calcita y depósitos de minerales no metálicos (BaSO<sub>4</sub>, SrSO<sub>4</sub>, CaF<sub>2</sub>); infrayaciendo a la Formación Cupido (KhapCz), con espesores que oscilan entre los 300 a 464 m, esta Formación tiene las características idóneas para el depósito de minerales como plomo, zinc y barita; la siguiente Formación que sobre yace es Taraises (KnCz), con espesores de 25 a 210 m, que encajona zonas mineralizadas de plomo-zinc, barita, yeso, calcita; así como vetas hidrotermales; infrayaciendo a la Formación La Casita (JktAr-Lu), con espesores de 50 hasta 422 m, esta Formación es considerada como generadora y acumuladora de hidrocarburos por lo que representa una alta importancia para la producción de combustibles; infrayaciendo a la Formación Zuloaga (JotCz-Lu), con espesores de 275 a 700 m, constituida por estratos de caliza recristalizados, que son presentados como mineralizados con antimonio; la siguiente Formación que sobreyace es Nazas (TRmJiMV), con espesores de hasta los 500 m, esta unidad es favorable como receptora de la mineralización, ya que están alojadas vetas polimetálicas, además de presentar áreas con alteración hidrotermal y brechamiento; infrayaciendo a la Formación Taray (TRMV), con espesores que puede alcanzar hasta 4,500 m, en esta Formación han sido observadas fracturas y zonas de alteración hidrotermal oxidadas, lo que indica la presencia de mineralización polimetálica. Y, por último, está la presencia del basamento de composición siliciclástico.

La profundidad máxima que fue posible modelar es de 20 km, esto no significa que los límites de la fuente magmática sean estos ya que el cuerpo intrusivo puede no tener un límite definido, es observable que el resto del material encajonante es de composición carbonatada; litología ideal para la formación de yacimientos tipo *skarn* y remplazamiento.

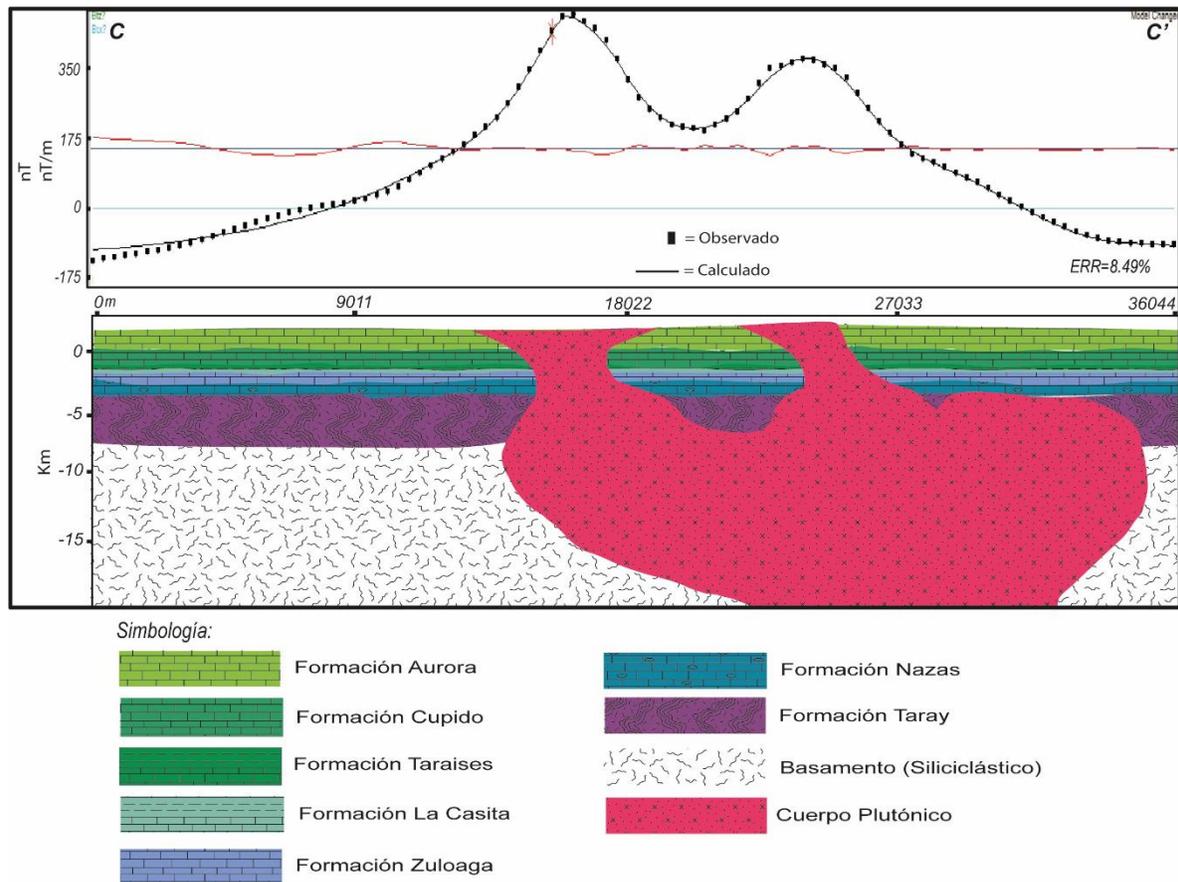


Figura 47: Modelo 2D del perfil C-C', de la anomalía aeromagnética Velardeña.

### **Anomalía Ojuela-Platosa**

El modelo geológico-geofísico de la anomalía Ojuela-Platosa está representado en la figura 48 con dirección SW-NE, presenta un ajuste con un error porcentual de 7.82%. El rango de intensidades que produce esta fuente magmática varía de -125 a 458 nT. De acuerdo con la litología reportada por el SGM, la fuente magmática está compuesta principalmente por rocas intrusivas de composición félsica a intermedia y esta encajonada con rocas sedimentarias principalmente. De acuerdo con la metodología del ancho medio para calcular la profundidad de la fuente, está en un rango de profundidad de 3.0 a 3.90 km de la superficie al techo y/o a través de la técnica de EPPR de 0.85 a 4.73 km para una fuente somera a profunda, respectivamente. Conforme con el modelo 2D de esta anomalía, es notable que cumple con el rango de profundidad de la fuente. Sobre esta anomalía ocurren nueve formaciones geológicas, la primera es la Formación Aurora (KaCz-Do), con espesores entre

500 y 700 m, que constituye la roca encajonante que contiene depósitos minerales tanto metálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Sb), asociados a óxidos de hierro, calcita y depósitos de minerales no metálicos ( $\text{BaSO}_4$ ,  $\text{SrSO}_4$ ,  $\text{CaF}_2$ ); infrayaciendo a la Formación Treviño (KaceCz), en la porción NW de la anomalía, con espesores de hasta 350 m, presenta las condiciones favorables para la presencia de mineralización celestina, fluorita y barita, en esta zona han sido registrados yacimientos de celestina en forma de mantos y cuerpos irregulares; infrayaciendo a la Formación La Peña (KapCz-Lu), con espesores variables de acuerdo a la región en la que aflora, en Concepción del Oro, Zacatecas es de 105 m, Sierra de Catorce de 40 m y La Sierra del Coro en la Cuenca Mesozoica del Centro de México de 200 m; infrayaciendo a la Formación Cupido (KhapCz), con espesores que oscilan entre los 300 a 464 m, esta Formación tiene las características idóneas para el depósito de minerales como plomo, zinc y barita; la siguiente formación que sobreyace es la Formación Taraises (KnCz), con espesores que van de 25 a 210 m, esta Formación encajona zonas mineralizadoras de plomo-zinc, barita, yeso, calcita; así como vetas hidrotermales; infrayaciendo a la Formación La Caja, con espesores que oscilan entre los 40 y 150 m, mientras que en la región de Peñasquito ha sido reportado un espesor promedio de 72 m, compuesto por una secuencia de limolitas y limolitas-calcáreas en estratos delgados de color gris a rojizo y bandas de pedernal negro intercalados con caliza microcristalina; infrayaciendo a la Formación Zuloaga (JotCz-Lu), con espesores que van de los 275 a 700 m, esta Formación está constituida por estratos de caliza recristalizados, que son presentados como mineralizados con antimonio; infrayaciendo a la Formación La Joya (JmCgp-Ar), con espesores que van de los pocos metros hasta los 30 m; la siguiente formación que sobreyace es Nazas (TRmJiMV), con espesores que puede alcanzar hasta los 500 m, esta unidad es favorable como receptora de la mineralización, ya que están alojadas vetas polimetálicas, además de presentar áreas con alteración hidrotermal y brechamiento. Y, por último, está la presencia del basamento de composición siliciclástico.

La profundidad máxima que fue posible modelar es de 6 km, esto no significa que los límites de la fuente magmática sean estos ya que el cuerpo intrusivo puede no tener un límite

definido, es observable que el resto del material encajonante es de composición carbonatada, litología ideal para la formación de yacimientos tipo *skarn* y remplazamiento.

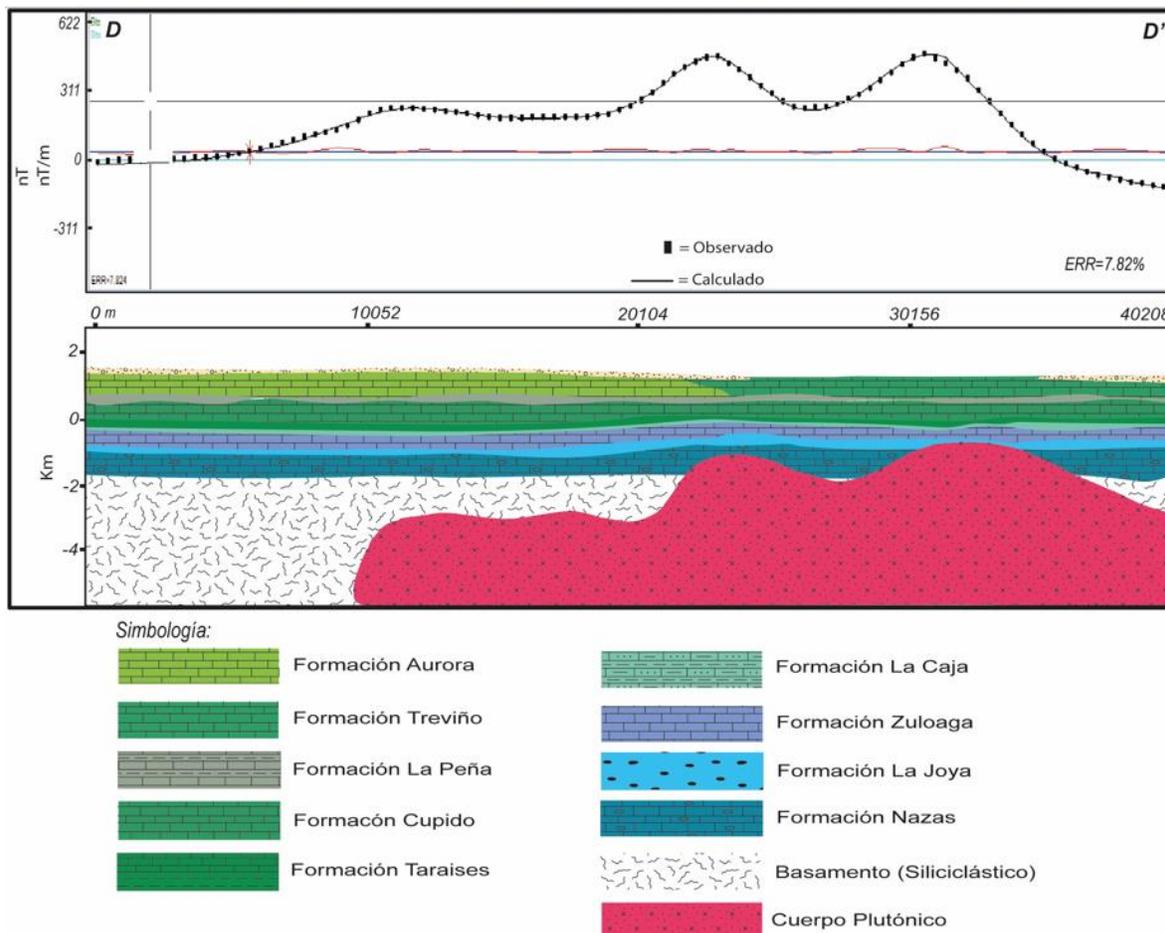


Figura 48: Modelo 2D del perfil D-D', de la anomalía aeromagnética La Ojuela-Platosa.

### Anomalía Ojuela-Rabioso

El modelo geológico-geofísico Ojuela-Rabioso es representado en la figura 49 con dirección SE-NW, presenta un ajuste con un error porcentual de 7.83%. El rango de intensidades que produce esta fuente magmática varía de -136 a 389 nT. De acuerdo con la litología reportada por el SGM, la fuente magmática está compuesta principalmente por rocas intrusivas de composición félsica a intermedia (monzonita y granito-diorita) y esta encajonada con rocas sedimentarias principalmente. De acuerdo con la metodología del ancho medio para calcular la profundidad de la fuente, está en un rango de profundidad de

1.50 a 1.95 km de la superficie al techo y/o a través de la técnica de EPPR de 1.07 a 4.40 km para una fuente somera a profunda, respectivamente. Conforme con el modelo 2D de esta anomalía, es notable que cumple con el rango de profundidad de la fuente. Sobre esta anomalía ocurren ocho formaciones geológicas y un basamento de composición siliciclástico; por la cercanía y ubicación colindante con el modelo geológico-geofísico La Ojuela–Platosa, es posible que compartan las mismas características de las formaciones geológicas descritas anteriormente.

La profundidad máxima que fue posible modelar es de 10 km, esto no significa que los límites de la fuente magmática sean estos ya que el cuerpo intrusivo puede no tener un límite definido, es observable que el resto del material encajonante es de composición carbonatada, litología ideal para la formación de yacimientos tipo *skarn* y remplazamiento.

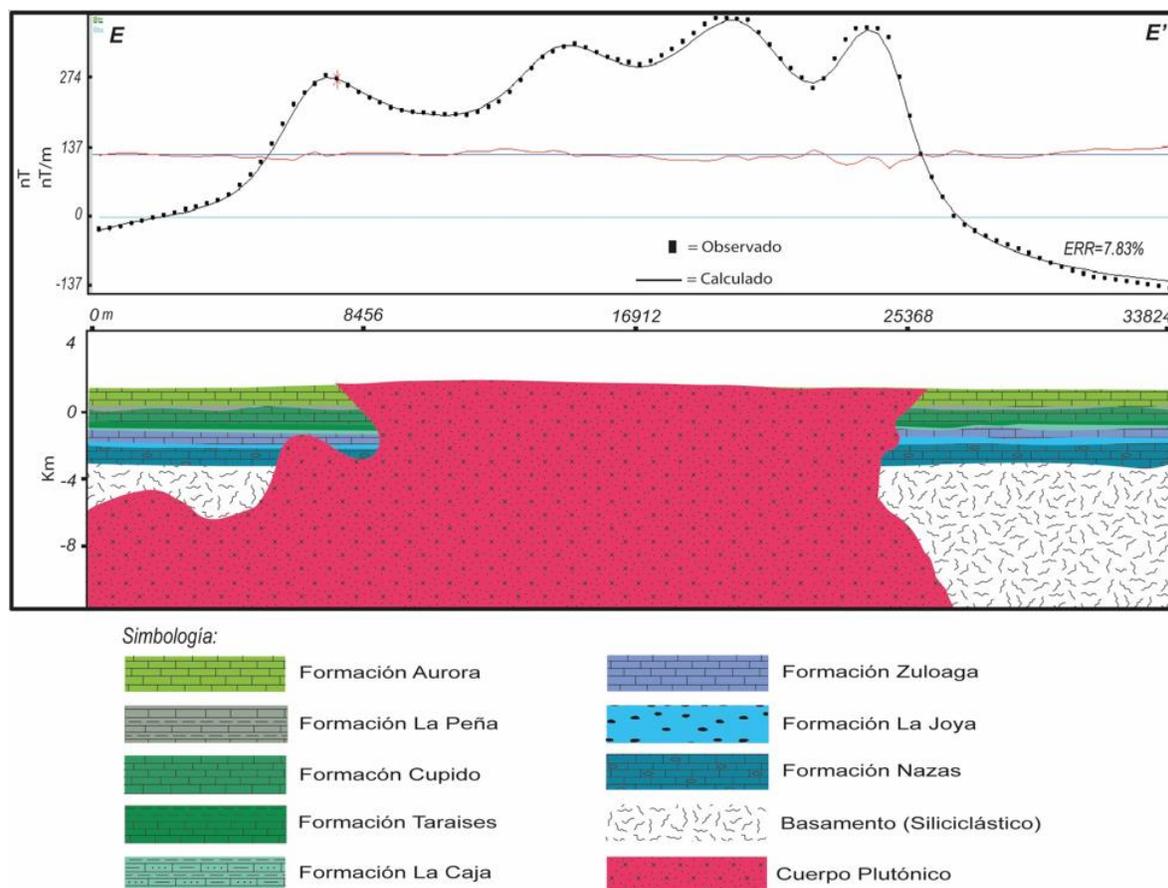


Figura 49: Modelo 2D del perfil E-E', de la anomalía aeromagnética La Ojuela-Rabioso.

