



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Análisis de las anomalías magnéticas y geoquímicas de
la zona de Piaxtla dentro del Complejo Acatlán:
Implicaciones tectónico-mineras**

Tesis que presenta

Jaime Alberto Garcés Gómez

Para obtener el grado de

Maestro(a) en Geociencias Aplicadas

Director (Codirectores) de la Tesis:

Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., 16 de diciembre de 2019



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "Análisis de las anomalías magnéticas y geoquímicas de la zona de Piaxtla dentro del Complejo Acatlán: Implicaciones tectónico-mineras" presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Jaime Alberto Garcés Gómez** y aprobada el **veintiséis de noviembre del dos mil diecinueve** 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. Margarito Tristán González
Miembro del Comité Tutorial

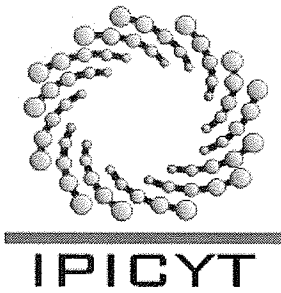
Dr. Macario Rocha Rocha
Miembro del Comité Tutorial



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 595478 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 050 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 16 días del mes de diciembre del año 2019, se reunió a las 09:10 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Margarito Tristán González	Presidente	UASLP
Dr. Macario Rocha Rocha	Secretario	UASLP
M. en C. David Ernesto Torres Gaytán	Sinodal	IPICYT
Dr. Héctor López Loera	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Jaime Alberto Garcés Gómez

sobre la Tesis intitulada:

Análisis de las anomalías magnéticas y geoquímicas de la zona de Piaxtla dentro del Complejo Acatlán: Implicaciones tectónico-mineras

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Héctor López Loera

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 10:59 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 16 días del mes de diciembre de 2019.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dedicatorias

Con el corazón en la mano llena de felicidad, amor y esperanza, dedico este proyecto de tesis que hoy culmino, a cada uno de mis seres queridos, los cuales siempre han estado apoyándome para seguir adelante.

Especialmente a mis padres Yolanda Gómez Parada y Cirino Garcés Cruz por brindarme su apoyo, dedicación y esfuerzo. Agradezco sus sabios consejos y su gran ejemplo a seguir. Son ustedes mi inspiración para seguir preparándome día con día.

A mis extraordinarios hermanos Iván, Fredy, Johana y Marlenne por su amor y apoyo incondicional día con día, gracias por confiar siempre en mí.

Con dedicación especial a mi abuela Agustina por ser mi motor principal de inspiración, sin dejar de lado a mis tíos, primos, gracias por ser parte de mi vida y por permitirme ser parte de esta grandiosa familia.

Agradecimientos

Agradezco de manera especial y respetuosa al Dr. Héctor López Loera, por fungir como un guía en mi vida profesional y personal, al compartir conmigo sus valiosos conocimientos, sabiduría y finito tiempo compartido.

Quiero agradecer a esta prestigiada alma máter el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. por haber recibido y aceptado mi solicitud de prácticas profesionales que fueron un parte aguas muy importante para seguir con mis estudios de posgrado.

A la División de Geociencias Aplicadas por arroparme en sus instalaciones, por todo el apoyo otorgado y las facilidades que me brindaron a lo largo del desarrollo del posgrado y el inigualable apoyo en realización de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada.

A los investigadores de la División de Geociencias Aplicada por todo el conocimiento que me fue compartido a lo largo de mi estancia.

A mis sinodales, Dr. Margarito Tristán González, Dr. Macario Rocha Rocha, M.C. David Ernesto Torres Gaytan, por su tiempo, consejos y asesorías.

A todos aquellos compañeros de Geociencias Aplicadas quienes me brindaron su apoyo y su sincera amistad durante los estudios como para la realización de esta tesis (Juan Jose, Alberto, Lucy, Angeles, Daniel, Edgar, Chuy, Iván, Karen, Diana, Irving, Osvaldo, Marichuy, Randall, Joselyn).

A mis amigos de vida, gracias por sus consejos apoyo y palabras de ánimo que me ayudaron a cumplir este proyecto (Reyna, Toño, Jaime, Azucena, Sonia, Magda, Xóchitl, Noé, Gaby, Efrén, Mónica, Alejandro, Vanesa, y muchos más que no recuerdo en este momento).

Contenido

Constancia de aprobacion de tesis	ii
Créditos Institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos.....	vi
Lista de tablas	viii
Lista de figuras.....	ix
Abreviaturas	xi
Resumen.....	xii
Abstract	xiii
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Justificación	2
1.3. Objetivos.....	3
1.3.1. Objetivo general.....	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Ubicación del área de estudio y vías de acceso.....	3
1.5. Antecedentes.....	5
CAPÍTULO 2. FUNDAMENTO TEÓRICO.....	7
2.1. Magnetometría	7
2.1.1. Campo Magnético.....	7
2.1.2. Flujo Magnético.....	7
2.1.3. Definición de Imán.....	8
2.1.4. Ley de fuerzas.....	9
2.1.5. Momento magnético.....	9
2.1.6. Campo Magnético (H).....	9
2.1.7. Líneas de fuerza	10
2.1.8. Inducción magnética (B).....	10
2.1.10. Permeabilidad magnética.....	10
2.1.11. Susceptibilidad magnética (K).....	11
2.1.12. Método Magnético.....	15
2.1.13. Campo magnético terrestre.....	16
2.1.14. Elementos del Campo Magnético Terrestre	18
2.1.15. Variaciones temporales del campo magnético terrestre.....	20
2.1.16. Magnetismo remanente y ciclo de histéresis.....	21
2.1.17. El campo geomagnético internacional de referencia.....	23
2.1.18. Anomalías magnéticas	24
2.1.19. Adquisición de los datos de magnetometría aérea.....	26
2.1.20. Adquisición de datos de magnetometría terrestre	27
2.1.21. Filtros matemáticos para procesado de la información.....	28
2.2. Geoquímica.....	30
2.2.1. Dispersión geoquímica	31
2.2.2. Elemento indicador y explorador.....	32
2.2.3. Patrón de la distribución geoquímica	33
2.2.4. <i>Background</i>	36

2.2.5. Muestreo geoquímico.....	36
2.2.6 Tratamiento de muestras geoquímicas.....	38
2.2.7. Métodos de análisis geoquímico.....	40
2.2.8. Parámetros estadísticos.....	44
CAPÍTULO 3. ENTORNO GEOLÓGICO.....	46
3.1. Evolución tectónica.....	46
3.2. Límites del terreno Mixteco.....	48
3.3. Geología regional.....	48
3.3.1. Estratigrafía.....	50
3.4. Geología local.....	54
3.4.1. Granitoide.....	54
3.4.2. Cuarzita-esquistos.....	55
3.4.3. Metavolcánica-anfibolita.....	56
3.4.4. Metacaliza-filita.....	57
3.4.5. Conglomerado polimíctico-arenisca.....	58
3.4.6. Toba andesítica.....	58
3.4.7. Aluvión.....	59
CAPÍTULO 4. METODOLOGIA Y RESULTADOS.....	60
4.1.1. Adquisición y procesado de la información.....	61
4.1.2. Campo Magnético Residual (CMR).....	61
4.1.3. Campo magnético reducido al polo.....	63
4.1.4. Dominios Aeromagnéticos.....	65
4.1.5. Lineamientos aeromagnéticos.....	75
4.2. Adquisición y procesado de la información terrestre.....	77
4.2.1. Campo magnético total (CMT).....	79
4.2.2. Campo magnético residual.....	80
4.2.3. Campo magnético residual reducido al polo.....	81
4.2.4. Inversión magnética 3D.....	82
4.2.5. Secciones magnéticas.....	89
4.3. Análisis geoquímico.....	93
4.3.1. Muestreo geoquímico	
.....Las muestras de sedimento activo de arrollo fueron recolectadas en el área correspondiente a la Carta Geológico-Minera Acatlán de Osorio, Puebla, E14-B83, escala 1: 50,000 auspiciada por el SGM (Figura 37)......	94
4.3.2. Correlación geoquímica.....	97
4.3.3. Tratamiento estadístico.....	97
4.3.4. Anomalías geoquímicas.....	97
4.4. Integración de los métodos de exploración.....	109
CONCLUSIONES.....	116
BIBLIOGRAFÍA.....	117

Lista de tablas

Tabla 1. Susceptibilidad magnética de rocas (Telford <i>et al.</i> , 1976).....	12
Tabla 2. Elementos indicadores y exploradores.....	33
Tabla 3. Abundancia de los elementos químicos en rocas (Rose <i>et al.</i> , 1979).....	34

Tabla 4. Características de las estructuras presentes en modelo 3D.	84
Tabla 5. Diagrama de dispersión de Pearson.	95
Tabla 6. Análisis estadístico de los elementos.	96

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio Piaxtla y vías de acceso en el Estado de Puebla.	4
Figura 2. Diagrama mostrando líneas de fuerza magnética alrededor de una barra imantada.	7
Figura 3. Diagrama mostrando el flujo del campo magnético en; a) materiales no magnéticos y (b) materiales magnéticos.	8
Figura 4. Tipos de comportamiento magnético, a) paramagnetismo, b) ferromagnetismo, c) antiferromagnetismo y d) ferrimagnetismo	14
Figura 5. Representación esquemática del campo magnético terrestre. Las líneas de color gris representan el flujo del campo magnético, las flechas en color naranja y azul indican la dirección del flujo.	16
Figura 6. Representación vectorial de las componentes del campo geomagnético.	19
Figura 7. Mapa mostrando la distribución de la intensidad del campo magnético (F) sobre la superficie terrestre.	24
Figura 8. Esquema mostrando el registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético.	25
Figura 9. Descripción gráfica de las anomalías magnéticas.	26
Figura 10. Anomalía magnética.	28
Figura 11. Representación esquemática de un relieve geoquímico en donde se observa la anomalía asociada a mineral.	31
Figura 12. Red de muestreo rectangular (Rose <i>et al.</i> , 1979).	35
Figura 13. Ejemplo de patrón de muestreo en la base de la pendiente (Rose <i>et al.</i> , 1979).	36
Figura 14. Patrón de muestreo siguiendo crestas.	37
Figura 15. Representación esquemática de la emisión de energía de electrones provenientes de un átomo después de ser irradiado con rayos X.	43
Figura 16. Mapa de los terrenos tectono-estratigráficos de México (Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , 2018).	46
Figura 17. Mapa de la geología regional del CA modificado de (Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , 2018).	49
Figura 18. Mapa de la geología local de Piaxtla, Puebla modificado de (S.G.M, 1997).	55
Figura 19. Configuración del Campo Magnético Residual. Los colores magenta y rojo corresponden a anomalías magnéticas positivas y los colores en azul como anomalías negativas, la barra de colores muestra el valor magnético en nT.	62
Figura 20. . Configuración del campo magnético residual reducido al polo (CMRP). Las líneas de color negro representan las principales estructuras de la zona de estudio.	64

Figura 21. Dominios aeromagnéticos someros delimitados por líneas de color blanco. Cada dominio se identifica con las letras A, B, C, D, E, F, G, H, I, J y K. .	66
Figura 22. Dominios aeromagnéticos profundos delimitados por líneas de color blanco. Cada dominio se identifica con las letras A, B, C, D, E y F.....	72
Figura 23. Lineamientos magnéticos someros del CA marcados en la segunda derivada vertical en Z continuada ascendentemente a 2 km de la configuración del campo magnético residual reducido al polo.	76
Figura 24. Lineamientos magnéticos profundos del Terreno Mixteco marcados en la primera derivada vertical en Z continuando ascendentemente 5 km de la configuración del campo magnético residual reducido al polo.	77
Figura 25. . Mapa del campo magnético total obtenido para el poblado de Piaxtla, Puebla. Las líneas en color negro indican las secciones en donde se tomaron las lecturas del campo magnético total.	79
Figura 26. Mapa del campo magnético residual de la zona Piaxtla, Puebla.	80
Figura 27. Mapa del campo magnético reducido al polo de la zona de Piaxtla, Puebla.	81
Figura 28. Modelo VOXI con la integración de los dominios de isosusceptibilidad visto en dirección N-S.	83
Figura 29. Modelo VOXI representa la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000030-0.000250 SI.	85
Figura 30. Modelo VOXI mostrando la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000250 a 0.000498 SI.	86
Figura 31. Modelo VOXI representa la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000501 a 0.000899 SI.	87
Figura 32. Modelo VOXI con la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000907 a 0.004291 SI.	88
Figura 33. Mapa geológico-estructural mostrando líneas de sección.....	90
Figura 34. Sección de susceptibilidades magnéticas A-A'	91
Figura 35. Sección de susceptibilidades magnéticas B-B'	92
Figura 36. Sección de susceptibilidades magnéticas C-C'	93
Figura 37. Plano geológico e hidrológico con sitios de muestreo de sedimento activo de arroyo en la zona de Piaxtla, Puebla.....	94
Figura 38. Mapa de anomalías geoquímicas de Ni delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	97
Figura 39. Mapa de anomalías geoquímicas de Cr delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	98
Figura 40. Mapa de anomalías geoquímicas de Sc delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	99
Figura 41. Mapa de anomalías geoquímicas de Fe delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	99
Figura 42. Mapa de anomalías geoquímicas de Pb delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	100
Figura 43. Mapa de anomalías geoquímicas de Zn delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	101
Figura 44. Mapa de anomalías geoquímicas de Co delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.	101

Figura 45. Mapa de anomalías geoquímicas de Cu delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.....	102
Figura 46. Mapa de anomalías geoquímicas de Mn delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.....	103
Figura 47. Mapa de anomalías geoquímicas de Ag delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	104
Figura 48. Mapa de anomalías geoquímicas de U delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	104
Figura 49. Mapa de anomalías geoquímicas de Sr delimitadas en línea blanca, sobre zona de Piaxtla, Puebla.....	105
Figura 50. Mapa de anomalías geoquímicas de Be delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	106
Figura 51. Mapa de anomalías geoquímicas de potasio delimitadas en línea blanca, sobre zona de Piaxtla, Puebla.....	106
Figura 52. Mapa de anomalías geoquímicas de As delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	107
Figura 54. Mapa de anomalías geoquímicas de P delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	108
Figura 53. Mapa de anomalías geoquímicas de Bi delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	108
Figura 55. Mapa de anomalías geoquímicas de Sb delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	109
Figura 56. Mapa de anomalías geoquímicas de Mo delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.....	110
Figura 57. Esquema con la integración litológica, estructural, geoquímica y magnética de la sección A-A' en la zona de Piaxtla, Puebla.....	111
Figura 58. Esquema con la integración litológica, estructural, geoquímica y magnética de la sección B-B' en la zona de Piaxtla, Puebla.....	112
Figura 59. Esquema con la integración litológica, estructural, geoquímica y magnética de la sección C-C' en la zona de la Piaxtla, Puebla.....	114

Abreviaturas

CA	Complejo Acatlán
SGM	Servicio Geológico Mexicano
IGRF	Campo Geomagnético Internacional de Referencia
IAGA	Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeromagnetometría
IPICYT	Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica
CONACYT	Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

Resumen

Análisis de las anomalías magnéticas y geoquímicas de la zona de Piaxtla dentro del Complejo Acatlán: Implicaciones tectónico-mineras

PALABRAS CLAVE: Zonas mineralizadas, geoquímica, magnetometría aérea y terrestre, tectónica.

El presente estudio referente al análisis de la información geológica, geofísica y geoquímica del Complejo Acatlán (CA). Se llevó a cabo con la finalidad de cumplir varios propósitos entre los que se encontraba principalmente ayudar a resolver el proceso de evolución tectónica del CA, analizando matemáticamente el campo magnético, con el *software Oasis montaj*, adquiriendo los datos digitales del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Obteniendo como resultados la estructura profunda del CA, el cual está conformado por bloques que están separados por fallas tectónicas profundas con dirección N-S mostrando muy poca expresión en superficie o en la mayoría de los casos están cubiertas total o parcialmente por rocas más recientes. Como segundo objetivo principal se planteó la identificación de zonas potencialmente mineralizadas que se podrían encontrar dentro de este complejo, su relación con el campo magnético y su evolución tectónica del CA. Para ello se analizaron los datos geoquímicos obtenidos del SGM y los datos del campo magnético terrestre recolectados por la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT). Encontrándose en el área del poblado de Piaxtla, Puebla importantes anomalías geoquímicas las cuales tienen relación con las anomalías del campo magnético y las anomalías de susceptibilidad, en la inversión magnética 3D muestran que son originadas por cuerpos ígneos intrusivos a una profundidad somera correlacionándose hipotéticamente, por sus características geológicas, magnéticas y químicas con plutones de composición diorítica emplazados en zonas de fallamiento tectónico.

Abstract

Análisis de las anomalías magnéticas y geoquímicas de la zona de Piaxtla dentro del Complejo Acatlán: Implicaciones tectónico-mineras

KEY WORDS. Acatlan Metamorphic Complex, magnetic prospecting, geochemistry, tectonic plates.

In this work, Acatlan Metamorphic Complex (AMC) was studied to understand the process of tectonic evolution through extensive analysis of the geological, geophysical and geochemical data.

In first instance, the residual magnetic field of the study area was acquired by Mexican Geological Service and analyzed by the Oasis Montaj software. The results indicate that the deep structure of the AMC is conformed by blocks that are separated by deep tectonic faults with N-S direction. These tectonic faults are slightly shown on the surface and covered fully or partially by recent rocks.

On the other hand, the identification of mineralized zones in the study area was made through the correlation of the magnetic field and tectonic evolution of the AMC. The geochemical data obtained by Mexican Geological Service combined with earth magnetic field data, which was collected from the Piaxtla town shows important geochemical anomalies that are originated by intrusive igneous bodies at a shallow depth.

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

Explorar para generar nuevos descubrimientos es el motivo principal del ramo minero para seguir produciendo minerales metálicos y no metálicos que son utilizados en infinidad de productos que utilizamos todos los días.

En la prospección minera se utilizan diferentes técnicas para poder descubrir un yacimiento mineral, la geofísica es una de ellas, la cual emplea diferentes métodos que miden las propiedades físicas de las rocas.

La geofísica se emplea cuando el objetivo a alcanzar es difícil o inaccesible para los métodos geológicos tradicionales, a causa de la escasez o ausencia de evidencias superficiales, así como para darle mayor soporte a los estudios geológicos de campo.

La exploración geofísica minera puede comprenderse como la búsqueda de estructuras geológicas mineralizadas utilizando las propiedades físicas más importantes de las rocas y de minerales, tales como densidad, magnetismo, conductividad eléctrica, elasticidad y radioactividad. La medición de estas propiedades físicas, deben utilizar estándares de calidad y equipos de gran precisión en cada uno de los métodos (gravimétrico, magnético, eléctrico, sísmico, electromagnético y radiométrico).

El resultado de la aplicación de los métodos geofísicos son anomalías, es decir, diferencias cualitativas y cuantitativas respecto a la propiedad física medible. A través del procesamiento matemático de estas anomalías, es posible determinar

e identificar certeramente depósitos dentro del medio geológico, delimitando la geometría, profundidad, volumen y tipo de mineralización, permitiendo explorar el subsuelo debido al continuo agotamiento de los depósitos superficiales.

Generalmente durante la prospección geofísica es recomendable seguir una secuencia en la aplicación de los diferentes métodos y técnicas que proporcionan información más precisa, de tal manera que en un principio se emplean métodos de reconocimiento que pueden determinar la situación de áreas de interés en las que, por medio de estudios detallados y la aplicación de métodos geofísicos más puntuales, puede obtenerse la máxima información de depósitos o manifestaciones de concentración mineral en el subsuelo, lo que constituye un conocimiento fundamental para la aplicación certera de métodos directos de exploración, como son la barrenación y obras directas para determinar la calidad del mineral y las dimensiones reales del depósito.

1.2. Justificación

El CA es uno de los terrenos más antiguos que conforman el territorio mexicano. Su edad de origen data del Paleozoico, ubicándose dentro del terreno tectonoestratigráfico Mixteco. Se caracteriza por tener una complicada petrología, estratigrafía y una prolongada historia tectónica. Sin embargo, su origen de formación, cinemática y los límites tectónicos aún son controversiales.

Por lo tanto, la finalidad de esta investigación académica-científica, es realizar un análisis de las anomalías aeromagnéticas y poder asociarlas a zonas de debilidad, por ejemplo, contactos litológicos, fallas y/o fracturas que pudieran o no

tener presencia en superficie. Por otro lado, el analizar la información geoquímica y magnética permitirá encontrar zonas potencialmente mineralizadas para de esta manera demostrar el gran potencial minero de los complejos metamórficos.

En conjunto los resultados del análisis de la información geológica, geofísica y geoquímica aportaran conocimiento al acervo geocientífico relacionado a la geología económica nacional.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

La finalidad principal de esta investigación académico-científica es realizar el análisis de la información magnética y geoquímica, que permita la delimitación de zonas potencialmente mineralizadas en el área de los municipios de Ahuehuetitla y Piaxtla, Puebla, México, así como detectar fallas profundas claves en la evolución tectónica del CA.

1.3.2. Objetivos específicos

- Detectar fallas tectónicas por medio del análisis de la información aeromagnética.
- Definir áreas mineralizadas sobre el subsuelo mediante el procesado matemático de los datos magnéticos terrestres y geoquímicos.
- Realizar un modelo de inversión magnética 3D.

1.4. Ubicación del área de estudio y vías de acceso

El área de estudio (Figura 1) está situada en el municipio de Piaxtla, Puebla a 90 km al sureste de su capital y a 15 km al poniente de la ciudad de Acatlán

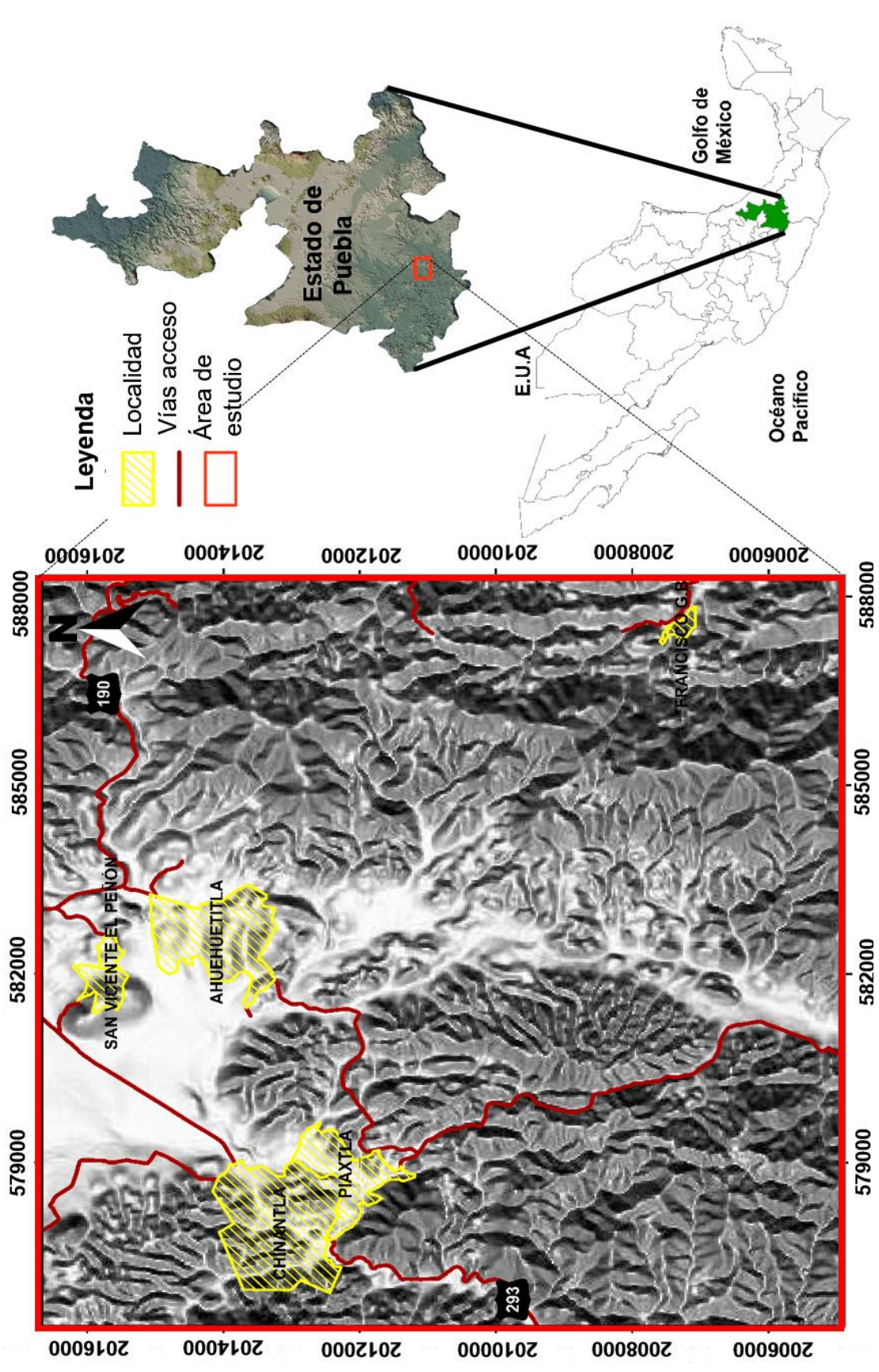


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio Piaxtla y vías de acceso en el Estado de Puebla.

Puebla cerca del límite con el estado de Oaxaca, en la región de la Mixteca Alta. El área de estudio comprende los municipios de Piaxtla y Ahuehuetitla, dentro del rectángulo conformado por las coordenadas UTM 575040, 2016406 y 589639, 2005765 de la zona 14N del sistema WGS-84 cubriendo un área de 200 km², con una altitud que varía de 1,100 a 1,500 m s.n.m.

El acceso al área de estudio partiendo de la ciudad de Puebla es a través de la carretera Federal No. 190, pasando por los municipios de Izucar de Matamoros y Tehuitzingo siguiendo por la carretera Tulcingo del Valle-Tehuitzingo hasta llegar al municipio de Piaxtla (Figura 1).

Esta zona de interés se encuentra dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur en la subprovincia Cordillera Costera del Sur que se caracteriza por una cadena de sierras surcadas por valles angostos, unos de laderas escarpadas y otros de laderas tendidas; asimismo, hay áreas de lomeríos como los de la zona de Tehuitzingo, llanuras al oeste de Ahuehuetitla, colinda al oeste y norte con la subprovincia Sierras y Valles Guerrerenses, al noreste con la subprovincia Sur de Puebla y al oriente con la Mixteca Alta (INEGI, 2000).

1.5. Antecedentes

Los primeros estudios geológicos realizados en esta área se encuentran en el trabajo de Ortega-Gutiérrez, (1978), donde establecen un basamento cristalino de edad Arcaica con características diferentes a las del Complejo Oaxaqueño y Complejo Xolapa.

Los trabajos de (Ortega-Gutiérrez, 1978) describen litología estructural, petrología y estratigrafía de esta área y establece elevar la categoría de Formación Acatlán dada por (Fries y Rincon-Orta, 1965) a CA, incluyendo una reseña del potencial geológico-minero.

El Consejo de Recursos Minerales (CRM, hoy SGM) auspició diferentes proyectos de exploración geológico-minera, (Aguilar Garcia, 1975; Chavez González, 1980; Fritz J., 1980; Morales Salinas, 1996; Rodriguez Medina, 1976), y exploración geofísica (Hernandez Perez, 1988), que sirvieron como base para evaluar los recursos naturales y el desarrollo de nuevos proyectos.

En 1997, el CMR auspició el trabajo de cartografía geológico-minera y geoquímica, resultando la carta actual de Acatlán de Osorio Puebla (Sanchez-Rojas, Rosales-Franco, y Perez-Vargas, 1997). En esta carta se ilustra la litología, estructural, tectónica, geoquímica y se ubican zonas de minerales metálicos y no metálicos. (Sanchez-Rojas *et al.*,1997) describe en esta área las zonas mineralizadas de Cañada de Tetla, Ilmancingo, La Luz y Tecomatlan. Las zonas de Cañada de Tetla e Ilmancingo asume un sistema hidrotermal de baja presión y temperatura en relleno de fisuras con minerales metálicos y valores de hasta 1200 ppb Au, 64 ppm Ag y 0.97 % Cu. La zona de Tecomatlan fue prospectada por minerales de litio, cromo y níquel en un sistema de metamorfismo dinámico. En la zona de la Luz ha sido referido como un sistema epitermal de baja presión y temperatura rellenando fisuras con estibinita, alojada en esquitos y cuarcitas con vetas y bolsas irregulares.

CAPÍTULO 2. FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1. Magnetometría

2.1.1. Campo Magnético

El campo magnético comprende las líneas de fuerza de atracción que son irradiadas desde el polo positivo (norte) hasta el polo negativo (sur) y regresa al polo positivo cruzando todo el material magnético. En general, el campo magnético es representado con un vector B conocido como densidad de flujo magnético o inducción magnética el cual puede visualizarse mediante líneas de inducción (Figura 2).

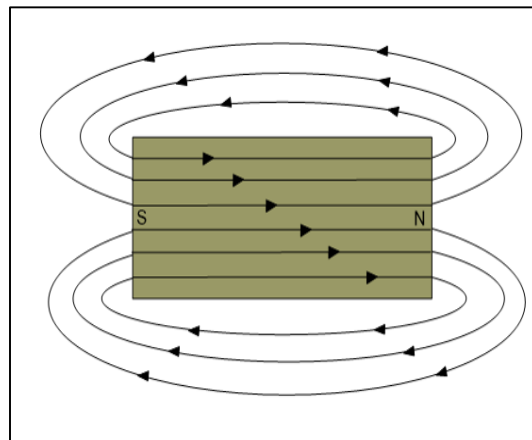


Figura 2. Diagrama mostrando líneas de fuerza magnética alrededor de una barra imantada.

2.1.2. Flujo Magnético

El flujo magnético es el conjunto de líneas de fuerza que son trasladadas desde el polo positivo hacia el polo negativo de un imán. El valor de flujo es determinado por el número de líneas de fuerza presentes en un campo magnético, el flujo será más grande mientras más líneas de fuerza existan (Figura 3).

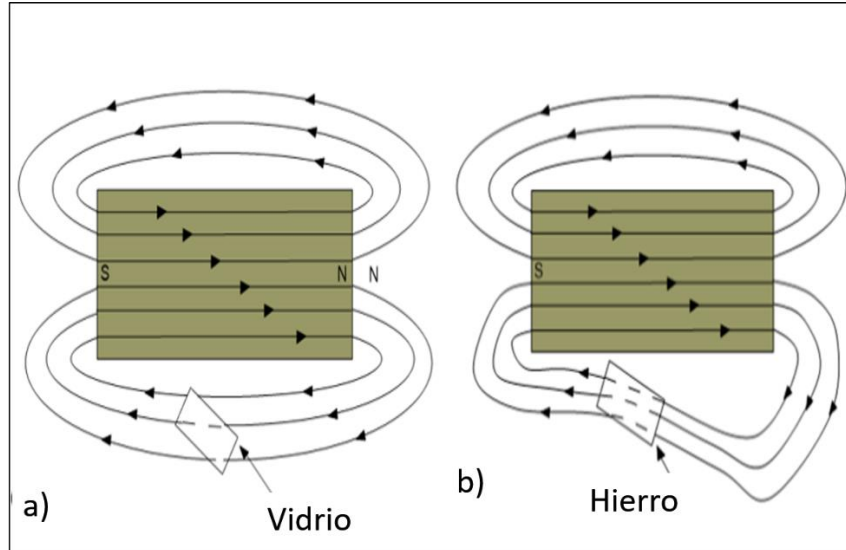


Figura 3. Diagrama mostrando el flujo del campo magnético en; a) materiales no magnéticos y (b) materiales magnéticos.

2.1.3. Definición de Imán

La principal característica de un imán es que es un dipolo magnético que tiene intensidades de igual magnitud en sus dos polos, pero de signo contrario: polo norte (+) y polo sur (-) según su naturaleza, los imanes se pueden clasificar en:

- a. **Naturales.** Estos son encontrados en la corteza terrestre y su composición es de magnetita, pirrotita, hematita, ilmenita y cromita.
- b. **Temporales.** Sustancias imantadas artificialmente que pierden su magnetismo al retirar el campo magnético ejercido sobre el cuerpo, por ejemplo, el Fierro.
- c. **Permanentes.** Materiales imantados artificialmente que mantienen su magnetismo después de quitar el campo ejercido sobre el cuerpo, por ejemplo, cobalto, acero y níquel.

2.1.4. Ley de fuerzas

La ley de fuerzas entre dos polos magnéticos experimentada con una balanza de torsión, fue definida por la ley de Coulomb de la siguiente manera (Ecuación 1), donde la fuerza de atracción entre dos polos es:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde m_1 y m_2 son las intensidades de los polos, r es la distancia que los separa, y μ es la permeabilidad magnética del núcleo entre los polos.

2.1.5. Momento magnético

La unidad básica del magnetismo es el momento magnético. Si existe una corriente (I) alrededor de una superficie (dS), entonces el momento magnético ($d\mu$) está dado por:

$$d\mu = IdS \quad \text{Ecuación 2}$$

Las unidades del momento magnético son A.m²

2.1.6. Campo Magnético (H)

Esto es la zona que rodea a un cuerpo magnetizado. La intensidad de un campo H es definida como la fuerza que un campo magnético ejerce sobre un polo magnético.

$$H = \frac{B}{\mu_0} - M \quad \text{Ecuación 3}$$

B = Inducción Magnética.

M = Magnetización

μ_0 = Factor de magnetización

2.1.7. Líneas de fuerza

Un polo positivo en un campo magnético que moverá siguiendo una línea de fuerza magnética y su dirección siempre es de positivo a negativo. El ejemplo más clásico para mostrar las líneas de fuerza es la limadura de hierro que tiene las siguientes propiedades:

- En cualquier punto del campo una tangente a estas líneas nos dará la dirección de la intensidad y sentido.
- La densidad de líneas de fuerza que atraviesan un área de 1 cm^2 , perpendicular a la dirección del campo en un punto es la intensidad del campo magnético y la podemos obtener en un valor numérico.

2.1.8. Inducción magnética (B)

Este vector es inducido a partir de una corriente eléctrica. La corriente eléctrica se comporta como un remolino de líneas de fuerza generando un campo magnético, ocurre también a la inversa, es decir, los campos magnéticos también ejercen fuerza as sobre cargas eléctricas en movimiento.

Por ejemplo, un imán que se mueve a través de una bobina solenoide, el cuerpo magnético genera un flujo de corriente de electrones, detectados en un amperímetro, fenómeno conocido como inducción magnética.

2.1.10. Permeabilidad magnética

Esta es la capacidad de una sustancia o Medio para atraer y hacer pasar a través de sí misma los campos magnéticos, dada por la relación entre la intensidad de campo magnético existente y la inducción magnética que aparece en el interior

de dicho material. El grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético, denominada permeabilidad absoluta y se suele representar por el símbolo μ .

$$\mu = \frac{B}{H} \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde B es la inducción magnética en el material, y H es intensidad de campo magnético. μ es la permeabilidad magnética y en el vacío tiene un valor de uno, debido a que no hay materia que modifique el campo.

2.1.11. Susceptibilidad magnética (K)

Al someter un material a un campo magnético \bar{B} , éste logra magnetizarse. Adquiere una intensidad de imantación I proporcional al campo exterior aplicado.

$$\bar{I} = k * H \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde la constante de proporcionalidad k , recibe el nombre de susceptibilidad magnética e indica el grado de sensibilidad a la magnetización de un material influenciado por un campo magnético. El fenómeno magnético en la materia, debe analizarse considerando que está formado por cargas eléctricas positivas y negativas en movimiento. Tanto los protones en su movimiento de spin nuclear, como los electrones en sus movimientos orbitales y de spin, los cuales pueden considerarse como minúsculos imanes (dipolos).

La medición de K es documentada en laboratorio mediante un puente de inductancia o una balanza magnética, o bien multiplicando el porcentaje de magnetita u otros minerales magnéticos presentes en la roca por la susceptibilidad magnética de éstos, valores que pueden ser encontrados fácilmente en la literatura.

