



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“EXPLORACIÓN GEOFÍSICA EN EL COMPLEJO
ALCALINO, EL PICACHO ”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

I N G E N I E R O G E O F Í S I C O

P R E S E N T A :

JOSÉ ANTONIO CANTERA FERNÁNDEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI



MÉXICO, D.F.

FEBRERO, 2014.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS.

Quiero darle gracias a:

A mi familia por todo el apoyo y amor brindado., y por jamás dejar de creer en mí.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por el apoyo, disponibilidad y confianza; y sobre todo por su gran calidad como persona y por ser un ejemplo a seguir

A mis sinodales al Dr. Mariano Elías Herrera, M. C. Mauricio Nava, Dr. Osvaldo Sánchez y Dr. Carlos Ortiz por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo y a las sugerencias para el enriquecimiento de este trabajo

RESUMEN

En el presente trabajo se trata lo referente a la metodología, procesos y análisis que se realizan a datos de aeromagnetometría adquiridos por medio del Servicio Geológico Mexicano, los datos fueron adquiridos de la zona norte de la república Mexicana (número de carta F14-B32), con el objetivo de investigar más sobre el complejo alcalino el Picacho, perteneciente a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM)

El capítulo 1, se trata lo referente a los objetivos y metas de este trabajo, los cuales dan énfasis a la importancia de los modelos geofísicos para determinar y mapear el cuerpo intrusivo. En este capítulo también se trata lo referente a la ubicación geográfica y del área de estudio, así como los antecedentes de la zona.

El capítulo 2, se hace una descripción de la teoría básica de tierras raras así como sus propiedades físicas, químicas y minerales más importantes tanto de valor económico, como de alto contenido de Tierras raras. También se mencionara la distribución de tierras raras en México sin importar su origen.

El capítulo 3 en este capítulo se hace mención a la geología del complejo picacho, su marco geológico, su localización, origen, petrología y geoquímica realizada por anteriores investigadores.

El capítulo 4 en este capítulo se hace mención a las bases teóricas del campo geomagnético, bases teóricas del procesamiento realizado, y se muestran las imágenes obtenidas por el procesamiento. Con una interpretación de pie de imagen.

El capítulo 5 este capítulo mención sobre los modelos directos que se obtuvieron del complejo alcalino el Picacho en el software GM-SYS, y también se hace una discusión sobre los modelos.

El capítulo 6 en este capítulo hace mención a las conclusiones del procesamiento geofísico, así como también de la deconvolución de Euler, el espectro de potencias, y de los perfiles obtenidos en el GM-SYS., también se indican una serie de recomendaciones para un mejor conocimiento del complejo alcalino y poder conocer muchas incógnitas que se tienen de él.

ÍNDICE

Página

Resumen..... I
 Índice..... III
 Índices de Figuras VII

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN 1
 1.1. OBJETIVO 3
 1.2. METAS 3
 1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA 3
 1.4. ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL COMPLEJO ALCALINO EL
 PICACHO 5

CAPÍTULO 2. TIERRAS RARAS

2.1. INTRODUCCIÓN 7
 2.2. ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS 7
 2.3. PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS 8
 2.3.1. PROPIEDADES QUÍMICAS 9
 2.3.2. PROPIEDADES FÍSICAS 9
 2.4. MINERALES DE TIERRAS RARAS 10
 2.5. DISTRIBUCION DE TIERRAS RARAS EN MÉXICO 12

2.6.YACIMIENTOS DE TIERRAS RARAS DE ORIGEN PLUTÓNICO.....	13
2.6.1.INTRODUCCIÓN.....	13
2.6.2.CARBONATITAS.....	15
2.7.USOS Y APLICACIONES.....	21
2.8 CRITERIOS PARA DESARROLLO DE YACIMIENTOS DE TIERRAS RARAS.....	22

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO DEL COMPLEJO PICACHO

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	23
3.2. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO ALCALINO, EL PICACHO.....	25
3.3. PETROGRAFÍA.....	28
3.4. GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES CON REE.....	37

CAPÍTULO 4. CAMPO GEOMAGNÉTICO Y AEROMAGNETOMETRÍA

4.1.INTRODUCCIÓN.....	43
4.2.1.VECTOR DEL CAMPO MAGNÉTICO.....	44
4.2.2.DEFINICIÓN DE CAMPO MAGNÉTICO.....	46
4.2.3. VARIACIONES ESPACIALES Y TEMPORALES DEL CAMPO MAGNÉTICO.....	50
4.2.4. IGRF.....	52