## MAGNETOMETRÍA AÉREA 3D

La modelación tridimensional de las fuentes magmáticas fue obtenida a partir de la metodología de Inversión de la Susceptibilidad Magnética, desarrollada por Ellis et al., (2012, 2013). Estos modelos fueron obtenidos para cada una de las anomalías magnéticas descritas previamente y de las cuales fue propuesto un modelo geológico-geofísico en 2D, ahora a través de la inversión de susceptibilidad del CMR es posible la construcción de modelos 3D para realizar una comparación entre las dos metodologías en cuanto profundidad, morfología y dimensión de los cuerpos, así como de observar a las fuentes en todos sus ejes X, Y y Z. La visualización de los modelos proporciona un mayor panorama de resolución y profundidad, que varía de acuerdo con los datos proporcionados. El diagrama X, Y, Z mostrado en el extremo inferior izquierdo de cada modelo indica el plano en el que están los cuerpos, la variable X representa las coordenadas en dirección este, la variable Y el eje norte y la variable Z es utilizada para denotar la altura con valores positivos (sobre el nivel del mar, s.n.m.), y la profundidad con valores negativos (bajo el nivel del mar, b.n.m).

Diferentes susceptibilidades magnéticas que estuvieran en el rango de los 0.02 a 0.1032 SI, fueron elegidas para la configuración de los modelos. A los modelos obtenidos les fue sobrepuesto el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) y un mapa teórico de la configuración aeromagnética del CMR que puede ser comparado con el obtenido a partir de los datos medidos en campo. A continuación, los modelos 3D serán descritos, así como una interpretación cualitativa y cuantitativa de cada uno de ellos.

### ***Anomalía Las Uvas***

La anomalía Las Uvas fue modelada a partir de la configuración del CMR para conocer la distribución tridimensional de los cuerpos plutónicos que la generan, la figura 50 muestra la configuración del CMR con vista en planta de la anomalía, a partir de esta configuración y polígono fue realizada la tarea de inversión.

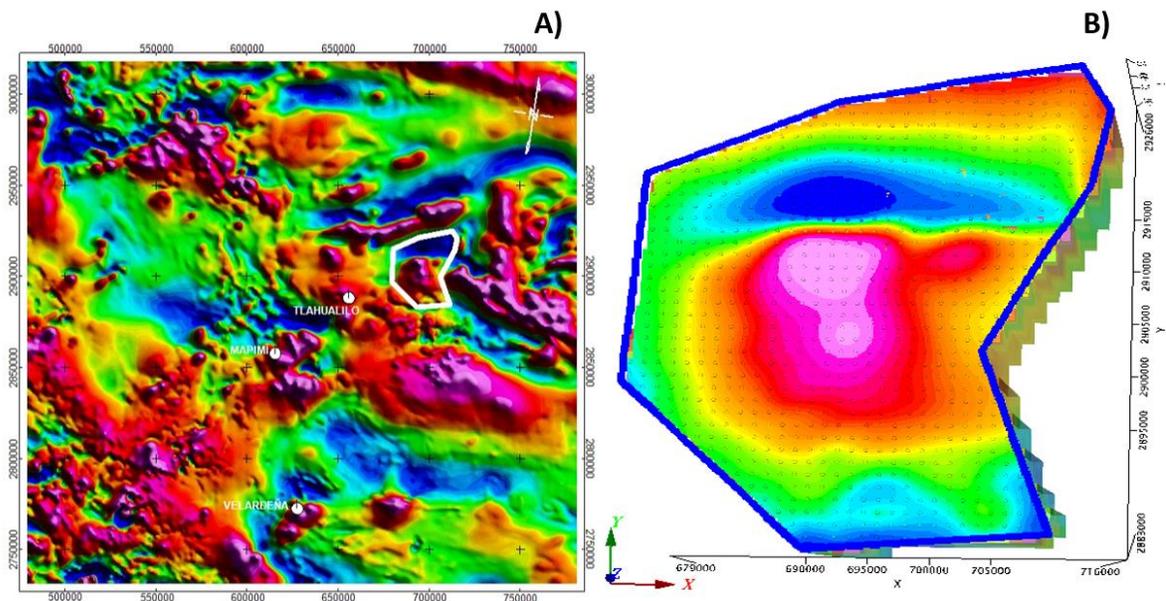


Figura 50: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía Las Uvas.

La figura 51 muestra el modelo resultante de la inversión magnética, permitiendo la identificación de múltiples cuerpos que tienen las siguientes características.

El cuerpo **1A** está a una profundidad de 2 km b.n.m. en su porción superior y desciende hasta los 4.4 km b.n.m. en su piso, presentando una morfología transversalmente elíptica. Por otro lado, el cuerpo **1B** está a una profundidad de 5.7 km b.n.m. en su porción superior y desciende hasta los 8.8 km b.n.m en su piso y su morfología es romboidal con una deformación en el extremo norte. Ambos cuerpos exhiben un valor de  $k$  de 0.093 SI, y en conjunto, ocupan un volumen de  $29.6 \text{ km}^3$ . De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , estos cuerpos son consistentes con plutones.

El cuerpo **2A** está en un rango de profundidad que varía de 1.7 km b.n.m en su porción superior y hasta 11.2 km b.n.m en su piso, presenta una morfología irregular con una base acorazonada y uno de sus extremos alargados en dirección Z, encajona a los cuerpos **1A** y **1B**. Este cuerpo exhibe un valor de  $k$  de 0.0537 SI y tiene un volumen de  $166.7 \text{ km}^3$ . De acuerdo con las particularidades geológicas de la región y a los valores de  $k$  esta correlacionado a un cuerpo intrusivo diferenciado.

El cuerpo **3A** está a una profundidad que oscila entre 1.2 km b.n.m y 12.5 km b.n.m, exhibiendo una morfología irregular con una base ancha y un extremo alargado que encajona al cuerpo **2A**. Mientras tanto, el cuerpo **3B** esta posicionado a una profundidad que oscila entre los 0.2 y 2.2 km b.n.m y presenta una morfología ampliamente elíptica. Ambos cuerpos muestran un valor de  $k$  de 0.0217 SI, y en conjunto, tienen un volumen de 398.3 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , son correlacionables con la aureola de metasomatismo (*skarn*), originada por la interacción entre un cuerpo intrusivo y rocas sedimentarias calcáreas.

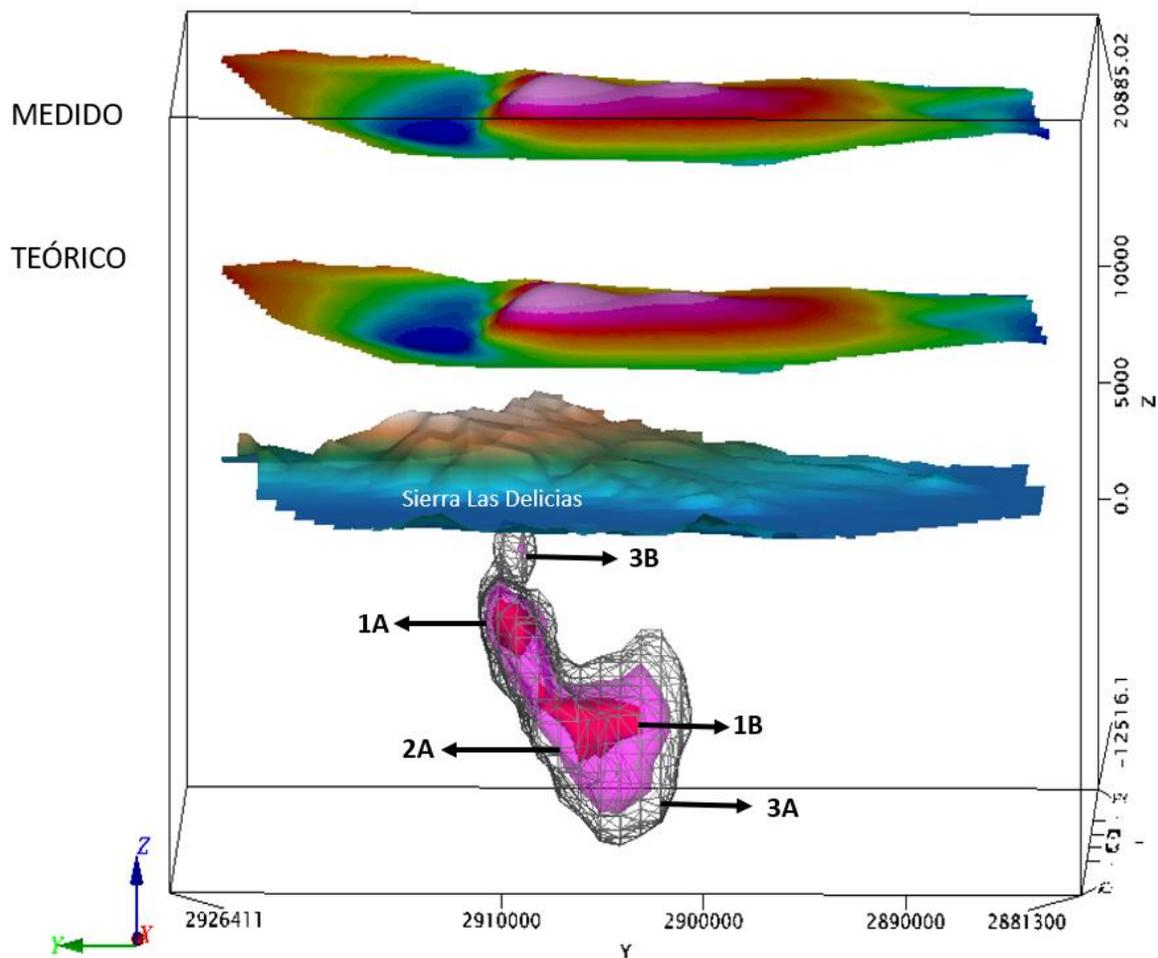


Figura 51: MVI de la anomalía Las Uvas. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una  $k$  de 0.093 SI para los cuerpos rojos, para la unidad geológica en rosa de 0.0537 SI y para los cuerpos enmallados de 0.0217 SI.

### Anomalía San Antonio

La figura 52 muestra la configuración aeromagnética del CMR de la anomalía San Antonio con vista en planta. A partir de esta configuración y polígono fue realizada la tarea de inversión con la finalidad de conocer los cuerpos plutónicos que generan la señal anómala.

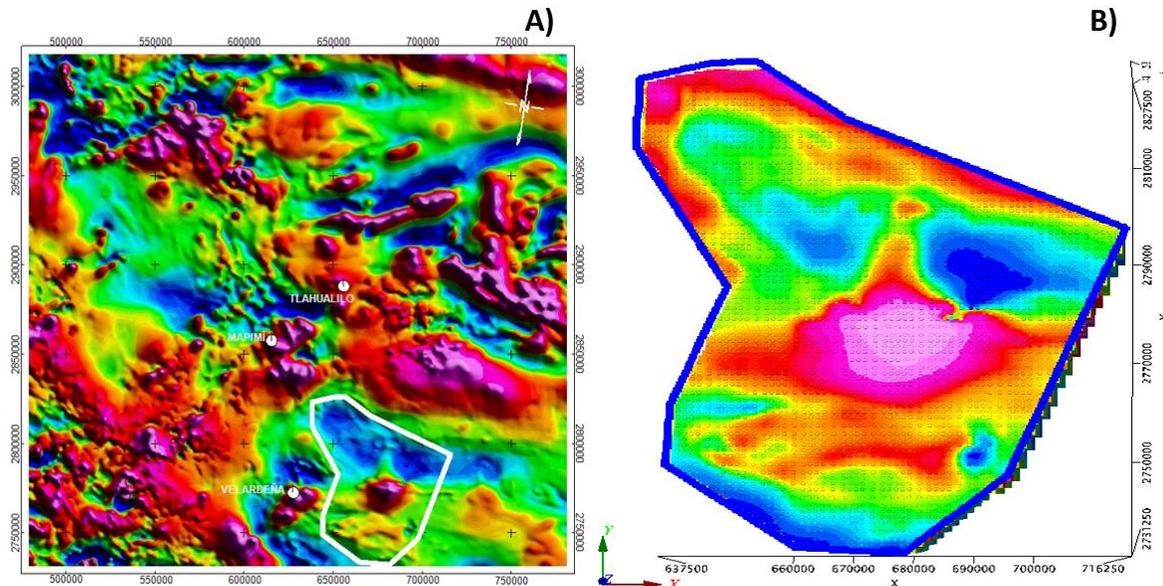


Figura 52: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía San Antonio.

La figura 53 muestra el modelo resultante de la inversión magnética, permitiendo la identificación de múltiples cuerpos con las siguientes características:

El cuerpo 1 está a una profundidad de 4.5 km b.n.m. en su porción superior y desciende hasta los 13.2 km b.n.m en su piso, presenta una morfología falciforme con dirección Z. Este cuerpo exhibe un valor de  $k$  de 0.1024 SI y tiene un volumen de 71.37 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , estos cuerpos son consistentes con plutones.

El cuerpo 2 está en un rango de profundidad que varía de 2.8 km b.n.m en su porción superior y hasta 15.7 km b.n.m en su piso, presenta una morfología bipartida que encajona al cuerpo 1. Este cuerpo exhibe un valor de  $k$  de 0.0549 SI, y tiene un volumen de 408.66

km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas del área y a los valores de  $k$ , esta correlacionado a un cuerpo intrusivo diferenciado.

El cuerpo 3 está a una profundidad de 2 km b.n.m. en su porción superior y desciende hasta los 17.5 km b.n.m. en su piso, presenta una morfología bipartida que encajona al cuerpo 2, con una apófisis alargada hacia el NE. Este cuerpo ha sido configurado con un valor de  $k$  de 0.0217 SI y tiene un volumen de 1,304.52 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , esta correlacionado con la aureola de metasomatismo de contacto.

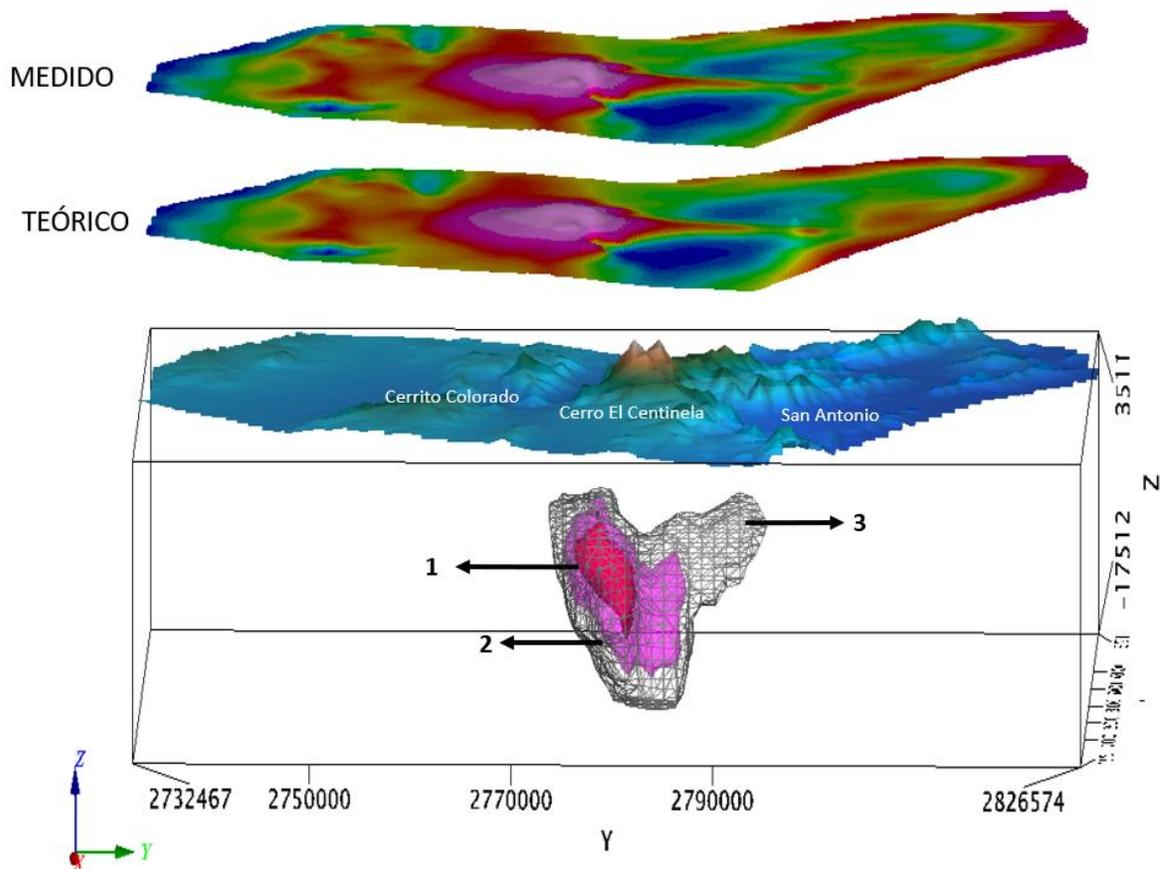


Figura 53: MVI de la anomalía San Antonio. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una  $k$  de 0.1024 SI, para el cuerpo rojo, para la unidad geológica en rosa de 0.0549 SI y para el cuerpo enmallado de 0.0217 SI.

### Anomalía Velardeña

La figura 54 muestra la configuración aeromagnética del CMR de la anomalía Velardeña con vista en planta. A partir de esta configuración y polígono fue realizada la tarea de inversión con la finalidad de conocer los cuerpos plutónicos que generan la señal anómala.