Tabla 1. Susceptibilidad magnética de rocas (Telford *et al.*, 1976)

Tipo roca	Susceptibilidad magnética x10 ³ (SI)		Tipo roca	Susceptibilidad magnética x10 ³ (SI)	
	Rango	Promedio		Rango	Promedio
Sedimentarias			Diorita	0.6 a 120	86
Dolomita	0 a 0.9	0.1	Piroxenita		125
Caliza	0 a 3	0.3	Peridotita	90 a 200	150
Arenisca	0 a 20	0.4	Andesita		160
Lutita	0.01 a 15	0.6	Promedio rocas acidas	0 a 80	8
Promedio	0 a 18	0.9	Promedio rocas básicas	0.5 a 97	25
Metamórficas			Minerales		
Anfibolita		0.7	Grafito		0.1
Esquisto	0.3 a 3	1.4	Cuarzo		-0.01
Filita		1.5	Halita		-0.01
Gneiss	0.1 a 25		Anhidrita		-0.01
Cuarcita		4	Calcita	-0.001 a -0.01	
Serpentinita	3 a 17		Carbón		0.02
Pizarra	0 a 35	6	Arcilla		0.2
Promedio	0 a 70	4.2	Calcopirita		0.4
Ígneas			Esfalerita		0.7
Granito	0 a 50	2.5	Casiterita		0.9
Riolita	0.2 a 35		Siderita	1 a 4	
Dolerita	1 a 35	17	Pirita	0.05 a 5	
Augita-sienita	30 a 40		Limonita		2.5
Diabasa olivínica		25	Arsenopirita		3
Diabasa	1 a 60	55	Hematita	0.5 a 35	1.5
Pórfido	0.3 a 200	60	Cromita	3 a 110	7
Gabro	1 a 90	70	Franklinita		430
Basalto	0.2 a 175	70	Pirrotita	1 a 6,000	1,500
			Ilmenita	300 a 3,500	1,800
			Magnetita	1,200 a 19,200	6,000

La susceptibilidad magnética K es un valor muy útil, ya que permite la diferenciación entre diversos tipos de rocas; por ejemplo, rocas sedimentarias presentan valores de K bajos (-0.001, -.01, 0.1) y rocas ígneas y/o metamórficas presentan valores de K altos (2.5, 123.1) (Tabla 1).

Cabe mencionar, que existen tres fenómenos magnéticos en la materia al someterla a un campo exterior, y los materiales pueden clasificarse en 3 grupos de acuerdo con su comportamiento magnético (diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos) estos últimos subdivididos en ferrimagnéticos y antiferromagnéticos (Figura 4).

- a. **Diamagnéticos.** Materiales con susceptibilidad magnética negativa. Esto implica que la intensidad de la magnetización inducida del material, debida a un campo magnético H , es contraria a la dirección de H . Todos los materiales son fundamentalmente diamagnéticos, dado que el movimiento orbital de las cargas negativas de los electrones, en presencia de un campo externo, se opone a la dirección de dicho campo (Figura 4).
- b. **Paramagnéticos.** Los materiales paramagnéticos son aquellos cuya suma neta de los momentos magnéticos permanentes de sus átomos o moléculas es nula (Figura 4). Estos materiales tienen un comportamiento magnético muy débil. Si se aplica un campo magnético exterior, los momentos magnéticos de los materiales paramagnéticos se tienden a ordenar de forma paralela al mismo. Por tanto, los dipolos se orientan en la misma dirección y

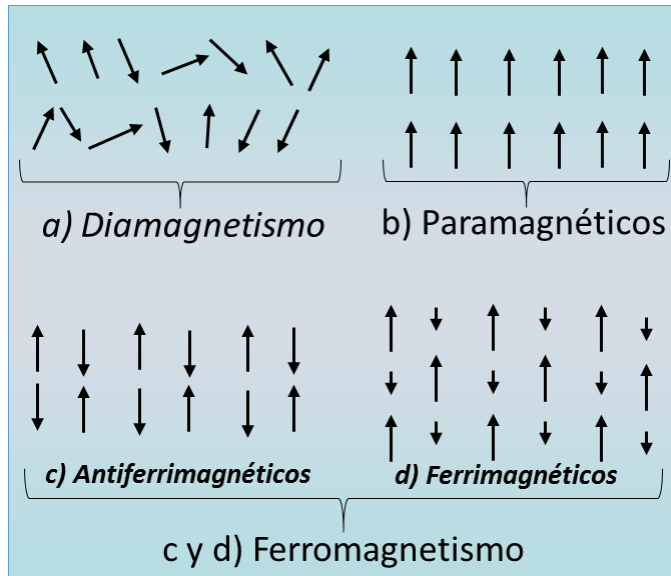


Figura 4. Tipos de comportamiento magnético, a) paramagnetismo, b) ferromagnetismo, c) antiferromagnetismo y d) ferrimagnetismo

sentido que el campo aplicado, por lo que la susceptibilidad magnética, aunque débil, es positiva.

c. **Ferromagnéticos.** Materiales en los que la interacción entre átomos y grupos de átomos es intensa que existe un alineamiento de momentos dentro de una región muy grande del material (Figura 4).

- **Ferrimagnéticos.** Materiales en los cuales los dominios magnéticos están subdivididos en regiones que se encuentran en oposición uno con otro; sin embargo, su momento magnético es distinto de cero cuando $H = 0$.
- **Antiferromagnéticos:** Materiales donde los momentos magnéticos de los dominios paralelos y antiparalelos se cancelan unos con otros, por lo que la susceptibilidad magnética resultante es muy pequeña.

2.1.12. Método Magnético

Los conceptos anteriores permiten entender con claridad en que consiste el método magnético. El método magnético es una técnica de exploración geofísica que consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y en base a ellas, deducir la constitución del subsuelo (Telford, Geldart, Sheriff, and Keys, 1976). Los levantamientos magnéticos consisten en realizar mediciones de la intensidad del campo magnético sobre la superficie terrestre, con instrumentos denominados magnetómetros, en intervalos de distancia aproximadamente constantes a lo largo de una línea denominada perfil. El éxito de esta técnica radica en realizar las mediciones lo más lejos posible de fuentes que puedan generar campos magnéticos de grandes magnitudes, por ejemplo, líneas de alta tensión, motores de automóviles y/o industriales, objetos metálicos, etc.(Telford *et al.*, 1976).

Si bien, un porcentaje considerable del campo geomagnético es proveniente del núcleo de la Tierra (>90%), la distribución de los materiales en la corteza y el manto superior también producen campos importantes que pueden ser medibles en superficie. No obstante, para que esta última contribución pueda ser percibida en las mediciones, es necesario eliminar la contribución del núcleo, así como las aportaciones externas (interacción Tierra-Sol, fuentes antropogénicas, entre otras) (Blakely, 1995).

A continuación, están descritas las características del campo magnético terrestre, los elementos que lo constituyen, los factores que producen variaciones

temporales, así como las correcciones necesarias para obtener la anomalía magnética.

2.1.13. Campo magnético terrestre.

El campo magnético de la Tierra ha sido estudiado desde la antigüedad por varios físicos que con el paso del tiempo hicieron aportaciones a los conocimientos para el entendimiento del origen y comportamiento del campo magnético. En el trabajo de (Gilbert 1600, citado en (Telford *et al.*, 1976) demuestra por primera vez que la Tierra se comporta como un imán permanente orientado generalmente en dirección norte-sur muy cerca del eje de rotación de la Tierra.

A más de 400 años de la primera publicación científica del campo magnético aún sigue desconociéndose el origen del campo magnético terrestre. En ese lapso de tiempo, han existido varios modelos que lo describen; por ejemplo, Glatzmaier and Roberts, (1996) basado en la teoría del geodínamo en el cual, mediante

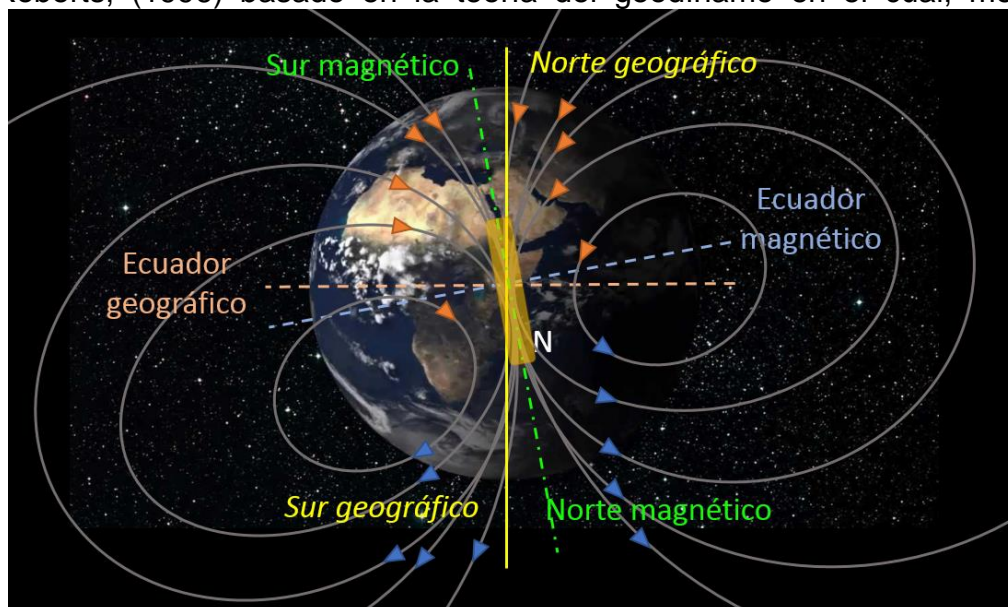


Figura 5. Representación esquemática del campo magnético terrestre. Las líneas de color gris representan el flujo del campo magnético, las flechas en color naranja y azul indican la dirección del flujo.

simulación numérica determina el comportamiento del campo magnético terrestre encontrando que en el fluido del núcleo externo donde el campo es generado, las líneas de flujo magnético se entrelazan y se cortan por el flujo. El campo que se extiende más allá del núcleo es significativamente débil y predominantemente dipolar que el modelo superficial (Telford *et al.*, 1976). La figura 5, exhibe esquematizadamente el comportamiento del flujo magnético.

En el interior de la Tierra es generado el campo magnético principal, también llamado dipolo geomagnético, el cual es la teoría más aceptada. El interior se divide, en un estado sólido denominado núcleo interno, cubierto por un material líquido llamado núcleo externo, en donde se encuentran elementos metálicos como el hierro y níquel, los cuales son altamente conductores y se encuentran sometidos a altas presiones y temperaturas. Estos núcleos están cubiertos por el manto, una gruesa capa de material viscoso de alrededor de 2.900 km de espesor, sobreyaciendo a esta se encuentra la corteza que es la parte rocosa que cubre la superficie terrestre.

En un proceso complejo en el interior, son generadas las corrientes convectivas que dan por resultado un sistema de dínamo. En este sistema son creadas corrientes eléctricas y de acuerdo con la ley de Ampere-Maxwell producen líneas de fuerza magnética. Estas líneas vectoriales están orientadas en dirección norte-sur, en el polo norte magnético las líneas salen y en el polo sur magnético estas líneas entran (Telford *et al.*, 1976)

Por otro lado, el campo magnético externo representa una pequeña porción del campo magnético total, generado principalmente en la atmósfera cuando es

afectada por energía proveniente del sol, la luna y cuerpos externos a la Tierra. El campo magnético generado en la superficie de la Tierra es el principal objetivo de los estudios de prospección magnética por minerales metálicos. Este campo magnético superficial es originado cuando en la corteza existe una acumulación de elementos metálicos que crean un fuerte campo que se suma al campo magnético total Blakely, (1995). Las variaciones del campo magnético superficial fueron usadas por primera vez por (Wrede 1843, en (Telford *et al.*, 1976) para localizar depósitos de minerales magnéticos. A través del tiempo el método fue más utilizado, desarrollándose instrumentos portátiles requeridos para medir las componentes del campo magnético con mayor precisión.

2..1.14. Elementos del Campo Magnético Terrestre

El campo magnético puede ser representado en cualquier punto por un vector tridimensional. Una de las formas es describir al vector en términos de tres componentes ortogonales en un sistema coordenado, usualmente orientado en dirección norte, en dirección oriente y sobre la vertical (Telford *et al.*, 1976). En la figura 6 están representados los elementos del campo magnético. El campo magnético (F) se relaciona con su componente horizontal (H) por medio del ángulo formado entre ellos llamándose Inclinación (I). Las proyecciones horizontales de (H) corresponden al vector (X) en el eje de las ordenadas y al vector (Y) en el eje de las abscisas. Con respecto a la componente vertical está representado por el vector (Z).

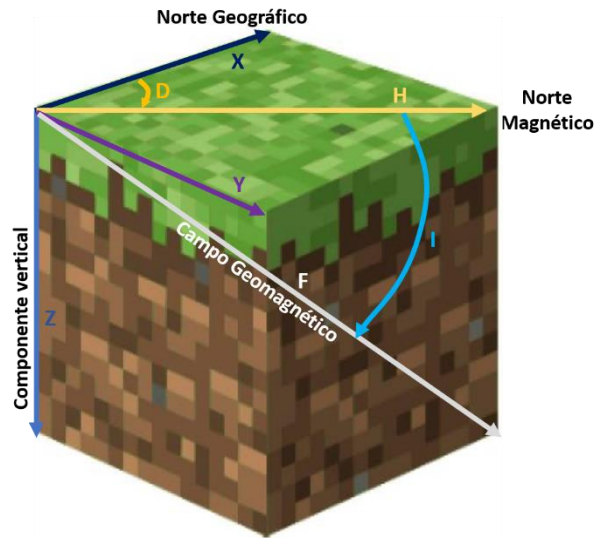


Figura 6. Representación vectorial de las componentes del campo geomagnético.

Las componentes (H) y (X) están relacionadas a través del ángulo formado entre ellos declinación (D) (Telford *et al.*, 1976).

De acuerdo con la representación esquemática de la figura 6, la intensidad de la componente horizontal H debe calcularse mediante la ecuación 5:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad \text{Ecuación 5}$$

Otra forma de representar al vector puede ser a través de su intensidad total y sus ángulos de declinación e inclinación (Ecuación 6).

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad \text{Ecuación 6}$$

Por otro lado, la inclinación es el ángulo vertical formado entre el vector de intensidad total y el plano horizontal (Ecuación 7). Entonces, si el plano vertical que contiene el vector es llamado meridiano magnético, la declinación, es definida como el azimut del meridiano magnético (Ecuación 8).

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \text{Ecuación 7}$$

$$I = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \text{Ecuación 8}$$

Se ha convenido que si el vector de inclinación está por debajo del plano horizontal es positivo, y negativo si se encuentra sobre el plano. Asimismo, la declinación es positiva cuando el norte magnético se encuentra a la derecha del norte geográfico y negativa al ubicarse a la izquierda (Telford *et al.*, 1976).

2.1.15. Variaciones temporales del campo magnético terrestre

La Tierra está rodeada por un campo magnético que influye directamente en el campo magnético terrestre. Por tal motivo, constantemente se realizan estudios magnéticos en determinadas regiones de la Tierra comprobando de esta manera que existen variaciones a corto y largo plazo. Estas variaciones pueden tener diferente origen interno (a-b) o externo (c-d), los cuales se describen a continuación (Telford *et al.*, 1976).

- a) El campo magnético, generado por el núcleo líquido de la Tierra por un mecanismo conocido como geodínamo.
- b) El campo magnético de la corteza terrestre, generado por la magnetización de las rocas en la corteza terrestre.
- c) El campo magnético externo, producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionósfera y magnetósfera debido a la interacción de la radiación electromagnética y al viento solar con el campo magnético terrestre.

d) El campo magnético resultante de los procesos de inducción electromagnética, generada por corrientes eléctricas inducidas del manto superior y la corteza terrestre, por variaciones externas del campo magnético en cierto tiempo.

2.1.16. Magnetismo remanente y ciclo de histéresis

Los cuerpos ferromagnéticos tienen la propiedad de que una vez imantados conservan cierto magnetismo (magnetismo remanente), al disminuir el campo inductor (Telford *et al.*, 1976). En efecto, si una muestra de un cuerpo ferromagnético es sometida a un campo inductor que puede ser un electroimán en el que puede variar la intensidad de campo H en magnitud y en signo, pero no en dirección; si se hace variar progresivamente el campo inductor H y se mide al mismo tiempo la inducción producida B (esta última se puede medir con un galvanómetro balístico). Si se pone en unos ejes coordenados H en abscisas y B en ordenadas, obtendremos una curva, tal como se muestra en la figura 7.

La curva inicia en el origen O ; conforme aumenta H , B va aumentando lentamente, luego muy rápidamente y por último muy lentamente hasta el punto A en que la muestra queda imantada hasta la saturación (en este punto la intensidad de imantación J es la mayor posible). Si disminuimos gradualmente el campo H hasta el valor cero, los valores de B no coinciden con los anteriores, sino que siguen otra curva AC por encima de la anterior; para el valor de $H = 0$ se obtiene un valor de la inducción $B = b$, llamado magnetismo remanente (Telford *et al.*, 1976).

Si el campo magnético es invertido, es decir, cambiar el sentido de la corriente en el electroimán a valores progresivamente crecientes, llega al punto D de la curva en el que la inducción es convertida a cero. El valor del campo H para el punto es llamado campo coercitivo. Si continúan valores mayores al campo, llega al punto E, que correspondería al valor de saturación (con campo negativo). Por último, disminuyendo hasta cero llegaría a F y aumentando nuevamente el campo (valores positivos) llegaría al punto A con lo que se habría completado un ciclo de histéresis (Telford *et al.*, 1976).

El magnetismo remanente de los cuerpos ferromagnéticos es muy importante en prospección magnética ya que en general, las anomalías magnéticas son originadas por el contenido de minerales ferromagnéticos que contienen las rocas, tales como magnetita, ilmenita, pirrotina y otros. Debido a su fuerza, el ferromagnetismo suele enmascarar al paramagnetismo o al diamagnetismo, estos últimos representan a los demás constituyentes de la roca (Blakely, 1995).

Las rocas han adquirido un magnetismo remanente a causa de la influencia del campo magnético terrestre. Ahora bien, como a veces las rocas muestran magnetismo remanente que no ha sido producido por el campo actual de la Tierra (ya que su dirección contrasta notablemente con la del campo magnético terrestre), deduciendo el cambio que ha sufrido el campo magnético terrestre a través del tiempo. Debido a que el ferromagnetismo desaparece bruscamente al llegar a la temperatura crítica o punto de Curie, los cuales son específicos para cada mineral, infiriendo que las rocas ígneas adquirieron el magnetismo remanente sometidas al

campo magnético existente en aquella época, una vez que se enfriaron por debajo del punto de Curie (Reynolds, Rosenbaum, Hudson, and Fishman, 1990)

2.1.17. El campo geomagnético internacional de referencia

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF), es la referencia geomagnética, la cual, una vez restada, destaca las anomalías magnéticas en un punto medido. Teniendo en cuenta que, la eliminación del IGRF implica la sustracción de alrededor del 99% del valor medido, es necesario definirlo con precisión para mantener la exactitud y credibilidad del resto de los datos. El IGRF fue publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA), quienes recolectaron datos por un periodo de cinco años de diferentes observatorios geomagnéticos. Dichos resultados fueron modelados matemáticamente. El modelo está definido por un conjunto de coeficientes armónicos esféricos de grado y orden 13 para: a) valor de F en todo el mundo, en la época del modelo y b) la tasa anual de cambio en los coeficientes para los siguientes cinco años. Programas informáticos permiten el uso de estos coeficientes para calcular los valores IGRF sobre cualquier área de estudio elegida (Telford *et al.*, 1976).

Debe quedar claro que el objetivo de los estudios aeromagnéticos y levantamientos terrestres, es registrar las variaciones de F con respecto a (x, y) bajo un área de investigación, desprovistos de la eliminación de todas las variaciones

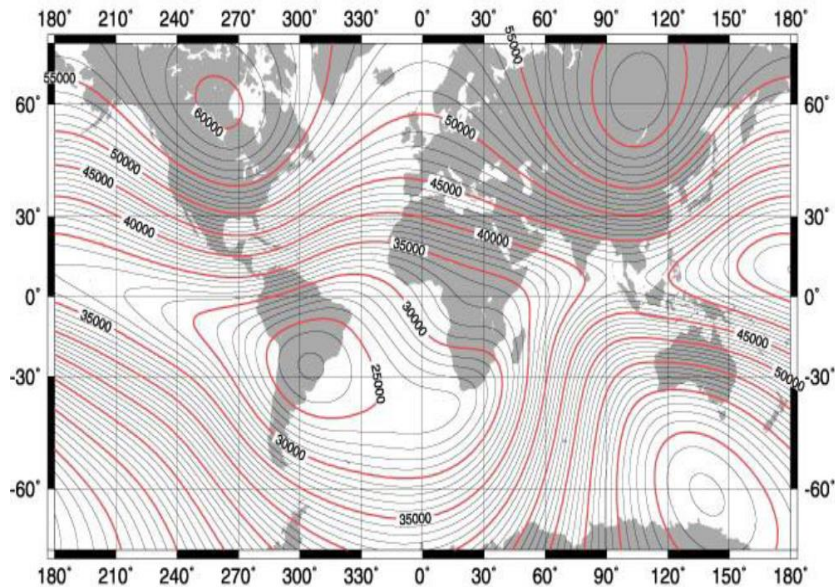


Figura 7. Mapa mostrando la distribución de la intensidad del campo magnético (F) sobre la superficie terrestre.

temporales. La magnitud de F varía de 25,000 nT en el ecuador magnético y 65,000 nT en los polos magnéticos de la Tierra, datos proporcionados por la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica (NOAA) (Figura 8).

2.1.18. Anomalías magnéticas

La desviación de la intensidad del campo de lo normal es denominada anomalía magnética. La causa es la variación de composición de las rocas que constituyen la corteza terrestre. La magnitud escalar del campo magnético F registrado en un levantamiento aeromagnético en cualquier punto determinado no contiene información sobre la dirección del campo. Sin embargo, el campo magnético total es considerado como la suma vectorial del IGRF, en este punto y

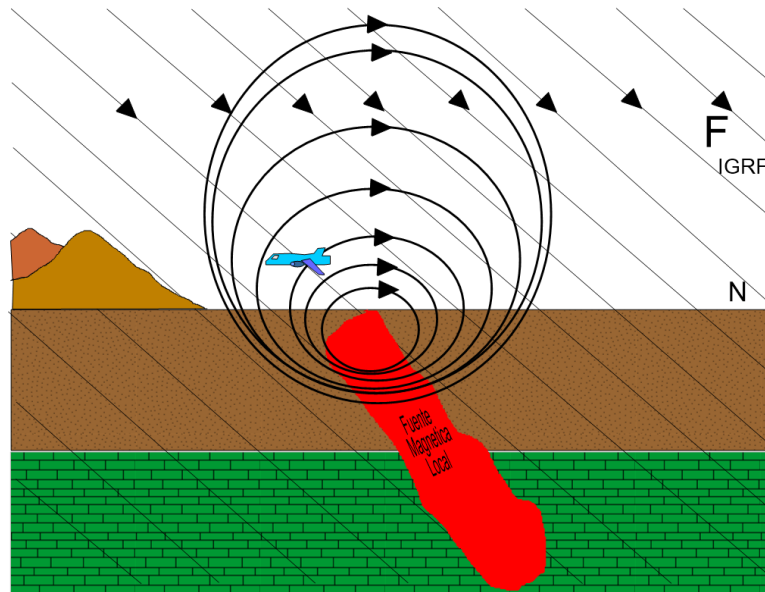


Figura 8. Esquema mostrando el registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético.

una componente anómala ΔF (Figura 9). La componente IGRF está orientada en la dirección del campo principal de la Tierra en ese punto, mientras que el campo magnético debido a una fuente local, en principio puede tener cualquier orientación. Ciertamente ambas componentes pueden ser representadas en un plano, sin embargo, F es normalmente por lo menos dos órdenes mayores que ΔF (Figura 10), mientras esta última condición satisface el valor escalar F observado (F_{IGRF}). Normalmente reportado en el levantamiento aeromagnético, no difiere significativamente el valor de la componente ΔF en la dirección de (F_{IGRF}), por lo tanto, en mapas de anomalías del campo magnético total son registradas las componentes de anomalías locales en la dirección del campo magnético principal de la Tierra (Reeves, 2005).

Cuando frente al modelado los posibles efectos de cuerpos magnéticos, la magnitud de esta componente ΔF , es calculada para la comparación del campo

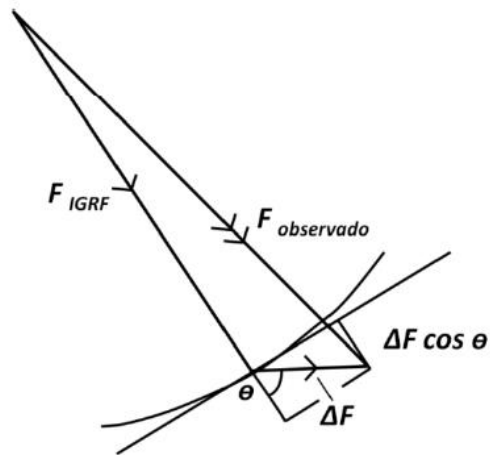


Figura 9. Descripción gráfica de las anomalías magnéticas.

observado, por la misma argumentación, en levantamientos gravimétricos es la componente de la anomalía local en la dirección de la vertical, en la que se registra el efecto de un modelo de la fuente (Telford *et al.*, 1976).

Cualquier sección de observación de un campo magnético local, normalmente pasará a través de lugares donde reforzará el campo geomagnético. De ello puede deducirse que un simple cuerpo magnético compacto produce una anomalía magnética que tiene aspectos positivos y negativos. Esto es consecuencia de la situación física y cuando se trata de hacer la interpretación de anomalías magnéticas económicas, es de esperar que ambas anomalías sean comunes donde su forma geométrica, dependerá de factores como la inclinación del campo actual de la Tierra.

2.1.19. Adquisición de los datos de magnetometría aérea

El levantamiento aéreo de datos magnéticos consiste en transportar el instrumento de medición (magnetómetro) suspendido de una aeronave a través de

todo el terreno. Los factores como la altitud y la dirección de vuelo, el espaciamiento entre líneas de toma de datos, entre otros, son determinados dependiendo del objetivo del levantamiento, la calidad de los datos y las dimensiones de las estructuras a buscar. Usualmente, esta información es adquirida de alguna compañía que previamente ya realizó algún estudio aeromagnético en la zona. Hay varias compañías que realizan este tipo de estudios, algunas privadas y otras de gobierno, como el SGM.

Cabe mencionar que a la información obtenida con este estudio aeromagnético deben aplicarse correcciones como; por ejemplo, la corrección por altura, por variaciones diurnas y micronivelación.

2.1.20. Adquisición de datos de magnetometría terrestre

Una vez establecidas las líneas de magnetometría terrestre y el distanciamiento, las cuales dependerán de la extensión del área y del detalle requerido en el estudio, los equipos a utilizar deben ser revisados. También los magnetómetros a utilizar deben estar bien calibrados y que las variaciones entre las mediciones de uno y otro no sean mayores a 1 nT para poder tener lecturas correctas. Una vez verificado esto, las brigadas deben estar bien organizadas y con el equipo necesario para iniciar con los trabajos de campo. Cada brigada debe tener un magnetómetro y GPS. Primeramente, en campo es determinar el lugar adecuado para establecer la estación base. El mínimo de lecturas es tres con cada magnetómetro registrándose esa información junto con la hora, que nos servirá en un futuro para poder aplicar las correcciones adecuadas. Un magnetómetro debe

quedarse en la estación base para seguir registrando mediciones a lo largo del día. Las otras brigadas deben realizar las mediciones en las líneas asignadas registrando el recorrido y puntos con GPS, incluyendo desviaciones necesarias y no planeadas previamente.

Al finalizar las mediciones del día es muy importante recordar que todos los magnetómetros deben regresar a la estación base a hacer mínimo tres mediciones para poder verificar el cambio que ha sufrido el campo magnético a lo largo del día para realizar las correcciones en el futuro. Lo anterior debe realizarse todos los días que dure la campaña de campo. Al terminar con las mediciones, el procesado e interpretación de dichos datos obtenidos debe realizarse en la oficina y gabinete.

2.1.21. Filtros matemáticos para procesado de la información

2.1.21.1. Reducción al polo

La reducción al polo es un procedimiento matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical, como si fuera medido en los polos magnéticos. De esta manera sitúa las anomalías magnéticas justo por debajo del cuerpo

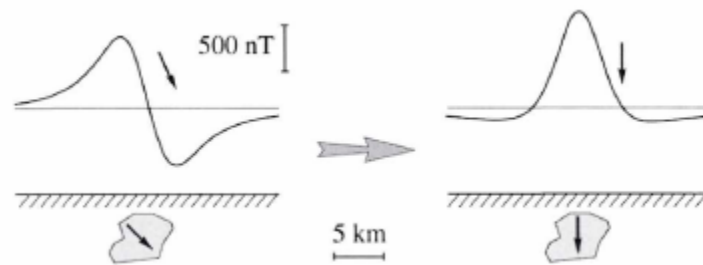


Figura 10. Anomalía magnética

generador, asumiendo que la magnetización producida es inducida (V. Baranov and H. Naudy, 1964).

$$F[\Delta T_r] = F[\psi_r]F[\Delta T] \quad \text{Ecuacion 9}$$

2.1.21.2. Señal analítica

Este filtro sirve como un proceso de realce de bordes, con la ventaja adicional de que su amplitud es proporcional a la profundidad de los cuerpos situados directamente bajo sus máximas amplitudes Nabighian, (1972).

2.1.21.3. Derivada vertical

Diversas derivadas verticales del campo magnético pueden ser calculadas multiplicando el espectro de amplitud del campo por un factor de forma (Ecuación 9) Blakely, (1995).

$$VD = \frac{1}{n} [(w^2 + v^2)^{1/2}]^n \quad \text{Ecuación 9}$$

Donde:

VD= Es la derivada vertical.

n= Es el número de orden de la derivada vertical.

w y v= Son los números de onda según la dirección de X y Y.

2.1.21.4. Continuación ascendente y descendente

El filtro de continuación de campos ascendentes y descendentes consiste en calcular los valores del campo magnético en un plano situado a diferentes alturas en comparación al plano de adquisición de datos (Telford *et al.*, 1976). En el caso de la continuación hacia arriba las anomalías más superficiales sean atenuadas,

produciendo una malla con valores más suavizados. El resultado de esta transformación facilita la identificación de las anomalías y estructuras más profundas y regionales, como principales cuerpos magnéticos, lineamientos magnéticos regionales (fallas, fracturas y contactos), entre otros. Por el contrario, si la continuación es descendente, las anomalías más superficiales son realzadas y de mayor frecuencia. Ambos filtros son usados para el estudio de anomalías concretas, llevando el plano de observación a niveles cercanos al cuerpo anómalo Isles and Rankin, (2013).

2.2. Geoquímica

La geoquímica es un área de la química encargada de estudiar la distribución de los elementos químicos sobre la superficie terrestre (suelo, agua, aire) y el desplazamiento que pueda manifestarse en cada sistema (Rose, Hawkes, and Webb, 1979).

Por otro lado, la exploración geoquímica se encarga de analizar variaciones positivas o negativas de los elementos comparadas con las concentraciones normales para establecer anomalías en áreas que puedan ser prometedoras para encontrar un yacimiento mineral. Mediante técnicas analíticas se determina la concentración de elementos químicos presentes en zonas determinadas para tener un conocimiento general de alguna área de estudio y posteriormente realizar estudios a detalle.

2.2.1. Dispersión geoquímica

La dispersión geoquímica está condicionada por la movilidad de los elementos químicos de acuerdo a las condiciones físicas, químicas y/o biológicas del área de estudio. Los procesos de dispersión mecánica o física se deben a agentes geológicos como la intrusión de un cuerpo ígneo o en el caso químico donde el material puede precipitarse, acumularse, cambiar su estado de oxidación, entre otras. La dispersión puede ser primaria o secundaria dependiendo del ambiente geoquímico donde se presente.

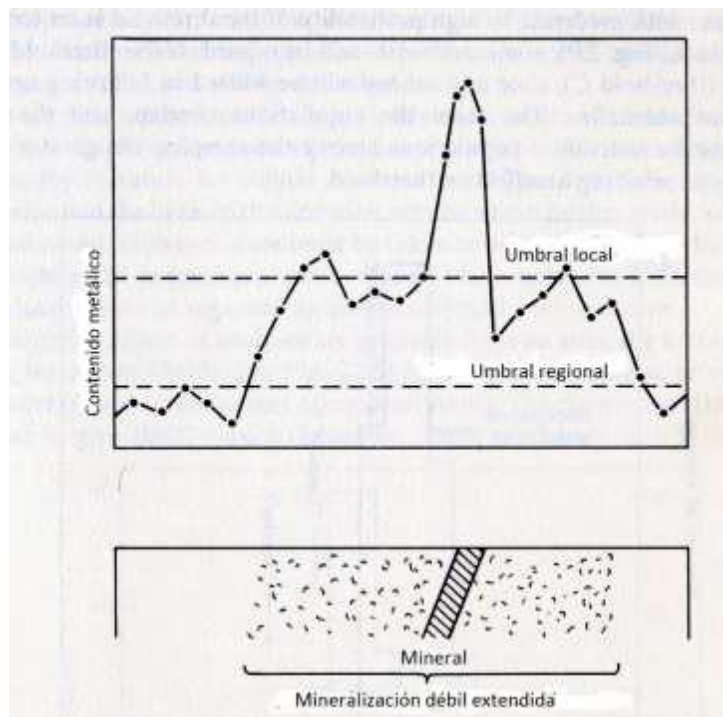


Figura 11. Representación esquemática de un relieve geoquímico en donde se observa la anomalía asociada a mineral.

2.2.1.1. Dispersión primaria

La dispersión primaria es generada bajo la superficie, desde los niveles inferiores del agua meteórica a profundidad en las rocas frescas no meteorizadas. En estas rocas, la movilidad de los elementos está condicionada por alta temperatura y presión donde está restringida la circulación de fluidos y bajo contenido de oxígeno.

2.2.1.2. Dispersión secundaria

La dispersión secundaria es originada sobre la superficie, interactuando directamente con los procesos de meteorización, erosión y sedimentación. Procesos encargados de distribuir los elementos en los diferentes ambientes. Esta dispersión se caracteriza por sus bajas temperaturas, presión constante con abundante oxígeno, agua y dióxido de carbono, llevándose a cabo principalmente en soluciones acuosas. Los patrones de movilidad se ven afectados por la topografía, litología, la composición y tipo de suelo, presencia de bacterias, materia orgánica y actividad bioquímica. La dispersión secundaria es variable para cada elemento y se relaciona con la distribución alrededor de un depósito mineral.

2.2.2. Elemento indicador y explorador

El elemento explorador puede ser utilizado como indicador indirecto de posibles yacimientos minerales. Este elemento explorador se utiliza cuando los principales elementos minerales buscados no puedan ser detectados fácilmente debido a su baja concentración. Estos pueden encontrarse en un área más extensa estar asociados a otros minerales, la ventaja es que no estarán acompañados por

Tabla 2. Elementos indicadores y exploradores.

Asociación de menas	Elemento indicador	Elemento explorador
Pórfido cuprífero	Cu, Mo	Zn, Au, Re, Ag, As, F
Depósitos complejos de sulfuros	Zn, Cu, Ag, Au	Hg, As, S (en forma de SO ₄), Sb, Se, Cd, Ba, F, Bi
Vetas de metales preciosos	Au, Ag	As, Sb, Te, Mn, Hg, I, F, Bi, Co, Se, Tl
Depósitos del tipo 'Skarn'	Mo, Zn, Cu	B, Au, Ag, Fe, Be
Uranio en areniscas	U	Se, Mo, V, Rn, He, Cu, Pb
Uranio en vetas	U	Cu, Bi, As, Co, Mo, Ni, Pb, F
Cuerpos ultramáficos de oro	Pt, Cr, Ni	Cu, Co, Pd
Vetas de fluorita	F	Y, Zn, Rb, Hg, Ba

ruido del *background*. El elemento indicador es uno de los elementos principales que se pretende encontrar en el depósito mineral. En la tabla 2 se indican algunos de los elementos indicadores más comunes y a que menas están asociados principalmente.

2.2.3. Patrón de la distribución geoquímica

Los patrones de distribución pueden ser expresados con los siguientes términos:

Paisaje geoquímico: El patrón general de distribución de los elementos en respuesta a todas las fuerzas dinámicas relacionadas con el movimiento de los materiales geológicos.