4.2.5. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	53
4.3. AEROMAGNETOMETRÍA	55
4.4. ADQUISICIÓN DE LOS DATOS	59
4.5. PREPROCESAMIENTO DE LOS DATOS.....	59
4.6. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	62
5. DISCUSIÓN	
5.1. INTRODUCCIÓN	89
5.2. PERFILES MAGNÉTICOS.....	90
5.3. INTERPRETACIÓN	91
5.4. MODELOS MAGNÉTICOS	92
6. CONCLUSIONES	97
BIBLIOGRAFÍA	100

Índice de figuras

- Figura# 1. Mapa Magnético de la republica Mexicana
- Figura# 2. Localización de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Tomada de Ramírez Fernández, 2004)
- Figura# 3. a) Mapa magnético F14-B32 (Tomada del Servicio Geológico Mexicano)
- Figura# 3. b) Anomalía magnética del complejo alcalino, el Picacho. (Tomada del Servicio Geológico Mexicano)
- Figura# 4. Elementos de tierras raras ligeras y pesadas
- Figura# 5. Propiedades físicas de elementos de tierras raras (Tabla tomada de Rodríguez Arvizu Lázaro ,1990)
- Figura# 6. Tabla de los minerales con más contenido en tierras raras (Tabla tomada de Rodríguez Arvizu Lázaro ,1990, modificada)
- Figura# 7. Tabla de los tipos de yacimientos de tierras raras (Tabla tomada de Rodríguez Arvizu Lázaro ,1990)
- Figura# 8. Elementos característicos de los principales minerales con contenido en tierras raras (H. Sorensen, 1984)
- Figura# 9. Ubicación de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Tomada de Ramirez Fernández ,2008)
- Figura# 10. Localización del área de estudio
- Figura #11. Mapa Geológico-Minero (Tomada del Servicio Geológico Mexicano, F14-2)
- Figura# 12. Mapa geológico simplificado del intrusivo y una sección transversal (Elías Herrera, 1991)
- Figura# 13. Petrología del complejo alcalino, el Picacho (Ramírez Fernández, 2000)

- Figura# 14. Contenido de elementos traza y mayores de rocas seleccionadas en el Complejo alcalino, el Picacho(Elías Herrera, 1991)
- Figura# 15. Concentraciones de tierras raras y otros elementos traza de muestras de canales seleccionados en vetas ricas de apatita
- Figura# 16. Geoquímica en las carbonatitas (Ramírez Fernández,2000).
- Figura# 17. Relaciones geométricas entre las componentes del vector magnético
- Figura# 18. Tabla de susceptibilidades magnéticas (Marizol Escorsa, 2010)
- Figura# 19. Representación de la toma de magnéticos
- Figura# 20. Anomalía de campo total
- Figura# 21. Reducción al polo magnético
- Figura# 22 .Mapa geológico minero con mapa de reducción al polo magnético sobre puesto
- Figura# 23. Primera derivada vertical
- Figura# 24. Segunda derivada vertical, para quitarle ruido asociado a las altas frecuencias se le aplico un filtro pasabajas.
- Figura# 25. Derivada direccional en X
- Figura# 26. Derivada direccional en Y
- Figura# 27. Gradiente Horizontal
- Figura# 28. Señal analítica
- Figura# 29. Señal analítica aplicada a la malla de anomalía de campo total
- Figura# 30. Derivada Inclinada
- Figura# 31. Gradiente horizontal de la derivada inclinada

- Figura# 32. Anomalía regional
- Figura# 33. Anomalía residual
- Figura# 34. Espectro de potencia promediado radialmente
- Figura# 35 Tabla de índices estructurales
- Figura# 36. Deconvolución de Euler
- Figura# 37. Perfil A y Perfil N-S sobre la malla Reducción al polo magnético.
- Figura# 38. Sección aeromagnética Oeste-Este modelada
- Figura# 39. Tabla de simbología y susceptibilidades magnéticas utilizada en los perfiles
- Figura# 40. Sección aeromagnética Norte-Sur

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

Desde épocas antiguas el hombre ha utilizado los minerales para su beneficio, con el desarrollo de la población, industria y tecnología la demanda de los minerales incrementa día con día. En los países de primer mundo la demanda de minerales es aún mayor que en otros.

En la actualidad la demanda de minerales es muy grande, en especial de minerales estratégicos para industrias como la aeronáutica, informática, superconductividad, química entre otras, como por ejemplo el lutecio se utiliza en las refinerías de petróleo como catalizador, ya que favorece las reacciones en el craqueo catalítico fluido, que es un proceso complejo que produce rupturas en los hidrocarburos para la obtención de nafta., el erbio y lantano en las fibras ópticas para aumentar el ancho de banda e incrementar la transferencia de datos.