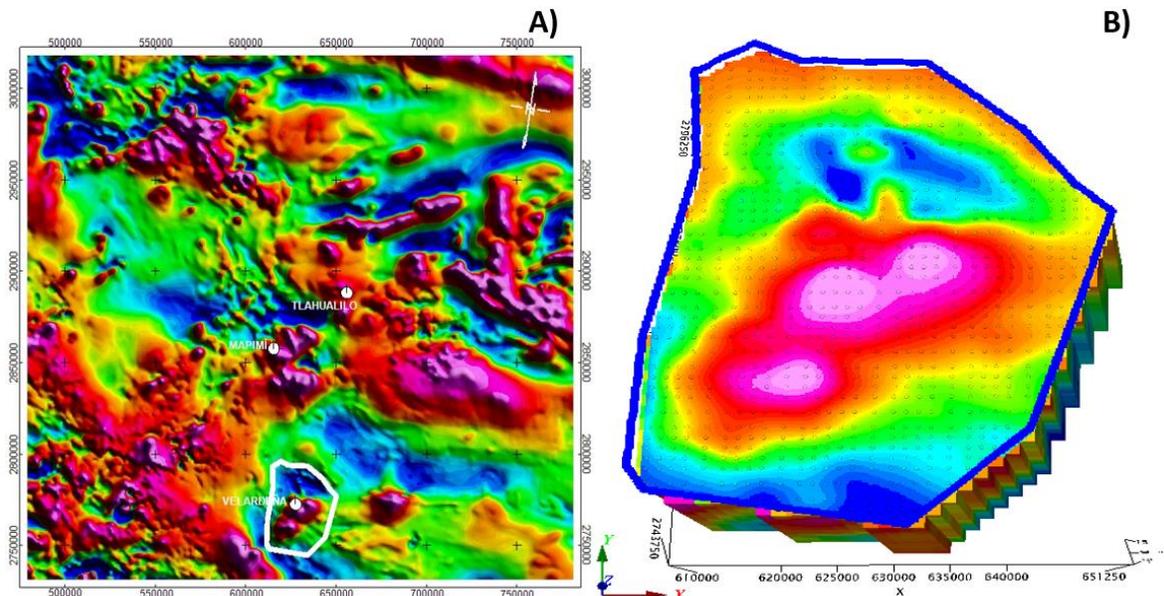


Figura 54: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía Velardeña.

El modelo resultante de la inversión magnética es mostrado en la figura 55, a través de este modelo es posible la identificación de múltiples cuerpos que generan la señal con las siguientes características:

El cuerpo **1A** está a una profundidad que oscila entre 3.8 km b.n.m. y 9.4 km b.n.m., presenta una morfología deltoidea con dirección este, mientras que el cuerpo **1B** está a una profundidad en su porción superior de 1 km b.n.m., y a su piso de 2 km b.n.m., presenta una morfología elíptica. Ambos cuerpos fueron configurados con un valor de  $k$  de 0.1032 SI, el volumen en conjunto del cuerpo **1A** y **1B** es de 75.17 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas del área y a los valores de  $k$ , son correlacionables con plutones.

El cuerpo **2A** está a una profundidad en su porción superior de 1.4 km b.n.m. y hasta 2.5 km b.n.m. en su piso, presenta una morfología anchamente elíptica, mientras que el

cuerpo **2B** está posicionado a una profundidad que oscila entre los 0.2 y 10.6 km b.n.m. y presenta una morfología amorfa con la extensión de dos apófisis en el eje vertical. Por otra parte, el cuerpo **2C** está a una profundidad que varía desde 0.3 km b.n.m. en su porción superior y hasta 6.6 km b.n.m. en su base, exhibiendo una morfología oblonga que encajona al cuerpo **1B**. Estos cuerpos exhiben un valor de  $k$  de 0.0546 SI, y en conjunto, ocupan un volumen de 388.45 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las particularidades geológicas de la región y a los valores de  $k$ , esta correlacionado a un cuerpo intrusivo diferenciado.

El cuerpo **3A** está en un rango de profundidad que varía de 0.4 km s.n.m. en su porción superior y hasta 11.2 km b.n.m. en su piso, presenta una morfología oblonga, con la extensión de cuatro apófisis en el eje vertical, y encajona a los cuerpos antes descritos. Este cuerpo exhibe un valor de  $k$  de 0.0254 SI y tiene un volumen de 833.88 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , son correlacionables con la aureola de metasomatismo de contacto.

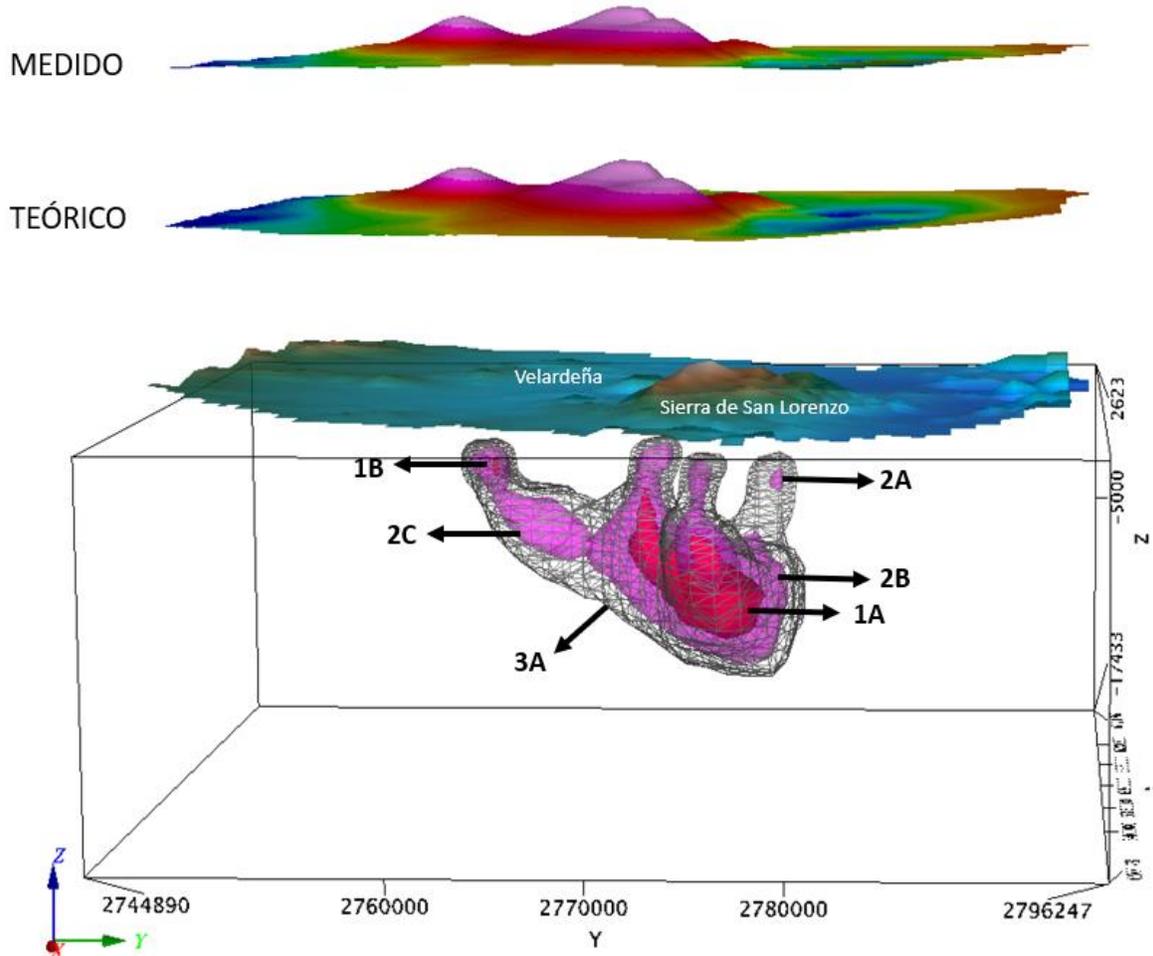


Figura 55: MVI de la anomalía Velardeña. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una  $k$  de 0.1032 SI para los cuerpos rojos, para las unidades geológicas en rosa de 0.0546 SI y para el cuerpo enmallado de 0.0254 SI.

### **Anomalía La Platosa**

La anomalía La Platosa está conformada por la porción norte La Ojuela–Platosa y la porción sur La Ojuela–Rabioso. La figura 56 muestra la configuración aeromagnética del CMR de la anomalía La Platosa con vista en planta. A partir de esta configuración y polígono fue realizada la tarea de inversión con la finalidad de conocer los cuerpos plutónicos que generan la señal.

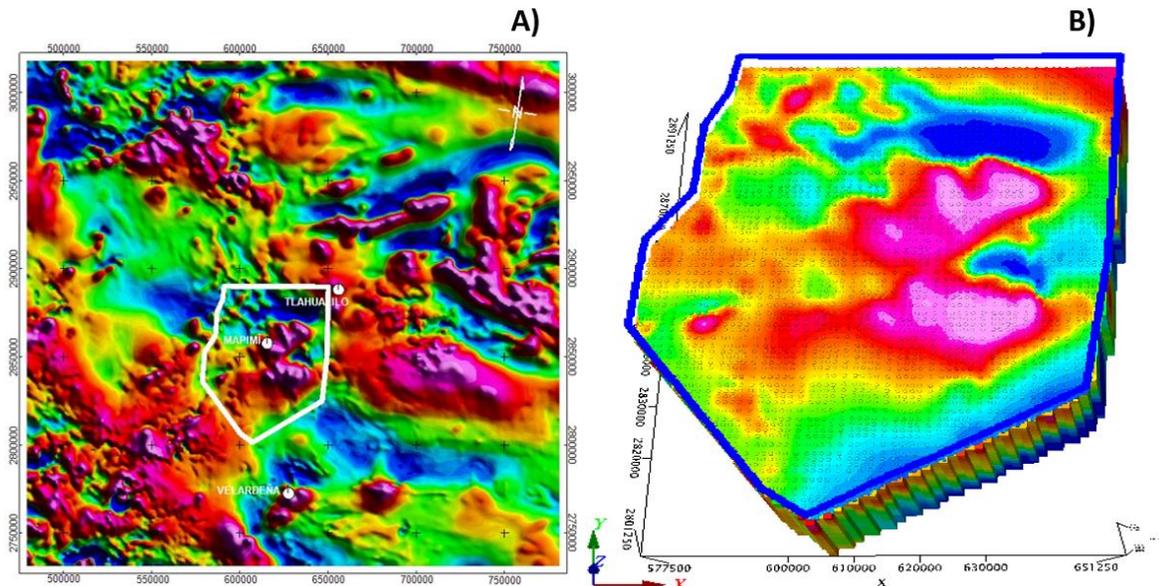


Figura 56: Configuración del CMR a llevar a cabo la inversión. A) CMR con polígono de la inversión. B) Vista en planta de la anomalía La Platosa.

El modelo resultante de la inversión magnética es mostrado en la figura 57, a través de este modelo es posible identificar múltiples cuerpos que generan la señal con las siguientes características:

El cuerpo **1A** está a una profundidad en su porción superior de 1.5 km b.n.m. y desciende hasta los 4.0 km b.n.m. en su piso, presentando una morfología orbicular. Por su parte, el cuerpo **1B** está en un rango de profundidad que varía de 3.4 km b.n.m. en su porción superior y hasta 7.1 km b.n.m. en su piso, presenta una morfología deltoidea. El cuerpo **1C** está a una profundidad en su porción superior de 9.2 km b.n.m. y desciende hasta los 15.8 km b.n.m. en su piso, presentando una morfología bipartida, mientras que el cuerpo **1D** está a una profundidad de 4.6 km b.n.m. en su porción superior y desciende hasta los 8.4 km b.n.m. en su piso, mostrando una morfología abovada. Estos cuerpos han sido configurados con un valor de  $k$  de 0.1037 SI, y en conjunto, su volumen total alcanza los 197.8 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , son correlacionables con plutones.

El cuerpo **2A** está a una profundidad en su porción superior de 0.6 km b.n.m. y desciende hasta los 1.9 km b.n.m. en su piso, presentando una morfología depresiva. Por otro

lado, el cuerpo **2B** está a una profundidad en su porción superior de 2 km b.n.m. y desciende hasta 18 km b.n.m. en su piso, presentando una morfología irregular que encajona a los cuerpos **1A**, **1B** y **1C**, mientras que el cuerpo **2C** está en un rango de profundidad que va de 1 km b.n.m en su porción superior y hasta 13.1 km b.n.m en su base, presenta una morfología deltoidea que encajona al cuerpo **1D**. Estos cuerpos exhiben un valor de  $k$  de 0.0551 SI, y en conjunto, ocupan un volumen de 1,151.14 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las particularidades geológicas de la región y a los valores de  $k$ , esta correlacionado a un cuerpo intrusivo diferenciado.

El cuerpo **3A** está en un rango de profundidad que varía de 0.1 km b.n.m en su porción superior y hasta 21 km b.n.m en su piso, presenta una morfología irregular con la extensión de diversas apófisis en el eje vertical, y encajona a los cuerpos **2A**, **2B** y **2C**. Este cuerpo exhibe un valor de  $k$  de 0.0254 SI, tiene un volumen de 3,503.50 km<sup>3</sup>. De acuerdo con las características geológicas de la región y a los valores de  $k$ , son correlacionables con la aureola de metasomatismo de contacto.

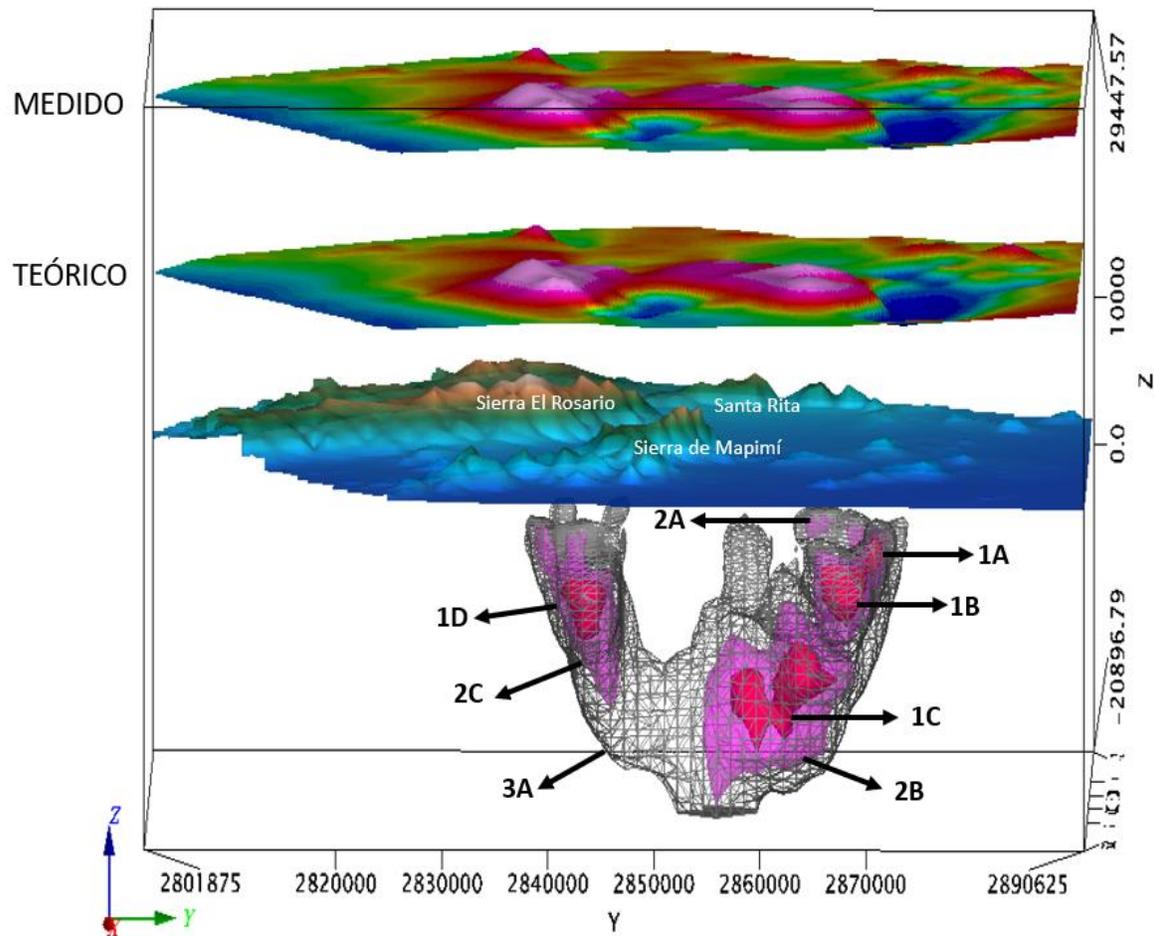


Figura 57: MVI de la anomalía La Platos. El vector de color verde indica la dirección del norte magnético. Para el modelado, fue utilizada una  $k$  de 0.1037 SI para los cuerpos rojos, para las unidades geológicas en rosa de 0.0551 SI y para el cuerpo enmallado de 0.0254 SI.

Una vez analizados y descritos los modelos tridimensionales proporcionados por la técnica MVI, es necesario aplicar una última técnica indirecta para la porción superficial, con la finalidad de buscar la mayor cantidad de elementos que determinen y confirmen la presencia de una zona mineralizada a través de los minerales que componen la litología aflorante, por lo que fue realizado un análisis geoespacial a través de imágenes ASTER, que realiza una discriminación de la litología. En el siguiente apartado serán mostrados los resultados de esta última técnica, así como su interpretación.

## ANÁLISIS GEOESPACIAL

Como último recurso de análisis a las anomalías antes caracterizadas, fue implementada la técnica de teledetección sobre la superficie de cada anomalía. A través de este análisis serán ejecutadas tareas de discriminación de la litología, por lo que fue necesario hacer uso de las bandas espectrales del subsistema *VNIR + SWIR* del satélite ASTER, que destaca por ser uno de los satélites más usados con fines geológicos. Entre las tareas que pueden realizarse en el área de las ciencias geológicas destaca identificar la geología rica en minerales de óxidos e hidróxidos de hierro, óxidos de magnesio, zonas carbonatadas, influencias de improntas argílicas y filíticas, además de zonas de alteraciones hidrotermales a través del empleo de las bandas del rango electromagnético TIR, que es un subsistema orientado para cuestiones hidrotermales que tiene una excelente y competitiva resolución térmica. Las combinaciones de las bandas espectrales que son implementadas en esta investigación fueron propuestas por Zoheir *et al.*, (2019), y Eldosouky *et al.*, (2021), en sus respectivos proyectos académicos, donde implementaron el análisis geoespacial con datos de ASTER para discriminar la litología e identificar áreas de mineralización.