Tabla 3. Abundancia de los elementos químicos en rocas (Rose *et al.*, 1979)

Elemento	Símbolo	Abundancia (ppm)	Elemento	Símbolo	Abundancia (ppm)
Bromo	Br	1.8	Mercurio	Hg	0.02
Cadmio	Cd	0.1	Molibdeno	Mo	1.5
Calcio	Ca	33000	Niobio	Nb	20
Carbono	C	230	Níquel	Ni	75
Cerio	Ce	81	Oro	Au	0.003
Cesio	Cs	3	Oxígeno	O	473,000
Zinc	Zn	2	Paladio	Pd	0.01
Circonio	Zr	150	Plata	Ag	0.05
Cloro	Cl	130	Platino	Pt	0.0005
Cobalto	Co	25	Plomo	Pb	10
Cobre	Cu	50	Potasio	K	25000
Cromo	Cr	100	Renio	Re	0.0006
Escandio	Sc	13	Rubidio	Rb	150
Estaño	Sn	80	Selenio	Se	0.1
Estroncio	Sr	300	Silicio	Si	291000
Flúor	F	600	Sodio	Na	25000
Fósforo	P	900	Talio	Tl	0.45
Galio	Ga	26	Tantalio	Ta	2
Germanio	Ge	2	Telurio	Te	0.002
Hafnio	Hf	3	Titanio	Ti	4400
Hierro	Fe	46500	Torio	Th	10
Indio	In	0.1	Uranio	U	2.5
Lantano	La	25	Vanadio	V	150
Litio	Li	30	Volframio	W	1
Magnesio	Mg	17000	Yodo	I	0.15
Manganeso	Mn	1000			

Relieve geoquímico: Patrón de distribución de los niveles de concentración de los elementos de acuerdo a variaciones geográficas. El relieve geoquímico no es definido solamente por el contraste entre valores altos y bajos, incluso también por la homogeneidad de su distribución.

Background: Abundancia normal de un elemento en un ambiente geológico dado. Un ámbito, más que un valor absoluto.

Umbral: Límite superior del fondo.

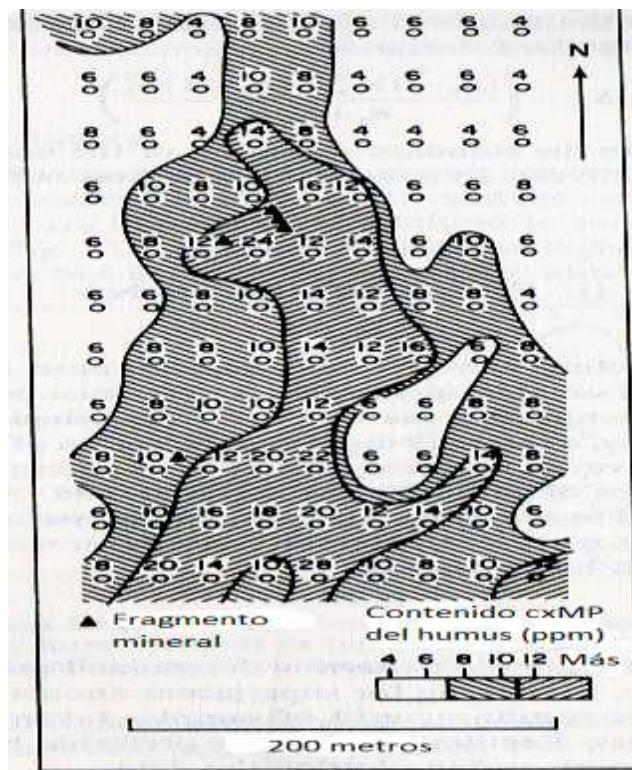


Figura 12. Red de muestreo rectangular (Rose *et al.*, 1979).

Threshold: Es una desviación de la norma establecida. Más específicamente es una desviación de un patrón geoquímico que es normal para un área dada o paisaje geoquímico.

Por lo tanto, el relieve geoquímico está compuesto por una planicie de umbral regional, rodeando, una meseta de umbral local, más elevado, de la cual se eleva la anomalía como pico separado.

2.2.4. Background

Los valores de fondo comprenden la concentración de un elemento en un material no mineralizado. En la tabla 3 se presenta la abundancia normal de los elementos

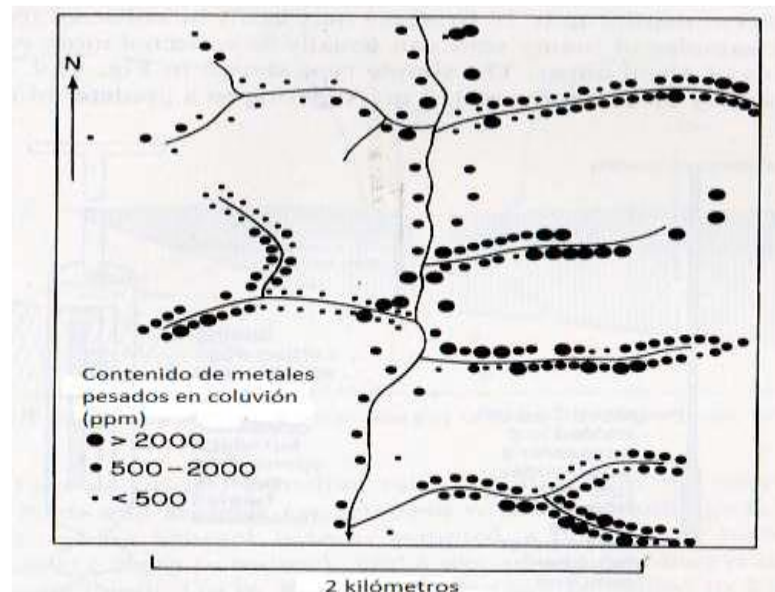


Figura 13. Ejemplo de patrón de muestreo en la base de la pendiente (Rose *et al.*, 1979).

químicos en la corteza terrestre.

2.2.5. Muestreo geoquímico

El muestreo y análisis de suelo residual forman el método de exploración que refleja el contenido de los elementos en el suelo a profundidad, utilizándose como

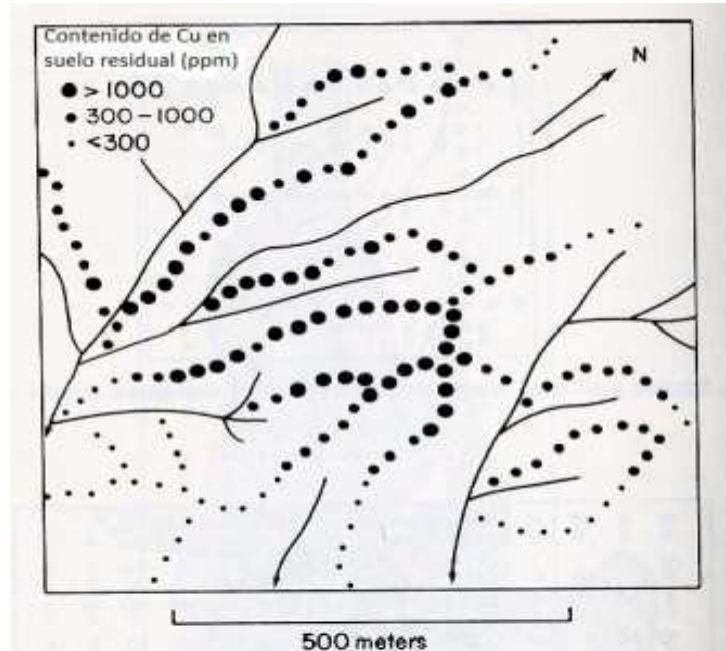


Figura 14. Patrón de muestreo siguiendo crestas.

guía para localizar yacimientos minerales. Sin embargo, cuando no se encuentran anomalías visibles sobre yacimientos conocidos en el substrato, procedemos a recolectar diferentes tipos y tamaños de muestra.

La selección del patrón de muestreo se determina, por el tamaño y forma del área o cuerpo de interés. Para investigar anomalías subyacentes, el mejor patrón es una cuadrícula rectilínea de muestras colectadas a intervalos iguales a lo largo de las líneas igualmente espaciadas (Figura 13).

Cuando el terreno es muy pronunciado o abrupto se traza un patrón simple de acuerdo con la topografía, bajo estas circunstancias, se atraviesa el suelo siguiendo las crestas y ramificaciones de las serranías, (Figura 15). Para obtener un cubrimiento adecuado, el muestreo se complementa con crestas o cimas del muestreo de base, pendiente o talud. Si la distorsión pendiente debajo de las anomalías de suelo es extrema, se puede detectar cualquier anomalía importante

del terreno en la parte superior, muestreando el coluvión de la base del talud (Figura 14).

2.2.6 Tratamiento de muestras geoquímicas

2.2.6.1. Digestión de la muestra

Una vez recolectadas las muestras proceden a tratarse químicamente mediante un proceso de digestión ácida, con la finalidad de disolver el mineral y analizarlo mediante técnicas analíticas. Las digestiones o extracciones pueden clasificarse en extracciones frías las cuales llevan un procesamiento con un ácido débil o extracciones calientes, que usan ácidos o reactivos fuertes y la tercera clasificación son las fusiones.

Extracciones frías: Las extracciones en frío generalmente usan soluciones tampón, cuya función es mantener el pH dentro de ciertos límites a temperatura ambiente y, por consiguiente, la extracción puede ser selectiva o restringida. Las pruebas generalmente son colorimétricas por su fácil operación o bien mediante la técnica analítica de absorción atómica.

Extracciones calientes: En extracciones calientes, las muestras son trituradas con un ácido individual o una mezcla de ácidos; como, por ejemplo, ácido perclórico, nítrico, clorhídrico, sulfúrico, fluorhídrico, posteriormente se incrementa la temperatura hasta 1,000 °C durante una hora.

Fusiones: Hay dos tipos de fusión: ácida y alcalina. Ambas requieren temperaturas de 800 °C. Las fusiones ácidas involucran el uso de piro sulfato de potasio ($K_2S_2O_7$) y bisulfato de potasio ($KHSO_4$). En ambos se genera trióxido de

azufre (SO_3), el cual se forma durante la descomposición de ambos componentes. Estas sustancias son efectivas contra los sulfuros, pero el grado de descomposición depende de la temperatura de fusión. A 350°C el ataque es lento, pero a 800°C el ataque es más rápido, en donde aún la molibdenita, que es muy resistente es descompuesta.

2.2.6.2. Secado

El secado es importante, porque las muestras húmedas no pueden ser tamizadas en forma apropiada. Generalmente, el secado se efectúa a $80\text{-}100^\circ\text{C}$ en un horno, temperatura a la cual es evaporada el agua. Si las muestras van a ser analizadas para mercurio y otros elementos volátiles, no deben secarse en el horno. En casos donde los recursos energéticos sean inaccesibles, pueden secarse al sol. Este último caso, las muestras de suelo y sedimentos fluviales quedan perfectamente secas después de varias horas de exposición al sol.

2.2.6.3. Quebrado

El quebrado es necesario para reducir el tamaño de los materiales geológicos duros, de tal forma que puedan pasar una malla o sean molidos a fracciones finas. Por ejemplo, en análisis de rocas la malla usada es generalmente la menos 200, aunque fracciones mayores también pueden ser analizadas con un ataque fuerte como el fluorhídrico.

Las muestras de suelo, una vez secas, se quiebran para homogenizar la muestra y proceder el tamizado. Los sedimentos fluviales generalmente no requieren el proceso de quebrado para pasar al tamizado.

2.2.6.4. Tamizado

Las muestras de roca deben ser molidas previamente antes de ser tamizadas. Las muestras de suelo y sedimentos fluviales una vez listas para el tamizado, generalmente se pasan por un tamaño de malla menor. La principal condición es que la malla debe ser de plástico o aluminio para evitar la contaminación derivada del bronce o del acero inoxidable.

2.2.6.5. Cuarteado

Los procesos de cuarteado y mezclado son necesarios para obtener una porción representativa de una muestra grande, como una roca o un núcleo de perforación. En el caso de tener una porción equivalente a 50 gramos de suelo o sedimento fluvial, debidamente pulverizada, podemos omitir este paso.

2.2.6.6. Molido

El molido se puede efectuar después del secado o del quebrado. Al respecto se usan molinos o morteros de alúmina, ágata o porcelana que no se contaminan y aseguran una homogenización de la muestra.

2.2.7. Métodos de análisis geoquímico

2.2.7.1. Espectrometría de absorción atómica

Técnica cuantitativa aplicada para la determinación de elementos traza y para muestras geoquímicas. La ventaja que presenta este método es que con una sola digestión se pueden determinar hasta 40 elementos. El método consiste en aspirar la solución digerida y quemarla (vaporizar) en una llama encendida por una mezcla de aire y acetileno u óxido nitroso (NO_2), a una temperatura de alrededor de $2000\text{ }^\circ\text{C}$, para atomizar el contenido de la solución. Esto hace que los elementos presentes en el vapor existan en una forma neutra, es decir, en estado basal. El vapor contenido en el elemento que va a ser analizado, es iluminado por una lámpara catódica del mismo elemento que se va a determinar. La radiación del elemento emitida por la lámpara catódica es absorbida por los átomos del elemento en el vapor. Posteriormente, la radiación de la lámpara catódica es aislada por un monocromador, y la intensidad de radiación, ahora disminuida por haber sido parcialmente absorbida por el vapor en la llama, es medida en un detector o fotomultiplicador. La cantidad de absorción es proporcional a la concentración del elemento en el vapor.

2.2.7.2. Espectrografía de emisión (espectroscopia)

Mediante esta técnica, la excitación de la muestra efectuada en electrodos de grafito a una temperatura de $8000\text{ }^\circ\text{C}$. Después de un corto periodo de tiempo, el átomo excitado regresa a un estado de menor energía, emitiendo una radiación electromagnética que corresponde a la diferencia de energía al pasar de un estado a otro de energía. Como al pasar de un estado a otro de energía se producen

diferentes radiaciones electromagnéticas de un mismo elemento, originan diferentes líneas espectrales de diferentes longitudes de onda, las cuales quedan impresas en películas fotográficas apropiadas. El análisis puede ser cualitativo o cuantitativo por comparación visual con materiales de referencia o por Medio de un densitómetro que mide la densidad de las rayas o líneas espectrales, cuya densidad es proporcional a la concentración de los elementos analizados.

El Servicio Geológico de Estados Unidos de América logró la adaptación del análisis por computadora a la interpretación de los resultados de emisión espectrográficos a través de medios fotográficos. El sistema por computadora para el análisis espectral logra la determinación de 68 elementos en materiales geológicos.

Muy pocos espectrómetros de emisión de lectura directa se reportan para el análisis de muestras geoquímicas. Sin embargo, algunos espectrómetros de emisión de lectura directa han sido convertidos a espectrómetros de emisión de plasma por simple cambio de la fuente de excitación.

2.2.7.3. Espectroscopia de emisión de plasma

Esta una técnica de análisis multi-elemental y tiene varias ventajas sobre la absorción atómica y la espectrografía de emisión. Entre las ventajas destacan: mayor sensibilidad para elementos volátiles, no se requiere electrodo de grafito, preparación de muestra más sencilla, costos de operación más bajos, entre otros. El plasma es una masa de gas ionizado en el cual la concentración de iones positivos y electrones están en equilibrio.

2.2.7.4. Fluorescencia de rayos-X

La técnica de fluorescencia de rayos X, (FRX), es el cuarto método de análisis más importante en geoquímica aplicada. Se usa comúnmente para la detección de elementos mayores y menores en rocas.

Consiste en irradiar la muestra con un haz de rayos X, el cual es generado por un cátodo generalmente de tungsteno o molibdeno. Este haz de rayos X desplaza electrones orbitales en los átomos de las muestras irradiadas y las posiciones vacantes son llenadas por otros electrones, los cuales migran desde un nivel más alto de energía (Figura 16). En este proceso se observa que un electrón en órbita electrónica K de un átomo es desplazado y su posición es llenada por electrones de órbitas externas. Cuando el electrón de la órbita externa se desplaza al de la órbita K de menor energía, se libera un cuanto de energía, la cual, es

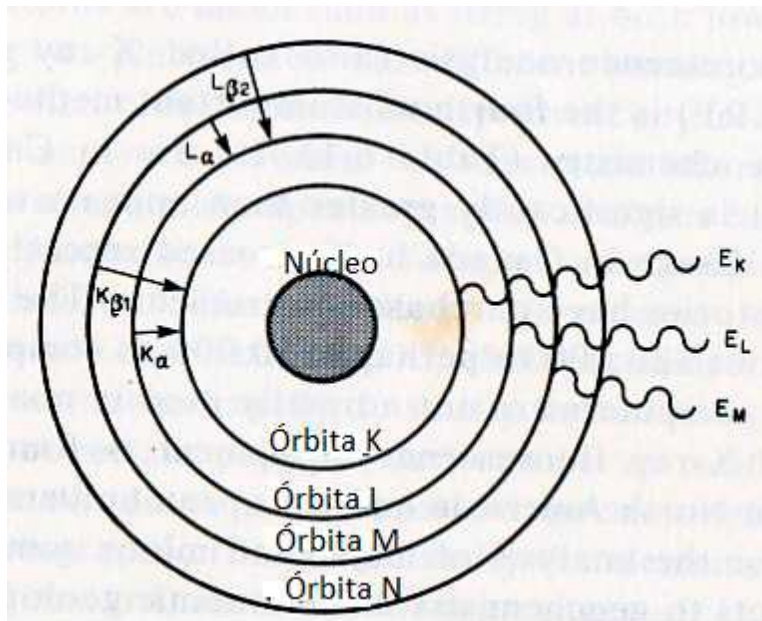


Figura 15. Representación esquemática de la emisión de energía de electrones provenientes de un átomo después de ser irradiado con rayos X.

característica para cada elemento. Estos cuantos de energía pueden tener diferentes orbitales (K, L, M, N). Por lo tanto, las diferencias de energía producen espectros (o líneas) de diferentes longitudes de onda para los diferentes elementos, lo cual puede ser designado como $K\alpha$, $K\beta_1$, $L\alpha$, $L\alpha$ y $L\beta_2$ dependiendo del nivel del cual el electrón reemplazante provino.

Se ha demostrado que el método puede ser rápido, económico y suficientemente exacto y preciso para aquellos elementos que normalmente son difíciles de determinar (Th, Nb, Ta, W) y especialmente aquellos más pesados que el Fe.

2.2.8. Parámetros estadísticos

A partir de la información obtenida de la composición elemental de los minerales analizados a través de las técnicas analíticas mencionadas, es necesario contar con parámetros estadísticos para mostrar una información más exacta y sus posibles desviaciones. A continuación, se describen los principales conceptos estadísticos utilizados.

Media o promedio. Es una medida de tendencia central, que indica hacia donde se agrupan los valores.

$$X = \frac{\sum x_i}{n} \quad \text{Ecuación 10}$$

Dónde: $\sum x_i$ se refiere a la suma de un grupo dado de valores y n es el número total de valores.

Media aritmética. (\bar{x}) se expresa:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=0}^n x_i}{n} \quad \text{Ecuación 11}$$

Media geométrica (G). es una medida de tendencia central que se expresa:

$$G = \sqrt[n]{x_1 + x_2 + \dots x_n} \quad \text{Ecuación 12}$$

Mediana. es una medida de tendencia central que divide a la población en dos partes iguales.

Desviación estándar (s). Es una medida de dispersión alrededor de la media, que se expresa:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_i^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad \text{Ecuación 13}$$

Varianza. Es una medida de dispersión y tiene aplicaciones en el control de la homogeneidad de los valores en cualquier grupo de datos. La varianza (s^2) se calcula:

$$s^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1} \quad \text{Ecuación 14}$$

Donde \bar{x} es la media, x_i es el valor observado y n es el número total de valores. El denominador para la varianza es $(n-1)$ en lugar de n .

CAPÍTULO 3. ENTORNO GEOLÓGICO

3.1. Evolución tectónica



Figura 16. Mapa de los terrenos tectono-estratigráficos de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018).

El sur de la República Mexicana está paleogeográficamente conformado por terrenos (Figura 17) que fueron acrecionando al margen de Laurencia desde el Precámbrico, en una serie de eventos tectónicos relacionados con la apertura, cierre y subducción de los tres principales océanos, *Iapetus*, *Rheic* y *Paleo-Pacífico* (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018).

Con el paso del tiempo se han realizado ininidad de estudios; litológicos, geoquímicos, paleomagnéticos, geofísicos, en las rocas de toda la superficie mexicana para tratar de entender el origen y la evolución de las rocas que integran

la corteza. Como resultado fueron sugeridos modelos representativos de la distribución tectonoestratigráfico de México de (Campa y Coney, 1983; Keppie, 2004; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018; Sedlock *et al.*, 1993). Dividen la corteza profunda continental del sur de México con base en la composición de las rocas, edad, basamento y fallas en; Plataforma Morelos, CA, terreno Oaxaquia, terreno Xolapa, terreno Cuicateco, Macizo de Chiapas, Cinturón Orogénico Huastecan y terreno Maya.

En el basamento del CA existen evidencias de un evento de subducción en el Paleozoico Temprano, y la obducción de una ofiolita dentro de un complejo de subducción conteniendo rocas sedimentarias de edad Greenville (Keppie, 2004; Ortega-Gutiérrez, 1978; Yañez *et al.*, 1991). Trajo como consecuencia la deformación y metamorfización de las rocas desde el Paleozoico Medio al Paleozoico Tardío; Así como, deposición sinorogénica y postorogénica de estratos marinos para el Paleozoico Tardío. Durante el Mesozoico se depositaron estratos de plataforma seguidos por rocas marinas clásticas del Jurásico, sobreyaciendo tenemos rocas carbonatadas del Cretácico. Durante Paleógeno y Neógeno Temprano existió la generación de rocas volcánicas que indican la proximidad a un arco (Sedlock *et al.*, 1993).

Las rocas del terreno Oaxaqueño y Mixteco están expuestas mostrando yuxtaposición durante la consolidación de Pangea, en la parte norte del CA sobre la falla Caltepec, zona de cizalla en dirección N-S (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Afloran en esta zona de debilidad rocas cataclásticas y miloníticas provenientes de

los gneises granulíticos Precámbricos del Complejo Oaxaqueño y de los gneises graníticos del CA. Ambos son cubiertos de manera discontinua por la Formación Matzitz del Pensilvánico-Pérmico (Ortega-Gutiérrez, 1978).

3.2. Límites del terreno Mixteco

Los límites del terreno Mixteco fueron determinados por sus características geológicas y geofísicas, quedando delimitados en la parte norte, por el Cinturón Volcánico Transmexicano conformado por rocas volcánicas y volcanoclasticas del Neógeno al Cuaternario (Sedlock *et al.*, 1993). La falla Chacapala-La Venta delimita el borde sur entre el Orogeno Acatlán y el Complejo Xolapa esta falla siniestral de rumbo oriente-poniente pone en contacto las rocas del basamento cristalino metamórfico del terreno Mixteco con las rocas plutónicas, graníticas, metamórficas del terreno Xolapa (Ortega-Gutiérrez, 1978). Hacia la parte oriente el terreno Mixteco esta yuxtapuesto tectónicamente contra el Complejo Oaxaqueño por medio de la falla Caltepec, estructura dextral de rumbo norte-sur. El límite poniente se encuentra cabalgando sobre calizas del Cretácico de la Plataforma Morelos-Guerrero debido a la falla Papalutla de rumbo NE-SW (Sedlock *et al.*, 1993).

3.3. Geología regional

El CA conforma el basamento cristalino del terreno tectonoestratigrafico Mixteco presenta una intensa alteración metamórfica y una extrema deformación (Campa y Coney, 1983; Keppie, 2004; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018; Sedlock *et al.*,

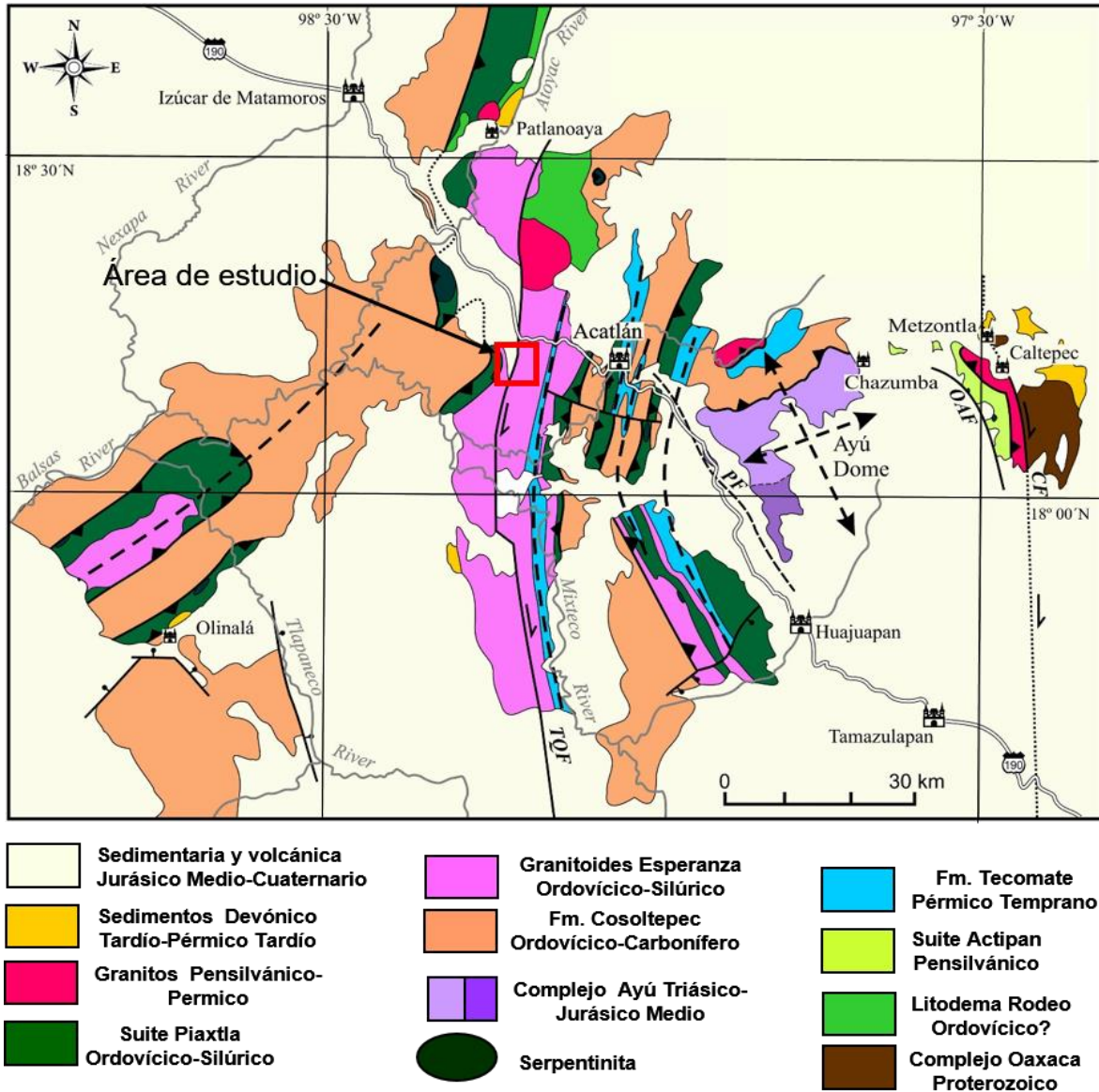


Figura 17. Mapa de la geología regional del CA modificado de (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). 1993). Está integrado tectónicamente en su base por rocas de bajo metamorfismo del Grupo Petlalcingo y el Grupo Piaxtla rocas de alta a muy alta presión que se encuentran intrusionadas por las tres unidades graníticas: granitoides Esperanza, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel (Ortega-Gutiérrez, 1978). Por su parte, el Grupo Petlalcingo está conformado por Migmatita Magdalena en la base, Litodema Chazumba y Formación Cosoltepec en la cima, el cual es principalmente

de origen sedimentario y contiene rocas metasedimentarias, como pizarra, filita, esquistos, gneis y migmatita. Por otro lado, el Grupo Piaxtla está compuesto por la Formación Xayacatlán y granitoides Esperanza, de composición principal de protolito ígneo, rocas verdes, ofiolitas, metagranitos y milonitas, todas estas rocas con diferente grado de metamorfismo y deformación del Proterozoico al Paleozoico, cubiertas de manera discordante por unidades sin metamorfismo del Jurásico Medio hasta el Holoceno (Ortega-Gutiérrez, 1978). En general las rocas metamórficas cubren la mayor parte de la región Mixteca del estado de Puebla y nororiente del estado de Oaxaca. El mapa de la figura 18 muestra la geología del CA tomado de (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018).

3.3.1. Estratigrafía

3.3.1.1. Suite Piaxtla

Granitoides Esperanza

Los granitoides de la Suite Piaxtla forman la corteza continental subducida la cual está constituida por un complejo granítico peraluminoso intercalado por metasedimentos donde las metapelitas de alto contenido de aluminio y metapelitas eclogíticas muestran los minerales de alta presión (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Sánchez-Zavala *et al.*, (2004) data estos granitos U-Pb determinando una edad de 471 Ma. Por otro lado Galaz *et al.*, (2013) determinan en circones detríticos de los metasedimentos edades de sedimentación máxima del Ordovícico.

Formación Xayacatlan

La Formación Xayacatlan representa la unidad subducida, caracterizada por rocas de alta presión de la *Suite Piaxtla*. Formo parte de un complejo ofiolítico identificado por su contenido mineral que actualmente constituyen eclogitas, esquisto y casos raros de esquisto azul. El protolito de rocas maficas y sedimentarias se consideran producto de *rift peri-gondwánico* con magmatismo bimodal, al mismo tiempo acompañado de sedimentación (Murphy *et al.*, 2006; Vega-Granillo *et al.*, 2007). Murphy *et al.*, (2006) interpreta, los sedimentos y granitoides anatécicos provenientes de Complejo Oaxaqueño y las unidades maficas originadas por fusión parcial del manto litosférico, que se formaron por un evento de ruptura.

3.3.1.2. Suite Petlalcingo

Formación Cosoltepec

La Formación Cosoltepec constituida por rocas metasedimentarias y metabasálticas gabroicas cubren la mayor parte del área del CA en forma de filitas y cuarcitas con venas de segregación de cuarzo blanco (Ortega-Gutiérrez, 1978). La unidad La Huerta y Salada corresponden a la Formación Cosoltepec, la edad estimada para estas unidades en los circones detríticos a través de datación Uranio – Plomo $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ revelan una edad de depositación del Cámbrico Tardío al Misisípico (Morales-Gómez *et al.*, 2008).

Formación Tecomate

La Formación Tecomate está basada en rocas metaclásticas, arcosas, metapelitas calcáreas de bajo grado metamórfico que están sobreyaciendo de forma discontinua con una discordancia angular a rocas de alta presión del Ordovícico – Misisípico (Morales-Gómez *et al.*, 2008). Estos estratos siliciclasticos marinos afloran al sureste de la ciudad de Acatlán. La edad de deposición ocurrió en el Devónico, guardan una dirección norte-sur que es asociada a un *trend* de transpresión dextral que afecto a todo el CA acortando la corteza hasta un 60% (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

Migmatita Magdalena

La Migmatita Magdalena está cubierta de manera discordante por rocas volcanoclasticas del Paleógeno e intrusionadas por los diques San Miguel. En general es de composición tonalítica – diorítica con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares, concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica. El paleosoma pudo ser en su mayor parte de origen sedimentario (Vega-Granillo *et al.*, 2009). Su textura es granoblástica fina y la forman plagioclasas, cuarzo, hornblenda, biotita y feldespato potásico. El mineral pesado más abundante es la esfena y en menor cantidad presenta zircón, apatita, allanita, rutilo, turmalina y opacos. Entre los minerales de alteración retrograda más comunes se encuentra moscovita, clorita, epidota, calcita, sausalita, hematita y esfena (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Litodema Chazumba

La unidad litológica Litodema Chazumba es una secuencia siliciclástica turbidítica o *flysch* polideformada y metamorfoseada que consiste en pelitas micáceas, metagrauvacas y anfibolitas. Estas rocas se encuentran intrusionadas por los diques San Miguel (Ortega-Gutiérrez, 1978). Su composición mineralógica consiste principalmente de cuarzo, plagioclasa y biotita, y accesorios tales como moscovita, granate, zircón, opacos y turmalina.

Helbig *et al.*, (2012) consideran estas rocas parte del terreno central debido a la eliminación del margen continental por debajo del margen de Pangea. La edad de deposición fue sustentada por datación radiométrica Uranio-Plomo y data del Triásico Tardío, que pudo ser derivado de un arco magmático (Helbig *et al.*, 2012; Keppie *et al.*, 2008; Morales-Gómez *et al.*, 2008).

3.3.1.3. Granitos

Tronco Totoltepec

Este cuerpo intrusivo de Totoltepec aflora al oriente del poblado de Xayacatlán. Mantiene un rumbo ENE, sus dimensiones abarcan 15 km x 5 km. Fue emplazado hace 306-287 Ma. a una profundidad de 21 km en una zona de subducción. Está limitado al oriente y poniente por fallas dextrales con rumbo N-S (Kirsch *et al.*, 2013). Presenta facies máficas con minerales de epidota, hornblenda, clorita a félsicas con minerales de cuarzo, feldespato, moscovita. La intrusión es

considerada sintectónica con la Formación Cosoltepec y Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Granito Horno-La Noria

Estos granitos afloran al norte de Tehuizingo. Intrusionan rocas de la Formación Tecomate, y son cubiertos discordantemente por rocas de la Formación Olinala-Patlanoaya, son caracterizados por una textura megacrystalina de feldespatos potásicos (Ramírez-Espinoza, 2001). Miller *et al.*, (2007) determina una edad del Ordovícico Medio al Silúrico Temprano para estos plutones, con una afinidad calco alcalina.

Granito Palo Liso

Este granito es un macizo rocoso que aflora en las barrancas Palo Liso con orientación norte-sur. Presenta megacrystalos de feldespatos potásicos y cuarzo. Este cuerpo granítico presenta una textura fanerítica, con un color característico de blanco a gris. La edad de este granito determinada por datación Uranio-Plomo con circones en 461 Ma (Murphy *et al.*, 2006).

3.4. Geología local

3.4.1. Granitoide

Estas rocas intrusivas abarcan la mayor parte del área de estudio. A la secuencia de rocas graníticas aplíticas y pegmatíticas con intercalaciones de bandas metasedimentarias y roca verde cataclásticas y metamorfoseadas que forman una banda de 10 a 12 km de ancho con un espesor desconocido de varios kilómetros, formalmente fueron nombradas como granitoides Esperanza (Ortega-

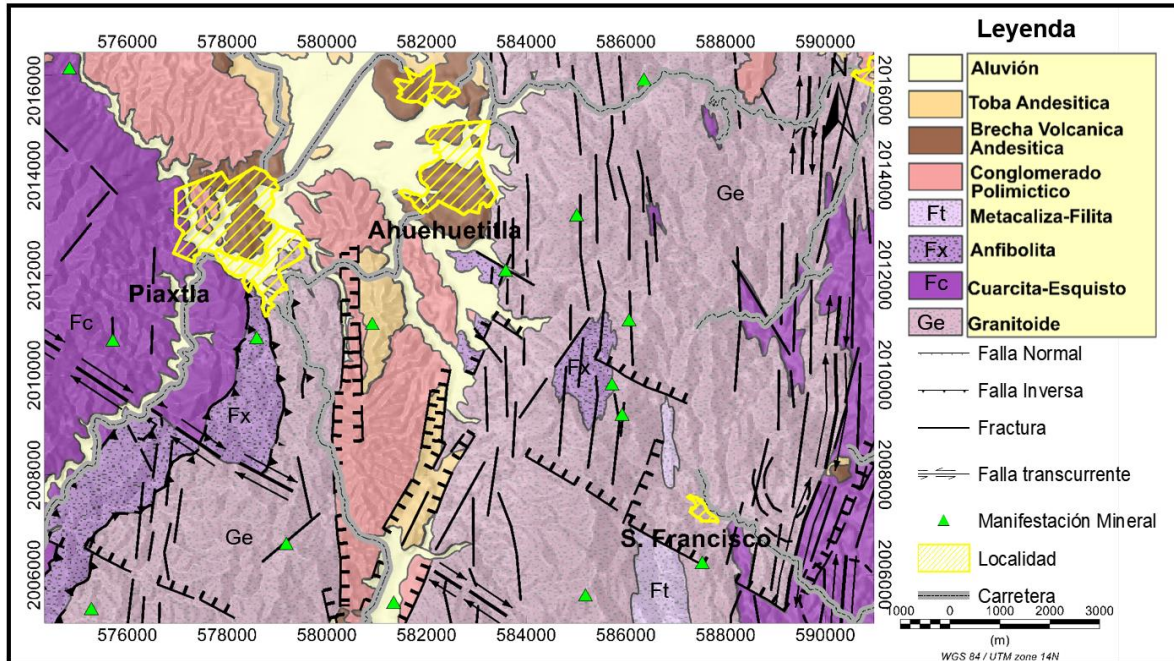


Figura 18. Mapa de la geología local de Piaxtla, Puebla modificado de (Sánchez-Rojas *et al.*, 1997).