Con la finalidad de resaltar las características geológicas antes mencionadas, es necesario realizar un tratamiento previo a las imágenes satelitales que consiste en eliminar el ruido adquirido en la adquisición de los datos mediante la normalización de las imágenes que incluye una serie de tratamientos a la información satelital. Una vez realizadas las correcciones es posible dar paso a la visualización *RGB* de las bandas y la aplicación del análisis estadístico de *PCA*, para destacar la mayor variabilidad de las combinaciones de las bandas y crear los índices con los que serán discriminadas las diferentes litologías que indiquen la presencia de las zonas mineralizadas.

Al analizar cada una de las anomalías a través de la visualización *RGB*, fue posible identificar diversos píxeles con diferentes tonalidades que proporcionan información sobre la composición litológica; estos píxeles indicarán la abundancia de minerales de óxidos de hierro, hidróxidos, rocas máficas, ultramáficas, y minerales AL-OH, etc. Así mismo fue sobre

puesta la respuesta de la información de magnetometría aérea y la de minas existentes para hacer una correlación con la información satelital. Cada una de las visualizaciones *RGB* elaboradas en este apartado va a contar con un histograma presentado en la sección de anexos, que podrá ser consultada en caso de requerir información para analizar la distribución de valores de intensidad de cada imagen en función de su intensidad.

La combinación *RGB* de las bandas 4,3,1 del subsistema *VNIR+SWIR* del satélite ASTER es útil para resaltar zonas ricas en óxido de hierro y óxido de magnesio ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ), combinación propuesta por Zoheir *et al.*, (2019), que representa a las rocas ígneas plutónicas como granito de feldespato alcalino posorogénico y granitoides sinorogénicos con bajos contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  con píxeles que van de tonalidad del rosa a blanco, mientras que las rocas máficas y ultramáficas que son un conjunto de rocas ígneas y metamórficas caracterizadas por tener una composición rica en minerales como olivino, piroxeno, hornblenda y biotita, compuestos de litologías más comunes como basalto, gabro y peridotita son representados con píxeles en tonalidad verde; las rocas ofiolíticas erosionadas por tectonismo están compuestas de peridotita, gabro, basalto y sedimentos oceánicos que son representadas con píxeles en tonos marrón a magenta.

La visualización *RGB* de las bandas 4, 7, 3 del subsistema *VNIR+SWIR*, resalta zonas ricas en óxido de aluminio ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), que destaca granitos de feldespato alcalino posorogénico, granitoides sinorogénicos y arenisca nubia como áreas verdes y zonas de alteración de carbonato. Las unidades litológicas como el complejo metagabro-diorita, los esquistos y las rocas metavolcanoclásticas contienen una moderada concentración de minerales de aluminosilicato ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), son representados con píxeles de color verde oscuro. Las rocas ofiolíticas de serpentinita, cromitita y ultramáficas y las ofiolitas altamente tectonizadas son representados en píxeles negros atribuidos a un bajo contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en su composición (Zoheir *et al.*, 2019).

La visualización *RGB* de las bandas producto del *PCA*, de los PC1, PC2 y PC3 del subsistema *VNIR+SWIR*, es un índice útil para resaltar rocas graníticas calcialcalinas (granito

joven), a través de píxeles en tonalidades del verde, mientras que las rocas de cuarzo-diorita a granodiorita son representadas a través de píxeles en tonalidades grisáceas. Los sedimentos del Cuaternario serán representados en tonalidades del azul, así como los sistemas de drenaje; mientras que las litologías básicas y máficas como metavolcánicas, metavolcanicas-básicas ofiolíticas, metagabro intrusivo a metadiorita y rocas gabroicas serán representadas en tonos rojo, magenta, rosa y naranja (Eldosouky, *et al.*, 2021).

Por otro lado, la visualización *RGB* del *PCA*, de los PC4, PC5 y PC6 del subsistema *VNIR + SWIR*, es útil para resaltar minerales de óxidos/hidróxido de hierro con píxeles en tonalidades rojo, grupos de minerales AL-OH mediante píxeles verdes y zonas de alteración que contienen minerales Fe, Mg-OH y CO<sub>3</sub> mediante píxeles en tonalidades de azul. La construcción de este índice destaca mediante píxeles que van del rojo al magenta representando minerales de óxido/ hidróxido de hierro, que en su mayoría están asociados con ofiolíticos serpentinita, cromitita, rocas ultramáficas, ofiolitas altamente tectonizadas, metasedimentos y esquistos, y arenisca nubia. Así como mezcla de óxido/ hidróxido de hierro y minerales AL-OH comúnmente encajonados en granito de feldespato alcalino y fondo de granitoides en píxeles amarillos y en píxeles verdes asociados a arenisca, aluvión reciente, serpentinita ofiolítica, cromita y rocas ultramáficas, granitoides sinorogénicos y granitos de feldespato alcalino posorogénicos (Zoheir *et al.*, 2019).

A continuación, serán descritos cada uno de los índices construidos para cada anomalía, tanto la visualización *RGB* de las bandas espectrales como la visualización *RGB* de los PC.

### ***Anomalía Las Uvas***

La figura 58-A muestra la combinación *RGB* de las bandas 4,3,1 del subsistema *VNIR+SWIR*. Los píxeles en verde representan unidades litológicas ricas en óxido de hierro y óxido de magnesio (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO), visibles en la porción NE y NW del área de estudio. La presencia de píxeles en tonalidad rosa representa litologías ígneas plutónicas con bajos contenidos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO, presentes en la porción NW y SE, mientras que las rocas

sedimentarias están representadas con píxeles en tonalidades marrón a magenta presentes en la porción SW del área analizada. La figura I.1 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 58-B muestra la combinación *RGB* de las bandas 4,7,3 del subsistema *VNIR+SWIR*, índice ideal para mapear zonas ricas en minerales de aluminosilicatos ( $Al_2O_3$ ) mediante píxeles de tonalidad verde oscuro, con una mayor presencia en la porción NE, es posible observar la correlación entre los píxeles verdes con la presencia del alto magnético. La figura I.2 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

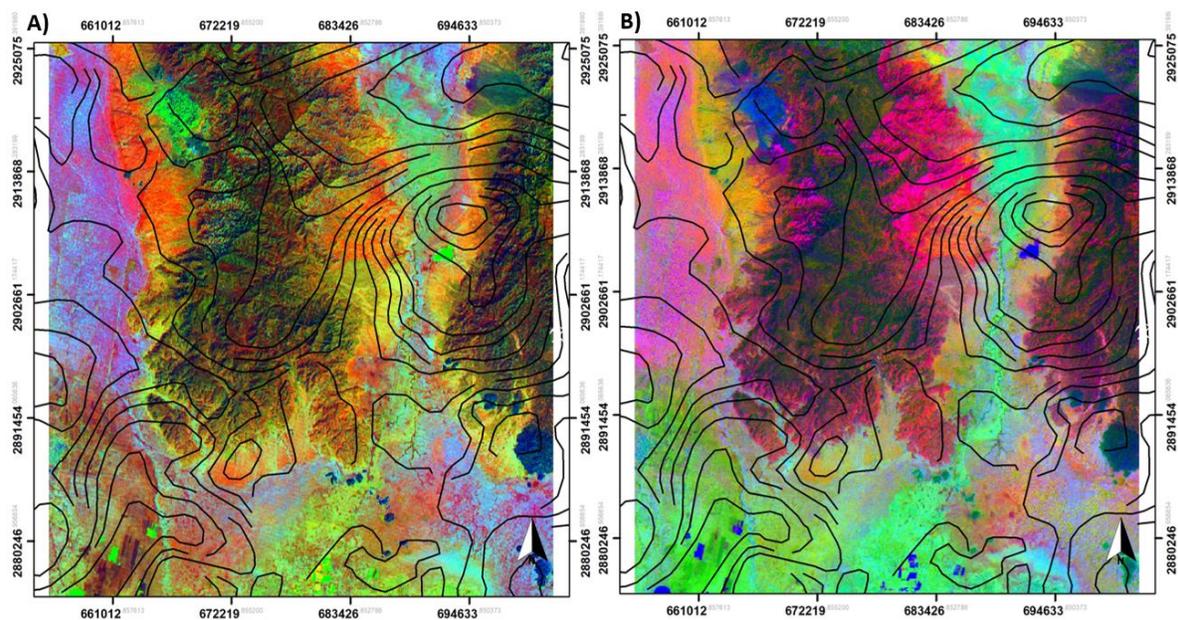


Figura 58: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de la anomalía Las Uvas. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.

La figura 59-A muestra la combinación *RGB* de los PC del PC1, PC2, PC3 del subsistema *VNIR+SWIR*. Los píxeles de tonalidades azul, generalmente presentes en la porción NE y NW, representan litología sedimentaria del Cuaternario; mientras que aquella que es rica en minerales de óxido/ hidróxido de hierro está representadas en tonalidades rojo, magenta, rosa y naranja abundantes sobre toda la zona de estudio de N-S, cubriendo la litología de

sedimentos del Cuaternario. En la porción norte es posible observar un grupo de píxeles en tonalidad del verde, que representan rocas graníticas. La figura I.3 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 59-B muestra la combinación *RGB* de los PC del PC4, PC5 y PC6 del subsistema *VNIR + SWIR*. Los píxeles en tonalidades de rojo a magenta representan a los minerales ricos en óxidos e hidróxidos de hierro, notables en la porción central y al NE de la zona de estudio. Los píxeles de tonalidad amarilla están asociados a la combinación de óxido e hidróxido de hierro y minerales AL-OH, están presentes en la porción NW. Mientras que los píxeles en tonalidades verde están asociados a arena y aluvión del reciente, principalmente aflorando en la porción SW y las zonas de alteración con minerales de Fe, Mg-OH y CO<sub>3</sub> están representados mediante píxeles de tonalidad azul, aflorando en la porción NW y SW-SE. La figura I.4 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

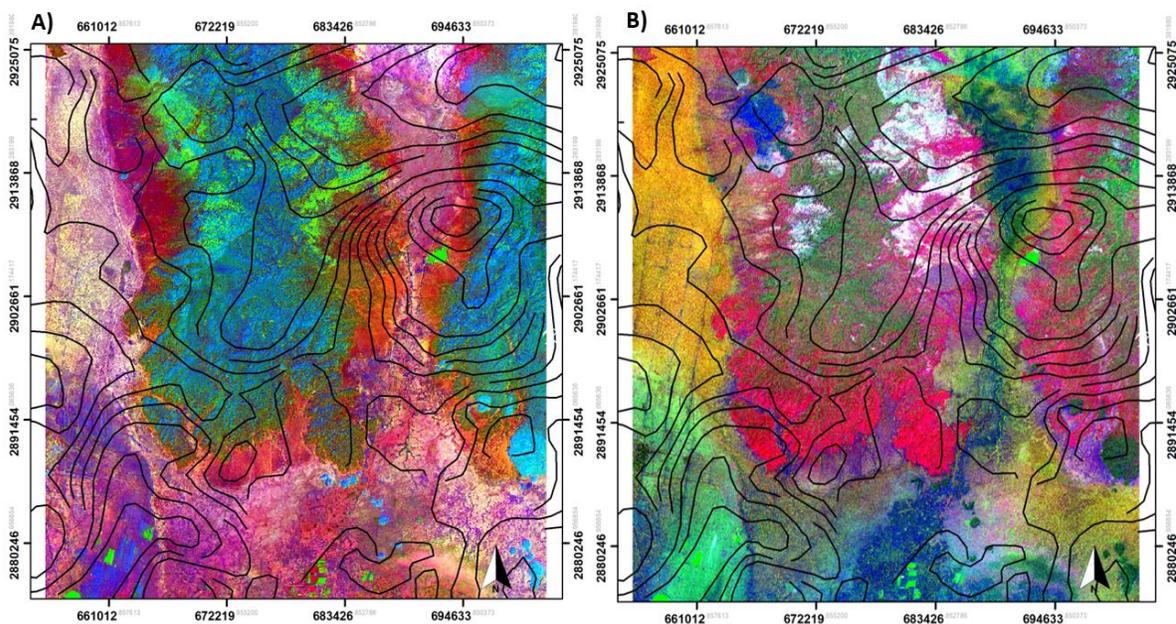


Figura 59: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de los PC de la anomalía Las Uvas. A) PC 1, PC 2, PC 3. B) PC 4, PC 5, PC 6.

### Anomalía San Antonio

La figura 60-A muestra la combinación *RGB* de las bandas 4,3,1 del subsistema VNIR+SWIR. Los píxeles en verde representan unidades litológicas ricas en óxido de hierro y óxido de magnesio ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ), visibles en la porción central del área observada, que coincide con la señal aeromagnética de mayor intensidad para esta anomalía. La presencia de píxeles en tonalidad rosa representa litologías con bajos contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  está presente en su mayoría al NE-SE, mientras que los píxeles en tonalidad marrón a magenta representan rocas sedimentarias, principalmente en las planicies de la zona de estudio. La figura I.5 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 60-B muestra la combinación *RGB* de las bandas 4,7,3 del subsistema VNIR+SWIR, índice que resalta zonas ricas en minerales de aluminosilicatos ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) mediante píxeles de tonalidad verde oscuro, esta tonalidad esta alrededor de toda la imagen, lo que indica una litología rica en minerales de aluminosilicatos. La figura I.6 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

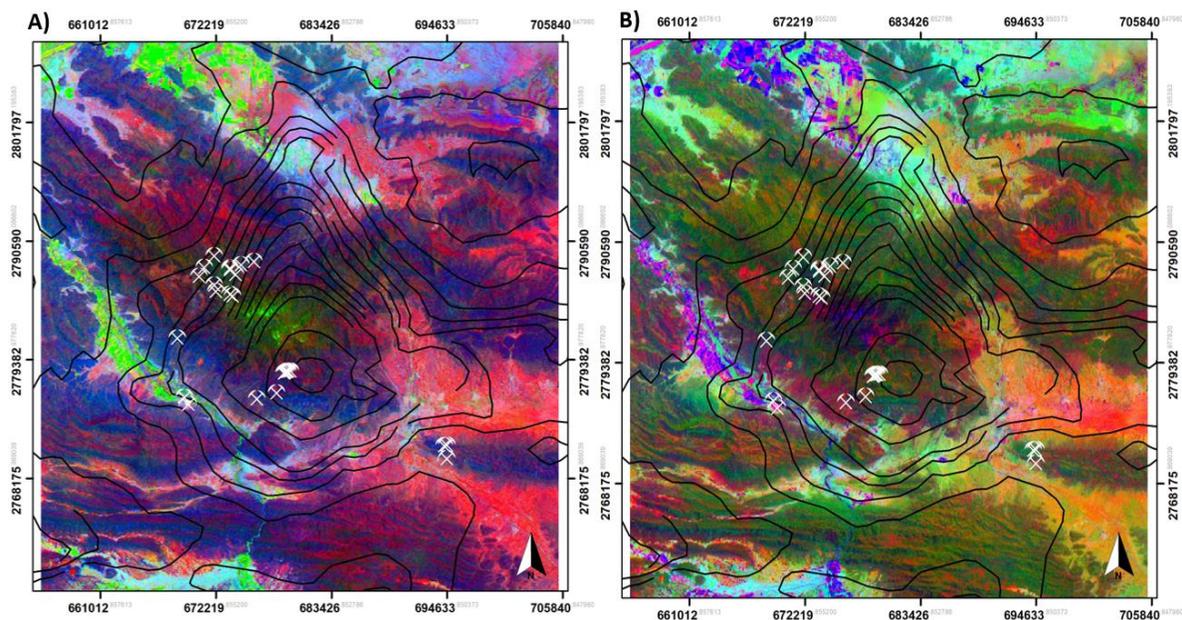


Figura 60: Contorno de la señal magnética y combinación RGB de la anomalía San Antonio. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.