Gutiérrez, 1978). El origen es considerado como producto de anatexis causada por la colisión en el Devónico Temprano al Devónico Medio del terreno Mixteco y Oaxaqueño. Los minerales dominantes presentes en estas rocas son el cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. Además, minerales complementarios tales como el zircón, turmalina, apatita, allanita, esfena, rutilo, hematita, opacos, calcita y stilpnomelano (Ortega-Gutiérrez, 1978). (Murphy *et al.*, 2006) a través de la datación Uranio-Plomo estima la edad de estas rocas en 471 Ma. Estas rocas de origen plutónico que van desde gabro hasta pegmatitas, contienen xenolitos y están en contacto abrupto con los esquistos verdes filoníticos.

3.4.2. Cuarcita-esquisto

Este conjunto de rocas tiene la mayor presencia en el CA nombrándose Formación Cosoltepec que toman su nombre del poblado de Cosoltepec donde

aflora la unidad completa de rocas verdes y cuarcitas que incluyen pelitas de origen sedimentario marino (Ortega-Gutiérrez, 1978). En su base consiste rocas verdes en bancos de hasta 15 m de espesor, de color negro o verde con textura fina a gruesa. La parte media está conformada por esquistos psamíticos y pelíticos con algunas capas de esquistos calcáreos, metapedernal, roca verde y rocas manganesíferas, la cima la conforman filita cuarzosa y cuarcita con delgadas capas calcáreas. Algunos diques de aplita y lamprofidos intrusionan la parte inferior de esta formación. Las facies de metamorfismo que predominan varían de esquistos verdes a sub-esquistos verdes. Los minerales principales son plagioclasas, hornblenda y epidota, como minerales secundarios incluye la calcita, moscovita y biotita. La edad determinada para la Formación Cosoltepec en circones detríticos es de 455 Ma (Galaz *et al.*, 2013; Morales-Gómez *et al.*, 2008; Ramos-Arias *et al.*, 2008).

3.4.3. Metavolcánica-anfibolita

Esta unidad litológica ha sido definida como un conjunto de rocas ígneas básicas ultramáficas intercaladas con metasedimentos metamorfoseadas en facies de eclogita retrogrado a esquistos verdes donde mayormente incluyen de composición gabroica, estructuras primarias, texturas y minerales primarios, características magmáticas que junto con la estratigrafía y la tectónica demostraría que la unidad consistió de un complejo ofiolítico. Esta unidad está en contacto abrupto con la parte superior de la Formación Cosoltepec e intrusionada por granitoides Esperanza. La localidad tipo es de las rocas alargadas tectónicamente con orientación norte-sur que afloran en las inmediaciones del poblado de

Xayacatlán de donde toma el nombre de Formación Xayacatlán. En esta región de México fue donde se reportaron por primera vez la presencia de rocas eclogíticas (Ortega-Gutiérrez, 1974).

La unidad es considerada la sutura de una colisión de dos masas continentales que dieron lugar al CA durante la Orogénesis Acateca (Ortega-Gutiérrez, 1981; Sedlock *et al.*, 1993).

3.4.4. Metacaliza-filita

Esta unidad litológica está aflorando alrededor del poblado del Tecomate, de donde toma el nombre de Formación Tecomate, y en toda la parte norte y centro del CA (Ortega-Gutiérrez, 1981). La unidad ha sido definida como una secuencia volcánico-sedimentaria, la parte inferior conformada por areniscas de grano grueso a grano fino con minerales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo en una matriz de mica blanca, de estratos delgados a masivos (Ortega-Gutiérrez, 1978). Las rocas volcánicas de composición básica con algunos flujos masivos contienen nódulos de caliza recristalizada. Las rocas riolíticas presentan textura porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico. Los gabros y plutones de composición básica con contenido mineral principalmente plagioclasa y piroxeno, están intrusionando a los sedimentos y lavas en la parte inferior (Sanchez-Rojas *et al.*, 1997). La parte superior está conformada por un paquete de gran espesor de grauvaca, arcosas, cuarcitas, unidades de conglomerado y horizontes de caliza recristalizada. Las arcosas ricas en feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo en tanto las grauvacas principalmente se observa plagioclasa y cuarzo en una matriz

de clorita, mica blanca, epidota y albita. La caliza de color gris azulado de hasta 10 m de espesor la cual consiste de minerales de calcita, cuarzo, feldespato y mica con contenido fósil de fragmentos de briozorios, moluscos y crinoides. La unidad de metaconglomerado de hasta 100 m de espesor contiene en gran parte cantos de rocas graníticas y volcánicas félsicas con intraclastos de caliza y pizarra con un tamaño que va de 10 a 40 cm de espesor. El ambiente de formación de esta unidad es marino de acuerdo a la presencia de intervalos calcáreos y fósiles marinos (Ortega-Gutiérrez, 1978).

3.4.5. Conglomerado polimíctico-arenisca

Esta secuencia litológica consiste rocas del paleógeno más antiguas que sobreyacen a unidades del Paleozoico y Mesozoico de manera discordante. Fries y Rincon-Orta, (1965) las describen como una secuencia de depósitos continentales clásticos, principalmente conglomerados calcáreos y polimícticos, arcosas, areniscas, brechas y limolitas nombrándolas en conjunto como Formación Balsas. Distribuyéndose en la cuenca del Río Balsas, generalmente forma lomeríos o relleno de fosas tectónicas por lo cual se considera un depósito postorogénico de tipo molasa continental de edad Oligoceno inferior (Sanchez-Rojas *et al.*,1997).

3.4.6. Toba andesítica

Esta unidad volcánica cubre discordantemente a los conglomerados y areniscas de la Formación Balsas. Estas rocas volcánicas están constituidas por una interstratificación de derrames de lava, capas volcanocásticas y lahares de composición intermedia como traquiandesita, cuarzolatita y andesita. Estos

depósitos están controlados por fosas y pilares tectónicos donde también se emplazan algunos cuellos volcánicos (Ortega-Gutiérrez, 1978).

3.4.7. Aluvión

Está asociado a la acumulación de depósitos aluviales en las partes topográficas más bajas que están representados por los ríos de Tetla y Piaxtla. En general, estos depósitos conforman gruesas y amplias terrazas aluviales constituidos por bloques y arenas gruesas (Sanchez-Rojas *et al.*,1997).

En general, en el mapa de la figura 19 se representa la geología de la zona de estudio.

CAPÍTULO 4. METODOLOGIA Y RESULTADOS

4.1. Magnetometría aérea

La magnetometría aérea es uno de los principales métodos de exploración utilizado como primer acercamiento en la investigación del subsuelo. Es utilizada como una herramienta de reconocimiento geológico y geofísico por su principal característica en la cual puede cubrir grandes áreas en forma rápida y económica. Su objetivo es buscar características generales referentes a las estructuras geológicas regionales del basamento ígneo, metamórfico o en la correlación de unidades geológicas.

Está fundamentada en la medición de la intensidad total del campo magnético, su vector horizontal o vertical son las componentes del geomagnetismo resultantes del campo generado en el interior de la Tierra adicionando el campo magnético generado por las rocas de la corteza; cuerpos ígneos y depósitos minerales que constituyen la corteza terrestre.

Para caracterizar las estructuras geológicas por medio del método magnético se busca detectar anomalías magnéticas, es decir, diferencias de intensidad, debidas a los cambios en las propiedades magnéticas de las rocas, que se pueden deber a concentraciones de minerales metálicos, estructuras geológicas como cuerpos ígneos, fallas, fracturas que afectan la susceptibilidad de cada material. Para llevar a cabo las mediciones se utilizan magnetómetros que miden el campo magnético total en Teslas establecido por el Sistema Internacional de Unidades (SI).

4.1.1. Adquisición y procesado de la información

La información aeromagnética utilizada en este estudio fue recolectada por el SGM correspondiente a las cartas geofísicas a escala 1:250,000 Oaxaca (E14-9), Orizaba (E14-6), Cuernavaca (E14-5) y Chilpancingo (E14-8). En general las mediciones del campo magnético total fueron tomadas por un magnetómetro Scintrex CS-2 bombeo óptico del vapor de cesio con una sensibilidad de 0.001 nT a bordo de un avión Islander BN2-B27 siguiendo el relieve del terreno a una altura de 300 m, con una distancia entre las líneas de vuelo de 1,000 m y 10,000 m de distancia entre las líneas de control.

Para obtener la grilla del campo magnético residual el SGM aplica los siguientes procesos al campo magnético total; corrección por movimiento del avión (compensación magnética), corrección por variación diurna, sustracción del modelo del IGRF establecido en 1995 por la Asociación internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, nivelación usando líneas de control, y una micronivelación.

Con la información adquirida en formato digital ASCII (X, Y, Z) ya corregida por los procesos antes mencionados por el SGM generó la grilla del campo magnético residual en el *software Oasis montaj*.

4.1.2. Campo Magnético Residual (CMR)

El CMR es la primera configuración de los valores obtenidos en campo. Libre de las variaciones que afectan al campo magnético terrestre por cambios tanto periódicos como irregulares quedando solo el campo generado por la superficie terrestre. El análisis de esta configuración del CMR fue realizada entre las

coordenadas 18° 00" a 18° 30" Latitud Norte y 98° 00" a 98° 30" Longitud Este abarcando la mayor área expuesta en el CA (Figura 19) donde existen diversas anomalías magnéticas tanto positivas como negativas. En este mapa (Figura 19) los valores del CMR varían en cientos de nanoteslas desde los -269 a 397 nT, los cuales están representados en las anomalías de forma alargada y en forma circular, entre otras formas irregulares.

Las anomalías alargadas pueden observarse en la parte SE del mapa con una dirección N-S siendo truncadas por una gran anomalía negativa de forma ovalada. En la porción NE de la configuración está representada por una anomalía positiva en forma alargada de rumbo E-W. Las anomalías circulares positivas con

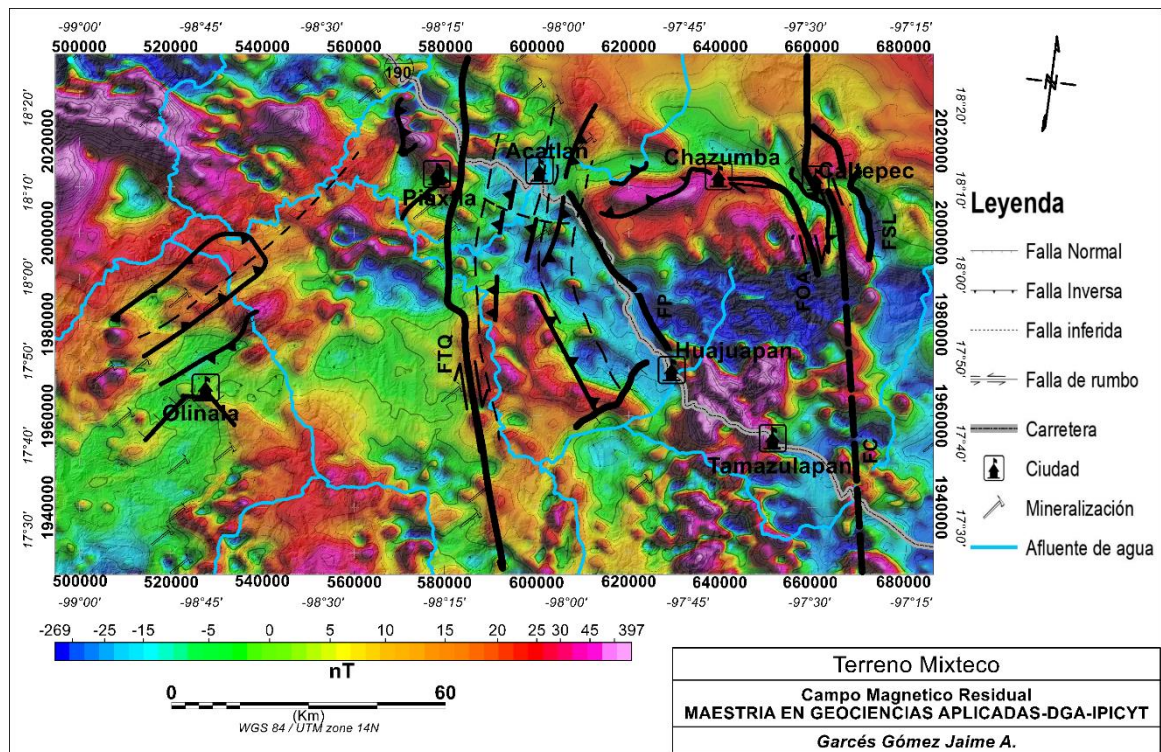


Figura 19. Configuración del Campo Magnético Residual. Los colores magenta y rojo corresponden a anomalías magnéticas positivas y los colores en azul como anomalías negativas, la barra de colores muestra el valor magnético en nT.

un bajo magnético en su centro las observamos en la parte NW del mapa. En general, estas anomalías abarcan la mayor área del mapa y los valores magnéticos más altos están en ellas. Finalmente, la última porción SW del mapa está caracterizada por valores regulares con mayor presencia y anomalías positivas irregulares. Además, el mapa muestra las principales anomalías magnéticas regionales del CA influenciadas y distorsionadas por la inclinación del campo magnético, es por esta razón fue aplicado el proceso matemático de reducción al polo descrito a continuación.

4.1.3. Campo magnético reducido al polo

Esta configuración del campo magnético residual reducido al polo (CMRP) fue logrado aplicando la fórmula matemática de (V. Baranov and H. Naudy, 1964) al campo magnético residual (Figura 20). Ésta consiste en transformar la componente vertical del campo magnético como si hubiese sido medido en el polo norte, para latitudes positivas donde la inclinación de la magnetización inducida y el campo magnético es de $+90^\circ$, o en el polo sur para latitudes negativas donde la inclinación de la magnetización inducida y el campo magnético es de -90° . A través de esta técnica las anomalías podrían ubicarse sobre las fuentes en el subsuelo que las producen, ayudando a interpretar con mayor facilidad las anomalías presentes respecto a las estructuras geológicas regionales.

Analizando la configuración del campo magnético residual respecto con el campo magnético residual reducido al polo, es posible apreciar un cambio, notando que las anomalías cambian lateralmente y su forma es alterada. Además, sus

valores magnéticos también son modificados de un mínimo de -269 nT a -184 nT y

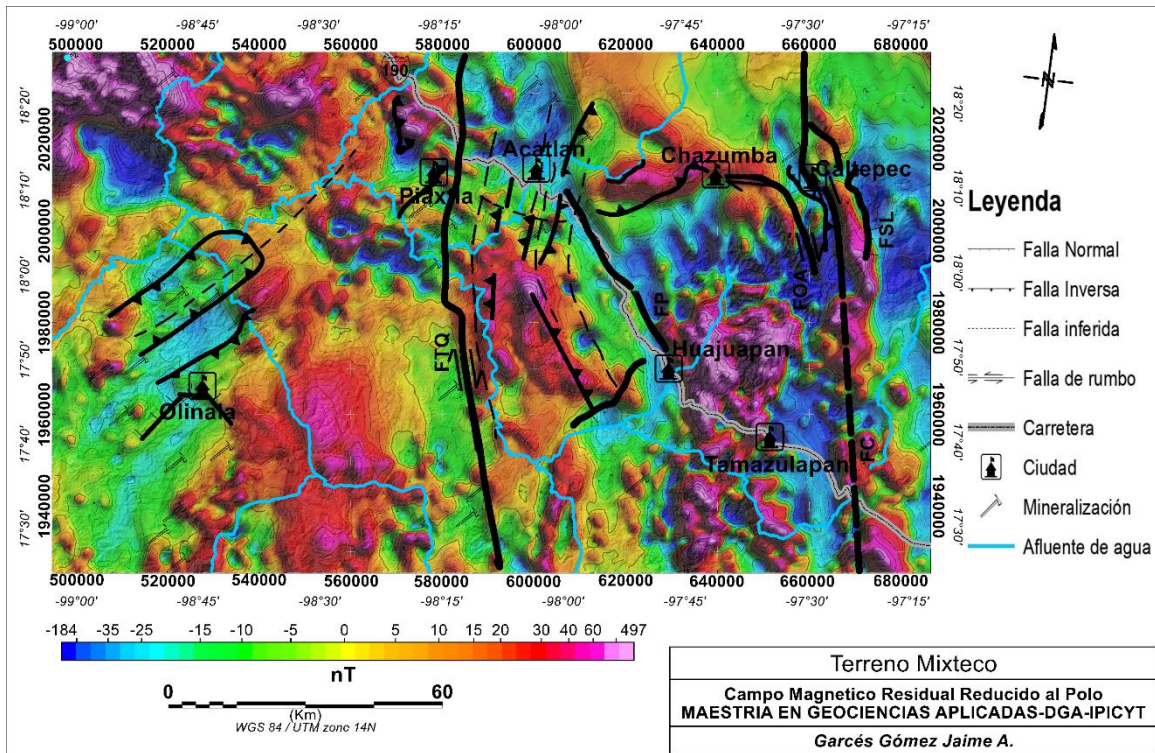


Figura 20. . Configuración del campo magnético residual reducido al polo (CMRP). Las líneas de color negro representan las principales estructuras de la zona de estudio.

un máximo de 397 nT a 497 nT. Este cambio en los valores nos indica que el vector de magnetización cambio de una inclinación de 47° a 90°.

Con este primer mapa de las anomalías del CMR, ubicadas sobre la fuente detectada, fue realizada la primer interpretación geofísica – geológica del CA (Figura 20). Las anomalías magnéticas regionales positivas de mayor intensidad están directamente relacionadas a rocas ígneas con gran contenido de minerales ferromagnesianos y depósitos minerales magnéticos, mientras las anomalías magnéticas negativas están relacionadas a rocas sedimentarias y aluvión.

A través del análisis de la configuración de la información magnética surge el término de “dominio”, para identificar zonas que presentan características similares

en su longitud de onda y amplitud. A continuación, están descritas las diferentes configuraciones de los dominios aeromagnéticos y su interpretación geológica – geofísica.

4.1.4. Dominios Aeromagnéticos

Los dominios aeromagnéticos (DAM) caracterizados por estar constituidos por una o varias unidades geológicas, o bien varias unidades geológicas pueden constituir un solo dominio. Dentro de los alcances del presente trabajo, fue delimitado solamente DAM someros y DAM profundos con la finalidad de realizar una interpretación geofísica – geológica más específica del área de estudio.

4.1.4.1. DAM someros

Los DAM someros fueron delimitados en la configuración de segunda derivada vertical en Z continuada ascendentemente a 2,000 m (Figura 21). Este proceso define los bordes de las fuentes y resalta las anomalías someras y tener una mejor relación con las rocas y estructuras que afloran en el área de estudio fueron definidos 10 DAM someros (DAMS), etiquetados como A, B, C, D, E, F, G, H, I y J, los cuales están descritos a continuación.

Dominio Aeromagnético Somero A (DAMS-A)

Este dominio situado en la región SE con respecto a la ciudad de Acatlán, caracterizado por tener un mayor número de anomalías positivas de intensidad alta en un estilo bolerio el cual cubre un área en dirección N-S. En relación con la litología, estas anomalías están correlacionadas con rocas ígneas extrusivas como

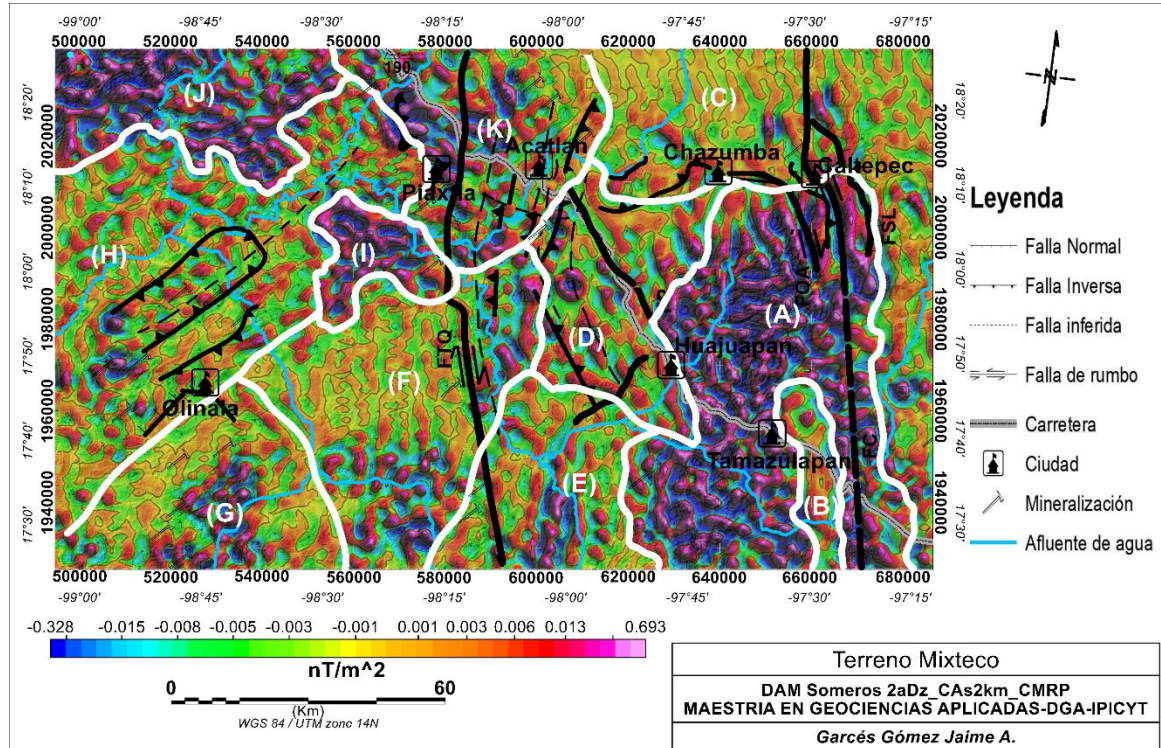


Figura 21. Dominios aeromagnéticos someros delimitados por líneas de color blanco. Cada dominio se identifica con las letras A, B, C, D, E, F, G, H, I, J y K.

lo son andesita y toba andesítica expuestas en la mayor parte del DAMS-A. Estas rocas volcánicas de composición intermedia conformadas en un promedio de 50% a 60% de sílice y un 40% de minerales ferromagnesianos, los cuales son los principales componentes que dan lugar a estas anomalías magnéticas.

Dominio Aeromagnético Somero B (DAMS-B)

Este dominio cubre un área pequeña y se encuentra rodeado por el DAMS-A. Presenta amplitudes magnéticas bajas con valores aproximados a los -30 nT, de acuerdo a estos valores, se correlaciona con rocas sedimentarias. Además, sobre el DAM se encuentran aflorando calizas, conglomerados y areniscas, características por tener este tipo de respuesta magnética. El DAM también se correlaciona con el DAMS-C que presenta anomalías similares del mismo tipo.

Dominio Aeromagnético Somero C (DAMS-C)

Dominio cubriendo el área NNE y E del CA, caracterizándose por contener anomalías de baja intensidad con direcciones N-S y E-W. Geológicamente, estas anomalías son correlacionadas con rocas sedimentarias tales como caliza, arenisca y conglomerado que cubren la mayor parte del DAM. Las estructuras tienen una dirección N-S. Mientras que la dirección E-W de las anomalías corresponde a rocas metamórficas del CA como la Formación Cosoltepec, Tecomate y Complejo Ayú. En general, estas rocas tienen una baja susceptibilidad magnética.

Dominio Aeromagnético Somero D (DAMS-D)

Este dominio situado en la región central del área de estudio con anomalías alargadas en dirección NWW y NNW. Adicionalmente, en la zona norte existe una anomalía circular. Las anomalías en dirección NNW de la parte oriente son de baja intensidad que es correlacionado con rocas sedimentaria y características estructurales en la misma dirección. La anomalía circular de la región norte está entre rocas del Paleozoico y Jurásico, interpretándose como una intrusión ígnea alcalina (Thomas, Ford, and Keating, 2016). La anomalía de la sección oriente del DAM son originadas por rocas metamórficas de la Suite Piaxtla donde las anomalías y las estructuras geológicas tienen una orientación NW.

Dominio Aeromagnético Somero E (DAMS-E)

Este dominio magnético caracterizado por presentar anomalías magnéticas alargadas positivas y negativas en dirección NE-SW. En la región oriente existe presencia de anomalías de alta intensidad magnética al igual que en la región

central del DAM. En esta zona afloran caliza, lutita, arenisca del Jurásico y Cretácico y conglomerado del Paleógeno en la zona oriente. En la zona NW afloran rocas metamórficas de los granitoides Esperanza. Filita y cuarcita de la Formación Cosoltepec en la parte SW. Los altos magnéticos de baja y alta intensidad de magnetización no se correlacionan con las rocas sedimentarias superficiales de baja susceptibilidad magnética, por ello, son interpretados como altos magnéticos son originados por cuerpos ígneos intrusivos, donde uno de ellos alcanza aflorar en superficie intrusionando a los conglomerados del Paleógeno. Estos cuerpos intrusivos trajeron consigo mineralización de oro y plata en la región SW donde afloran las filita y cuarcita de la Formación Cosoltepec. El alto magnético de intensidad media 60 nT localizado en la parte central con rumbo N10°E es originado por rocas ígneas intrusivas emplazadas en un graben de 40 km de largo por 5 km de ancho delimitado por dos fallas que representan los marcados bajos magnéticos.

Dominio Aeromagnético Somero F (DAMS-F)

Este DAM presenta gran cantidad de anomalías magnéticas en dirección N-S con una amplitud media de 20 nT que se correlacionan con rocas sedimentarias, caliza, arenisca y rocas cristalinas de los granitoides Esperanza. Hacia la región oriente y sur existen anomalías en la misma dirección con amplitudes de hasta 90 nT. Superficialmente en estas áreas afloran conglomerados polimícticos. En los granitoides Esperanza existe un área con manifestación mineral de oro, plata y plomo.

Dominio Aeromagnético Somero G (DAMS-G)

Este DAM situado en la región SW de la zona de estudio. En el centro existen lineaciones de altos magnéticos de media intensidad 70 nT de rumbo NE. En la región norte del DAM una alineación magnética con rumbo N38°W divide al DAMS-G del DAMS-F de 25 km de largo por 4 km de ancho con una amplitud de 30 nT. Al poniente existen valores de baja intensidad que son correlacionable con rocas aflorantes de la Formación Cosoltepec. Filita y cuarcita presentan manifestación de minerales metálicos como el oro, plata, plomo, zinc, cobre y antimonio. En otras áreas existen minerales no metálicos como grafito y/o carbón. Sobre las anomalías de intensidad media en el centro del DAM aflora roca riolítica con un pequeño afloramiento de un cuerpo granítico. En base ha sido interpretado que las anomalías de intensidad media son originadas por cuerpos graníticos a poca profundidad. La anomalía de la parte norte se correlaciona con las rocas metamórficas de los granitoides Esperanza que guardan la misma dirección estructural.

Dominio Aeromagnético Somero H (DAMS-H)

Este DAM está ubicado al oriente del CA y abarca la mayor área superficial presentando anomalías de baja intensidad con rumbo N50°E. Específicamente en la zona SW existen dos anomalías circulares de alta intensidad de 90 nT rodeadas por intensos bajos magnéticos. La mayor parte del DAM son correlacionados con rocas metamórficas (filita y cuarcita) de la Formación Cosoltepec y rocas sedimentarias (caliza del Cretácico) aflorando en la parte NW y SW del DAM. En la parte central del DAM cerca del poblado de Olinala afloran rocas metamórficas de

los granitoides Esperanza que son intrusionadas por cuerpos graníticos (Ramírez-Espinoza, 2001). Esta zona tiene gran cantidad de minerales metálicos de oro, plata, plomo, zinc, cobre, antimonio, níquel, cromo, titanio.

Dominio Aeromagnético Somero I (DAMS-I)

Es un DAM con un área pequeña, sin embargo, sobresale una gran cantidad de anomalías de alta y baja intensidad con forma del tipo “bolero” característica de las rocas volcánicas extrusivas (López-Loera *et al.*, 2011). Este DAM tiene una forma alargada de rumbo N50°W y N30°E, donde ahora andesita.

Dominio Aeromagnético Somero J (DAMS-J)

Este DAM presenta anomalías con morfología tipo *bolero* encontrándose valores de intensidad magnética mayores a 350 nT. Estas anomalías tienen diferentes direcciones correlacionándose con el DAMS-I. Geológicamente, corresponde a una zona volcánica en donde afloran en mayor proporción andesita, riolita, conglomerado polimíctico y granito. En la región oriente una granodiorita intrusión a rocas metamórficas de la Formación Cosoltepec en cuya área existe manifestación mineral por metales de oro, plata, plomo, tungsteno, fierro y manganeso. En la región central un cuerpo granodiorítico intrusión rocas sedimentarias calizas provocando una mineralización de la zona por metales de fierro, plata, cobre, plomo, zinc. Esta misma mineralización está presente en la región NW del DAM, pero sin afloramientos superficiales de cuerpos ígneos.

Dominio Aeromagnético Somero K (DAMS-K)

Es uno de los DAM más controversiales ya que presenta diferentes tipos de anomalías además de sus características magnéticas y geológicas. En el sur de este DAM hay una anomalía circular rodeada por altos magnéticos de fuerte intensidad. En la zona centro y oriente existen tendencias magnéticas de rumbo N50°E con valores de mediana intensidad y amplitud. En la región centro, norte y NW existen anomalías magnéticas positivas con una intensidad media a alta sumándose una morfología de bolero. Geológicamente, en la zona oriente y centro afloran rocas de la Formación Cosoltepec y Tecomate además de granitoides Esperanza. En la localidad de La Noria el granito Hornos y La Noria intrusionan a los granitoides Esperanza (Ramírez-Espinoza, 2001). Al oriente del DAM una cuenca de tipo , por donde, continua la falla Tetla – Quincayan (Ortega-Gutiérrez *et al.*,2018) aflorando rocas volcánicas entre ellas riolita y conglomerado polimíctico. Además, en el DAM existen zonas con manifestación mineral de cuarzo, estibinita, barita, mica, feldespato y en algunos casos minerales metálicos de cobre o plata. En la zona oriente del DAM existe mineralización de elementos de cobre, cromo, níquel, manganeso y fierro.

4.1.4.2. Dominios Aeromagnéticos Profundos

Los dominios aeromagnéticos profundos fueron definidos en la configuración de la segunda derivada vertical en Z continuada ascendentemente a 5 km con la finalidad de identificar zonas con igual dirección a las estructuras y susceptibilidades magnéticas similares a las rocas del basamento cristalino de edad Paleozoico

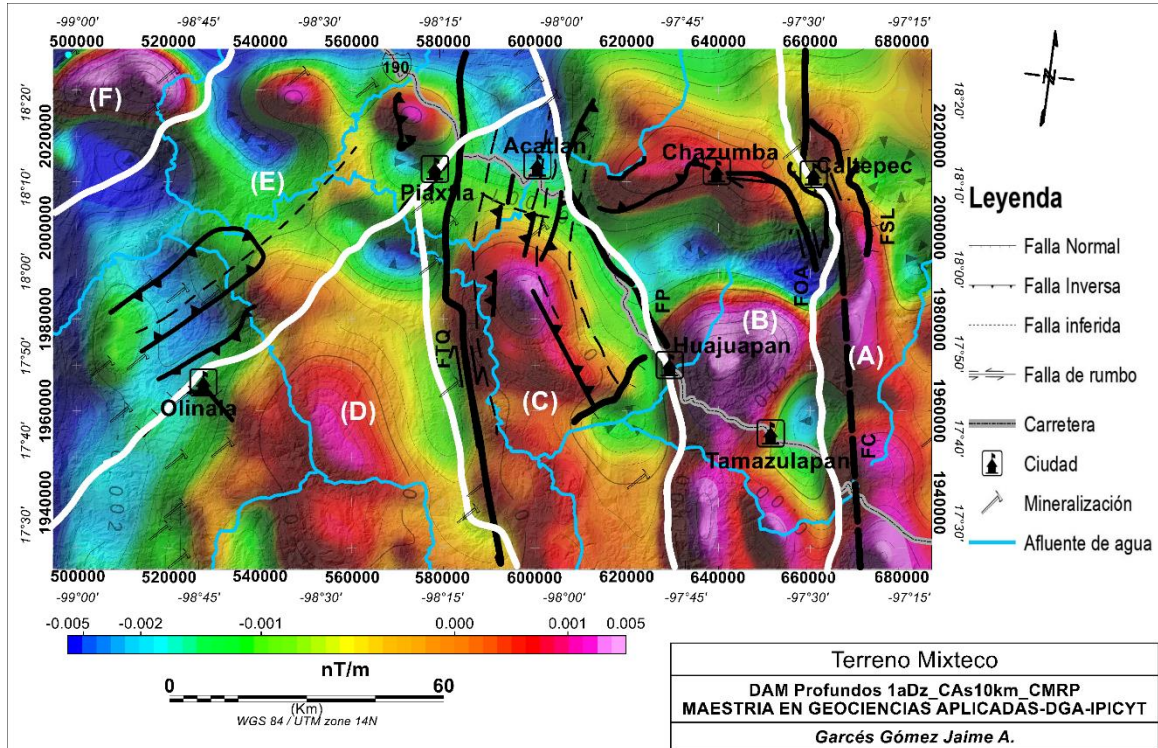


Figura 22. Dominios aeromagnéticos profundos delimitados por líneas de color blanco. Cada dominio se identifica con las letras A, B, C, D, E y F.

Temprano del CA. El análisis permitió identificar 6 DAM profundos (Figura 22), etiquetados como: A, B, C, D, E y F. Estos dominios son asociados con la geología y estructuras descritas por (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018).

Dominio aeromagnético profundo A

Este dominio al oriente de la zona de estudio, donde existen anomalías positivas alargadas en dirección N-S con una amplitud promedio de 157 nT y una longitud de onda de 15 km. Este DAM es correlacionado con rocas continentales de la Formación Matzitzi (sedimentaria y caliza). En algunos afloramientos al NE del DAM aflora en una pequeña porción gneises granulíticos del Complejo Oaxaqueño en contacto tectónico con las rocas cristalinas del CA por Medio de una falla de rumbo dextral Caltepec (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Estos altos magnéticos son

interpretados como cuerpos ígneos intrusionando en esta zona de debilidad, prueba de ello se tiene el granito Cozahuico de 20 km de largo y de 2 a 5 km de ancho. El límite poniente del DAM corresponde a un bajo magnético asociado a una falla de rumbo inferida denominada por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2018) como Ojo de Agua. Adicionalmente existen bajos magnéticos en dirección NW-SE que bisecan las anomalías positivas.

Dominio aeromagnético profundo B

Este dominio se delimitado al oriente por la falla inferida Ojo de Agua y al poniente por un bajo magnético relacionado con la falla Petlalcingo, de acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2018). En este DAM existen dos lineamientos magnéticos positivos en dirección N-S en la porción sur, separados por un bajo magnético. Estos lineamientos magnéticos presentan una amplitud entre 120 y 250 nT y una longitud de onda de 10 a 15 km limitando al norte por una anomalía positiva en dirección E-W. Además, existe otra anomalía con una amplitud media de 50 nT y 10 km de longitud de onda, con una superficie de 300 km². Geológicamente, la anomalía es correlacionada con el plutón de Totoltepec de edad del Pérmico. Este plutón está intrusionando a rocas de las formaciones Cosoltepec y Tecomate que afloran en la parte sur de este cuerpo. Al sur de esta anomalía existe una anomalía de forma triangular la cual, asociada al Complejo Ayú que está cabalgando rocas de la Formación Cosoltepec. La zona centro y sur están cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas.

Dominio aeromagnético profundo C

En la parte central del CA fue identificado este dominio con dirección N-S. Presenta anomalías alargadas en dirección NE-SW en la región sur, de mediana intensidad. En la zona centro del DAM el rumbo de las anomalías cambia a NW-SW y otras a N-S. Está limitado al oriente por la falla inferida de Petlalcingo y al poniente por la falla inferida de Tetla-Quincayan. Estructuralmente, presenta una diversidad de fallas y fracturas en direcciones N-S, NE-SW y NW-SE. Sobre este DAM afloran rocas desde su base a la cima de la Suite Piaxtla, granitoides Esperanza, formaciones Cosoltepec y Tecomate sobreyaciendo sedimentos marinos del Jurásico y Cretácico.

Dominio aeromagnético profundo D

Presenta valores de intensidad media y amplitudes largas en la mayor porción del dominio. Limita al oriente con la falla inferida Tetla-Quincayan y al poniente por la falla inversa que va de Piaxtla a Olinalá. Está cubierto en su mayoría por rocas sedimentarias de baja susceptibilidad que no es correlacionable con las anomalías magnéticas de intensidad media interpretando que debajo de esta área hay rocas ígneas con dimensiones de 50 km de ancho y 40 km de largo.

Dominio aeromagnético profundo E

El dominio está situado al oriente del CA entre las localidades de Olinalá y Papalutla. Este presenta anomalías magnéticas de intensidades bajas a medias con un rumbo N50°E. También, existen bajos magnéticos con dirección NW-SE y dos altos magnéticos en forma circular al norte. Estos altos magnéticos son

correlacionable con los granitos La Noria y Hornos de 370 Ma (Ramírez-Espinoza, 2001). En la mayor porción del DAM están aflorando rocas de la Formación Cosoltepec, Suite Piaxtla y granitoides Esperanza en la región central al norte de Olinalá. Los valores de baja intensidad se relacionan con las rocas sedimentarias marinas las cuales cubren la zona NW y SW.

Dominio aeromagnético profundo F

Este DAM caracterizado por sus altos valores magnéticos originados por las rocas ígneas intrusivas y extrusivas existentes en la región. Debido a la falta de información no es posible definir con claridad anomalías magnéticas.

4.1.5. Lineamientos aeromagnéticos

4.1.5.1. Lineamientos magnéticos someros

Los lineamientos magnéticos someros nos ayudan a identificar rasgos estructurales superficiales como fallas, contactos litológicos y fracturas. Estos fueron marcados en la configuración de la segunda derivada vertical en Z del CMRP continuada ascendentemente a 2 km (Figura 23). La segunda derivada en Z, delimita las fuentes que originan las anomalías magnéticas y realza las longitudes de onda de alta frecuencia teniendo una mejor correlación con la geología superficial.

El mapa de la (Figura 23) presenta una gran cantidad de anomalías aeromagnéticas positivas (tonalidades rosas), algunas de estas anomalías no presentan continuidad, debido a la aparición de bajos aeromagnéticos (tonalidades azules). En toda el área cubierta muestra una gran cantidad de lineamientos

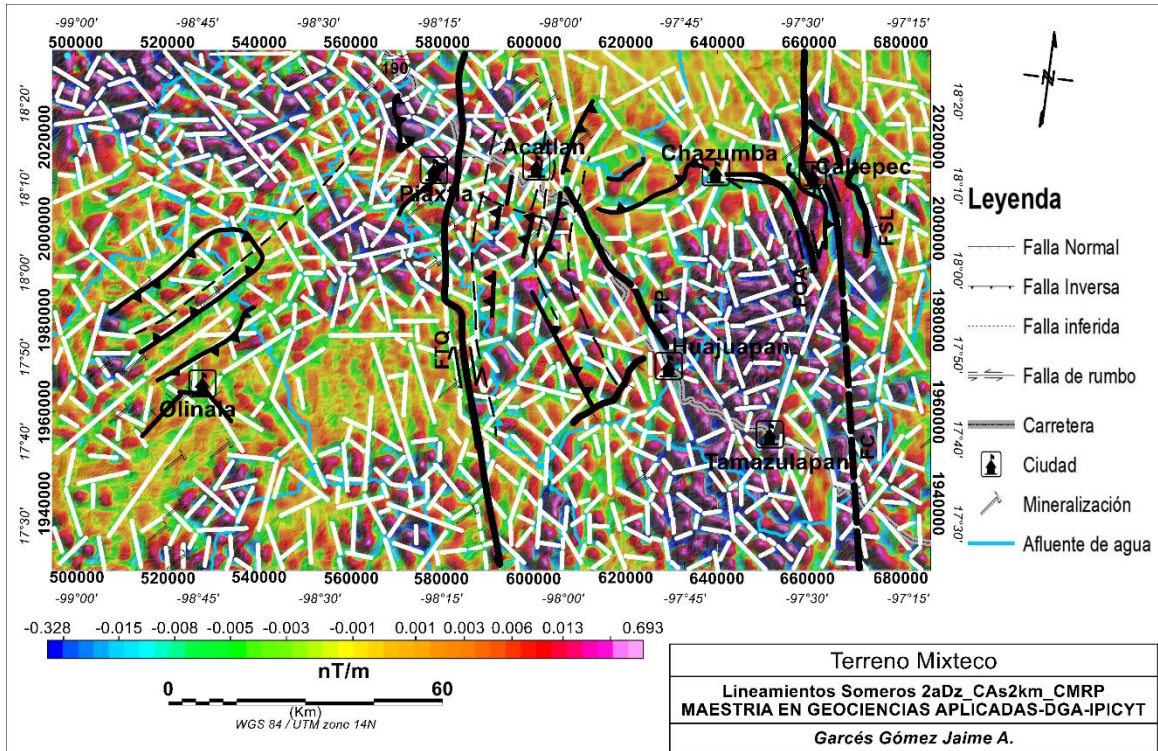


Figura 23. Lineamientos magnéticos someros del CA marcados en la segunda derivada vertical en Z continuada ascendente a 2 km de la configuración del campo magnético residual reducido al polo.

magnéticos con dirección preferencial NW-SE y NE-SW a lo largo de toda la configuración del CMRP. La cantidad de altos magnéticos y la interrupción de los mismos se relaciona con la cantidad de lineamientos magnéticos presentes.

4.1.5.2. Lineamientos magnéticos profundos

El mapa (Figura 24) de la configuración de la primera derivada vertical en Z del CMRP con una continuación ascendente de 10 km fue usado para determinar los lineamientos magnéticos profundos relacionados a patrones estructurales como fallas tectónicas, fracturas y contactos profundos que dividen los bloques sobre los cuales sobreyacen las rocas más jóvenes.

De acuerdo al mapa (Figura 24) existen tres direcciones preferenciales de las

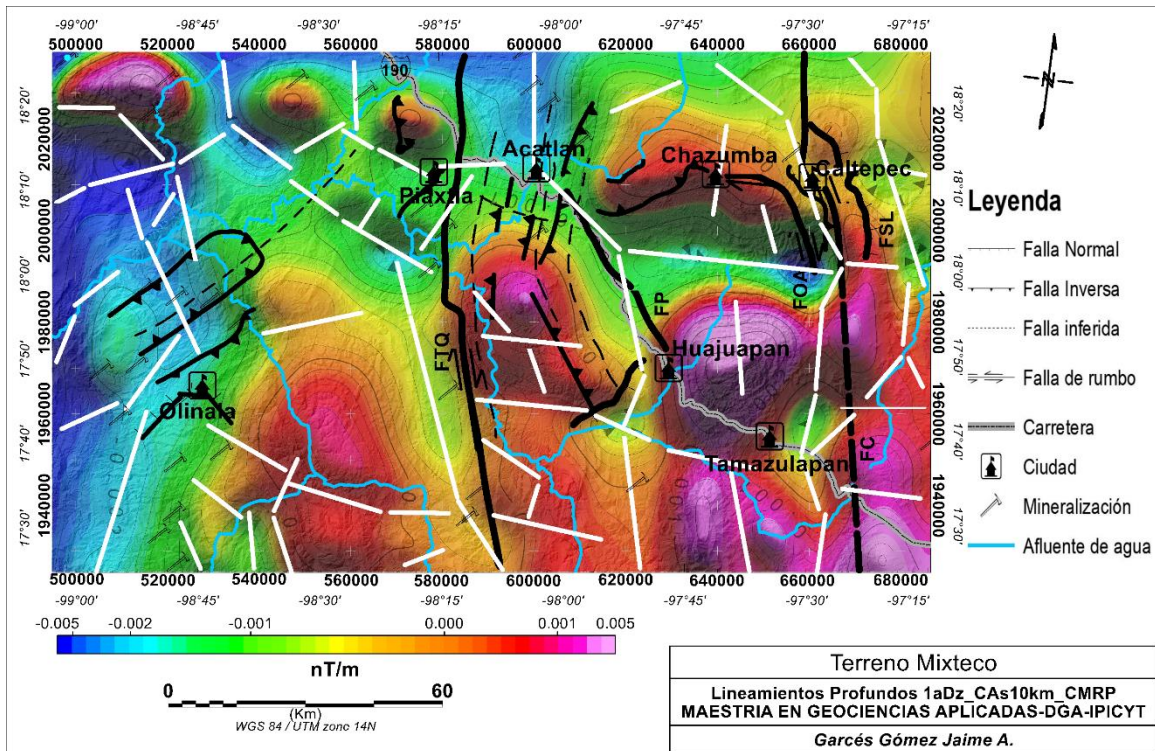


Figura 24. Lineamientos magnéticos profundos del Terreno Mixteco marcados en la primera derivada vertical en Z continuando ascendientemente 5 km de la configuración del campo magnético residual reducido al polo.

estructuras las cuales tienen una dirección N-S, NE-SW y NW-SE, y estas marcan los límites de los dominios aeromagnéticos. Estos lineamientos magnéticos pueden correlacionarse con los eventos tectónicos que afectaron esta área desde el Paleozoico Temprano al Pérmico Tardío correlacionándose con los descritos por Vega-Granillo *et al.*, (2009).

4.2. Adquisición y procesado de la información terrestre

La adquisición de los datos de campo fue realizada por medio de dos magnetómetros (GEM-GSM-19 que mide el campo magnético con una resolución de 0.1 nT y precisión de 0.02 nT). Uno de estos magnetómetros fue colocado fuera

del área de estudio en el poblado de Xayacatlan nombrándose estación “base”. En esta estación fueron documentadas tres mediciones del campo magnético al inicio de cada jornada de trabajo con cada uno de los equipos para verificar la precisión y correcto funcionamiento. Posteriormente el magnetómetro base fue programado en el mismo punto para que realizara mediciones automáticas del campo magnético cada 60 segundos. Los datos obtenidos fueron utilizados para realizar la corrección diaria y corrección horaria.

El segundo magnetómetro usado como “móvil” fue transportado al área de estudio en el poblado de Piaxtla, iniciando la lectura de datos sobre las líneas previamente marcada en el GPS (Garmin). Las medidas del campo magnético total fueron documentadas cada 250 m aproximadamente, registrando tres lecturas del campo magnético total en cada estación, para verificar la calidad del dato obtenido. La correcta aplicación del método obligo a considerar otros aspectos en el registro de los datos para obtener una información confiable, como la presencia de metales cercanos o líneas de alta tensión que pudieran introducir ruido. Cuando se presentaba un caso en el que el dato tomado era anómalo, se procedía a alejarse de la fuente que lo provocaba al menos 50 m.

Un total de 250 datos de campo magnético total fueron obtenidos y una base de datos de la estación base. En el laboratorio esta información se vació a una hoja de cálculo (*Excel*), procediendo a realizar el perfil de la estación base tomando como lectura de referencia a la realizada primeramente contra las realizadas posteriormente, cuando la variación era positiva esta se restó a los valores de las

lecturas obtenidas en el levantamiento en la misma hora e inversamente cuando la variación era negativa la corrección se sumó a las lecturas. En el *software* SSPS fueron analizados geoestadísticamente para obtener la media, mediana, moda, desviación estándar, error estadístico, sesgo, *kurtosis*. Se obtuvo el histograma y semivariograma de los datos fueron obtenidos para realizar un mejor ajuste y realizar una mejor interpolación por medio del método del *Kriging*.

4.2.1. Campo magnético total (CMT)

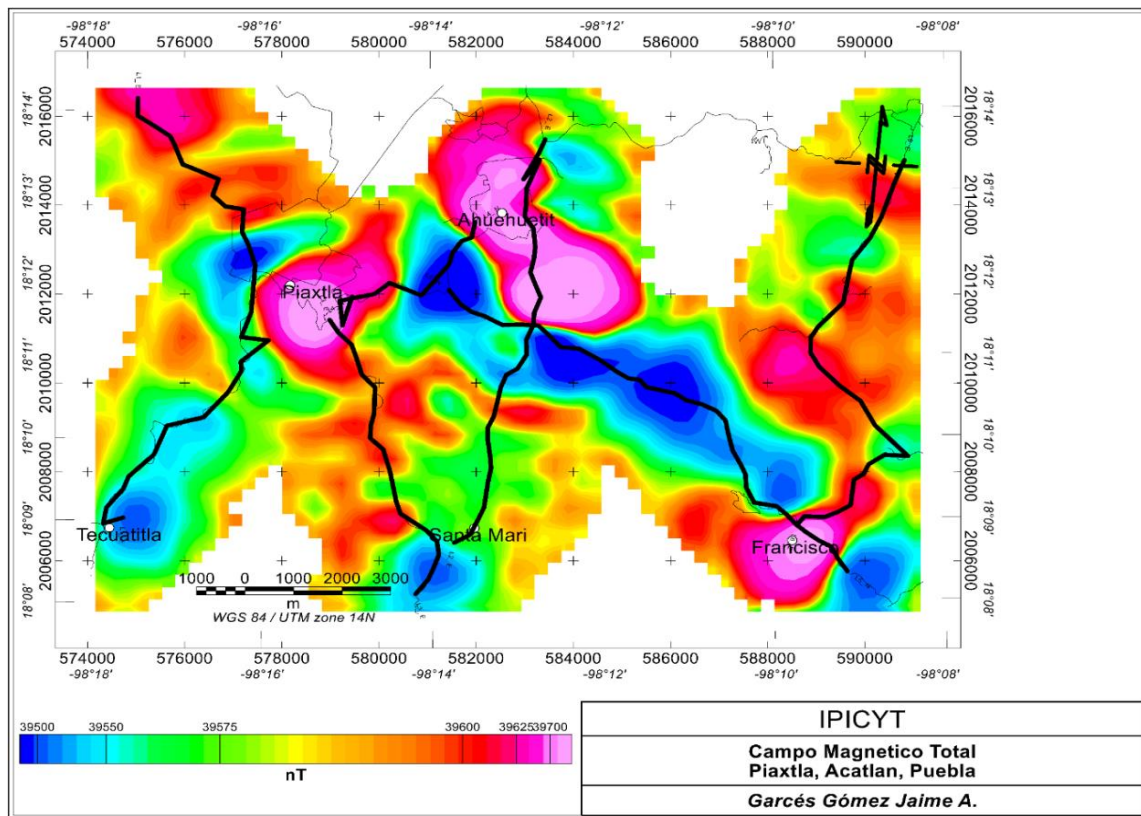


Figura 25. . Mapa del campo magnético total obtenido para el poblado de Piaxtla, Puebla. Las líneas en color negro indican las secciones en donde se tomaron las lecturas del campo magnético total.

El mapa de la figura 25 fue obtenido a través del procesamiento de la información corregida, procediendo a configurar los datos magnéticos, utilizando para esta zona una inclinación de 45.7° y declinación de $4^\circ 4'$. La interpolación de

los datos fue realizada con el método de *Kriging*, calculando primeramente el variograma ajustándolo a un modelo *Gaussiano*.

En la configuración del CMT es posible apreciar tres anomalías positivas, en color magenta, de forma dómica con intensidades de hasta 40260.53 nT, y una gran anomalía negativa en color azul de forma alargada en dirección NW-SE, con intensidades mínimas de 39353.30 nT, desviación estándar 56.28.

4.2.2. Campo magnético residual

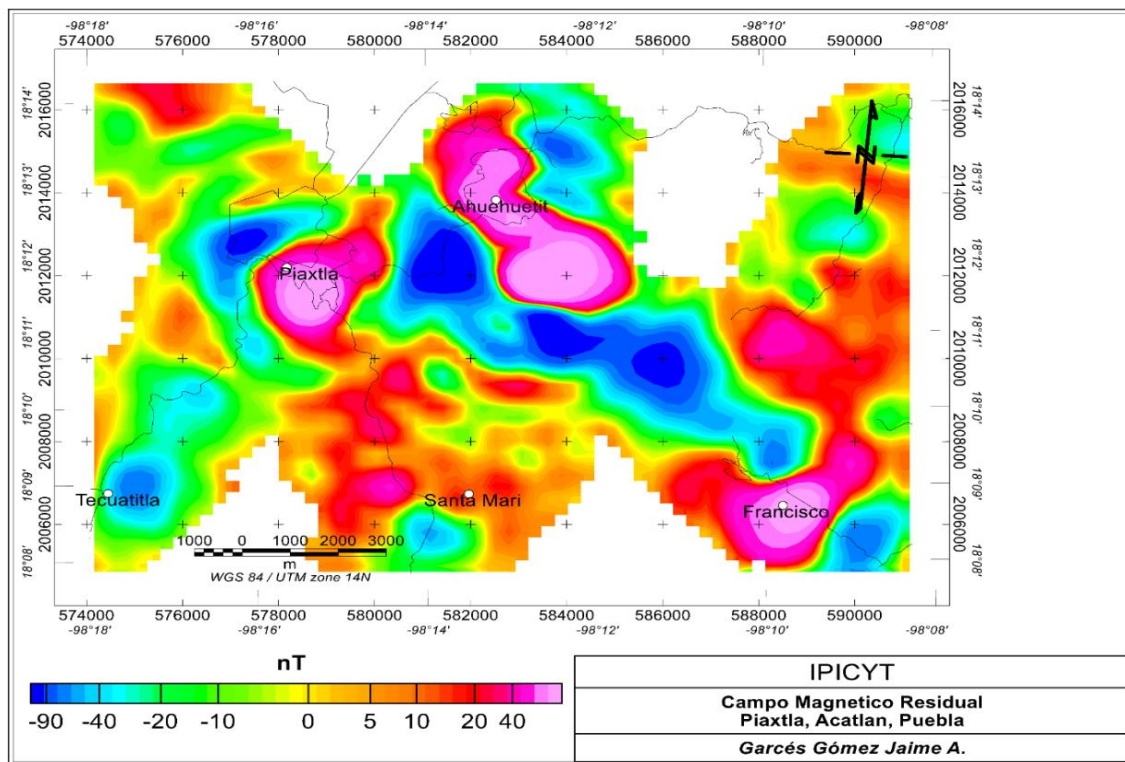


Figura 26. Mapa del campo magnético residual de la zona Piaxtla, Puebla.

El mapa del CMR de la figura 26 resulta de la sustracción del modelo IGRF del año 2005. El CMR muestra una reducción de los valores de intensidad magnética teniendo un máximo de 783.78 nT, un mínimo de -396.76 nT y una intensidad magnética media de -59.86 nT con desviación estándar de 111.1 nT.

4.2.3. Campo magnético residual reducido al polo

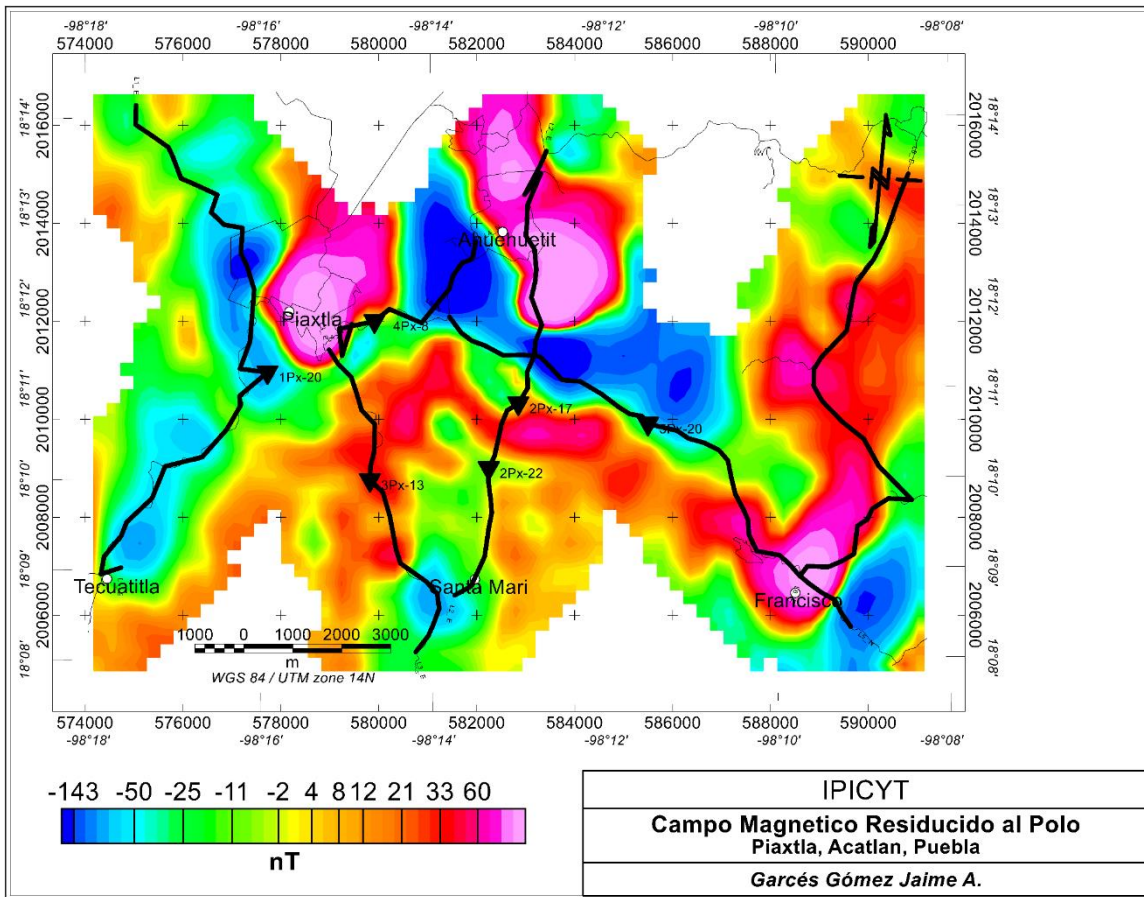


Figura 27. Mapa del campo magnético reducido al polo de la zona de Piaxtla, Puebla.

Una vez obtenida la red de datos del campo magnético residual, fue aplicado el filtro de reducción al polo basado en el algoritmo de V. Baranov and H. Naudy, (1964), el cual da como resultado el mapa de la figura 27. Las anomalías magnéticas ubicadas en los poblados de Piaxtla y Ahuehuetitla cambiaron su forma y dimensión, expandiéndose hacia el norte tal como exhiben en las dos anomalías positivas, respectivamente.

A través del uso del algoritmo aplicado al campo magnético residual se identificaron las anomalías magnéticas sobre las fuentes que las originan.

Específicamente, existen tres anomalías magnéticas de alta intensidad, dos en la zona norte y una en la región SE. Existen dos anomalías sobre los poblados de Piaxtla y Ahuehuetitla, originadas por la roca andesíta que afloran en esa área. Por otro lado, la anomalía de la zona SE no tiene relación con las rocas aflorantes. Las anomalías tienen valores entre 30 y 60 nT atribuidas a fuentes más profundas que no afloran en el área, ya que una cobertura de rocas clásticas sedimentarias las cubre. Las anomalías presentes tienen una dirección preferencial NW-SE y NE-SW. En la zona poniente existe una anomalía negativa con orientación N-S y otra que atraviesa la zona de estudio en una dirección NW-SE.

4.2.4. Inversión magnética 3D

La inversión magnética fue realizada en el área con interés geológico, minero, geoquímico y geofísico de Piaxtla, Puebla. A partir del campo magnético residual y utilizando el *software Geosof VOXI Earth Modelling MVI (Magnetization Vector Inversion)* (Ellis and MacLeod, 2013). Este modelo permite orientar la dirección del vector magnético para ajustarse de la mejor manera a los datos observados en la zona de estudio, mientras que la mayoría de los modelos utilizan la dirección de magnetización inducida alineada con la dirección del campo geomagnético (Macleod and Ellis, 2016). El modelo VOXI fue generado, usando un número de celda de 44 en X, 40 en Y, y 27 en Z, con una resolución de 150 x 150 m en la horizontal X, Y, y 100 m en la vertical, teniendo una altura aproximada de 500 a 1465 msnm y una profundidad de 0 a 5218 m.

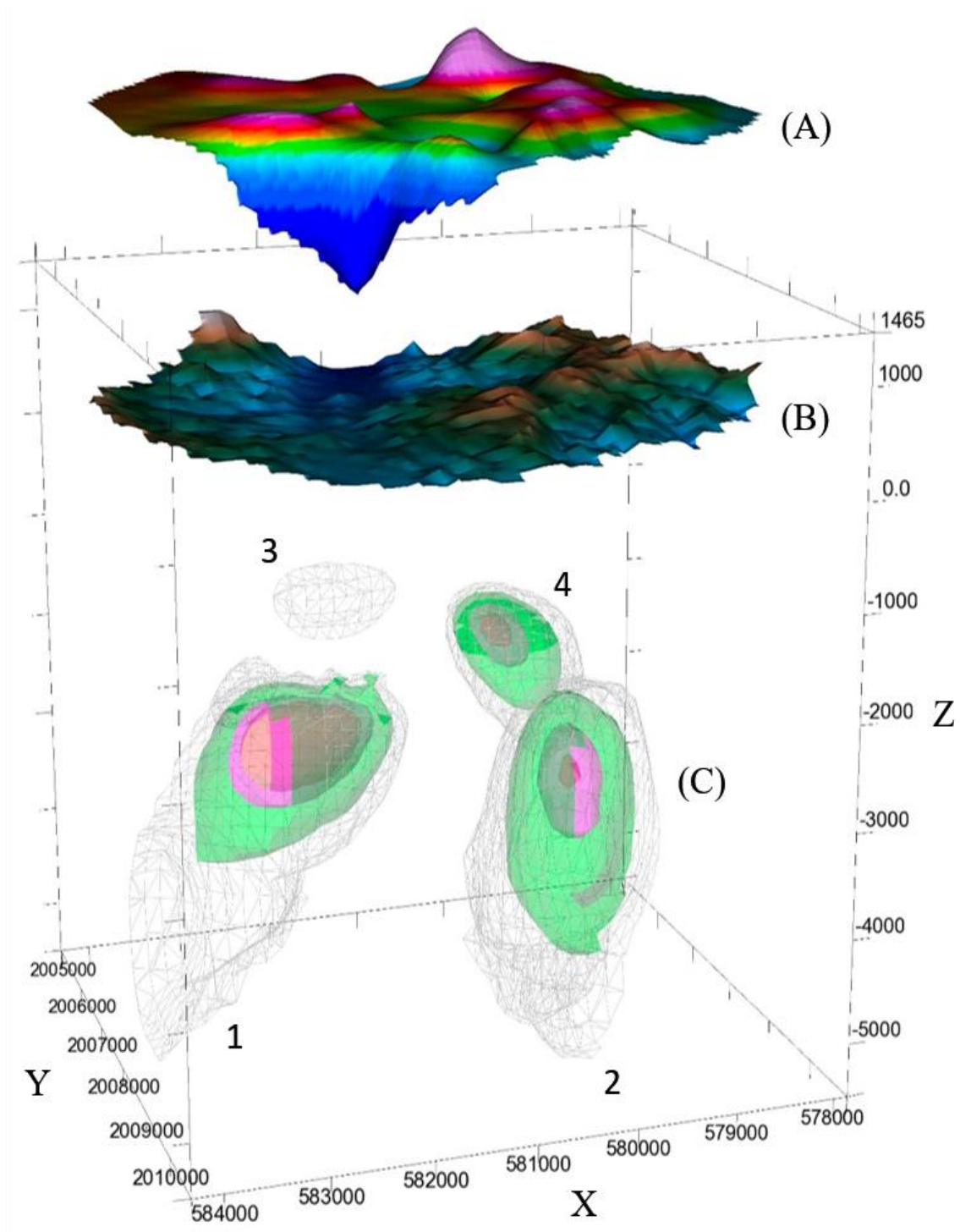


Figura 28. Modelo VOXI con la integración de los dominios de isosusceptibilidad visto en dirección N-S.

De acuerdo con los parámetros preestablecidos fue posible obtener los siguientes modelos 3D, donde la letra X muestra el eje de las coordenadas en dirección oriente, la letra Y para las coordenadas en el eje norte y la letra Z para denotar la altura con valores positivos y la profundidad, pero en valores negativos.

Tabla 4. Características de las estructuras presentes en modelo 3D.

Cuerpo	Prof. (km)	X (km)	Y (km)	Z (km)	V (km³)	Características
1	1.8	1.5	1.4	4.5	3.402	Estructura ubicada al NE en forma de dique, rumbo NW-SE, echado S55°E. K máx.= 0.004291 SI K min.= 0.000030 SI
2	2	1.9	2.3	3.3	5.471	Estructura ubicada al NW con forma parecida a un <i>stock</i> de inclinación vertical de rumbo NE-SW. K máx.= 0.004291 SI K min.= 0.000030 SI
3	2.9	.4	.4	.7	.161	Caracterizada por la forma de un plutón ovalado inclinado 41° al oriente, ubicado al SE de la zona de estudio. K máx.= 0.000498 SI K min.= 0.000030 SI
4	2.8	1.1	.9	1.5	.934	Estructura magnética de forma ovalada con un echado N43°W, ubicada al SW de la zona. K máx.= 0.004291 SI K min.= 0.000030 SI

En el mapa de la figura 29 la letra (A) denota el campo magnético residual en la parte superior, donde en color magenta representa anomalías positivas y el color azul representa las anomalías magnéticas negativas. La letra (B) exhibe la elevación digital, en donde la tonalidad marrón indica regiones con mayor altura y las

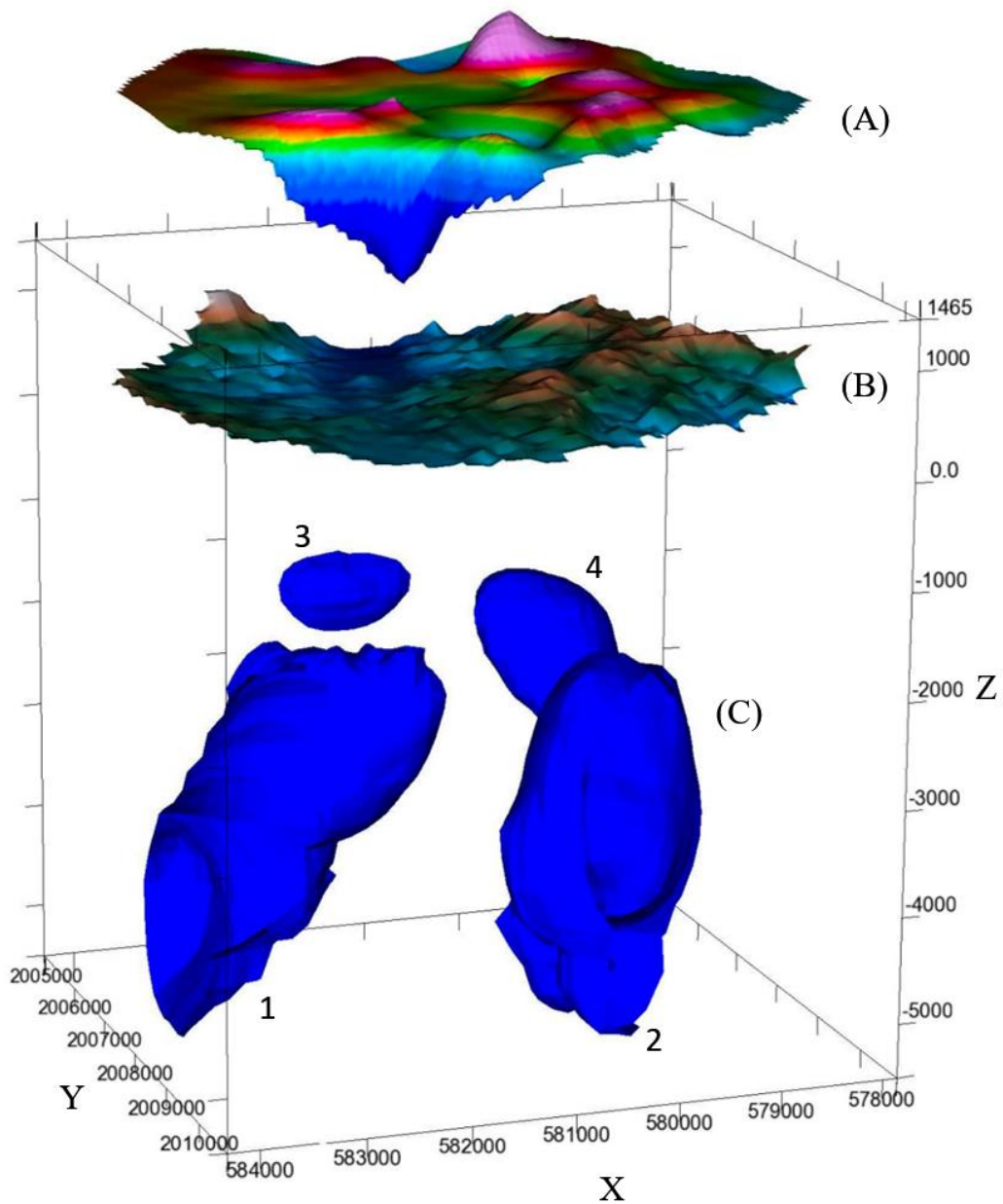


Figura 29. Modelo VOXI representa la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000030-0.000250 SI.

tonalidades azules las partes más bajas. Finalmente, el modelo tridimensional con dominios de magnetización (1, 2, 3, 4) a profundidad letra (C).

En el modelo 3D de la figura 29 es posible distinguir cuatro estructuras magnéticas en la zona (C) cada una con sus dominios de isosusceptibilidad magnética con un valor máximo, mínimo y Medio de 0.004291, -0.035713 y -

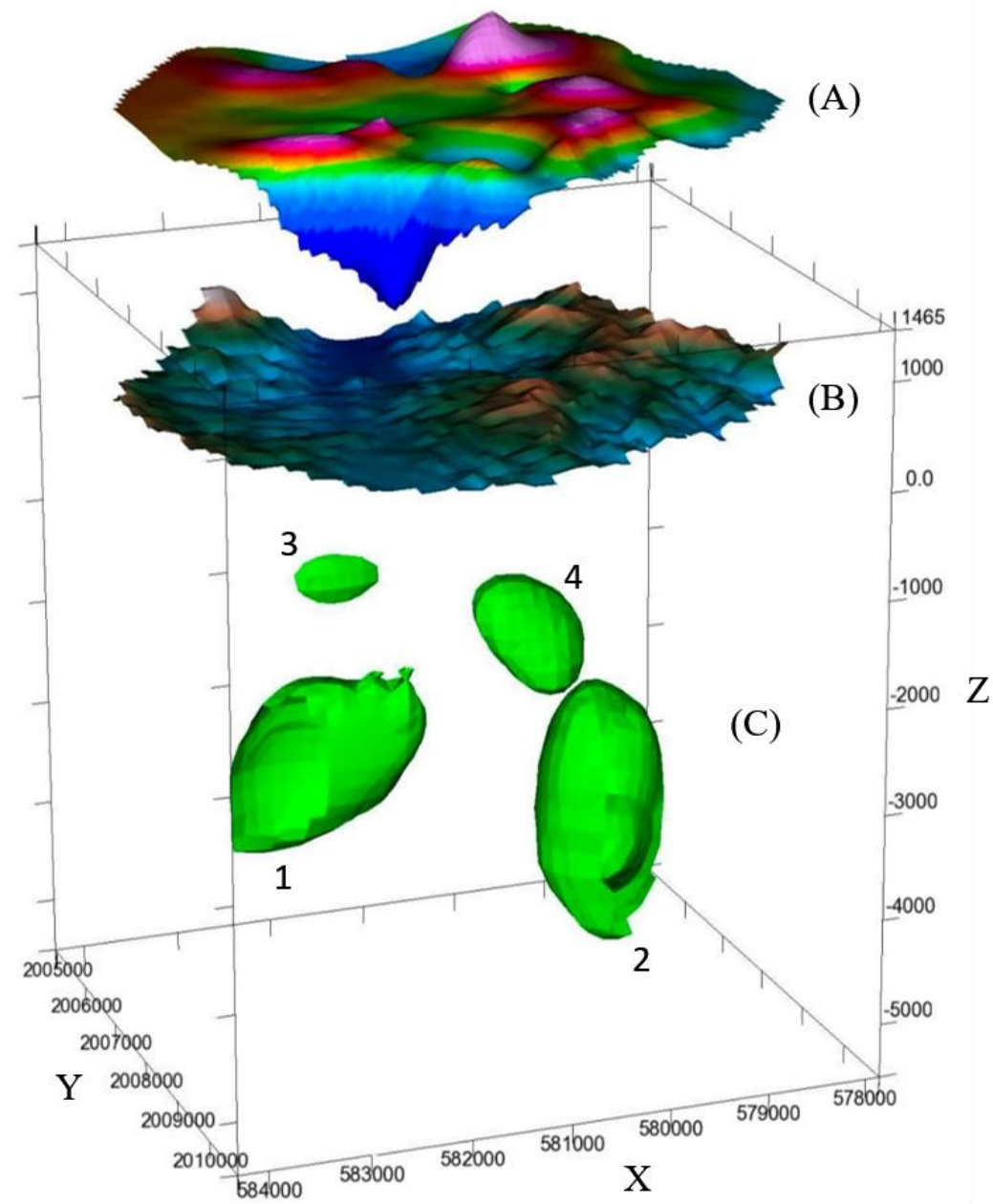


Figura 30. Modelo VOXI mostrando la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000250 a 0.000498 SI.