La figura 61-A muestra la combinación *RGB* de los PC del PC1, PC2 y PC3 del subsistema *VNIR+SWIR*. Los grupos de píxeles de tonalidad azul representan rocas sedimentarias del Cuaternario, mientras que aquellos grupos de píxeles en tonalidad verde representan rocas graníticas y los píxeles en tonalidad rosa a magenta representan litología rica en minerales de óxido/ hidróxido de hierro. La figura I.7 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 61-B muestra la combinación *RGB* de los PC del PC4, PC5 y PC6 del subsistema *VNIR + SWIR*. Aquellos píxeles que representan una mineralización de elementos metálicos son los que están representados en tonalidades de rojo a magenta, representan a los óxidos e hidróxidos de hierro, notables en la porción central, mientras que los píxeles en tonalidad amarilla están asociados a la combinación de óxido e hidróxido de hierro y minerales AL-OH, presentes cerca del alto magnético en la porción central, los píxeles en verde representan a la litología asociada a arenisca, aluvión reciente, etc., presente alrededor de toda el área de estudio, mientras que las zonas de alteración que contienen minerales Fe, Mg-OH y CO<sub>3</sub> están representados mediante píxeles en tonalidad azul aflorando al NE de la zona de estudio. La figura I.8 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

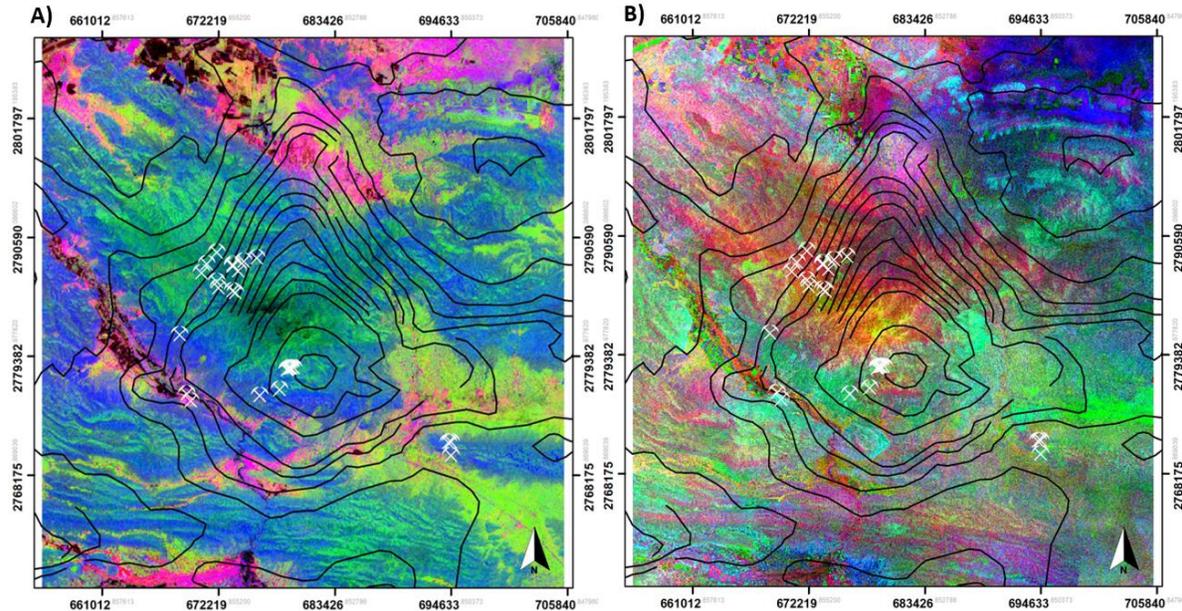


Figura 61: Contorno de la señal magnética y combinación RGB de los PC de la anomalía San Antonio. A) PC 1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.

### **Anomalía Velardeña**

La figura 62-A muestra la combinación RGB de las bandas 4,3,1 del subsistema VNIR+SWIR. La litología rica en óxido de hierro y óxido de magnesio ( $Fe_2O_3/MgO$ ), es representada por píxeles en tonalidad verde que cubren la mayor parte de la zona de estudio. La presencia de píxeles en tonalidad rosa representa litología con bajos contenidos de  $Fe_2O_3$  y  $MgO$ , presentes en los extremos del área de estudio y la litología sedimentaria es representada con píxeles en tonos marrón a magenta presente en la porción SE. La figura I.9 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 62-B muestra la combinación RGB de las bandas 4,7,3 del subsistema VNIR+SWIR, este índice resalta las unidades litológicas ricas en minerales de aluminosilicatos ( $Al_2O_3$ ) mediante píxeles en tonalidad verde oscuro, esta tonalidad está en la porción SW – SE del área de estudio, mientras que la litología con bajo contenido de  $Al_2O_3$  es representada con píxeles de tonalidades oscura. La figura I.10 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

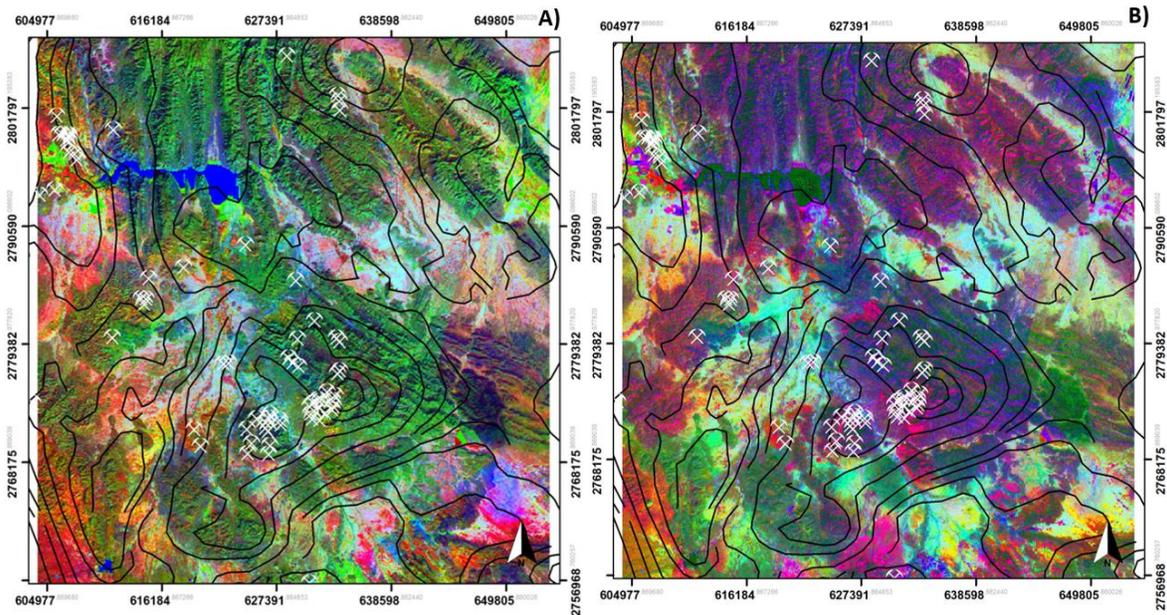


Figura 62: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de la anomalía Velardeña. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.

La figura 63-A muestra la combinación *RGB* de los PC del PC1, PC2 y PC3 del subsistema *VNIR+SWIR*. Es posible observar los sedimentos del Cuaternario y los sistemas de drenaje que cruzan por toda la zona analizada mediante tonalidades de azul; y la litología rica en minerales de óxido/ hidróxido de hierro presente en mayor proporción en la porción sur mediante píxeles en tonalidades rosa, magenta y rojo. La figura I.11 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 63-B muestra la combinación *RGB* de los PC del PC4, PC5 y PC6 del subsistema *VNIR + SWIR*. Los píxeles con tonalidad rojo representan una litología rica en óxidos e hidróxidos de hierro, notables en la porción sur- centro de la imagen, mientras que los píxeles en amarillo están asociados a la combinación de óxido e hidróxido de hierro y minerales AL-OH, en la porción SE y NW, las zonas de alteración que contienen minerales Fe, Mg-OH y CO<sub>3</sub> están representados mediante píxeles de tonalidad azul, principalmente aflorando en la porción SW del área de estudio y por último la litología asociada a arenisca y aluvión del reciente está representada con píxeles verdes. La figura I.12 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

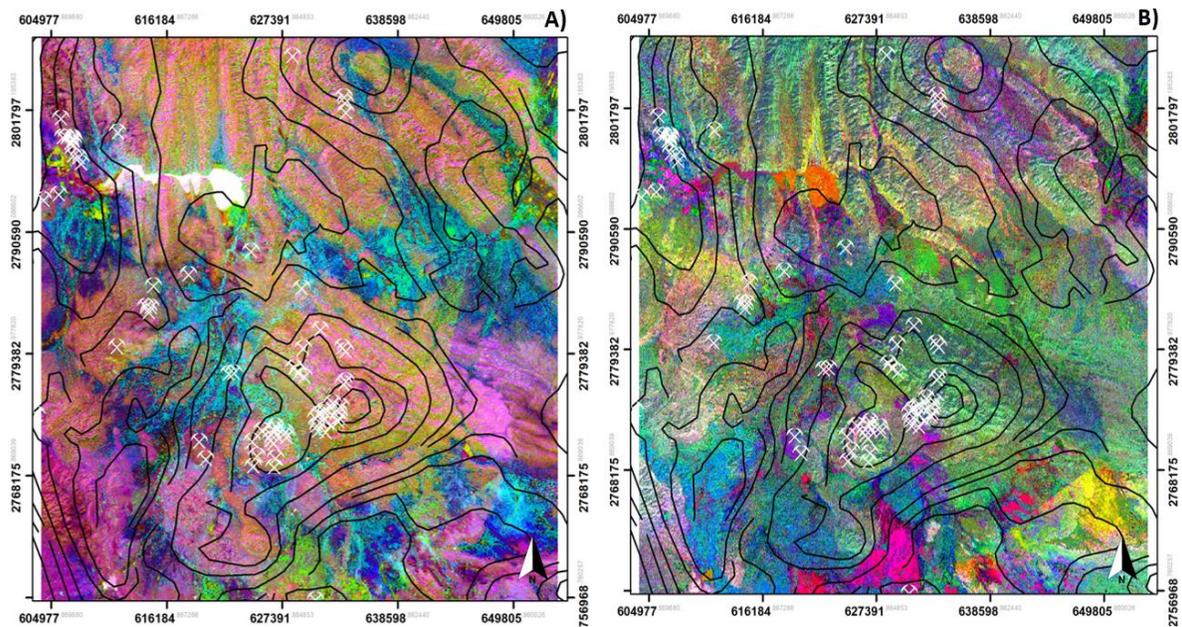


Figura 63: Contorno de la señal magnética y combinación RGB de los PC de la anomalía Velardeña. A) PC 1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.

### ***Anomalía Ojuela-Platosa***

La figura 64-A muestra la combinación RGB de las bandas 4,3,1 del subsistema VNIR+SWIR, los píxeles en verde representan unidades litológicas ricas en óxido de hierro y óxido de magnesio ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ), visibles sobre la porción NE-SE. Los píxeles en tonalidades rosa representan litologías con bajo contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y MgO cubriendo la mayor parte del área de estudio. La figura I.13 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 64-B muestra la combinación RGB de las bandas 4,7,3 del subsistema VNIR+SWIR, este es un índice ideal para mapear zonas ricas en minerales de aluminosilicatos ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) mediante píxeles en tonalidades verde oscuro, esta tonalidad está presente en la porción NW y SW, lo que indica una litología rica en óxido de aluminio. La figura I.14 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

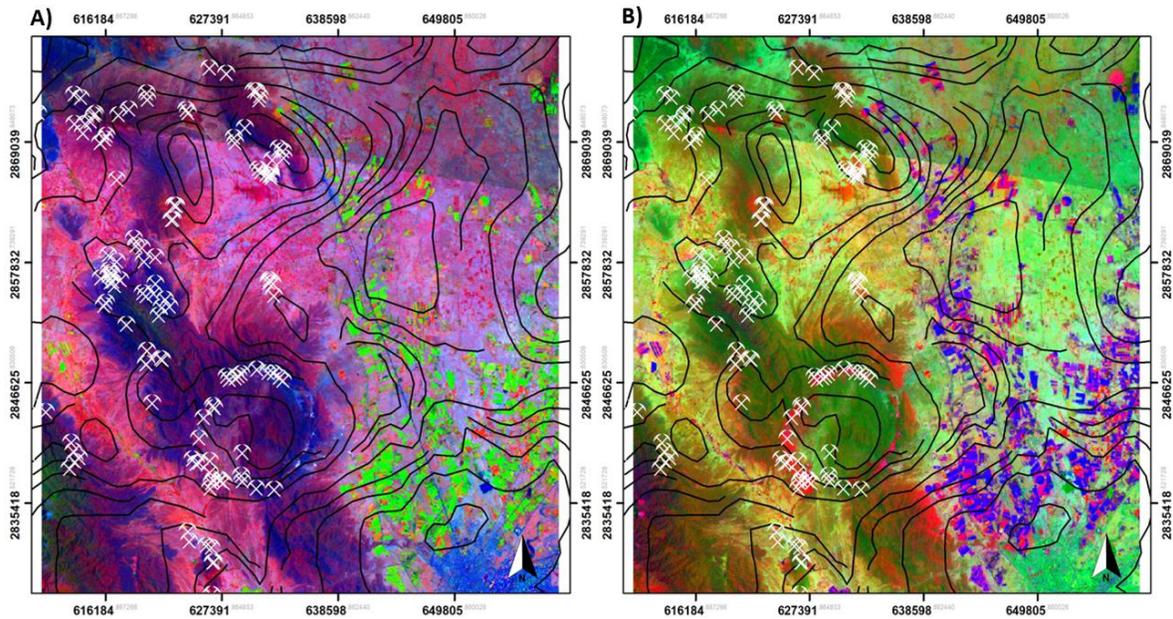


Figura 64: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de la anomalía Ojuela-Platosa. A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.

La figura 65-A muestra la combinación *RGB* de los PC del PC1, PC2 y PC3 del subsistema *VNIR+SWIR*. Los píxeles de tonalidad azul presentes en la porción NW y SW representan sedimentos del Cuaternario, mientras que, los píxeles de tonalidad rojo, magenta, rosa y naranja representan litología rica en minerales de óxido/hidróxido de hierro, estos píxeles abundan principalmente sobre los altos magnéticos y las minas en explotación están sobre ellos. Por último, los píxeles en tonalidad verde representan las rocas graníticas, presentes más notoriamente en la porción NE y SE. La figura I.15 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 65-B muestra la combinación *RGB* de los PC PC4, PC5 y PC6 del subsistema *VNIR + SWIR*. Los píxeles de tonalidad rojo a magenta representan a los óxidos e hidróxidos de hierro, notables en la porción NE y SE, mientras que los píxeles en tonalidad amarilla están asociados a la combinación de óxido e hidróxido de hierro y minerales AL-OH, presentes en la porción sur centro, los píxeles de tonalidad azul representan litologías de alteración que contienen minerales Fe, Mg-OH y CO<sub>3</sub>, principalmente aflorando en la porción NW. Por último, la litología asociada a arenisca y aluvión del reciente es representada mediante píxeles de tonalidades verde aflorando en la porción central sobre los altos magnéticos. La figura I.16 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

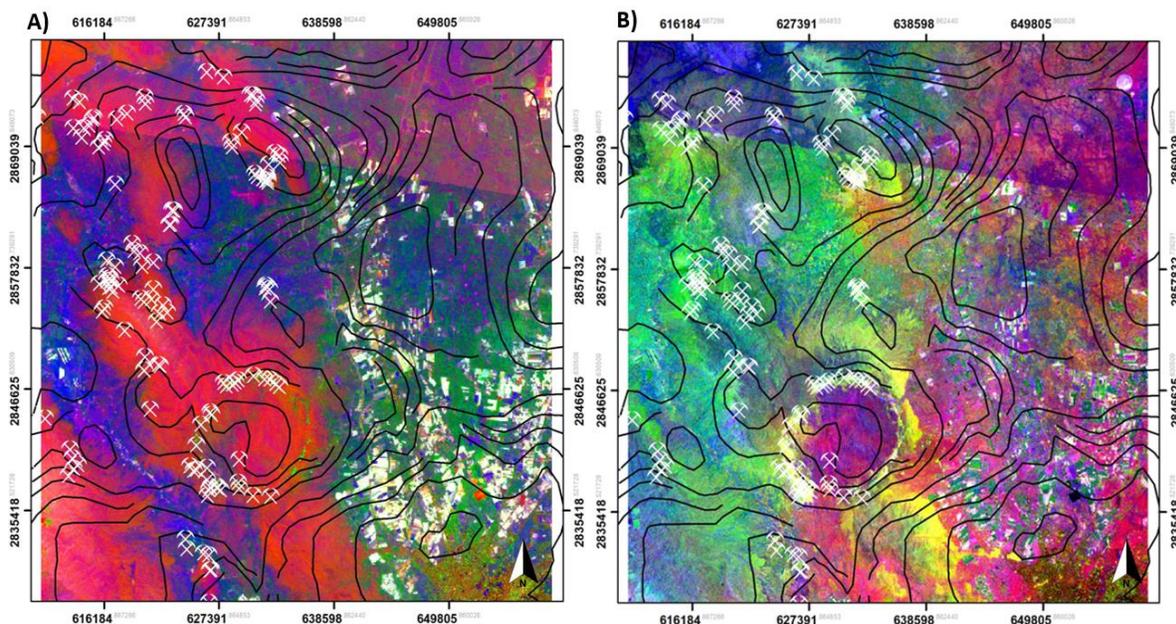


Figura 65: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de los PC de la anomalía Ojuela – Platosa. A) PC 1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.

### ***Anomalía Ojuela–Rabioso***

El análisis geoespacial de la porción Ojuela-Rabioso fue realizado con imágenes de un periodo de estiaje y adquiridas a la misma hora para reducir el porcentaje de error al normalizar cada una de ellas, a pesar de los tratamientos previos a la construcción de índices *RGB* es posible visualizar el contenido de nubes en la porción SW, lo que puede llegar a confundir al interpretar la información.