0.000115 SI, respectivamente, y una desviación estándar de 0.001250 SI. Los colores de cada cuerpo del exterior hacia el centro en azul, verde, magenta y rojo corresponden a dominios de isosusceptibilidad diferentes.

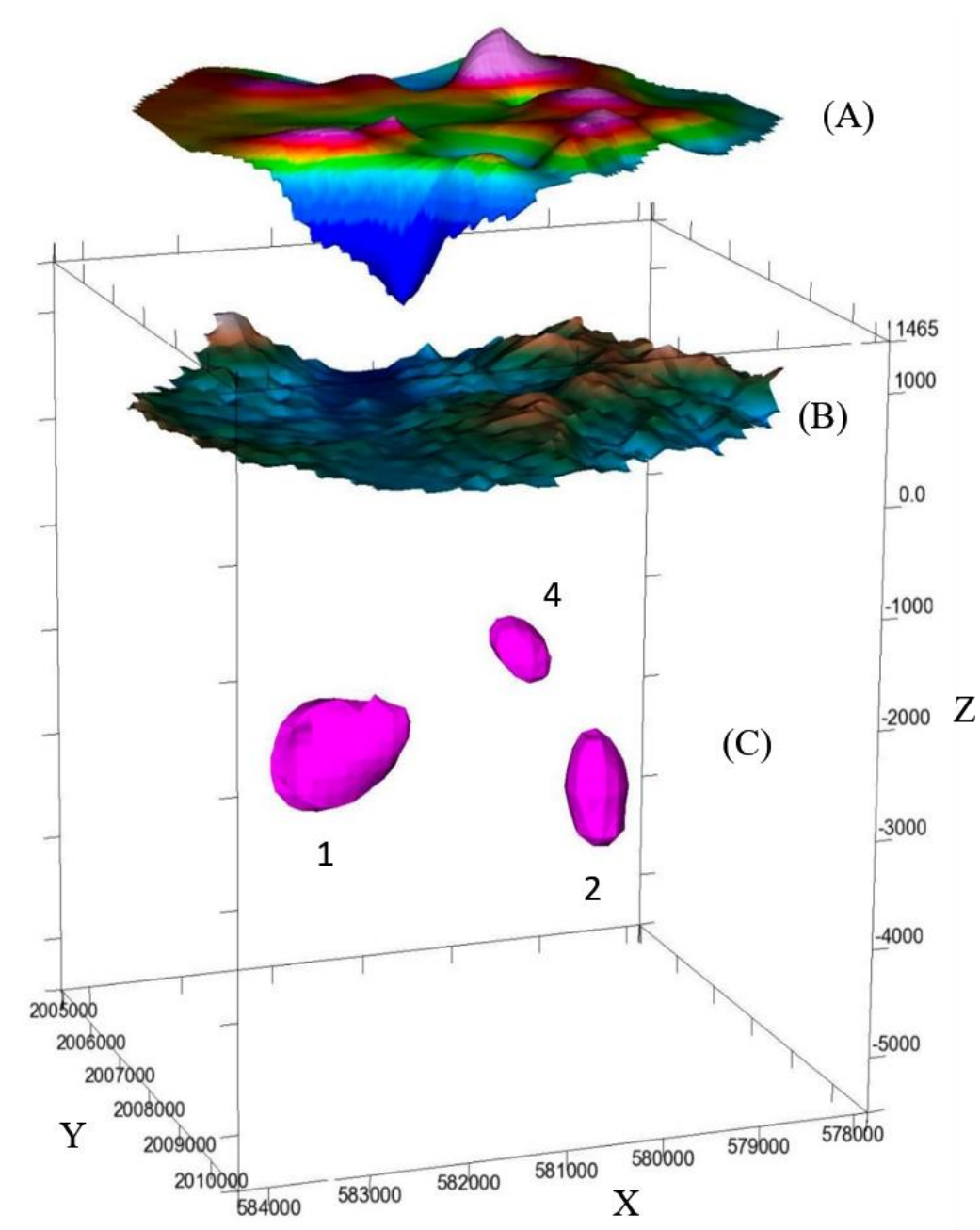


Figura 31. Modelo VOXI representa la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000501 a 0.000899 SI.

En la tabla 4 está descrita detalladamente dimensiones y características de cada estructura, interpretadas como cuerpos ígneos emplazados a poca profundidad de entre 1 y 2 km los cuales generan anomalías magnéticas fuertes.

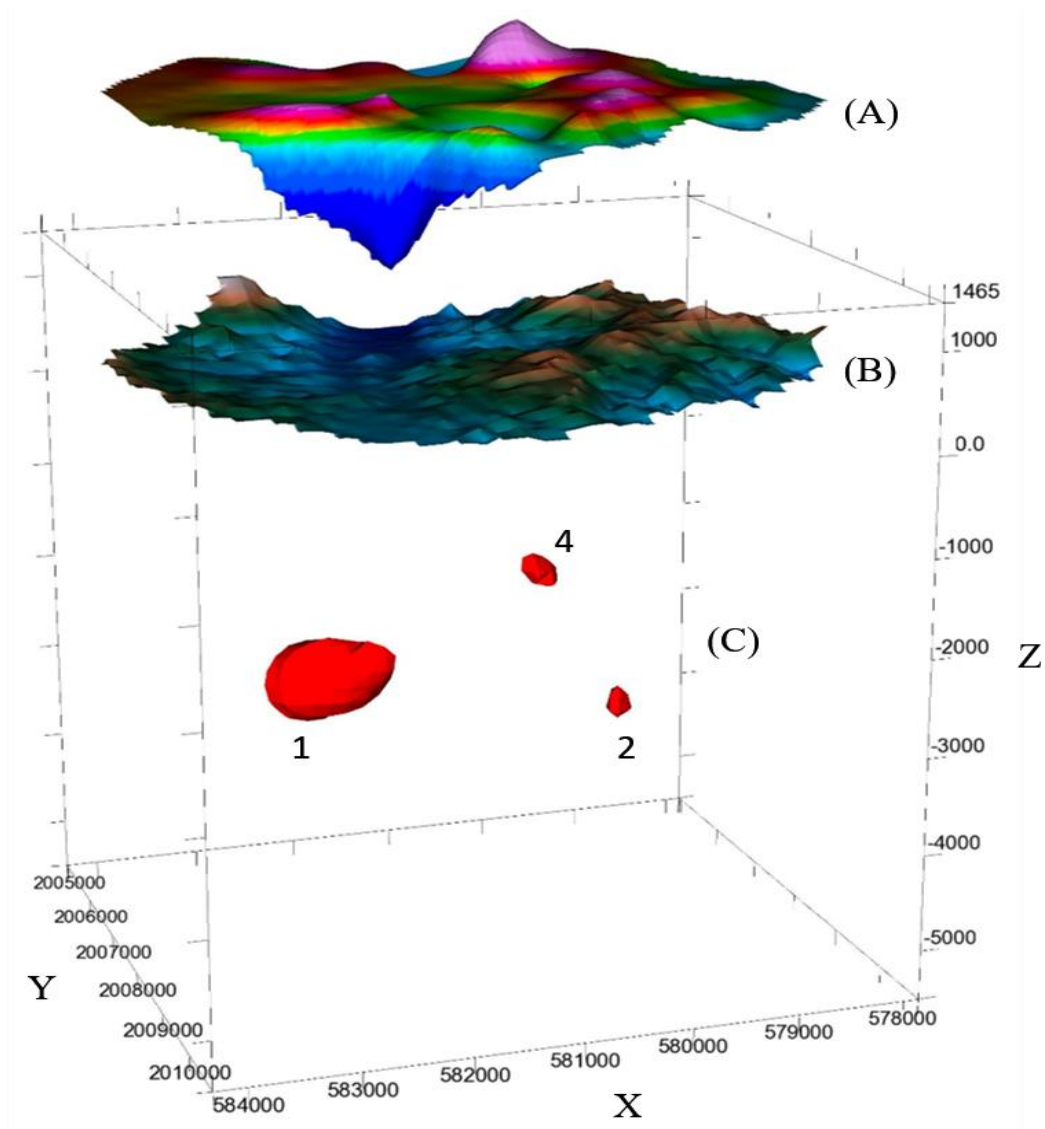


Figura 32. Modelo VOXI con la integración de los dominios de isosusceptibilidad de 0.000907 a 0.004291 SI.

El dominio del exterior (Figura 29) en color azul muestra las susceptibilidades más bajas con un rango de 0.000030-0.000250 SI, se presenta en todas las estructuras. Los cuerpos 1 y 2 ubicados al norte ocupan el mayor volumen presentando características similares.

El dominio marcado en color verde de la figura 30 es representado por valores de isosusceptibilidades entre 0.000250 y 0.000498 SI; estos valores están presente en todas las estructuras. Sin embargo, en el dominio las estructuras 1 y 2 reducen considerablemente su volumen.

El dominio (Figura 31) de isosusceptibilidades en tonalidades magenta tiene valores entre 0.000501 y 0.000899 SI, los cuales se presentan en las estructuras 1, 2 y 4.

El dominio de isosusceptibilidad en color rojo (Figura 32) representa los valores de susceptibilidad magnética más altos de las estructuras presentes relacionándose solo con las estructuras 1, 2 y 4 en la estructura 3 no presenta este dominio. Estas estructuras tienen valores de isosusceptibilidad entre 0.000907 y 0.004291 SI distribuidos en el volumen de 225 km³ que abarca el dominio.

4.2.5. Secciones magnéticas

Fueron extraídas secciones magnéticas a partir del modelo de inversión 3D en la zona de estudio, con el objetivo de conocer las estructuras bajo el subsuelo. Estas secciones A-A', B-B' y C-C' fueron trazadas en el mapa de la (Figura 33) en

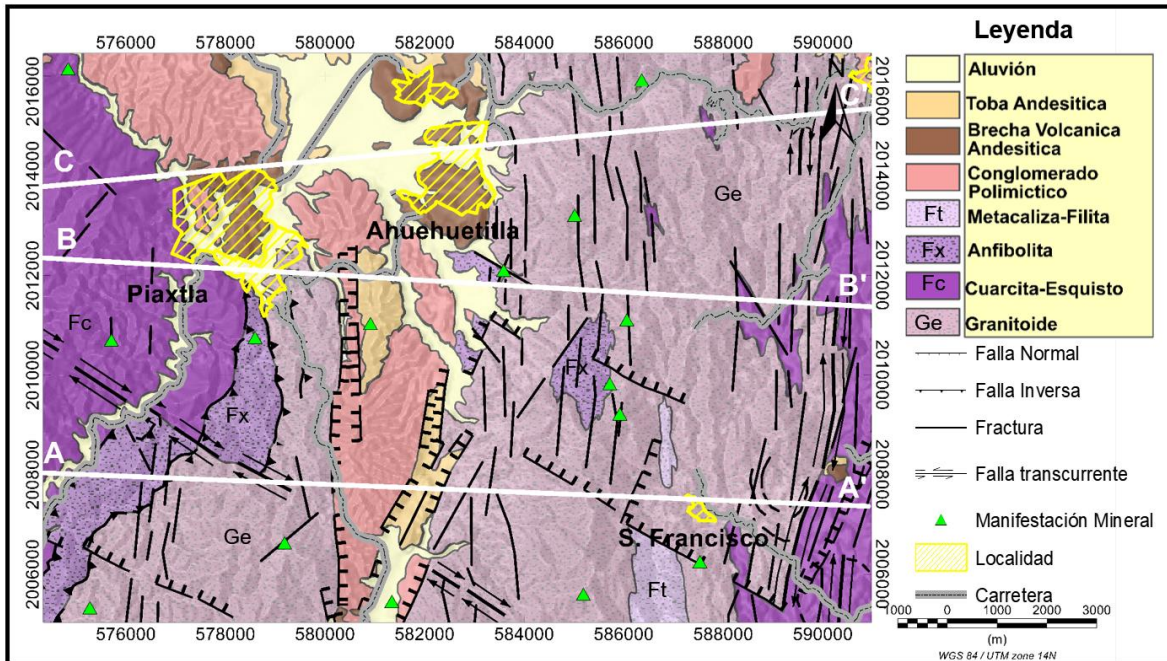


Figura 33. Mapa geológico-estructural mostrando líneas de sección.

dirección E-W, es decir, de manera transversal a la dirección dominante de las estructuras geológicas en la superficie para tener una mayor probabilidad que estas atraviesen el mayor número de estructuras litológicas como fallas, fracturas, contactos litológicos, cuerpos mineralizados.

Mapa geológico-estructural mostrando líneas de sección.

Sección A-A'

Esta sección (Figura 34) con dirección E-W trazada en la parte sur de la zona de estudio, muestra susceptibilidades máximas de 0.046873 SI en la estructura oriente situada a una profundidad de alrededor de 500 m con un largo de hasta 6 km. Las susceptibilidades mínimas -.005681 SI, las observamos en la zona poniente. El perfil es dominado por dos dominios de susceptibilidades altas dividido por un dominio de susceptibilidades medias de .000158 SI. Los dominios de la alta

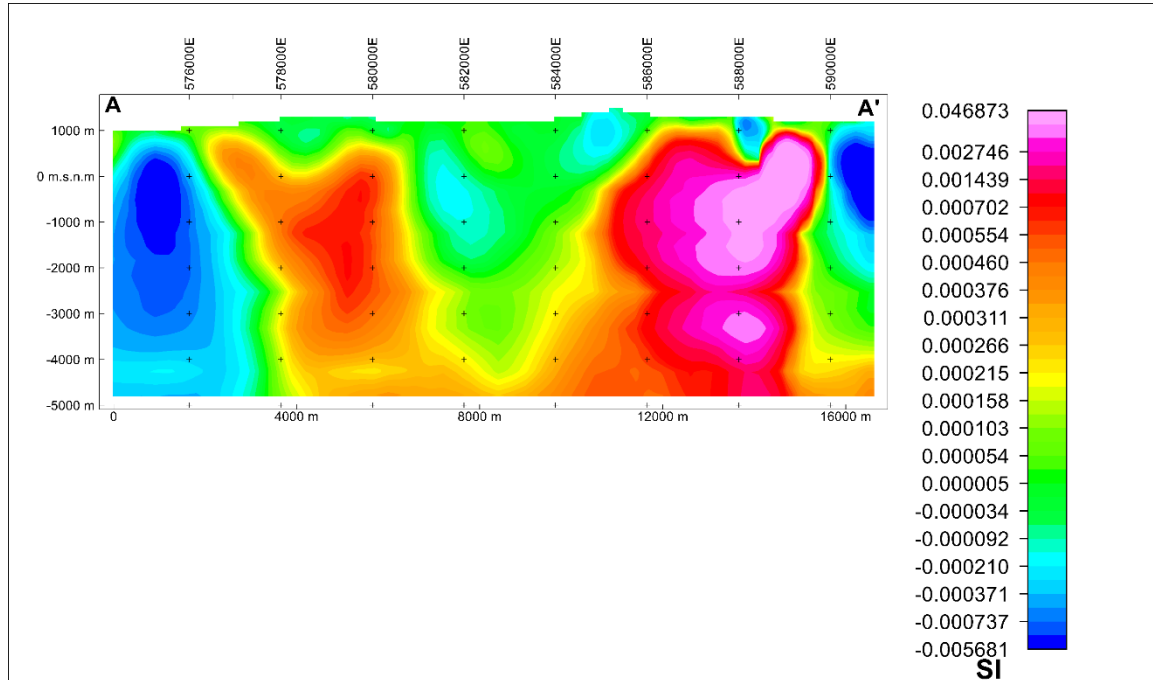


Figura 34. Sección de susceptibilidades magnéticas A-A'.

susceptibilidad son interpretados como dos cuerpos ígneos emplazados a bajas profundidades y los valores bajos de susceptibilidad con fallas y fracturas.

Sección B-B'

Sección trazada en la parte central de la zona de estudio con una dirección E-W (Figura 35). La sección B-B' está representada por cuerpos superficiales, dos de gran tamaño en los extremos y dos más pequeños en la parte centro con susceptibilidades altas. Un cuerpo a mayor profundidad en la parte centro. En la estructura oriente de mayor tamaño con una inclinación hacia el oriente de dimensiones de más de 3 km de largo y más de 5 km de alto se concentran las susceptibilidades máximas 0.113664 SI. La estructura de la zona central es

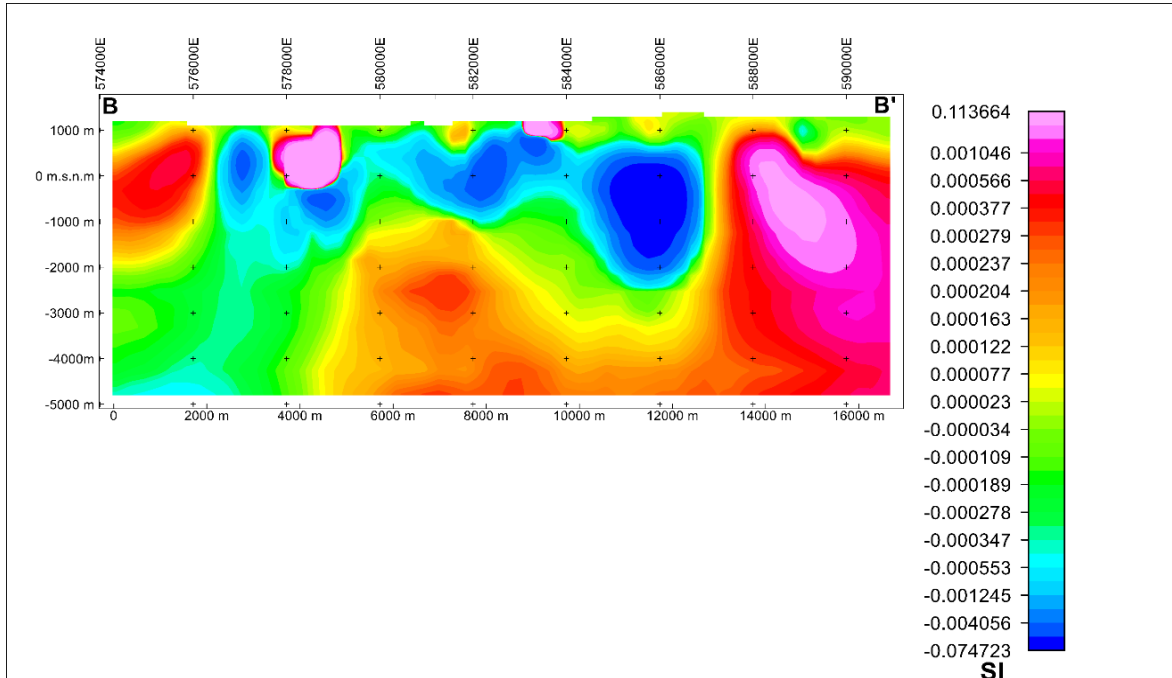


Figura 35. Sección de susceptibilidades magnéticas B-B'. interpretada como un intrusivo a una profundidad de 2,000 m de 6 km de largo con dos apófisis.

Sección magnética C-C'

Esta sección de 16.5 km de largo ubicada en la zona norte con una orientación SW-NE. La figura 36 muestra la distribución de las susceptibilidades de las rocas a profundidad, obteniéndose una máxima susceptibilidad de 0.042751 SI en las anomalías de la parte centro de dimensiones 3 km de alto y 2 km cada una, separadas por un pronunciado bajo magnético de hasta -0.047700 SI. En la porción poniente de la sección, muestra una anomalía positiva superficial con una inclinación hacia el poniente y una susceptibilidad de 0.000249 SI. Entre las coordenadas 57600 E y 57800 E es observada una zona con bajas susceptibilidades (-0.047700 SI) interpretándose como una zona de fallamiento.

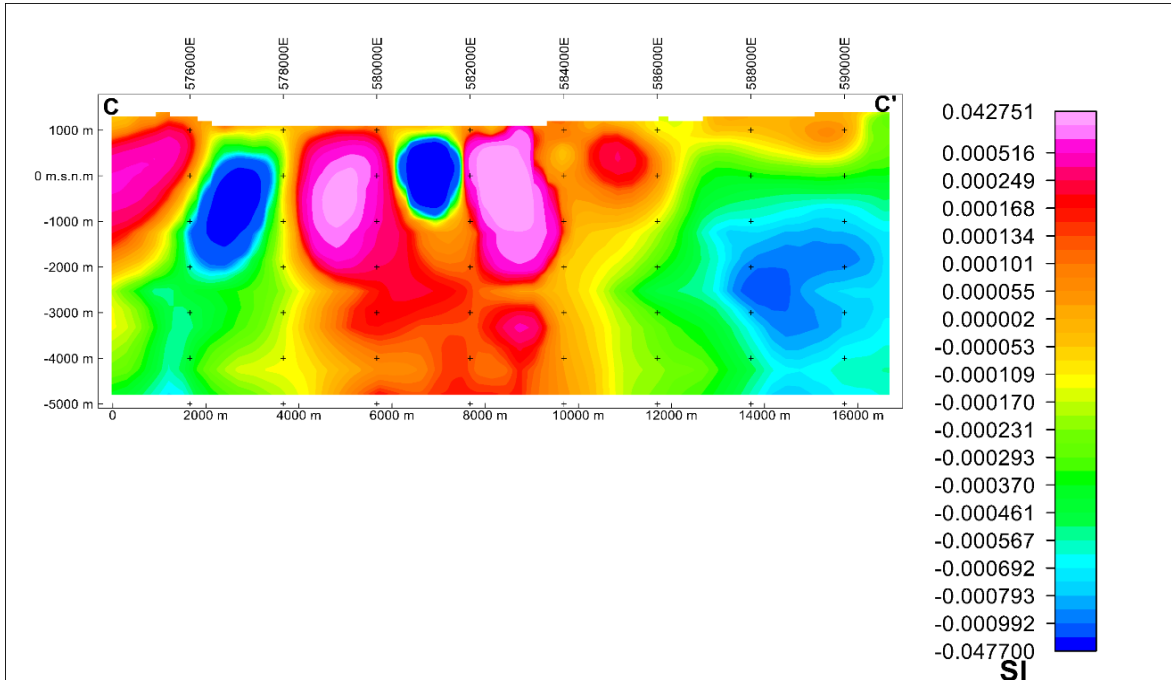


Figura 36. Sección de susceptibilidades magnéticas C-C´.

4.3. Análisis geoquímico

Los análisis geoquímicos en la exploración minera son usados con la finalidad de conocer la abundancia absoluta y relativa de los elementos mayores y traza para descubrir distribuciones anómalas en la superficie terrestre (Rose *et al.*, 1979). Estos análisis son llevados a cabo en muestras de suelo y roca. Ésta cuantificación química es realizada usando metodologías, tales como espectroscopia de fluorescencia de Rayos X, absorción atómica o espectrometría de masas.

4.3.1. Muestreo geoquímico

Las muestras de sedimento activo de arrollo fueron recolectadas en el área correspondiente a la Carta Geológico-Minera Acatlán de Osorio, Puebla, E14-B83, escala 1: 50,000 auspiciada por el SGM (Figura 37).

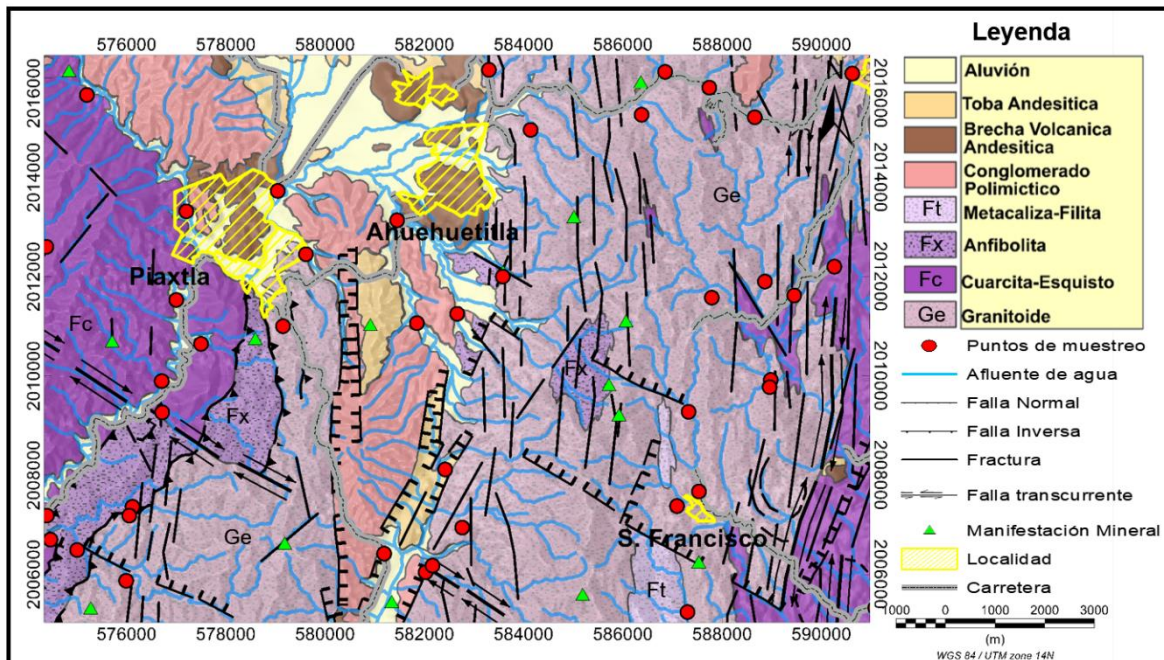
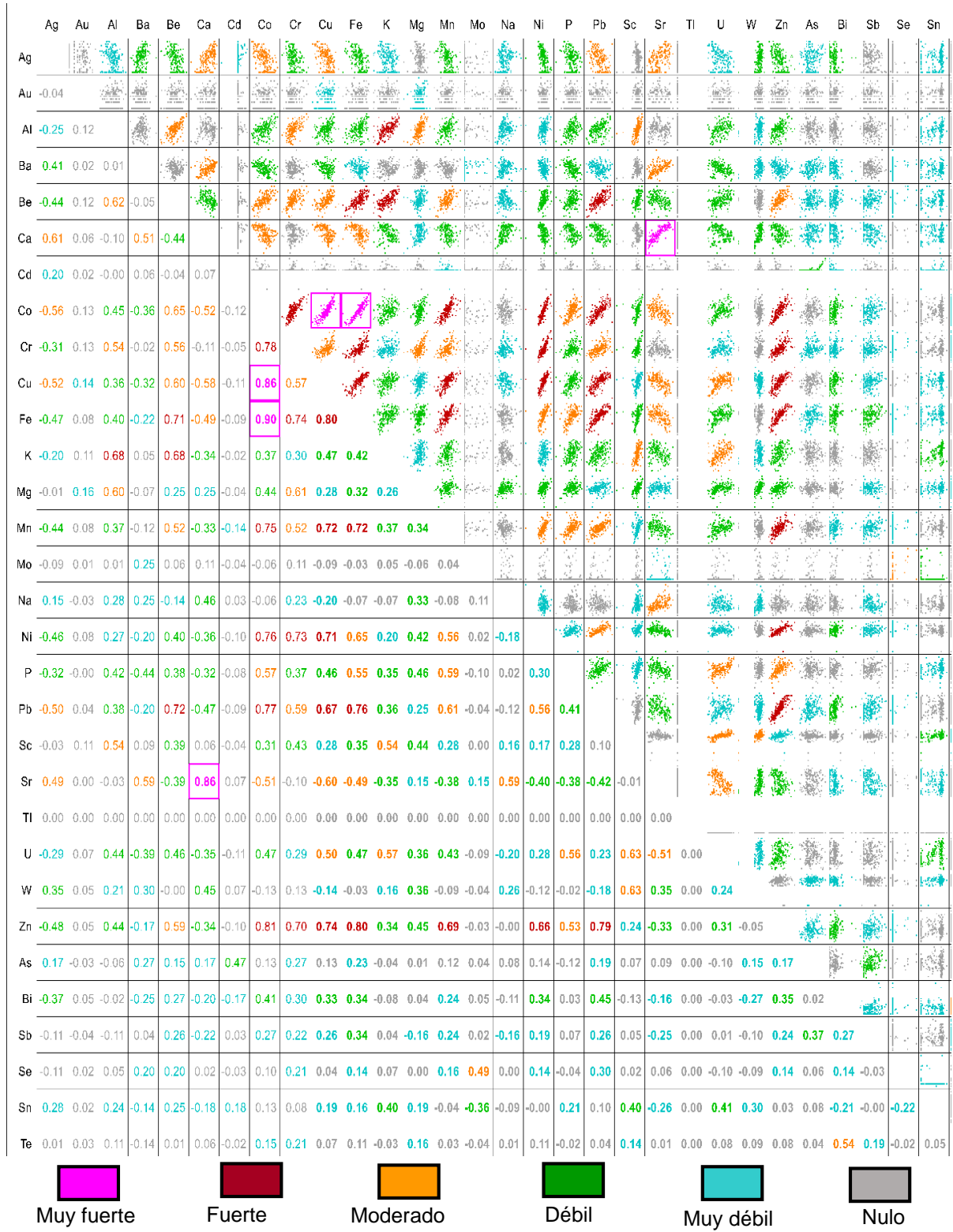


Figura 37. Plano geológico e hidrológico con sitios de muestreo de sedimento activo de arroyo en la zona de Piaxtla, Puebla.

Las muestras de sedimento activo de arroyo fueron colectadas y tamizando *in situ* con mallas de acero cromado número 80, en el año de 1998, para obtener sedimento de tamaño -80 mesh.

Las muestras obtenidas fueron analizadas mediante Espectrometría de Emisión Atómica mediante Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES) y copelación en el C.E. Oaxaca. Esta técnica tiene límites de sensibilidad de 1 ppb para oro, selenio y telurio y de 0.1 ppm para el resto de los elementos (Sanchez-Rojas *et al.*, 1997).

Tabla 5. Diagrama de dispersión de Pearson.



Los elementos analizados fueron plata (Ag), oro (Au), aluminio (Al), bario (Ba), berilio (Be), calcio (Ca), cadmio (Cd), cobalto (Co), cromo (Cr), cobre (Cu), fierro (Fe), potasio (K), magnesio (Mg), manganeso (Mn), molibdeno (Mo), sodio (Na), níquel (Ni), fósforo (P), plomo (Pb), escandio (Sc), estroncio (Sr), titanio (Ti), uranio (U), tungsteno (W), zinc (Zn), arsénico (As), bismuto (Bi), antimonio (Sb), selenio (Se), estaño (Sn) y telurio (Te). Con estos datos (Tabla 5) se inició el procesado realizando una matriz de correlación de Pearson determinando el valor de Tabla 6. Análisis estadístico de los elementos.

Elemento	Desviación estandar	Media geometrica	Skewness	Kurtosis	Min. ppm	Max. ppm	Background ppm	Threshold ppm
Sb	0.717	0.596	2.688	9.805	0.149	5.221	0.596	2.032
Sc	3.79	9.04	1.037	2.254	0.19	24.7	9.04	16.64
Fe	6881	27763	0.271	-0.115	12850	47210	27763	41525
Pb	7.22	21.33	0.789	0.19	10.1	45.88	21.33	35.78
Zn	18.4	50.93	1.495	3.281	25.3	142.1	50.93	87.74
Co	4.43	11.75	0.919	0.886	5.39	28.71	11.75	20.62
Ni	13.57	21.87	2.145	7.067	0.74	98.81	21.87	49.02
Cu	13.92	18.15	1.545	4.967	2.76	103.2	18.15	45.99
Mn	167.21	555.37	1.315	3.323	243	1301	555.37	889.81
Cr	19.87	49.16	2	5.209	21.42	149.9	49.16	88.91
Ag	0.814	1.627	0.684	-0.019	0.79	4.21	1.62	3.257
U	1.134	1.912	0.928	0.12	0.68	5.71	1.91	4.18
Sr	78.66	81.45	1.196	1.009	19.5	435.1	81.45	238.78
K	2204	4074	0.837	0.226	1180	11380	4074	8482
Be	0.23	1.14	0.506	0.121	0.63	1.88	1.14	1.6
As	12.76	16.73	1.794	3.616	4.49	75.76	16.73	42.27
Bi	0.39	0.172	9.81	107.1	0.089	4.917	0.172	0.952
Mo	0.187	0.947	3.472	11.76	0.9	1.98	0.947	1.32
P	151.7	413.07	0.936	1.231	109	990	413.07	716.63

significancia entre ellos para discriminar aquellos con baja o nula correlación con el Zn, Fe, Ag, Cu, Pb, U. Este valor de significancia en la correlación se utilizó a partir de $\alpha = 0.50$.

4.3.2. Correlación geoquímica

De acuerdo con los valores obtenidos mediante la técnica de ICP-AES y copelación, fue realizado una matriz de correlación de Pearson determinando el valor de significancia entre ellos para discriminar aquellos con baja o nula correlación con el Zn, Fe, Ag, Cu, Pb, U.

4.3.3. Tratamiento estadístico

Los elementos con mayor correlación fueron tratados estadísticamente para determinar su valor mínimo, valor máximo, desviación estándar y media aritmética (Tabla 6).

4.3.4. Anomalías geoquímicas

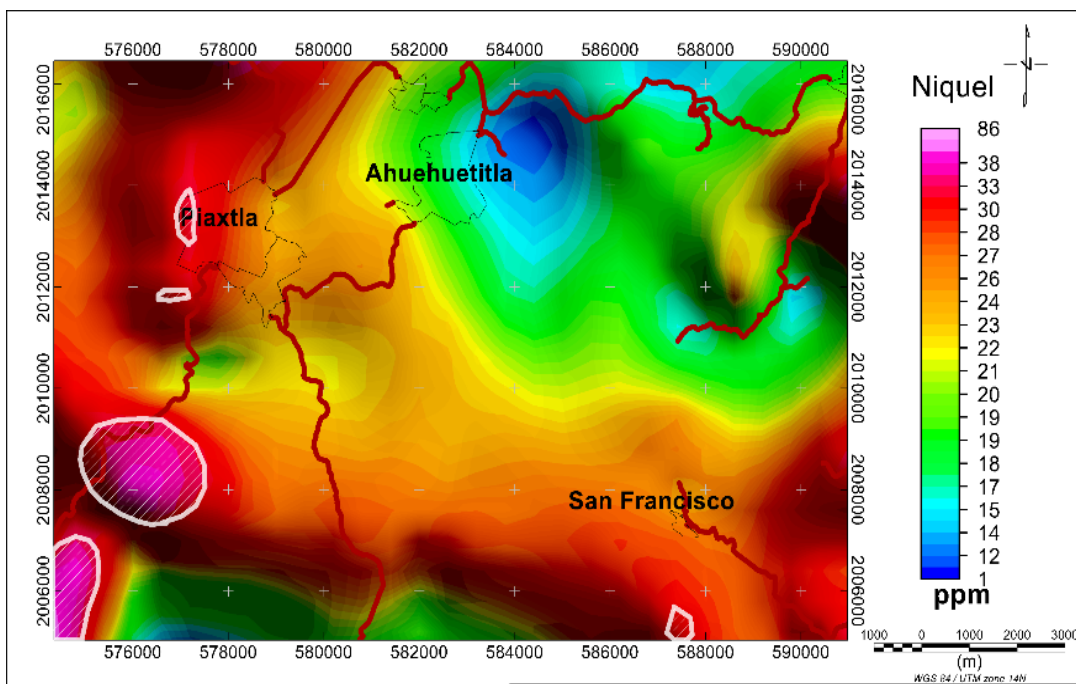


Figura 38. Mapa de anomalías geoquímicas de Ni delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

Una vez establecidos los parámetros estadísticos y geoquímicos fueron configurados mapas para cada elemento delimitando las zonas anómalas en contorno de color blanco a partir del *Threshold*. A continuación, están descritos detalladamente cada uno de los elementos analizados.