La figura 66-A muestra la combinación *RGB* de las bandas 4,3,1 del subsistema *VNIR+SWIR*. Los píxeles verdes representan unidades litológicas ricas en óxido de hierro y óxido de magnesio ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ) visibles sobre toda la imagen. La presencia de píxeles en tonalidad rosa representa litologías ígneas plutónicas con bajos contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  presentes en la porción NE; las rocas sedimentarias están representados con píxeles en tonalidad marrón a magenta, presentes principalmente en la porción NE y SE. La figura I.17 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 66-B muestra la combinación *RGB* de las bandas 4,7,3 del subsistema *VNIR+SWIR*. Este índice resalta las unidades litológicas con concentración de minerales de aluminosilicatos ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) mediante píxeles en tonalidad verde oscuro, esta tonalidad es escasa y aunque es presente en mínimas porciones alrededor de toda la imagen, principalmente sobre las minas existentes y en la porción SE y en algunos píxeles de la región montañosa. La figura I.18 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

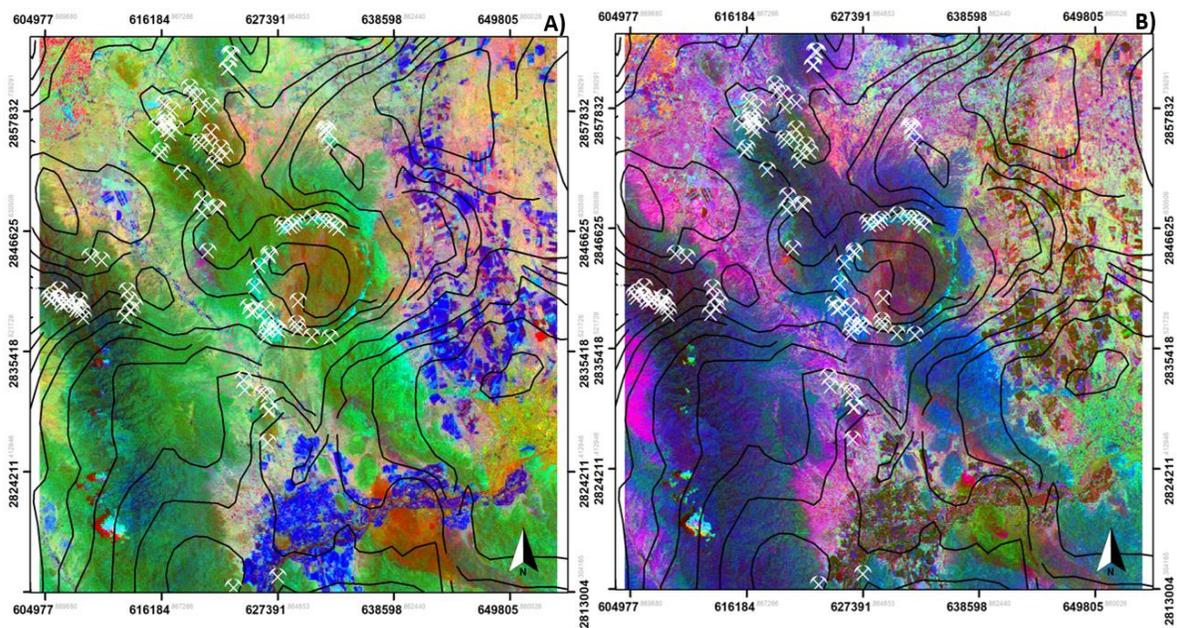


Figura 66: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de la anomalía Ojuela-Rabioso A) Bandas 4,3,1. B) Bandas 4,7,3.

La figura 67-A muestra la combinación *RGB* de los PC del PC1, PC2 y PC3 del subsistema *VNIR+SWIR*. Los píxeles de tonalidad verde representan las rocas graníticas presentes en dos franjas con dirección NW-SE. Mediante los píxeles en tonalidades rosa, magenta y naranja está representada la litología rica en minerales de óxido/ hidróxido de hierro, presente en la mayor porción de la zona estudiada, cubriendo a los píxeles verdes y en menor proporción están presentes dos grupos de píxeles azules en la porción NE y sur-centro, representando a sedimentos del Cuaternario y/o al sistema de drenaje. La figura I.19 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

La figura 67-B muestra la combinación *RGB* de componentes principales PC4, PC5 y PC6 del subsistema *VNIR + SWIR*. Mediante este índice son representados con píxeles de tonalidad rojo a magenta aquellas litologías ricas en óxidos e hidróxidos de hierro, notables en la porción SE del área de estudio, los píxeles amarillos están asociados a la combinación de óxido e hidróxido de hierro y minerales AL-OH en la porción NW-SW, los píxeles en tonalidad azul representan litologías que contienen minerales Fe, Mg-OH y CO<sub>3</sub>, principalmente aflorando en la porción SE y NE. Y por último la litología asociada a arenisca y aluvión del reciente, está representada con píxeles verdes aflorando alrededor de toda la zona de estudio. La figura I.20 en la sección de anexos muestra el histograma de este índice.

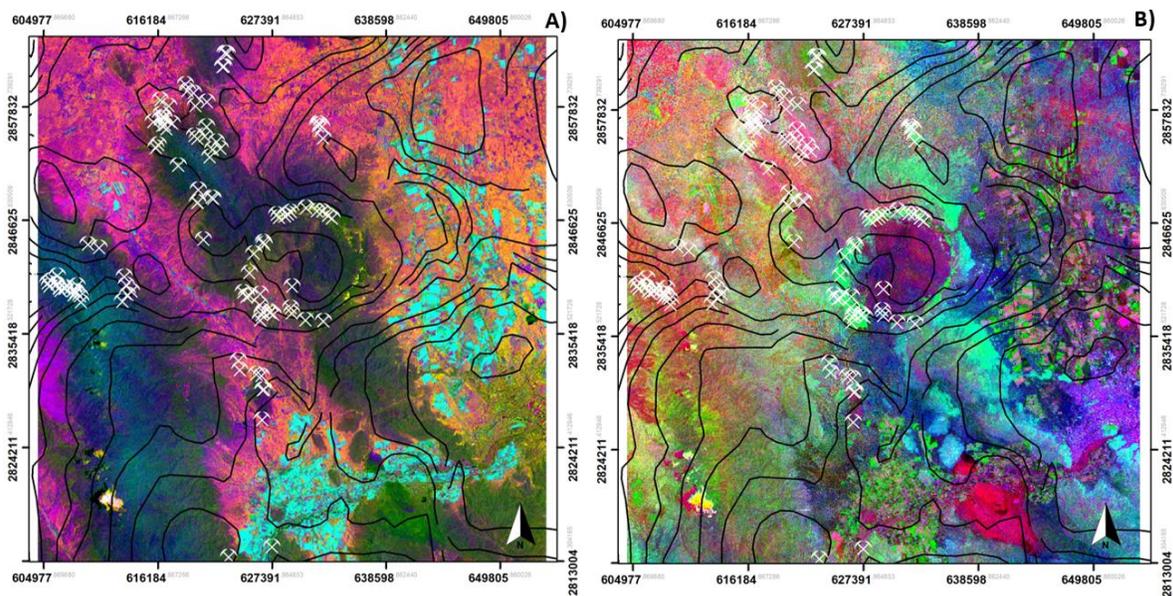


Figura 67: Contorno de la señal magnética y combinación *RGB* de los PC de la anomalía Ojuela–Rabioso. A) PC1, PC2, PC3. B) PC4, PC5, PC6.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### CONCLUSIONES

Las anomalías o perturbaciones al CMR están asociadas a la presencia de cuerpos plutónicos parcialmente exhumados o con nula exhumación que provocan procesos de mineralización a nivel regional. Estas anomalías fueron caracterizadas mediante la aplicación de una serie de filtros matemáticos a la información aeromagnética, obteniendo como características principales variaciones del CMRP entre -150 a 467 nT y longitudes de onda que oscilan entre 879 y 5,565 m. La intensidad de la señal es acorde a la presencia de minerales ferromagnéticos en cada cuerpo.

Los diversos lineamientos aeromagnéticos fueron identificados a través de la configuración de la 1aDz con continuación ascendente a 1 km y 5 km; así como a 10 km en la SA, los resultados fueron analizados estadísticamente en la figura 43 a través de un diagrama de rosas. La dirección predominante de 125° y 165° NW-SE y 60° NE-SW; la primera coincide con la del sistema de fallas y fracturas que siguen las estructuras geológicas de esta porción de la República Mexicana, sobre ellas es presumible que está emplazada mineralización.

La construcción de los modelos en 2D permitió establecer una correlación entre las formaciones geológicas presentes y el sustrato geológico en la región en el entorno de las anomalías. Además, los cuerpos plutónicos fueron delineados de manera efectiva, en función del campo magnético generado, utilizando los datos de las profundidades calculadas.

La construcción de los modelos 3D permitió comprender de manera detallada la morfología y distribución de los cuerpos plutónicos, identificando tres unidades geológicas. En primer lugar, para aquellas unidades con valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) de 0.093- 0.1037 SI, asociados a cuerpos intrusivos de composición granitodiorita, monzonita y pórfido andesítico, representados mediante cuerpos con tonalidad roja. La segunda unidad, correlacionada con una  $k$  de 0.0537 – 0.0551 SI, generalmente envuelve a las primeras unidades geológicas, asociada con un cuerpo intrusivo diferenciado, caracterizado por tener una composición más félsica, representado mediante cuerpos de tonalidad rosa. Por último,

la tercera unidad presenta una  $k$  de 0.0217 – 0.0254 SI, asociada presumiblemente a la aureola de *skarn* o metasomatismo, zona crítica para la formación de la mayoría de los minerales económicos, constituyendo el volumen más extenso y envolviendo a las unidades geológicas antes mencionadas, representado a través de cuerpos de color gris.

Mediante el procesamiento de datos ASTER, fue posible la identificación conjunta con la información aeromagnética de las zonas con mayor potencial de exploración. Esto fue llevado a cabo mediante la discriminación entre las litologías no alteradas y aquellas que presentan mineralización, evidenciada por manifestaciones superficiales debido al proceso de intemperismo. Este análisis resaltó minerales como óxidos de hierro, hidróxidos, influencias e improntas argilícas, mediante la construcción de índices RGB de las bandas espectrales y de los Componentes Principales.

## RECOMENDACIONES

Una vez concluida esta etapa de exploración geofísica descrita previamente es recomendable la aplicación de metodologías geofísicas de campo, que incluya magnetometría terrestre, métodos de resistividad, polarización inducida y magnetotelélico, específicamente dirigidos a las anomalías antes identificadas. El objetivo es caracterizar de manera integral los depósitos y yacimientos que albergan mineralización metálica, maximizando la comprensión de su composición y potencial económico.

La aplicación de las metodologías geofísicas de campo reducirá la incertidumbre asociada a depósitos polimetálicos, permitiendo una comprensión más precisa de la continuidad horizontal y vertical de los depósitos. Esta información es crucial desde una perspectiva económica, y posibilitará una evaluación más certera de la viabilidad de la exploración.

Se recomienda ejecutar un análisis geoquímico para confirmar la presencia de las zonas potencialmente mineralizadas, con enfoque polimetálico de origen magmático, mediante la examinación de muestras de sedimento activo de arroyo, suelo y roca en el entorno de las anomalías detectadas; así como mapeo litológico estructural y de alteraciones a detalle.

Finalmente, es recomendable aplicar un análisis geoespacial a detalle sobre las anomalías identificadas para detectar anomalías más precisas enfocadas en elementos no móviles como tierras raras, con la finalidad de identificar elementos guías de exploración que permitan abrir nuevos horizontes tanto a la investigación que impulsen el desarrollo de nuevas técnicas de prospección para depósitos polimetálicos.

## ANEXOS

### ANOMALÍA LAS UVAS

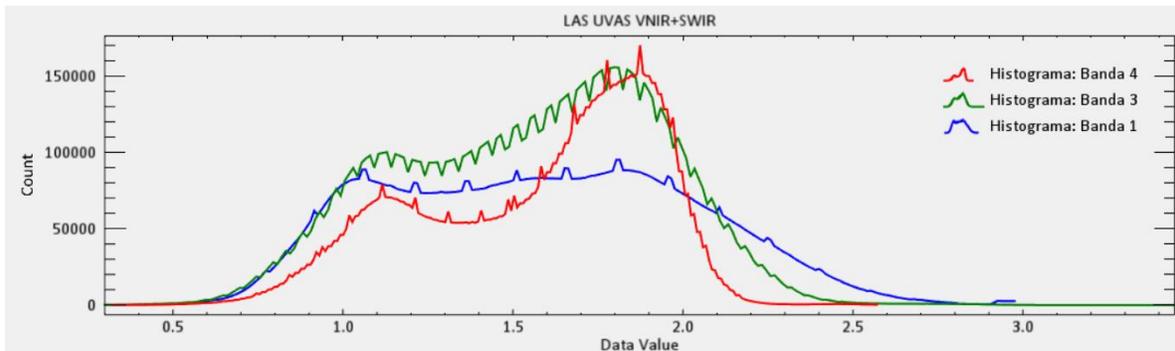


Figura I.1: Histograma de las bandas 4,3,1 de una imagen ASTER.

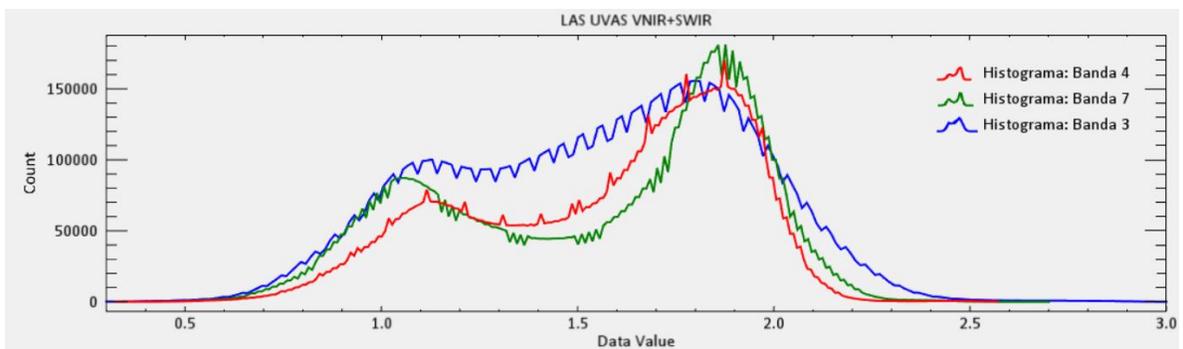


Figura I.2: Histograma de las bandas 4,7,3 de una imagen ASTER.

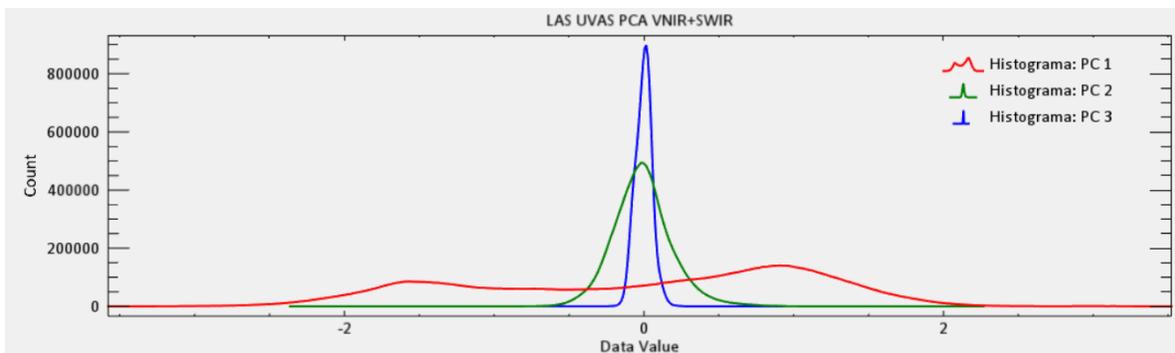


Figura I.3: Histograma de los PC 1,2,3 de una imagen ASTER.

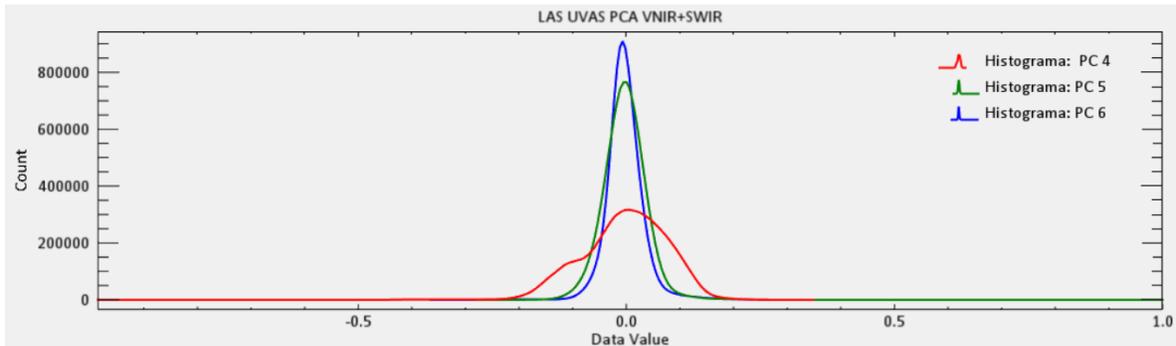


Figura I.4: Histograma de los PC 4,5,6 de una imagen ASTER.

### ANOMALÍA SAN ANTONIO

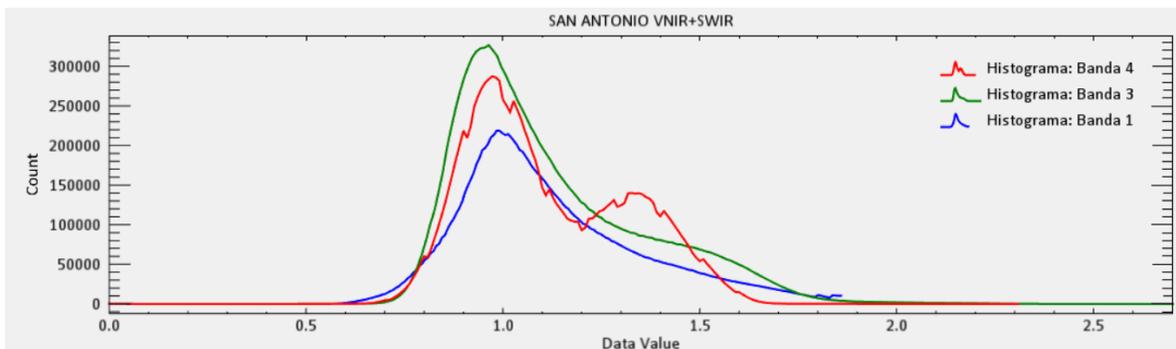


Figura I.5: Histograma de las bandas 4,3,1 de una imagen ASTER.