El Ni (Figura 38) presenta valores de 0.74 a 90.81 ppm con una desviación estándar de 13.57 ppm. En el área estudiada el *background* es de 21.87 ppm, considerando anomalías geoquímicas a partir de 49.02 ppm. Estas anomalías están en la parte oriente y suroriente del mapa, alineándose en dirección NE-SW sobre la zona de cabalgadura entre los granitoides Esperanza y anfibolita.

El Cr (Figura 39) está distribuido al surponiente del área de estudio, presenta una anomalía con valores entre 88.91 a 164 ppm y un fondo de 49.16 ppm. La

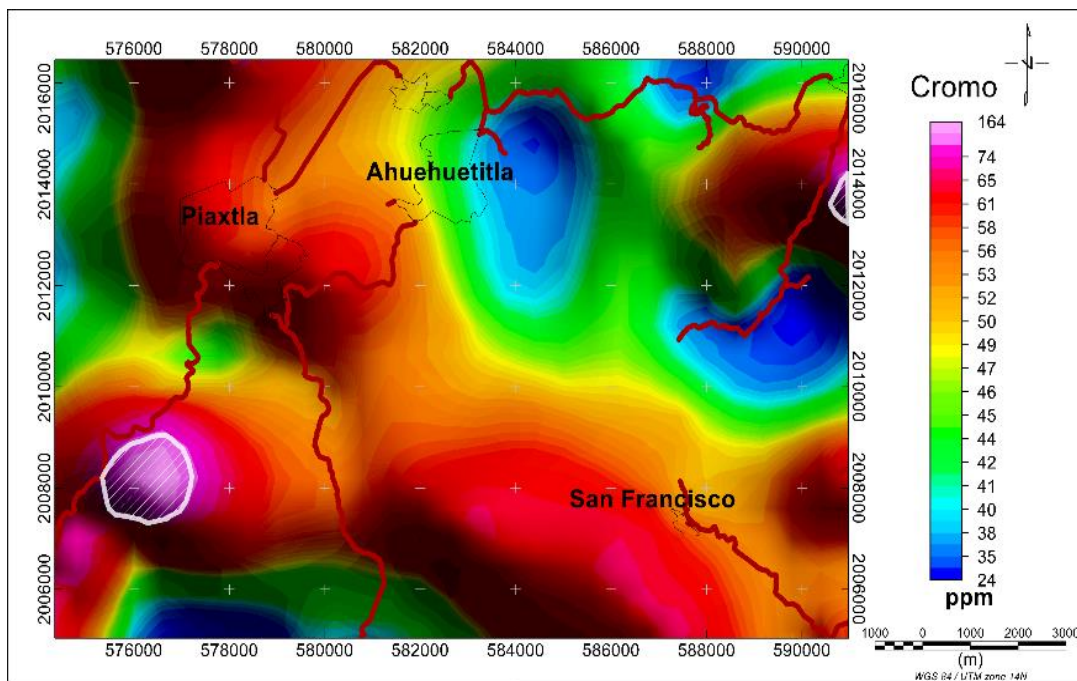


Figura 39. Mapa de anomalías geoquímicas de Cr delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

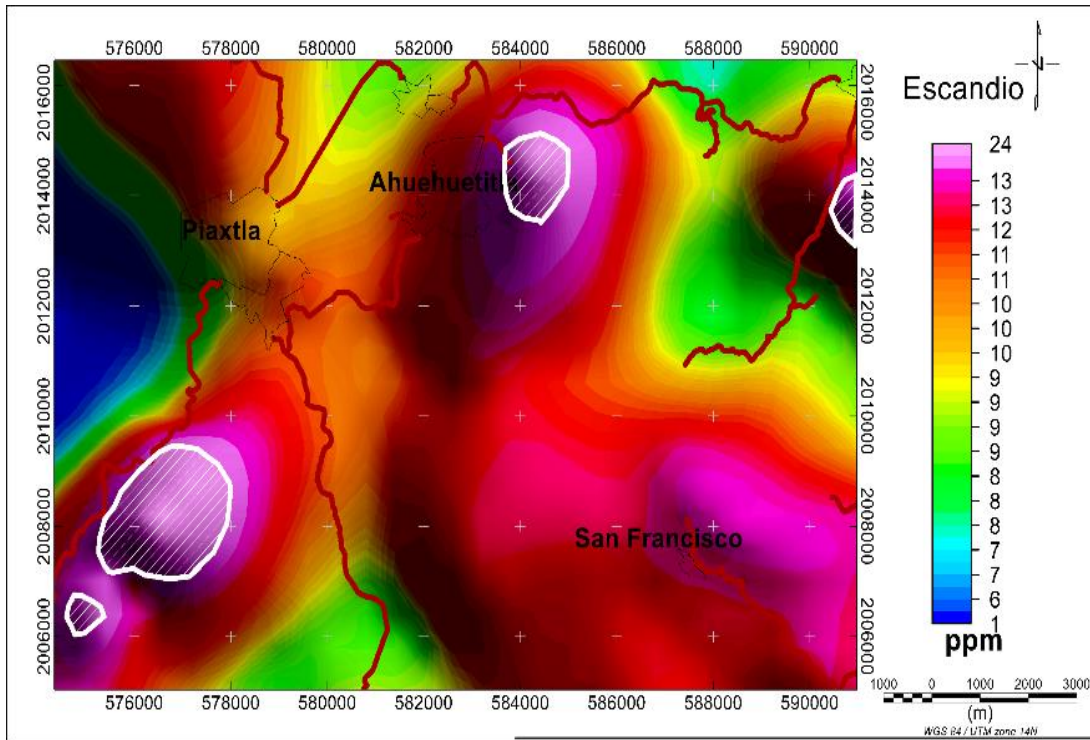


Figura 40. Mapa de anomalías geoquímicas de Sc delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

medida de dispersión entre los datos es de 19.87 ppm. Esta anomalía está ubicada

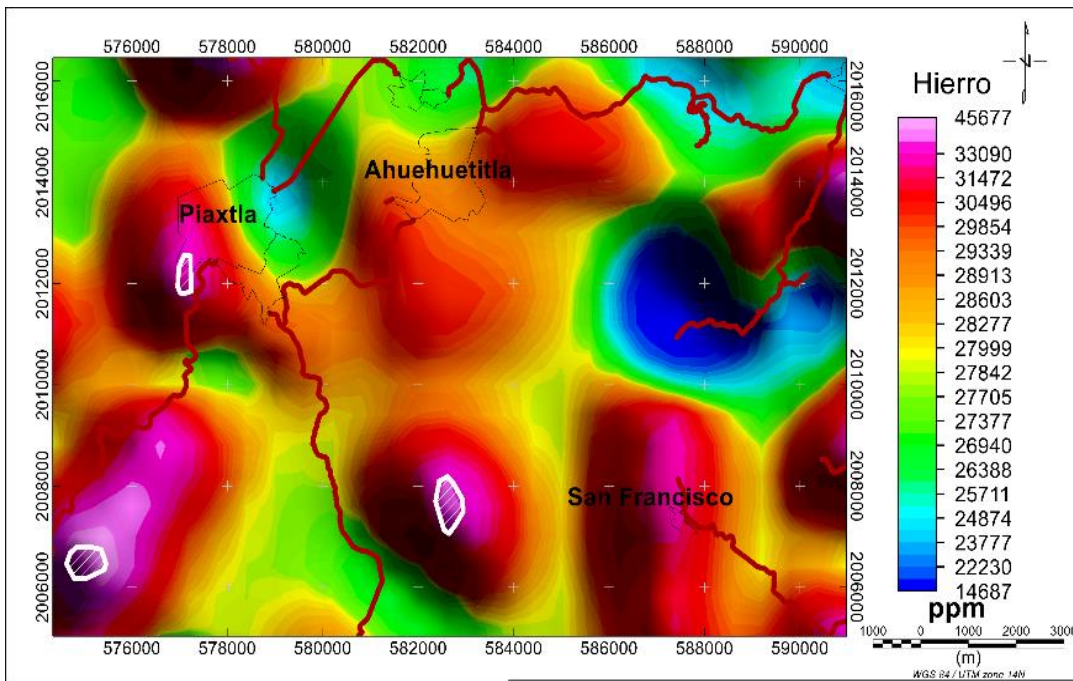


Figura 41. Mapa de anomalías geoquímicas de Fe delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

entre el contacto del Granitoide Esperanza y la anfibolita.

El Sc (Figura 40) presenta concentraciones entre 1 a 24 ppm, situando el *background* de la zona de 9.04 ppm y el *threshold* a partir de 16.64 ppm. Su anomalía principal se encuentra al SW sobre la zona de cabalgadura marcando un rumbo NE-SW al igual la anomalía situada al oriente del poblado de Ahuehuetitla.

El Fe (Figura 41) está formando tres anomalías, localizadas en la zona centro, surponiente y oriente, cerca del poblado de Piaxtla. El *background* es 27,763 ppm y el *threshold* 41,525 ppm delimitando tres anomalías, su desviación estándar se marca en 6,881 ppm.

El Pb (Figura 42) está presenta en cuatro anomalías geoquímicas de la zona de estudio tomando mayor importancia la anomalía situada al NE, con un

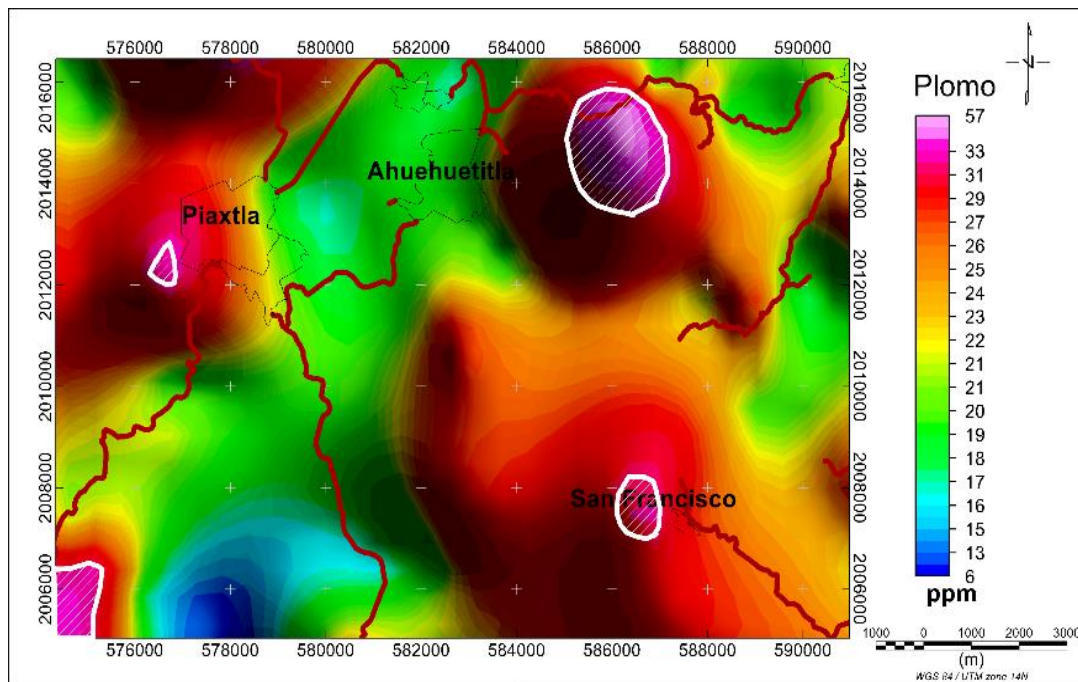


Figura 42. Mapa de anomalías geoquímicas de Pb delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

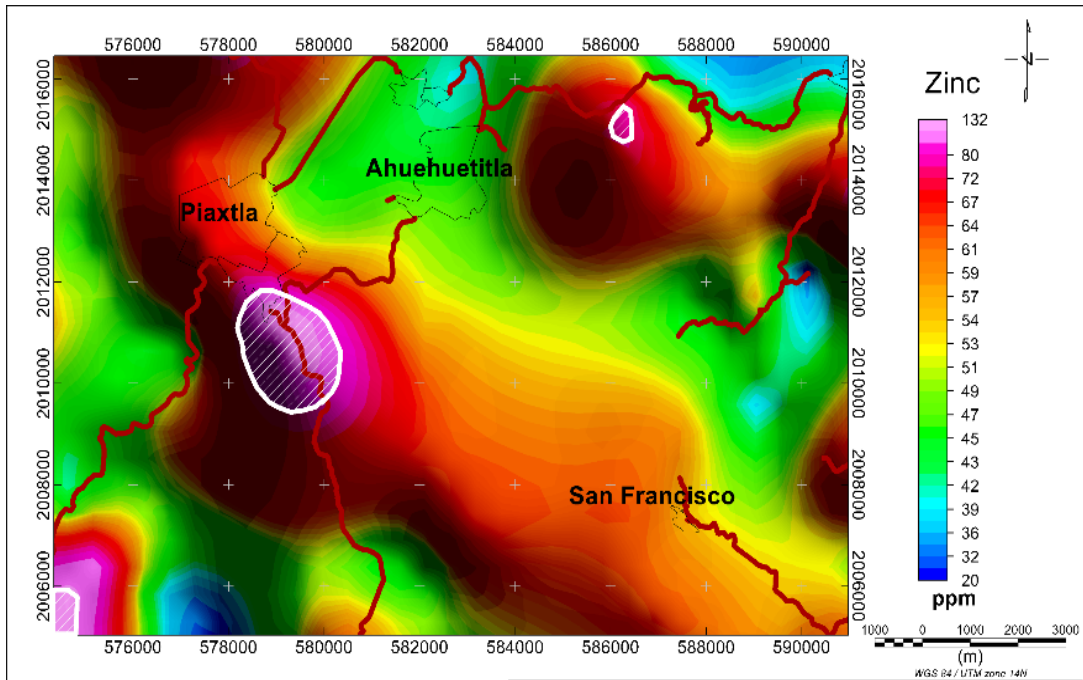


Figura 43. Mapa de anomalías geoquímicas de Zn delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

background de 35.78 ppm y un *threshold* de 21.33 ppm sobre los granitoides

Esperanza.

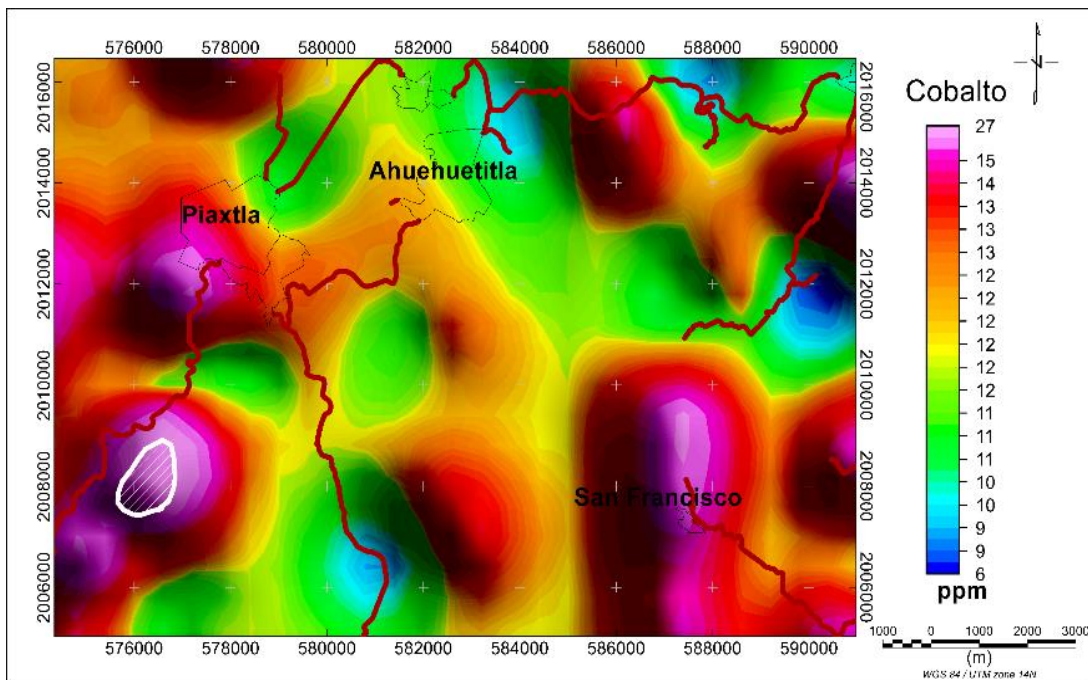


Figura 44. Mapa de anomalías geoquímicas de Co delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

Puede observarse una anomalía de Zn (Figura 43) al centro de la zona de estudio y al sur del poblado de Piaxtla donde el fondo tiene un promedio de 50.93 ppm y el *threshold* comienza a partir de los 87.74 ppm.

El Co (Figura 44) presenta una anomalía considerable en el área SW del mapa con una concentración aproximada de 25 ppm, un *background* de 11.75 ppm y *threshold* de 20.62 ppm con una dirección preferencial NE-SW.

Las anomalías de Cu (Figura 45) presentan concentraciones entre 45.99 y 103.2 ppm manteniendo un *background* de 18.15 ppm. Una de las anomalías se ubica en la parte SE con una forma elíptica en dirección N-S al norte del poblado de San Francisco; la segunda anomalía es de menor área y tiene una dirección NE-SW en relación con las estructuras geológicas.

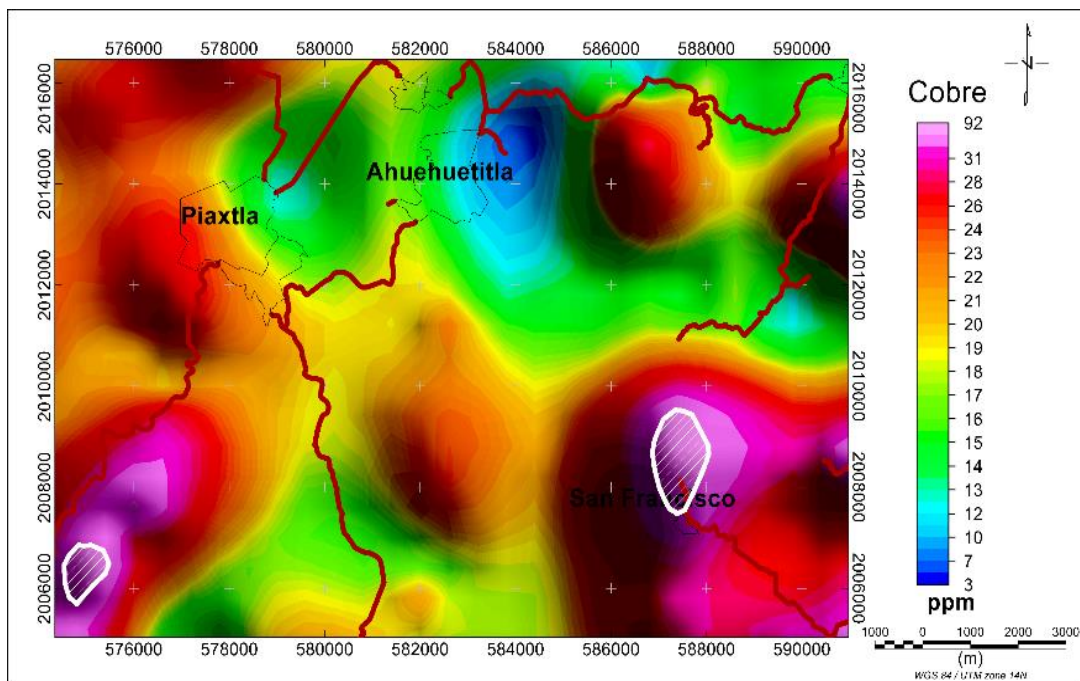


Figura 45. Mapa de anomalías geoquímicas de Cu delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

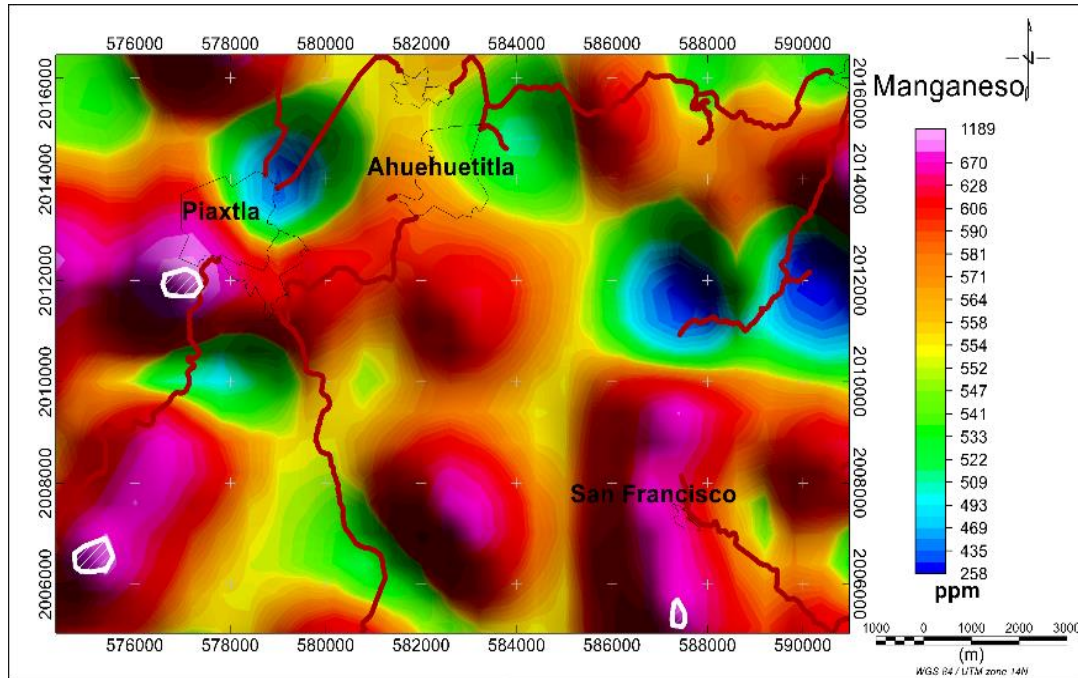


Figura 46. Mapa de anomalías geoquímicas de Mn delimitadas en línea blanca, en la zona de Piaxtla, Puebla.

El Mn (Figura 46) presenta tres anomalías, caracterizadas por tener un área reducida con concentraciones entre 889.91 y 1,301 ppm y manteniendo un *background* de 555.37 ppm.

La Ag (Figura 47) constituye una anomalía alargada de baja intensidad con concentraciones aproximadas de 2 ppm en dirección N-S entre los poblados de Piaxtla y Ahuehuetitla. El *background* es de 1.62 ppm con una desviación estándar de 0.81 ppm. Está distribuida sobre la zona de falla Tetla-Quincayan, la cual es cubierta por conglomerados y areniscas.

El U (Figura 48) presenta una anomalía de gran tamaño con concentraciones relativamente bajas aproximadas a 5 ppm que cubren la mayor parte del área de estudio en dirección preferencial NE-SW. El *background* de la zona determinado en

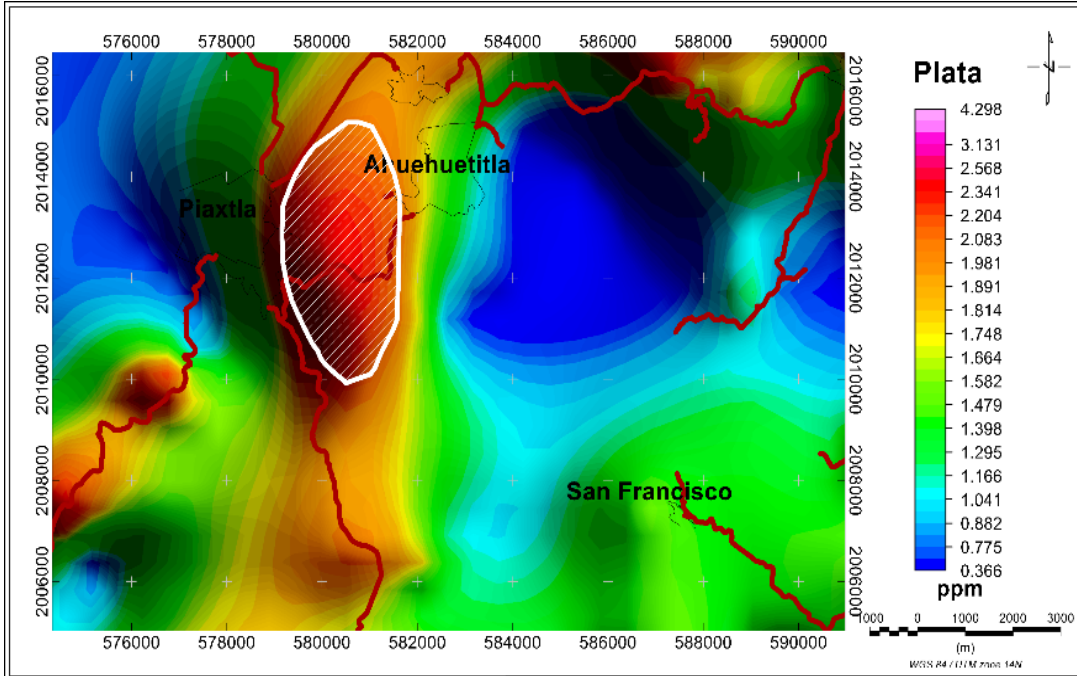


Figura 47. Mapa de anomalías geoquímicas de Ag delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.

1.91 ppm con una desviación estándar de 1.13 ppm. El área cubierta por la

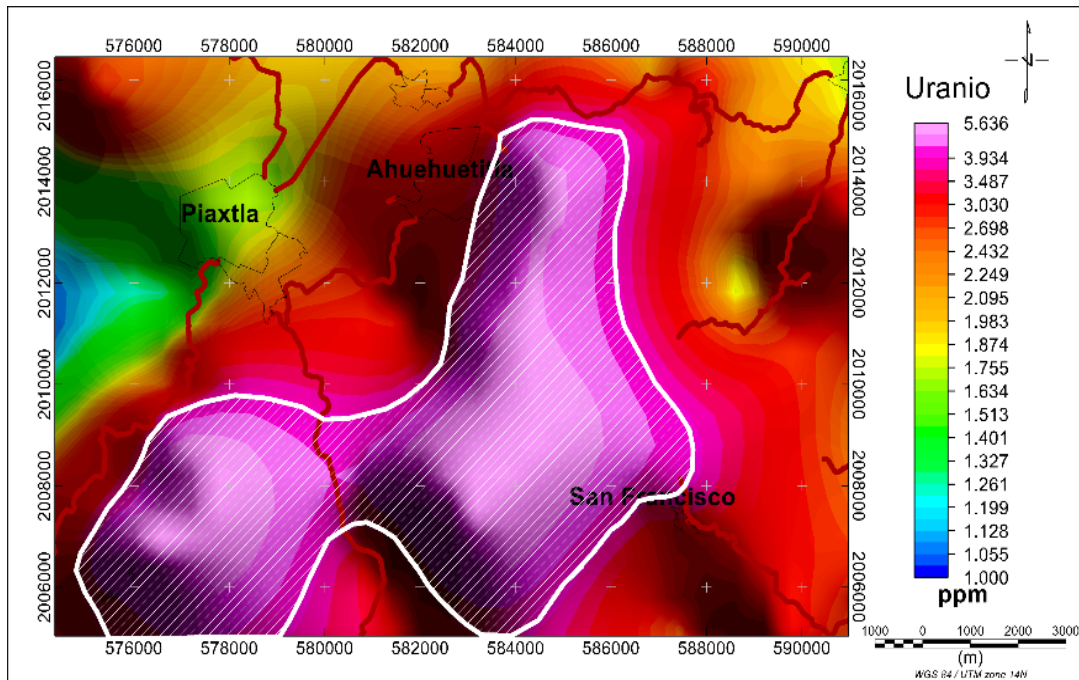


Figura 48. Mapa de anomalías geoquímicas de U delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.

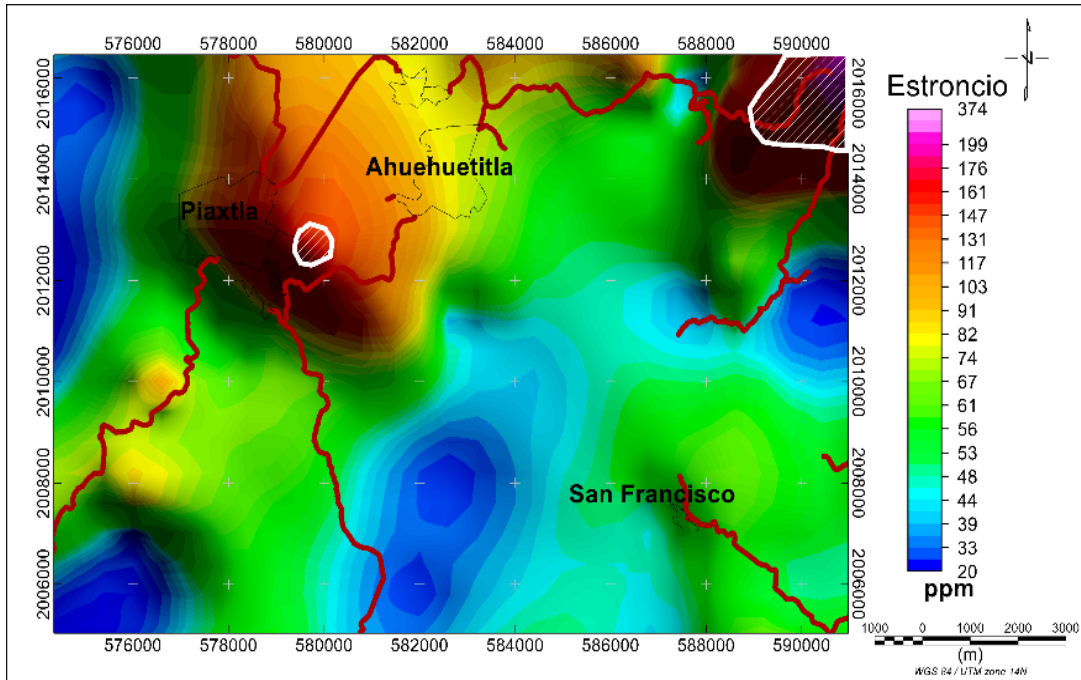


Figura 49. Mapa de anomalías geoquímicas de Sr delimitadas en línea blanca, sobre zona de Piaxtla, Puebla.

anomalía se encuentra sobre las rocas metamórficas de los granitoides Esperanza.

El Sr (Figura 49) presenta anomalías muy débiles, pero con concentraciones del orden de las 150 ppm. El *background* de esta zona es de 81.45 ppm.

El Be (Figura 50) presenta tres anomalías en el área de estudio con concentraciones inferiores a las 2 ppm, la de mayor importancia ubicada sobre el poblado de San Francisco con un rumbo NW-SE. El fondo está establecido en 1.14 ppm.

El K (Figura 51) presenta dos anomalías con concentraciones muy elevadas. La anomalía de mayor área se localiza al SE del área de estudio con una forma alargada en dirección NW-SE. El *background* de la zona es de 4074 ppm, mientras que las concentraciones de potasio varían de 8,482 a 10,726 ppm.

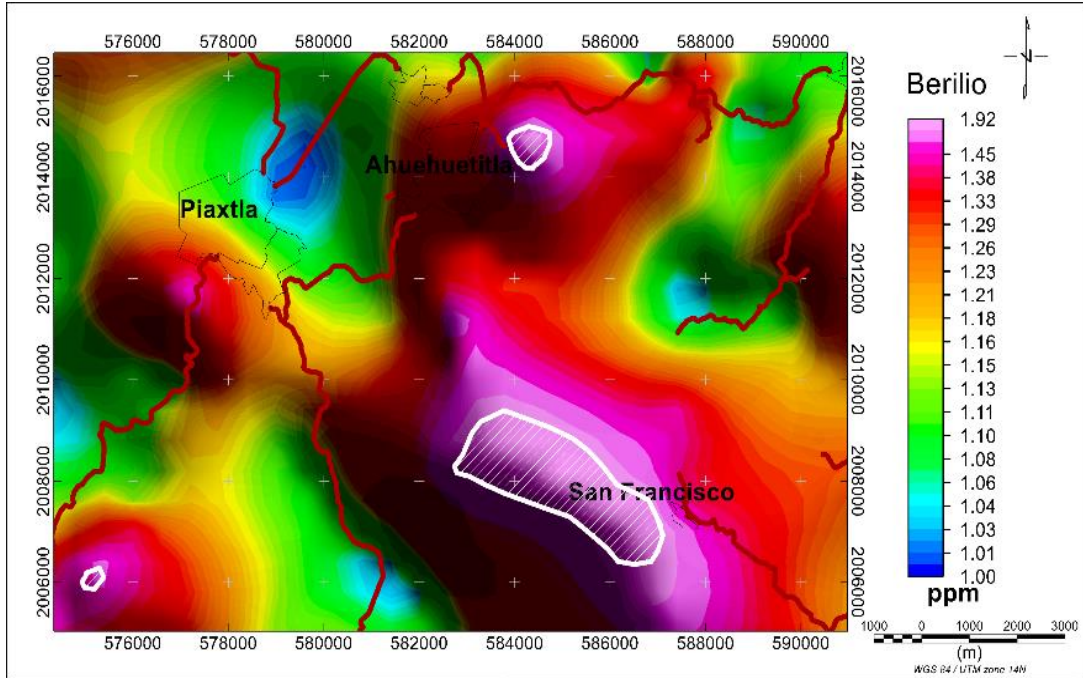


Figura 50. Mapa de anomalías geoquímicas de Be delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.

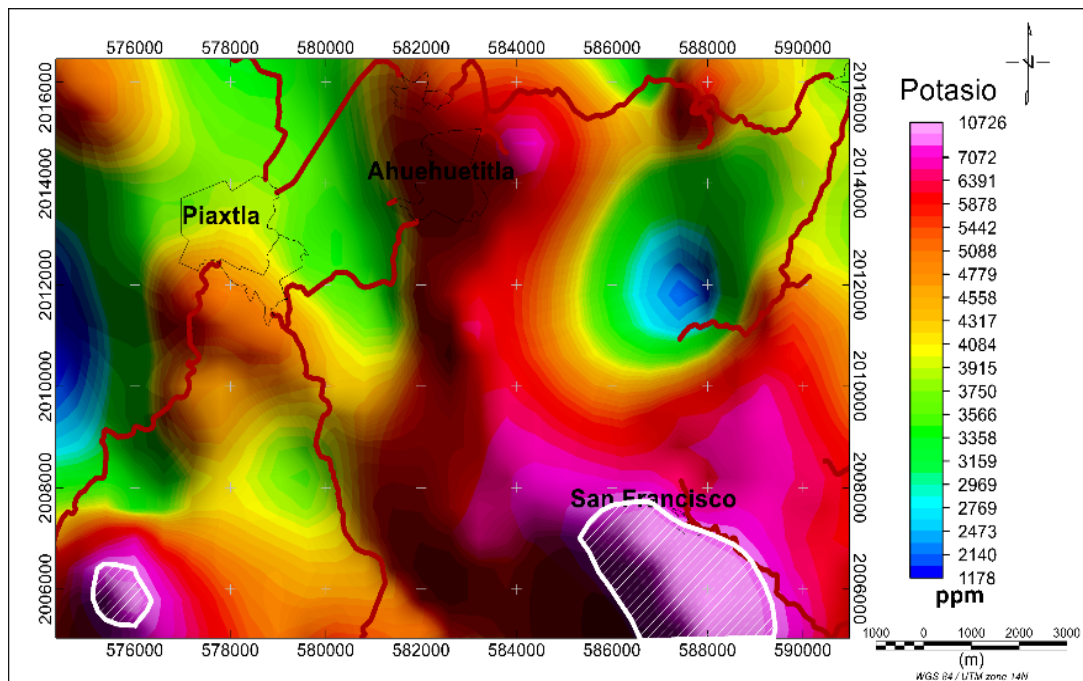


Figura 51. Mapa de anomalías geoquímicas de potasio delimitadas en línea blanca, sobre zona de Piaxtla, Puebla.