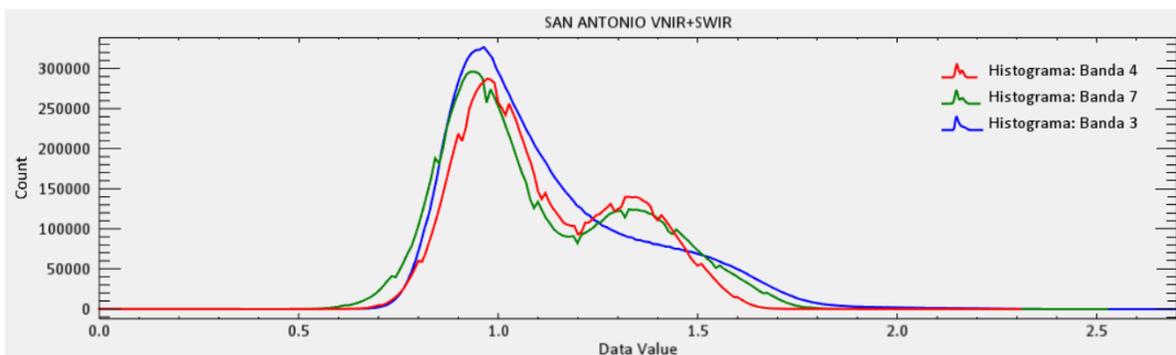


Figura I.6: Histograma de las bandas 4,7,3 de una imagen ASTER.

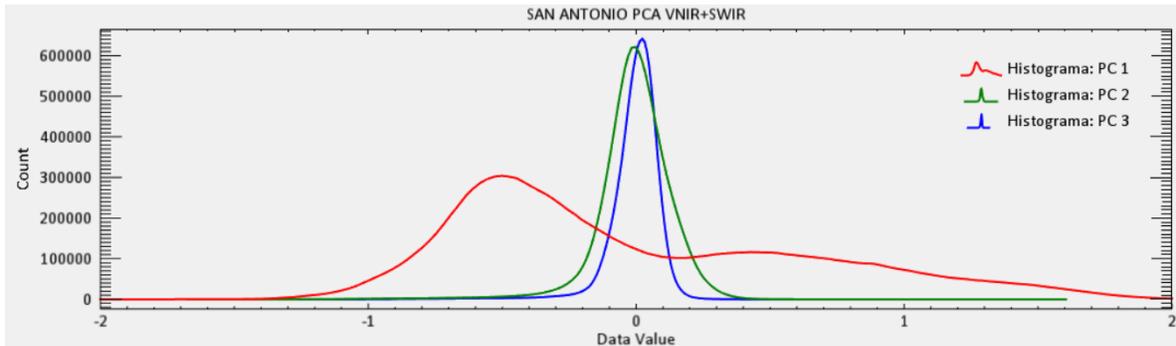


Figura I.7: Histograma de los PC 1,2,3 de una imagen ASTER.

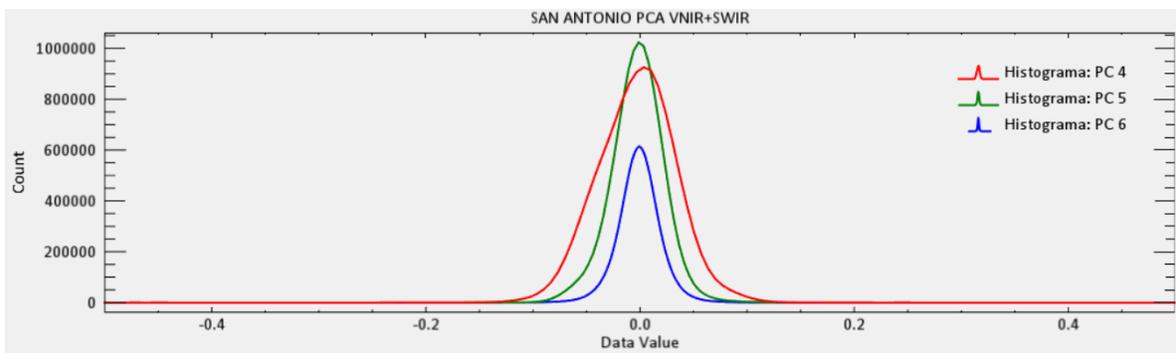


Figura I.8: Histograma de los PC 4,5,6 de una imagen ASTER.

### ANOMALÍA VELARDEÑA

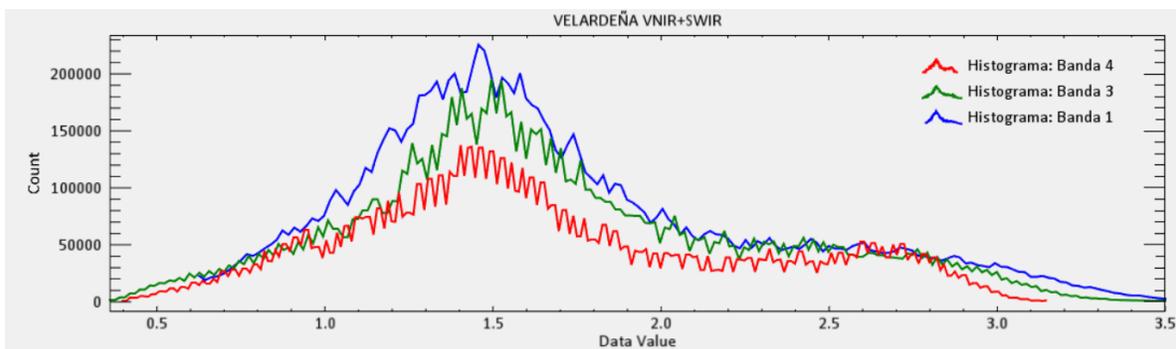


Figura I.9: Histograma de las bandas 4,3,1 de una imagen ASTER.

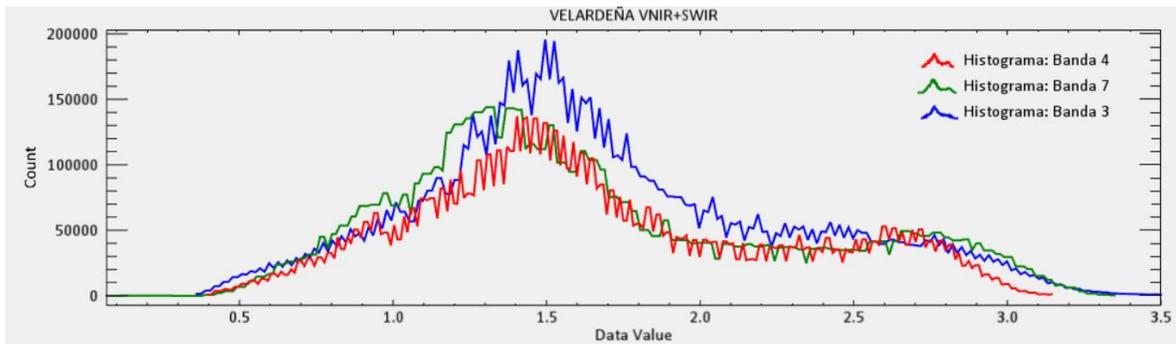


Figura 1.10: Histograma de las bandas 4,7,3 de una imagen ASTER.

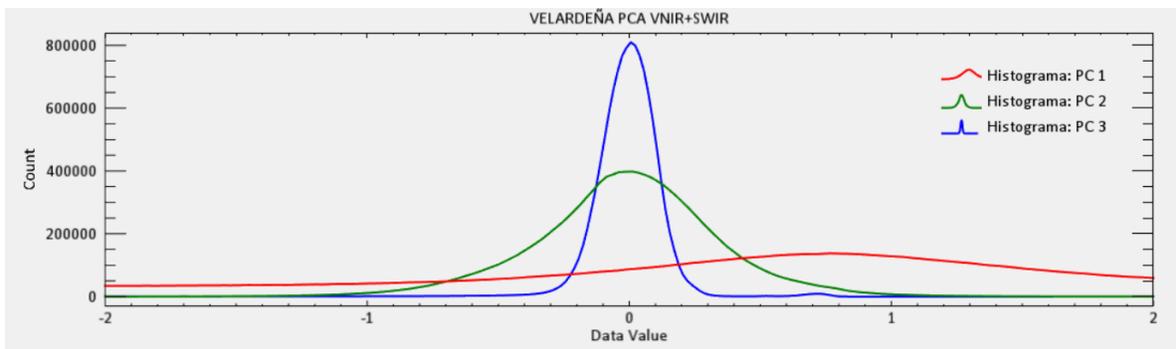


Figura 1.11: Histograma de los PC 1,2,3 de una imagen ASTER.

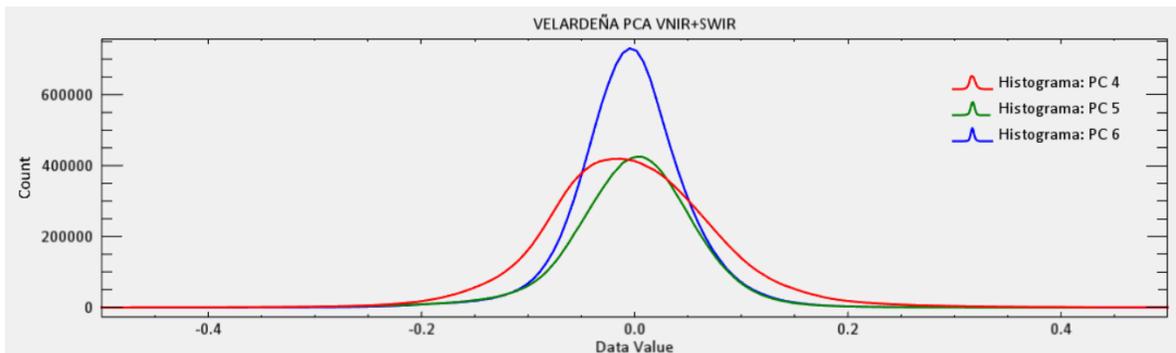


Figura 1.12: Histograma de los PC 4,5,6 de una imagen ASTER.

### ANOMALÍA OJUELA-PLATOSA

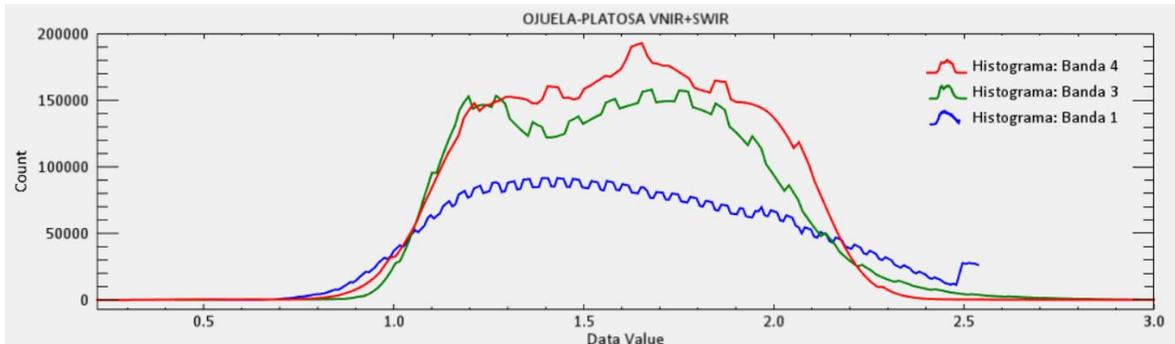


Figura I.13: Histograma de las bandas 4,3,1 de una imagen ASTER.

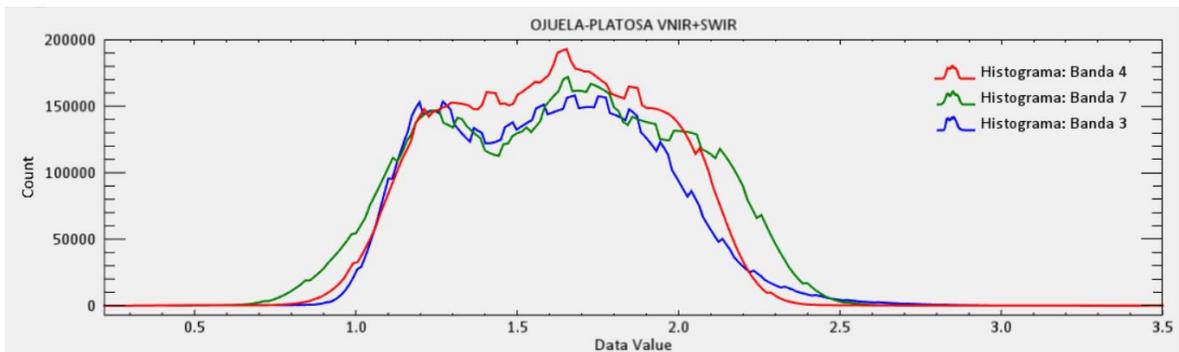


Figura I.14: Histograma de las bandas 4,7,3 de una imagen ASTER.

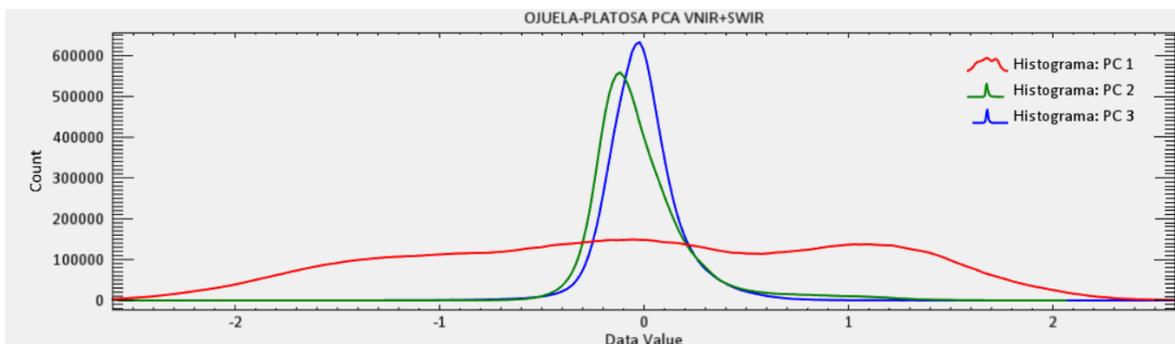


Figura I.15: Histograma de los PC 1,2,3 de una imagen ASTER.

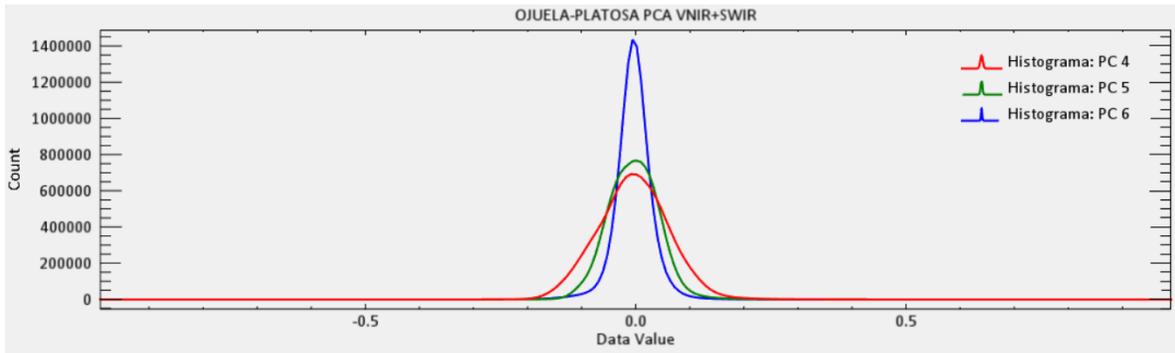


Figura I.16: Histograma de los PC 4,5,6 de una imagen ASTER.

### ANOMALÍA OJUELA-RABIOSO

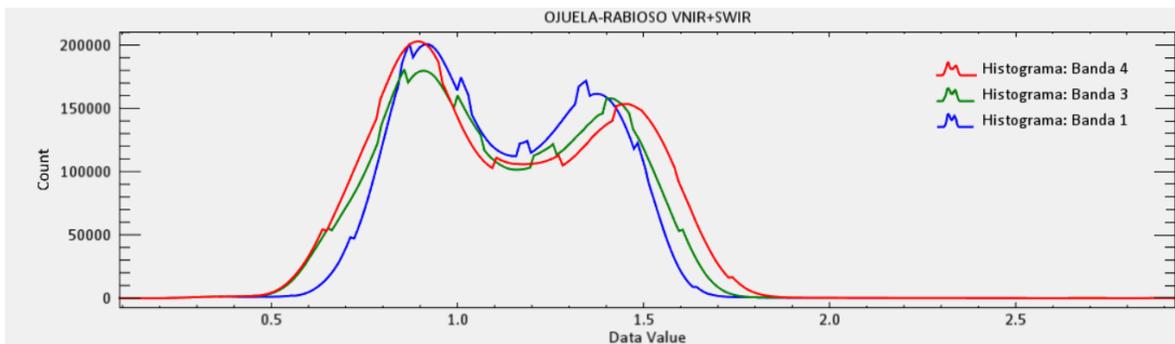


Figura I.17: Histograma de las bandas 4,3,1 de una imagen ASTER.

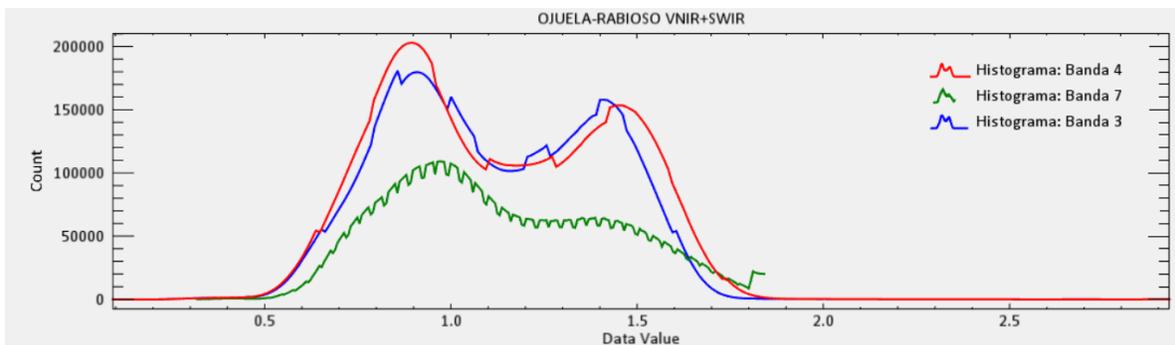


Figura I.18: Histograma de las bandas 4,7,3 de una imagen ASTER.

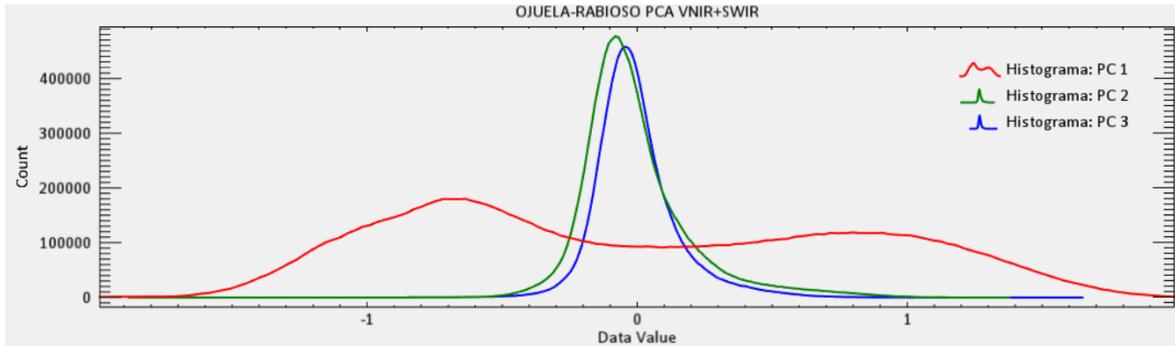


Figura I.19: Histograma de los PC 1,2,3 de una imagen ASTER.

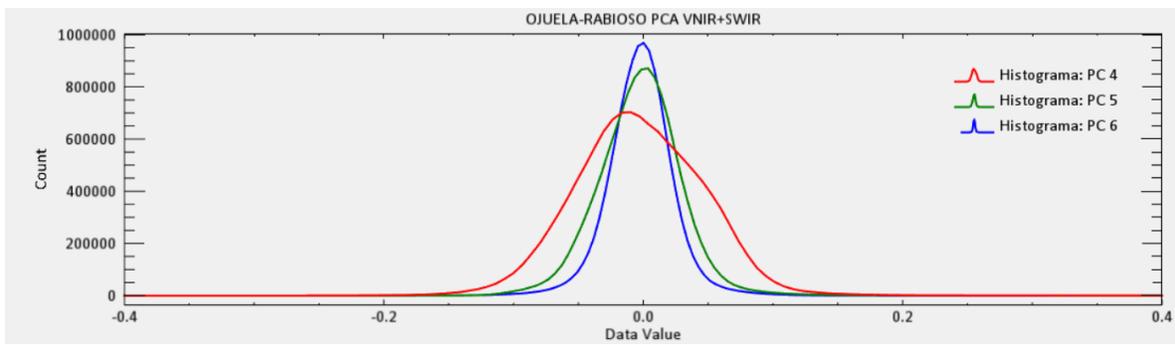


Figura I.20: Histograma de los PC 4,5,6 de una imagen ASTER.

## REFERENCIAS

- Abrams, M., y Hook, S., 2007, ASTER User's Guide. Earth Remote Sensing Data Analysis Center.
- Bahrami, Y., Houssein, H., y Maghsoudi, A., 2018, Investigating the capabilities of multispectral remote sensors data alteration zones in the Abhar area, NW Iran. Taylor y Francis, p. 1-14.
- Baranov, V., y Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. Geophysics, p. 359 - 383.
- Barbosa, D., Martínez, C., Santiago, B., Izaguirre, M., y Gracia, M., 2008, Carta Geológico-Minera Tlahualilo de Zaragoza G13-6. Pachuca, Hgo: Servicio Geológico Mexicano.
- Barbosa-Luna, D., y Rivera-Carranza, E., 2008, Monografía Geológico-Minera del Estado de Coahuila. Pachuca, Hidalgo: Servicio Geológico Mexicano.
- Barboza-Gudiño, J., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., y Martínez-Macias, P., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, p. 299 - 319.
- Blakely, R., 1996, Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge: Cambridge University Press.
- Butler, R., 2004, Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Portland, Oregon: Department of Chemistry and Physics.
- Burger, H. R., 1992, Exploration using magnetic method in Exploration geophysics of the shallow subsurface. New Jersey: Prentice Hall.
- Campa, F., y Coney, P, 1982, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Earth Sci, p. 1040-1051.
- Castro-Godoy, S., 2009, Utilización de Datos ASTER para el Estudio de Áreas Volcánicas. Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino - SEGEMAR.

- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico. Lower Cretaceous stratigraphy and structure northern Mexico. West Texas Geological Society Publication, p. 81-74, 28-36.
- Cillis, A., y Sciutto, S., 2006, Geomagnetic Field and Air Shower Simulations, Tech. Departamento de Física, Universidad Nacional de La Plata.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA)., 2015, Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Laguna El Coyote (0518), Estado de Coahuila. México, D.F: Comisión Nacional del Agua.
- Cox, A., Doell, R. R., y Dalrymple, G. B. ,1964, Reversals of the Earth's Magnetic Field: Recent paleomagnetic and geochronologic data provide information on time and frequency of field reversals. Science, 144(3626), 1537-1543.
- De Antuñano, S., Aranda-García, M., y Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 1-26.
- De Antuñano, S., Bartolini, C., Buffler, R. T., y Cantú-Chapa, A., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico. In: Bartoloni C, Beffler RT, Cantú-Chapa A (eds) The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. AAPG Mem, p. 241 - 270.
- Eldosouky, A., Reda, E.-Q., Beiranvand-Pour, A., Mohamed, H., y Sekandari, M., 2021, Integration of ASTER satellite imagery and 3D inversion of aeromagnetic data for deep mineral exploration. Elsevier, p. 1-22.
- Ellis, R. G., de Wet, B., y Macleod, I. N., 2012, Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. ASEG Extended Abstracts.
- Ellis, R., y MacLeod, I., 2013, Constrained voxel inversion using the Cartesian cut cell method. ASEG Extended Abstracts, p. 1 - 4.
- Engdahl, E., Flinn, E., Edward, A., y Massé, R., 1974, Differential PKiKP travel times and the radius of the inner core. Geophysical Journal International, p. 457- 463.

- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Oriental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 343-378.
- Fortunato, K., 1982, Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic - lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, México. University of New Orleans.
- Gestión de Proyectos Sectoriales - UEGPS., 2018, Metodología para clasificación de coberturas a partir del procesamiento de imágenes satelitales. Lima- Perú: PIADER.
- Goldhammer, R. K., y Johnson, C. A., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: Geological Society of America Special Papers, v. 340. Boulder, Colorado: GSA.
- Goldhammer, R. K., Johnson, C. A., Bartolini, C., Buffler, R. T., y Cantú-Chapa, A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, 45-82.
- González-Arroyo, A., y Salas-Vázquez, G., 1996, Estudio geológico integral a semidetallado de la asignación minera Santa Isabel municipio de Mazapil, Estado de Zacatecas. Consejo de Recursos Minerales.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., y Camprubí, A., 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estrato-ligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 43-62.
- González-Sánchez, F., 2008, Caracterización y génesis de los yacimientos minerales estrato-ligados de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc del noreste de México. Ciudad de México: Centro de Geociencias Campus Juriquilla.

- Grant, F. S., 1973, The magnetic susceptibility mapping method for interpreting aeromagnetic surveys: Presented at the 43rd Ann. Internat. Mtg., Sot. of Explor. Geophys., Mexico City.
- Hecker, C., Van der Meijde, M., Van der Weff, H., y Vander-Meer, F., 2008, Assessing the influence of reference spectra on synthetic SAM classification results. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46, p. 4162 - 4172.
- Henderson, R., y Zietz, I., 1949, The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity field. Geophysics, p. 508 - 516.
- Henderson, R. G., 1970, On the validity of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. Geophysical, p. 916-919.
- Hernández, C., 1984, Geología Económica del Dto. Minero de Velardeña, Dgo. Geología económica de México, p. 351 - 360.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., Von Frese, R., y Saad, A. H., 2013, Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press.
- Horner, J., y Steyrer, H. P., 2005, An analogue model of a crustal-scale fracture zone in West-Central México: evidence for a possible control of ore-forming processes. Geol. Paläont., Abh, p. 185-206.
- Humphrey, W., 1952, Correlation of the Mesozoic strata of northeast Mexico. Correlation chart, in Laredo to Monterrey Field Trip. Corpus Christi Geological Society: Guidebook of the Annual Field Trip.
- Imlay, R., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin, 47, p. 1091 - 1152.
- Imlay, R., 1938, Studies of the Mexican Geosyncline. Geological Society of America Bulletin, p. 1650 - 1694.
- Imlay, R., 1940, Neocomian faunas of Northern Mexico. Geological Society of America Bulletin, p. 117-190.

- Imlay, R., 1943, Upper Jurassic ammonites from the placer de Guadalupe district, Chihuahua, Mexico. *Journal of Paleontology*, p. 527- 654.
- Lanza, R., y Meloni, A., 2006, *The Earth's Magnetism An introduction for geologists*. Berlin: Springer-Verlag.
- Lehmann, C., Osleger, D., Montanez, I., Sliter, W., Amaud-Vanneau, A., y Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, p. 1010 - 1029.
- Lillesand, T., y Kiefer, R., 1994, *Remote sensing and image interpretation*. Hoboken, NJ: John Wiley and Sons.
- López, R., Cameron, K., y Jones, N., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern México. *Precambrian Research*, p. 195 - 214.
- López-Infanzón, M., 1986, *Petrología y Radiometría de Rocas Ígneas y Metamórficas de México*. *Asoc. Mex. Geol. Petroleros*, p. 59-97.
- López-Loera, H., Cifuentes-Nava, G., Goguitchaichvili, A., Cervantes, M., Velázquez, D., Rosas-Elguera, J., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2020, An integrated magnetic survey on lava flows associated to the Paricutin volcano (Western Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, p. 1-10.
- López-Loera, H., Macías, J., Espíndola, J., Arce, J., Layer, P., y Torres-Gaytán, E., 2020, The Santa Fe Intrusion and Other Magmatic Bodies Under the Chichón Volcano Area (Mexico): inferences from Aeromagnetic and New Petrologic-Geochronologic Data. *Surveys in Geophysics*, p. 859 - 895.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, p. 431 - 441.
- McElhinny, M. W., 1973, *Palaeomagnetism and plate tectonics*. Cambridge, London. Pp 356
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., y Nicolescu, S., 2005, World skarn deposits: Economic geology 100th anniversary volume, p. 299–336.

- Milsom, J., 2003, The geological Field Guide Series. England: John Wiley & Sons.
- Nabighian, M., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated interpretation. *Geophysics*, p. 507 - 517.
- National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA., 2023, National Centers for Environmental Information. Obtenido de [https://www.ncei.noaa.gov/products/geomagnetism-frequently-asked-questions#What\\_is\\_the\\_Earths\\_magnetic\\_field](https://www.ncei.noaa.gov/products/geomagnetism-frequently-asked-questions#What_is_the_Earths_magnetic_field).
- Ocampo, Y., Jenchen, U., y Guerrero, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, p. 438 - 464.
- Ocejo-Paredes, T., y Bustos-Gutiérrez, L., 2003, Informe de la Carta Geológica - Minera Cedros G14--C61, escala 1:50000 Estado de Zacatecas. Consejo de Recursos Minerales.
- Olgúin-Villa, A., 2010, Estudio físico y químico del volcanismo hiper alcalino en la región de Cataviña, Baja California. Hermosillo, Sonora: Universidad de Sonora.
- Ordóñez, J. L., 2012, Espectro electromagnético y espectro radioeléctrico. Manual informático de ACTA.
- Origel-Gutiérrez, G., y Sánchez-Cárdenas, G., 2010, Methodological guide for the detection of mineral alteration zones with ASTER images. Juriquilla, Querétaro: UNAM.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L., J. R.-Q., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., y Nieto-Samaniego, A., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000. México, D.F: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, SEMIP y Consejo de Recursos Minerales.
- Padilla-Sánchez, R., 1986, Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, p. 157 - 206.

- Pascacio, R., 2002, Carta Magnética "Torreón" G13-9. México: Consejo de recursos minerales.
- Paz-Pellat, F., 2018, Correcciones atmosféricas relativas de imágenes de satélite: patrones invariantes y modelos atmosféricos. *Terra Latino Americana* 36, p. 1 - 12.
- Peters, L., 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, p. 290–320.
- Pialli, G., y Wilson, J., 1977, A lower Cretaceous shelf margin in Northern Mexico, in *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Applications to subsurface explorations*. Austin Texas, USA: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology.
- Pinto-Linares, J., 2008, Geología y génesis de la mineralización económica en el distrito minero de la Paz, SLP, México. Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias.
- Pinzón-Sotelo, M., 2012, Análisis Sedimentológico y Petrográfico de la Formación Caracol (Cretácico Tardío), Sierra Madre Oriental, NE, Zacatecas. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra.
- Puente-Solís, R., 2007, Distribución de los depósitos estrato ligados de Barita, Celestina, Fluorita y Plomo-Zinc en el Noreste de México y ejemplo de los mantos de celestina en la sierra del Venado, Coahuila. Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Quintana, G., y Tabaré, T., 2015, Desarrollo metodológico para la implementación de un campo de calibración radiométrico y geométrico en territorio venezolano. Caracas: Agencia Bolivariana para actividades Espaciales.
- Ramos-Rosique, A., Villareal-Fuentes, J., González-Partida, E., Tritlla, J., y Levresse, G., 2005, Los yacimientos estrato ligados de celestina de El Venado y El Volcán en la Sierra los Alamitos, Coahuila, México. XXVI Convención Nacional de Minería, p. 99- 104.

- Reeves, C., 2005, *Aeromagnetic Survey Principles, Practice & Interpretation*. Washington (DC): Geosoft.
- Reynolds, J., 1997, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. United Kingdom: Wiley and Sons.
- Rocha-Rocha, M., 2016, *Metalogénesis del yacimiento polimetálico de Peñasquito: un aporte al conocimiento del sistema mineral magmático*. Nevada: Universidad de Nevada.
- Rocha-Rocha, M., y Vélez-Basurto, J., 2006, *Inventario Físico de los recursos minerales del municipio Tlahualilo de Zaragoza, Dgo. Servicio Geológico Mexicano, Fideicomiso de Fomento minero*.
- Rocha-Rocha, M., y Vélez-Basurto, J., 2006, *Inventario Físico de los recursos minerales del Municipio Mapimí, Durango. México, D.F: Servicio Geológico Mexicano*.
- Salvador, A., y Green, A., 1980, *Opening of the Caribbean Tethys (Origen and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico)*, en Auboin, J., et al. *Géologie des Chaines alpines issues de la Téthys*, Bureau de Recherche Géologique et Minière, p. 224 - 229.
- Secretaría de Economía (SE)., 2023, *Minería*. Obtenido de Portal del Gobierno de México: <https://www.gob.mx/se/acciones-y-programas/mineria#:~:text=El%20sector%20minero%2Dmetal%C3%BAgico%20en,del%20Producto%20Interno%20Bruto%20nacional>.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM)., 2019, *Monografía Geológico- Minera del Estado de Durango*. Pachuca, Hidalgo: Servicio Geológico Mexicano.
- Singh, A., y Harrison, A., 1985, *Standardized principal components*. *International Journal of Remote Sensing*, p. 889- 896.
- Soulaimani, S., Chakiri, S., Manar, A., Soulaimani, A., Miftah, A., y Bouiflane, M., 2020, *Potential-field geophysical data inversion for 3D modelling and reserve estimation (Example of the Hajjar mine, Guemassa massif, Morocco): magnetic and gravity data case*. *Comptes Rendus. Géoscience*, p. 139 - 155.

- Spector, A., y Grant, F., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, p. 293 - 302.
- Tauxe, L., 2005, *Lectures in Paleomagnetism*. L. Tauxe.
- Tarling, D., y Hrouda, F., 1993, *Magnetic anisotropy of rocks*. Springer Science & Business Media.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., y Keys, D. A., 1976, *Applied Geophysics*. *Geological Magazine*, p. 492 - 493.
- Tikhonov, A. N., 1963, Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Sov Dok*, p. 1035-1038.
- Tonooka, H., Sakumab, F., Kudohc, M., y Iwafuned, K., 2004, ASTER/TIR onboard calibration status and user-based recalibration, *Society of Photo- Optical Instrumentation Engineers. Proc. of SPIE*.
- Tristán, P., Wainschenker, R., y Doorn, J., 2008, Normalización de imágenes satelitales en el análisis Multi-Temporal. In *X Workshop de Investigadores en Ciencias de la Computación*.
- Villareal-Quintanilla, J., y Encinas-Domínguez, J., 2005, Plantas vasculares endémicas de Coahuila y algunas áreas adyacentes, p.1 - 46.
- Webring, M., 1985, SAKI: a Fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles: US Geological Survey. *Open File Rep*, p. 85 - 122, 29.
- Wilson, J., Ward, W., y Finneran, J., 1984, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist*, p. 76.
- Zoheir, B., El-Wahed, M., Beiranvand-Pour, A., y Abdelnasser, A., 2019, Orogenic Gold in Transgression and Trans tension Zones: Field and Remote Sensing Studies of the Barramiya-Mueilha Sector, Egypt. *Remote Sensing*, p. 1 - 33.