El As (Figura 52) presenta una anomalía importante de forma similar a la anomalía de Ag entre los poblados de Piaxtla y Ahuehuetitla con concentraciones entre 42.27 y 75.76 ppm. El *background* de la zona es de 16.73 ppm y una desviación estándar de 12.76 ppm.

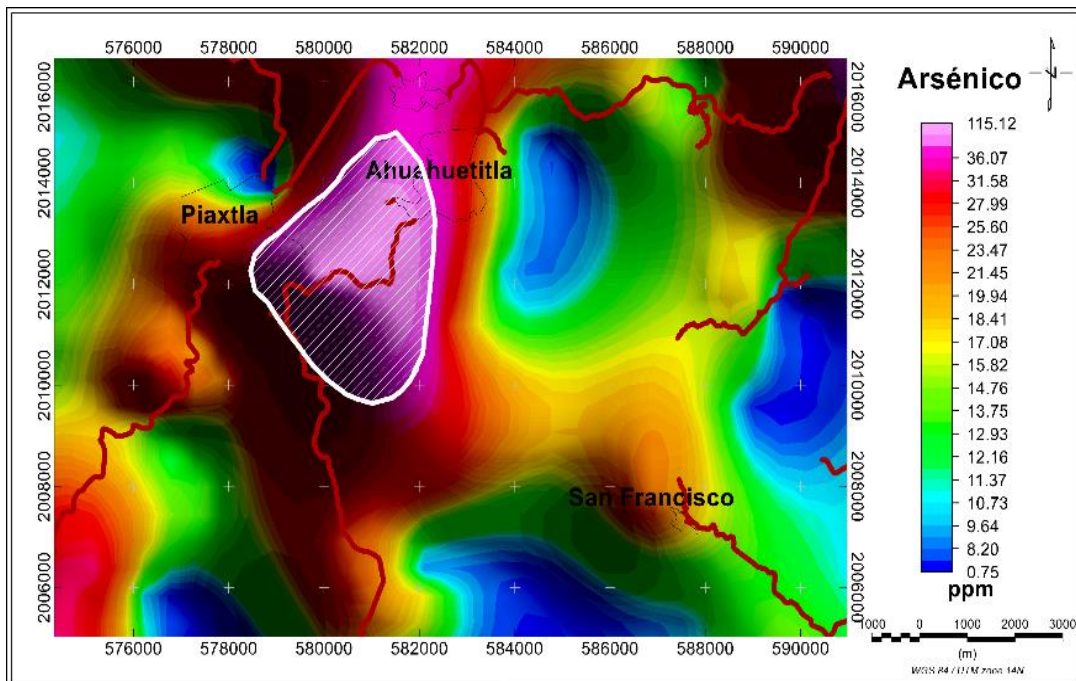


Figura 52. Mapa de anomalías geoquímicas de As delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.

El Bi (Figura 53) presenta una anomalía pequeña en la parte SE del mapa con concentraciones aproximadas entre 0.95 y 4.92 ppm en una dirección preferencial NW-SE.

El P (Figura 54) presenta dos anomalías ubicadas al oriente del poblado de San Francisco y la otra en la parte SW. Presentan concentraciones entre 716.63 a 990 ppm. El *background* de la zona es de 413.07 ppm, correspondiente a la media aritmética con una desviación estándar de 151.78 ppm.

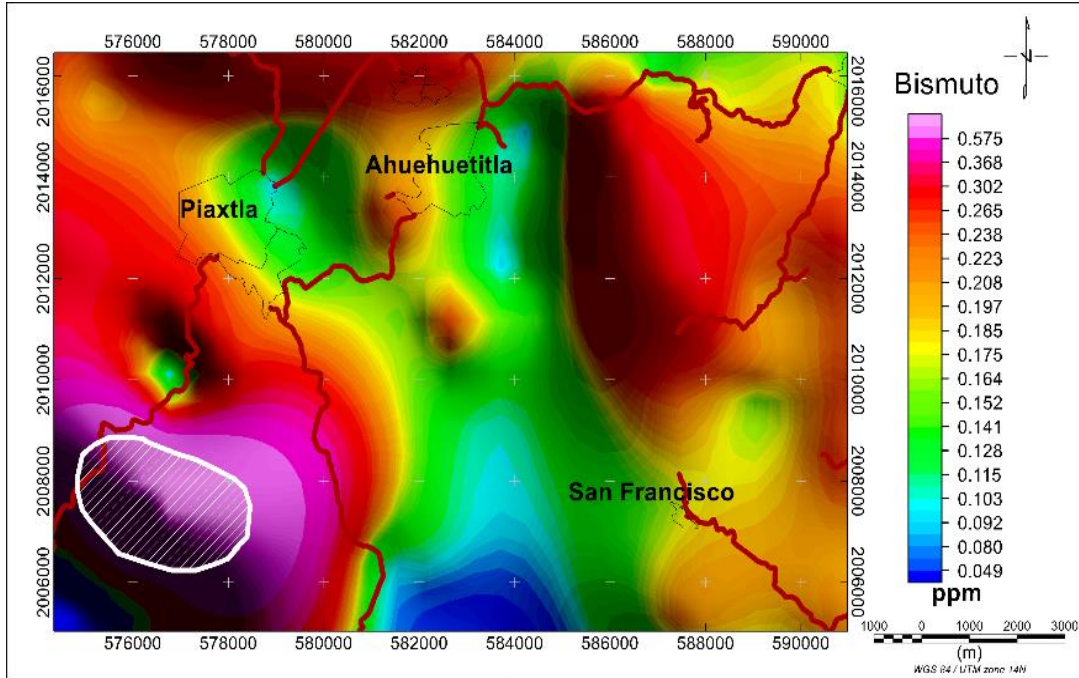


Figura 54. Mapa de anomalías geoquímicas de Bi delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piactla, Puebla.

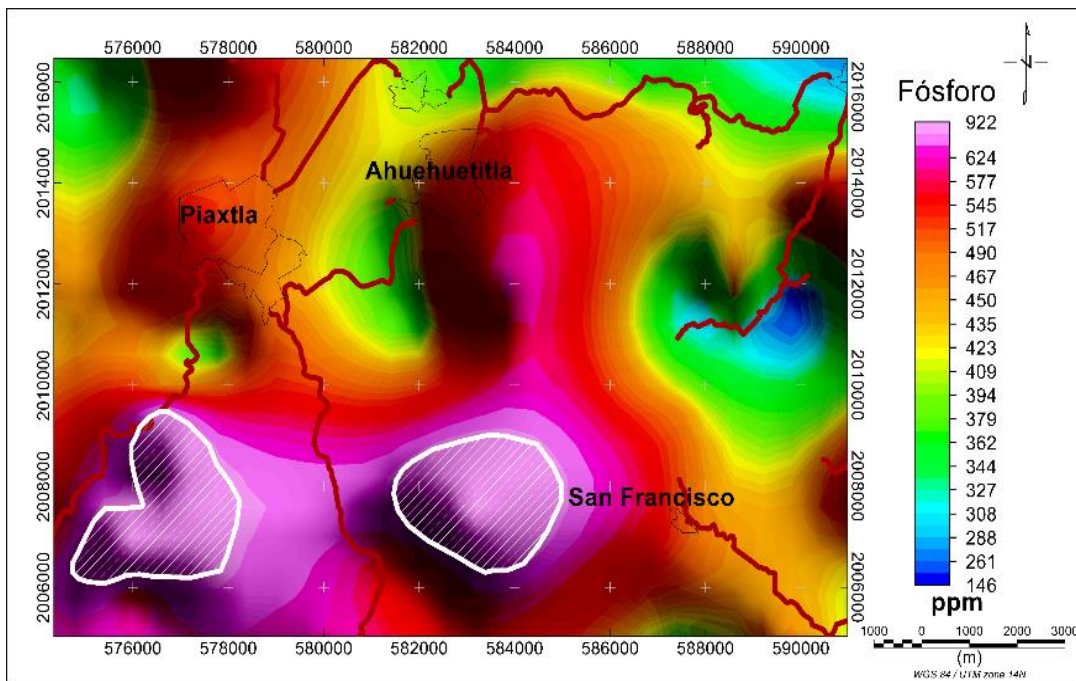


Figura 53. Mapa de anomalías geoquímicas de P delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piactla, Puebla.

EL Sb (Figura 55) presenta dos anomalías, distribuidas al oriente con una dirección NE-SW al sur del poblado de Piaxtla con concentraciones entre 2 y 5 ppm. Esta anomalía tiene un *Background* de 0.5 ppm y está ubicada sobre el contacto por cabalgadura de los granitoides Esperanza y la anfibolita.

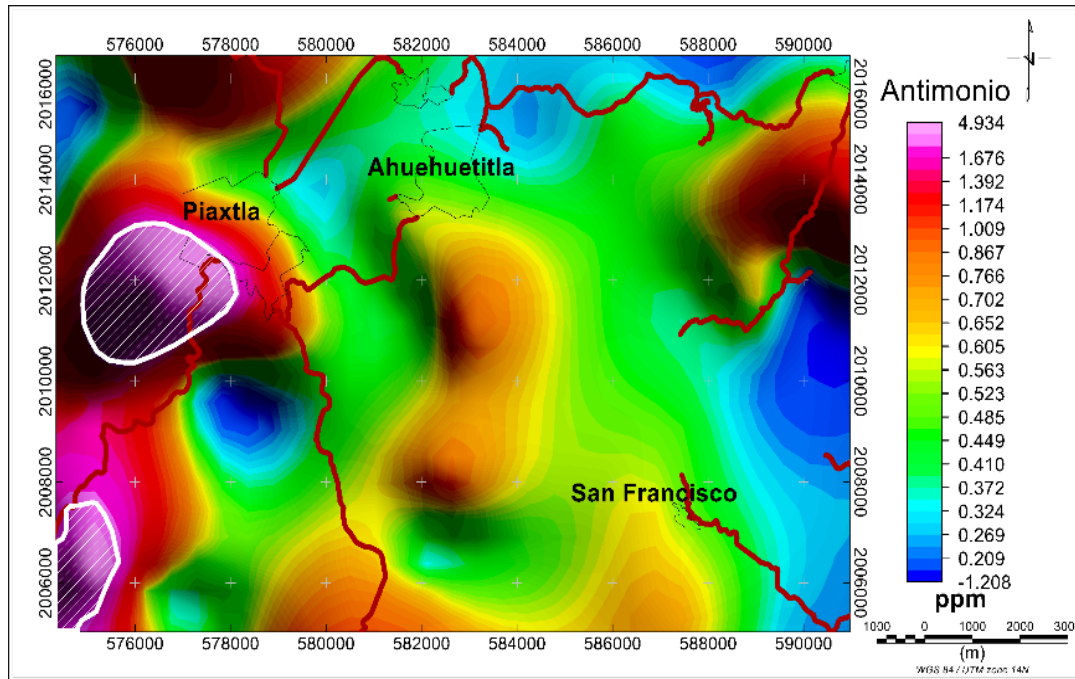


Figura 55. Mapa de anomalías geoquímicas de Sb delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.

El Mo (Figura 56) muestra una fuerte anomalía en la región sur, con concentraciones aproximadas a 1.5 ppm con un *background* de 0.95 ppm.

4.4. Integración de los métodos de exploración

El objetivo principal de esta investigación es identificar áreas con potencial minero-económico mediante la interpretación de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos. En los mapas de las figuras 58, 59, 60 es posible apreciar los resultados de dicha integración.

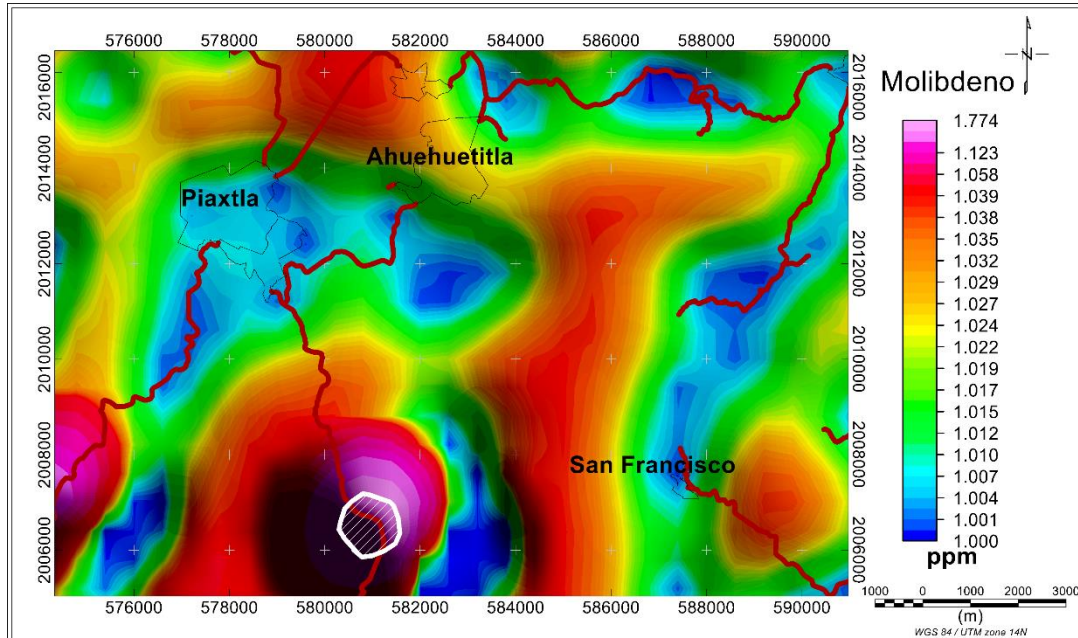


Figura 56. Mapa de anomalías geoquímicas de Mo delimitadas en línea blanca, sobre la zona de Piaxtla, Puebla.

En el mapa de la figura 57 muestra la sección magnética A-A' respecto a la litología y anomalías geoquímicas. Esta sección tiene dirección E-W aflorando sobre ella rocas del Paleozoico entre (esquistos y cuarcitas de la Formación Cosoltepec, metavolcánicas y anfibolitas de la Formación Xayacatlán), intrusionadas aparentemente por los granitoides Esperanza. Estas rocas presentan fallas y fracturas en diferentes direcciones, predominando en el área la cinemática en dirección N-S, seguida de la dirección NW-SE y débilmente en la dirección NE-SW.

Al centro del mapa existe una franja de rocas clásticas sedimentarias, conglomerados, areniscas y aluvión del paleógeno al reciente. Estas rocas cubren la zona de falla de Tetla, interpretada como una falla de basamento transcurrente

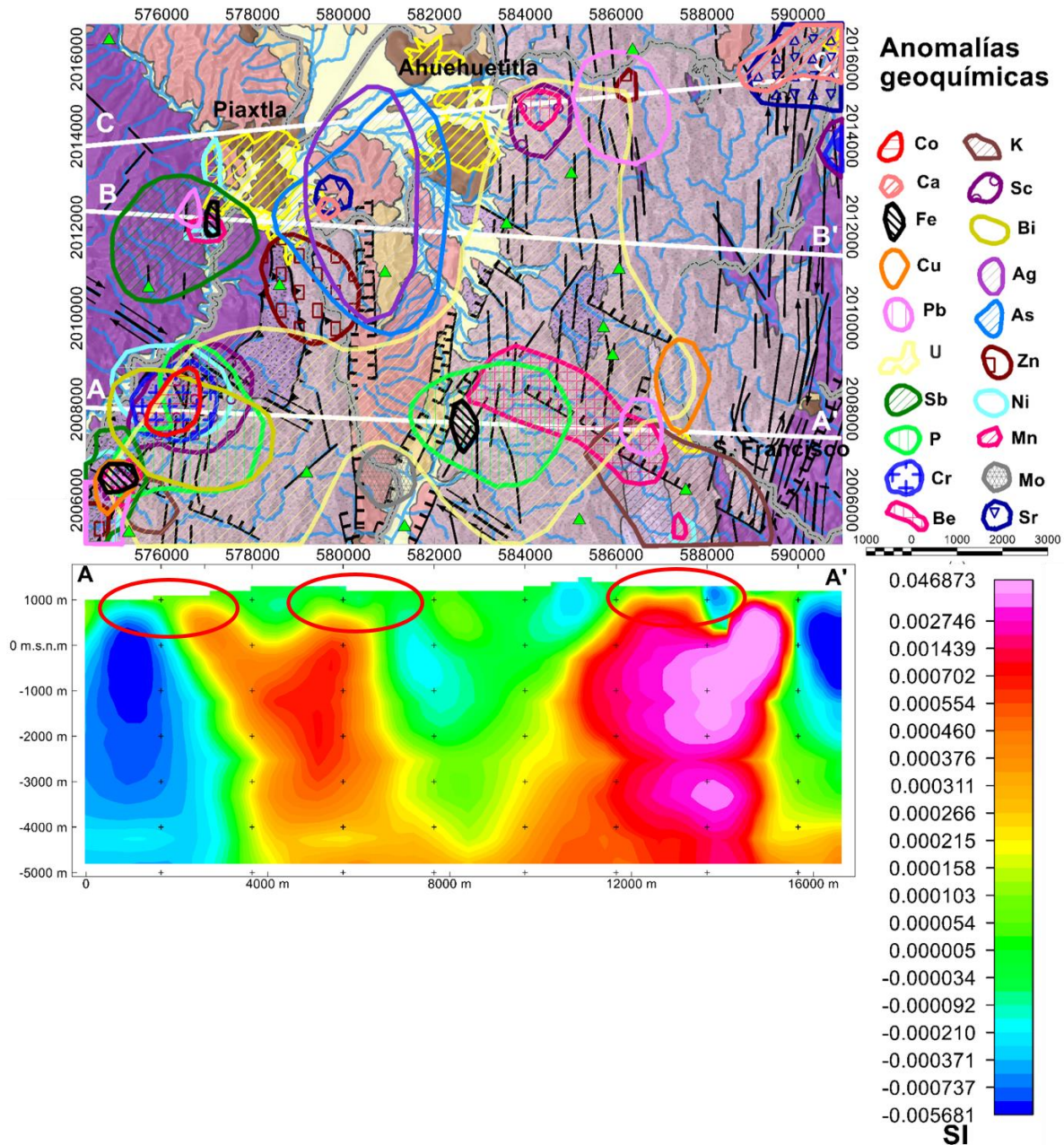


Figura 57. Esquema con la integración litológica, estructural, geoquímica y magnética de la sección A-A' en la zona de Piactla, Puebla.

dextral que se puede observar en el perfil magnético como una zona que tiene susceptibilidades de entre 0.000210 y 0.000103 SI. Sobre esta sección en extremo poniente geoquímicamente, presenta mayor concentración de anomalías de

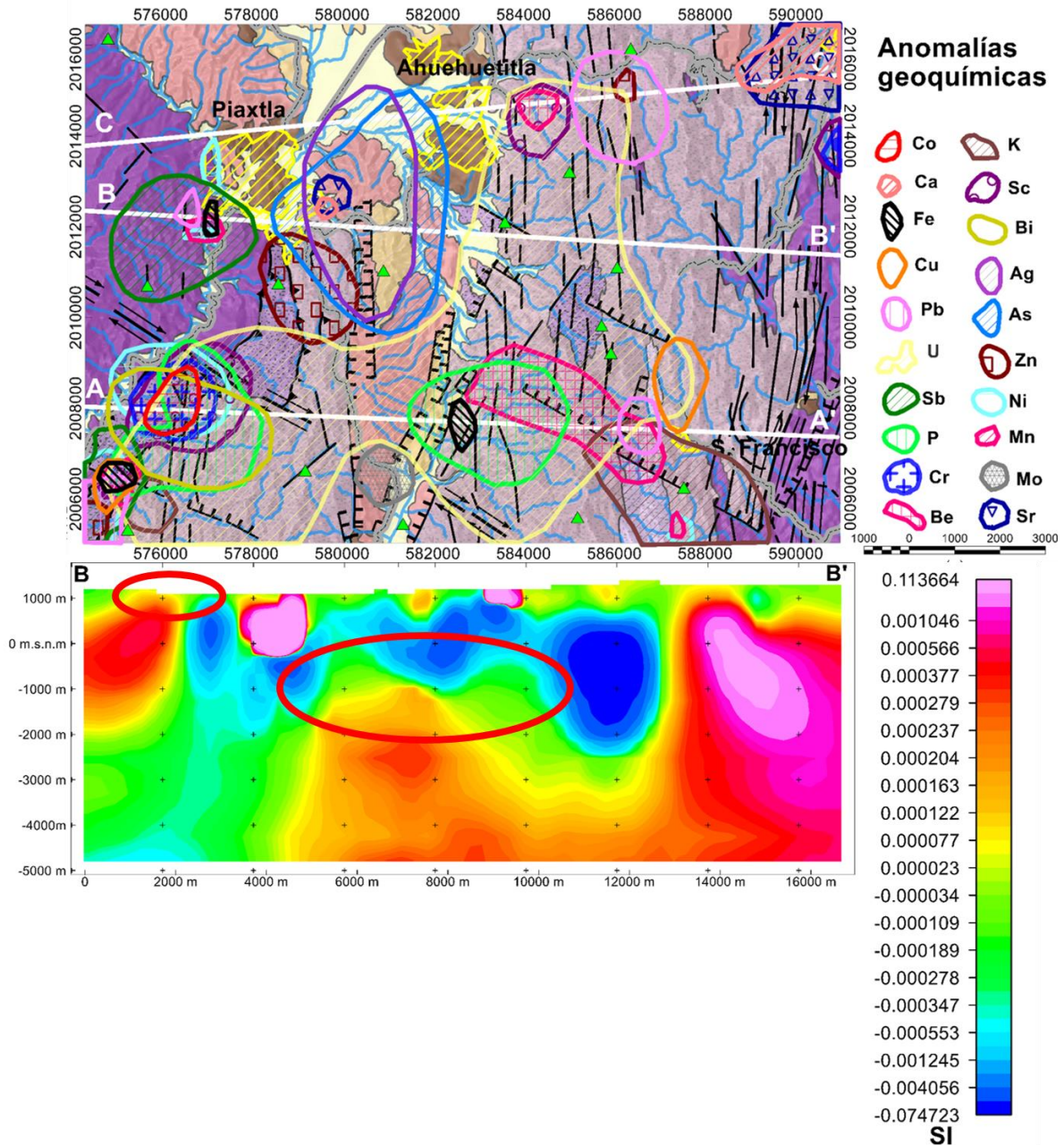


Figura 58. Esquema con la integración litológica, estructural, geoquímica y magnética de la sección B-B' en la zona de Piaxtla, Puebla.

elementos químicos tales como cromo, cobalto, níquel, fósforo, escandio y bismuto.

Estas anomalías geoquímicas posiblemente fueron originadas a partir de un emplazamiento ígneo del cual, en la sección magnética es posible interpretar una apófisis de un cuerpo ígneo a una profundidad menor a 500 m. Sobre la falla de

Tetla también es posible apreciar un apófisis del mismo cuerpo a una mayor profundidad que posiblemente originó la mineralización de fierro, berilio, molibdeno y fósforo. En la región oriente existe posiblemente un cuerpo de alta susceptibilidad magnética de 5 km de largo y mayor a 5 km de alto, a una profundidad aproximada a 500 m sobre el cual existen anomalías geoquímicas de cobre, plomo, berilio y potasio.

En el mapa de la figura 58 fue trazada la sección B-B' en dirección E-W, que atraviesa varias anomalías geoquímicas y estructuras geológicas. En esta sección hay anomalías de antimonio, níquel, manganeso, fierro y plomo en la región poniente relacionadas a un plutón con inclinación hacia el oriente de poca profundidad con susceptibilidades del orden de 0.000377 SI. Otro grupo de anomalías geoquímicas ubicadas sobre la zona de falla de Tetla cubierta por conglomerado, arenisca y aluvi6n. Entre estas anomalías destacan la plata, arsénico, estroncio y zinc. De acuerdo con el análisis de la informaci6n puede interpretarse que estas anomalías fueron originadas por el plut6n a una profundidad de 1,000 m el cual presenta susceptibilidades de 0.000278 a 0.000566 SI con dimensiones de m6s de 6 km de alto y m6s de 7 km de largo cubierto por una capa de bajas susceptibilidades. Al este de la secci6n existe un dominio de altas susceptibilidades relacionadas a una estructura ígnea intrusionada a baja profundidad y con una inclinaci6n hacia el oriente. Esta estructura est6 relacionada

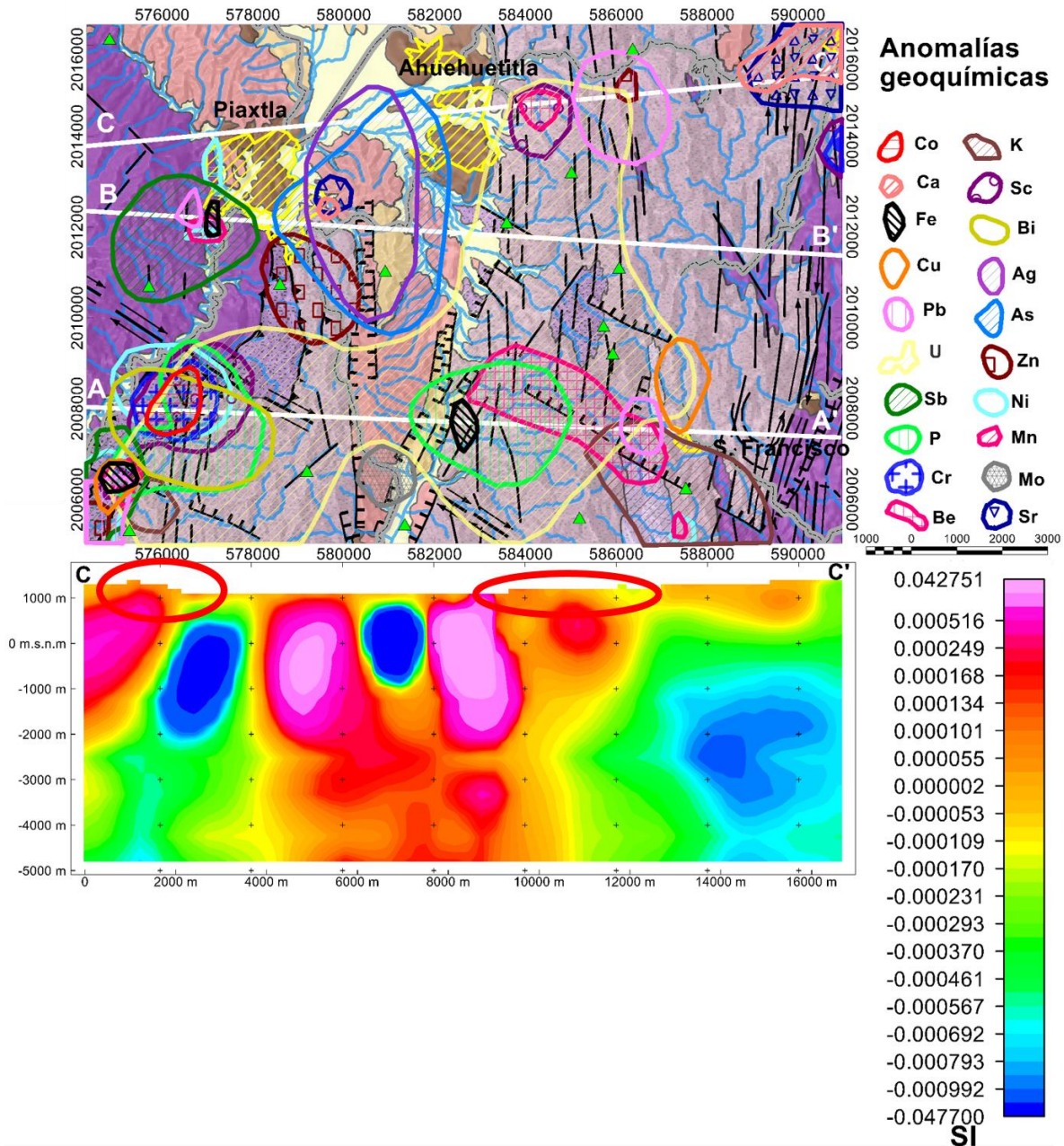


Figura 59. Esquema con la integración litológica, estructural, geoquímica y magnética de la sección C-C' en la zona de la Piactla, Puebla

con la zona de falla en dirección N-S en el contacto de los granitoides Esperanza, así como, cuarcita y esquistos de la Formación Cosoltepec.

En el mapa de la figura 59 es posible apreciar la sección magnética C-C'. Esta sección tiene susceptibilidades magnéticas de la sección norte con una

orientación E-W. Sobre esta sección en la porción poniente afloran cuarcita y esquisto de la Formación Cosoltepec seguido por la zona de falla de Tetla, la cual está cubierta por rocas sedimentarias y volcánicas entre las cuales se encuentran andesita, toba andesítica, conglomerado y arenisca. La mayor concentración de anomalías geoquímicas está distribuida en la zona de fracturamiento al oriente del poblado de Ahuehuetitla. Esta manifestación de anomalías geoquímicas de plomo, berilio, escandio y zinc están relacionadas con la sección de susceptibilidades magnéticas referente a un cuerpo ígneo de altas susceptibilidades entre 0.000516 y 0.042751 SI. Por otro lado, en la zona central de la sección sobre la zona de la falla de Tetla hay anomalías referentes a plata y arsénico. Debajo de estas anomalías existe la presencia de dos estructuras de altas susceptibilidades que son interpretadas como diorita, las cuales tienen en su composición minerales ferromagnesianos, mientras que en superficie existe andesita, posible manifestación volcánica de la diorita.

CONCLUSIONES

De acuerdo con la información analizada y procesada de magnetometría aérea, caminamientos geológicos y datos geoquímicos muestreados, se establece que el Complejo Metamórfico Acatlán está conformado por varios bloques, los cuales están separados por fallas tectónicas profundas con dirección N-S que en superficie no son visibles ya que están parcial o completamente cubiertas por estratos o rocas de menor edad.

De acuerdo a la geología regional del poblado de Piaxtla, Puebla, la dirección de los lineamientos magnéticos superficiales y profundos está relacionada con al menos tres eventos orogénicos.

En el área se encuentran cuerpos ígneos intrusivos de profundidad somera que generaron zonas potencialmente mineralizadas por elementos metálicos y no metálicos. De acuerdo con las propiedades geológicas, magnéticas y geoquímicas de estas estructuras se asocian con plutones dioríticos emplazados en zonas de debilidad.

El modelado 3D de los datos del campo magnético residual en el *software Oasis montaj* que utiliza la inversión del vector de magnetización genera modelos más cercanos a la realidad y nos muestra las posibles fuentes de mineralización en el área estudiada

Por lo tanto, en el presente trabajo de tesis, se logró hacer de manera conjunta con los datos geofísicos, geoquímicos y geológicos un estudio detallado del proceso evolutivo tectónico del CA.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar Garcia, M. (1975). Informe final del proyecto talco en Acatlan de Osorio, Puebla. Consejo de Recursos no Renovables.
- Blakely, R. J. (1995). Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge, (5) 1-437.
- Campa, M. F., Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(6), 1040–1051.
- Chavez González, R. (1980). Informe geologico minero proyecto Talco-Acatlan segunda etapa Municipio de Acatlan Puebla. Consejo de Recursos Minerales.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Luis Sánchez Zavala, J., Macías Romo, C., Ortega, A., Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: Raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana, 57, 83–109.
- Ellis, R. G., MacLeod, I. N. (2013). Constrained voxel inversion using the Cartesian cut cell method. ASEG Extended Abstracts, 2013(1), 1–4.
- Fries, C., Rincon-Orta, C. (1965). Nuevas aportaciones geo-cronologicas y tecnicas empleadas en al laboratorio de geocronologia: Boletín. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín, 73.
- Fritz J., W. (1980). Plano geologico-minero hoja Acatlan. Consejo de Recursos Minerales.

- Galaz, G., Keppie, J. D., Lee, J. K., Ortega-Rivera, A. (2013). A high-pressure folded klippe at Tehuitzingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 23(2), 641–660.
- Glatzmaier, G., Roberts, P. (1996). Rotation and Magnetism of Earth's Inner Core. *Science (New York, N.Y.)*, 274(5294), 1887–1891.
- Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Solari, L. A. (2012). U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research*, 22(3), 910–927.
- Hernandez Perez, I. (1988). Levantamiento aeromagnetico Fierro Sur Puebla. Consejo de Recursos Minerales.
- INEGI. (2000). Sistesis geografica del estado de Puebla. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática.
- Isles, D. J., Rankin, L. R. (2013). Geological interpretation of aeromagnetic data. Australia: Australian Society of Exploration Geophysicists.
- Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46(9), 765–794.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., Nance, R. D. (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461(1), 277–290.

- Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Lee, J. K. W. (2013). Arc plutonism in a transtensional regime: The late Palaeozoic Totoltepec pluton, Acatlán Complex, southern Mexico. *International Geology Review*, 55(3), 263–286.
- López-Loera, H., Fucugauchi, J., Alva Valdivia, L. (2011). Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México—Implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28, 349–370.
- Macleod, I., Ellis, R. (2016). Quantitative Magnetization Vector Inversion. *ASEG*, 2016, 1.
- Miller, B. V., Dostal, J., Keppie, J. D., Nance, R. D., Ortega-Rivera, A., Lee, J. K. W. (2007). Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán complex, southern México: Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. *Special Paper of the Geological Society of America*, 423, 465–475.
- Morales Salinas, A. (1996). Visita de reconocimiento a los lotes “La Ezperanza y La Luz” localizados en los Municipios de Piaxtla Estado de Puebla. Consejo de Recursos Minerales.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J., Norman, M. (2008). Ordovician–Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous–Permian periarctic rocks: Evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461, 291–310.

- Murphy, J., Keppie, J., Nance, R., Miller, B., Dostal, J., Middleton, M., Jeffries, T. (2006). Geochemistry and U-Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asis Lithodeme, Piaxtla Group, Acatlan Complex, southern Mexico: Cambro-Ordovician rift-passive margin sequence cut by Ordovician rift or arc granitoids on the southern margin of the Rheic Ocean. *Journal of the Geological Society*, 163, 683–695.
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *geophysics*, 37(3), 507–517.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1974). Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35, 1–6.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlan en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México: *Revista Instituto de Geología*, 2(2), 112–131.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). La Evolución Tectónica Premisisipica del Sur de México. *Instituto de Geología*, 5(2), 140–157.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R. (1999). Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geological Society of America*, 27, 719–722.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*.
- Ramírez-Espinoza, J. (2001). Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in souther Mexico, and its correlation with the Appalachian system. The University of Arizona.
- Ramos Arias, M., Keppie, J., Ortega, A., Lee, J. (2008). Extensional Late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 448, 60–76.
- Reeves, C. (2005). *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice and Interpretation*. Washington DC.
- Reynolds, R., Rosenbaum, J., Hudson, M., Fishman, N. (1990). Rock magnetism, the distribution of magnetic minerals in the Earth's crust, and aeromagnetic anomalies. 1924, 24–45.
- Rodriguez Medina, E. (1976). Estudio geologico minero de talco del área de Acatlan de Osorio, Puebla. Tesis de Licenciatura I.P.N.
- Rose, A. W., Hawkes, H. E., Webb, J. S. (1979). Geochemistry in Mineral Exploration. *Geological Magazine*, 117(6), 633–633.
- Sanchez-Rojas, L., Rosales-Franco, E., Perez-Vargas, M. (1997). Informe de la carta geologico minera y geoquimica Acatlan de Osorio E14-B83. Servicio Geologico Mexicano.

- Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J. D., Jenner, G. A., Belousova, E., Maciás-Romo, C. (2004). Ordovician and Mesoproterozoic Zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local Provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes. *International Geology Review*, 46(11), 1005–1021.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico (Vol. 278). Geological Society of America.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. A. (1976). Applied Geophysics. *Geological Magazine*, 113(5), 492–493..
- Thomas, M. D., Ford, K. L., Keating, P. (2016). Review paper: Exploration geophysics for intrusion-hosted rare metals. *Geophysical Prospecting*, 64(5), 1275–1304.
- V. Baranov, H. Naudy. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *geophysics*, 29(1), 67–79.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., López-Martínez, M. (2009). Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: Its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. *Tectonics*, 28(4).
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G. E., López-Martínez, M., De la Cruz-Vargas, J. C. (2007). Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán

Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9–10), 1249–1264.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G. E. (1991). Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America*, 103, 817–828.