México uno de los países más ricos en minerales, cuenta con diversas reservas minerales sin explorar a detalle como algunos metales tales como el Litio, Torio, Niobio, Tantalio, Zircón, Titanio, Vanadio, Niobio y Tierras raras.

Desde la década de los cincuenta, el antiguo Servicio Geológico Mexicano conocido en esas épocas como el Consejo de Recursos Minerales, ha practicado trabajos de exploración minera, con el objetivo de encontrar fuentes de mineralización polimetálicas asociadas a minerales magnéticos. Actualmente se trata hacer una cartografía magnética del territorio nacional, con diferentes procesos como lo son reducción al polo y la primera derivada vertical. Esto es

muy importante para la exploración en fase regional de minerales, ya que viendo las anomalías de interés podemos recortar áreas potenciales. También dichas cartas magnéticas son de interés para detectar cavidades, registrar acuíferos e inferir rocas intrusivas ocultas.



Figura# 1. Mapa Magnético de la republica Mexicana

1.1. OBJETIVO

- El presente trabajo tiene como objetivo principal dar a conocer la importancia de modelos geofísicos en la exploración minera.
- Encontrar alguna relación en la anomalía magnética con elementos de tierras raras.
- Realizar modelos del complejo alcalino, el Picacho.

1.2. METAS

- Explicar de una manera clara y sencilla la importancia que tiene la geofísica en la exploración Minera.
- Dar a conocer nuevos modelos geofísicos asociados a tierras raras.

1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA

La localización del área de estudio se localiza al norte de la república mexicana donde se localiza la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) desde el norte de Coahuila a lo largo de la Planicie Costera del Golfo de México, esta provincia comprende el Cinturón Candela-Monclova, la Sierra de Picachos, la Sierra de San Carlos, la Sierra de Tamaulipas, la Sierra de Otontepec, la Planicie de Tampico-Misantla y el Macizo de Palma Sola.

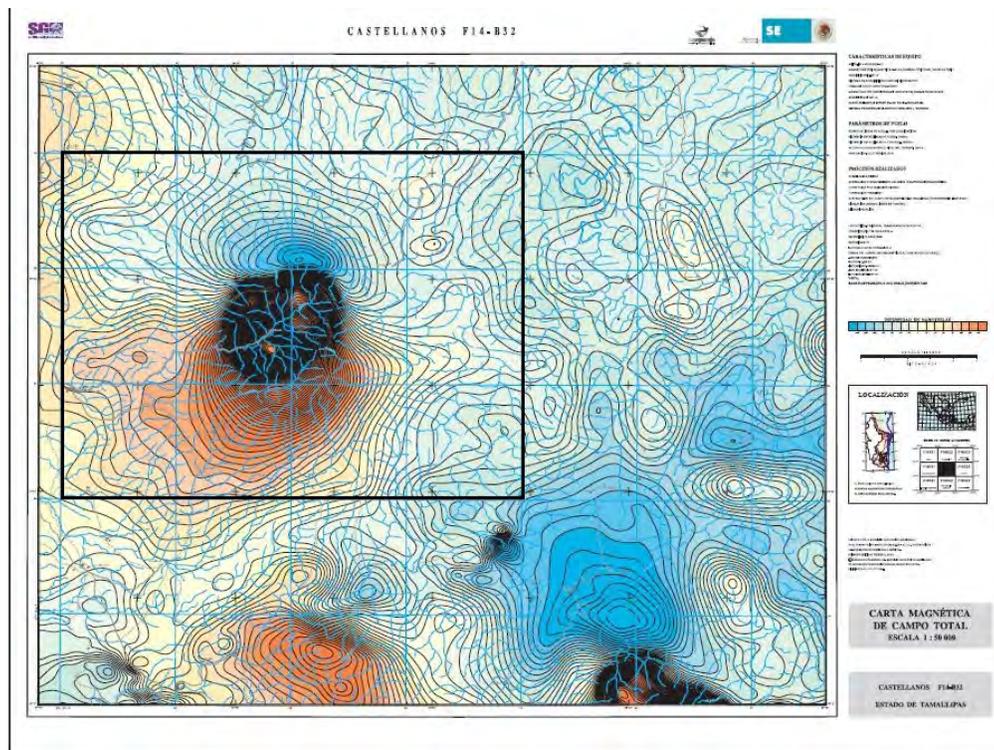
El estudio esta enfocado en la sierra de Tamaulipas ubicado en la parte este de la sierra de Tamaulipas a 70 [km] al sureste de Ciudad Victoria.



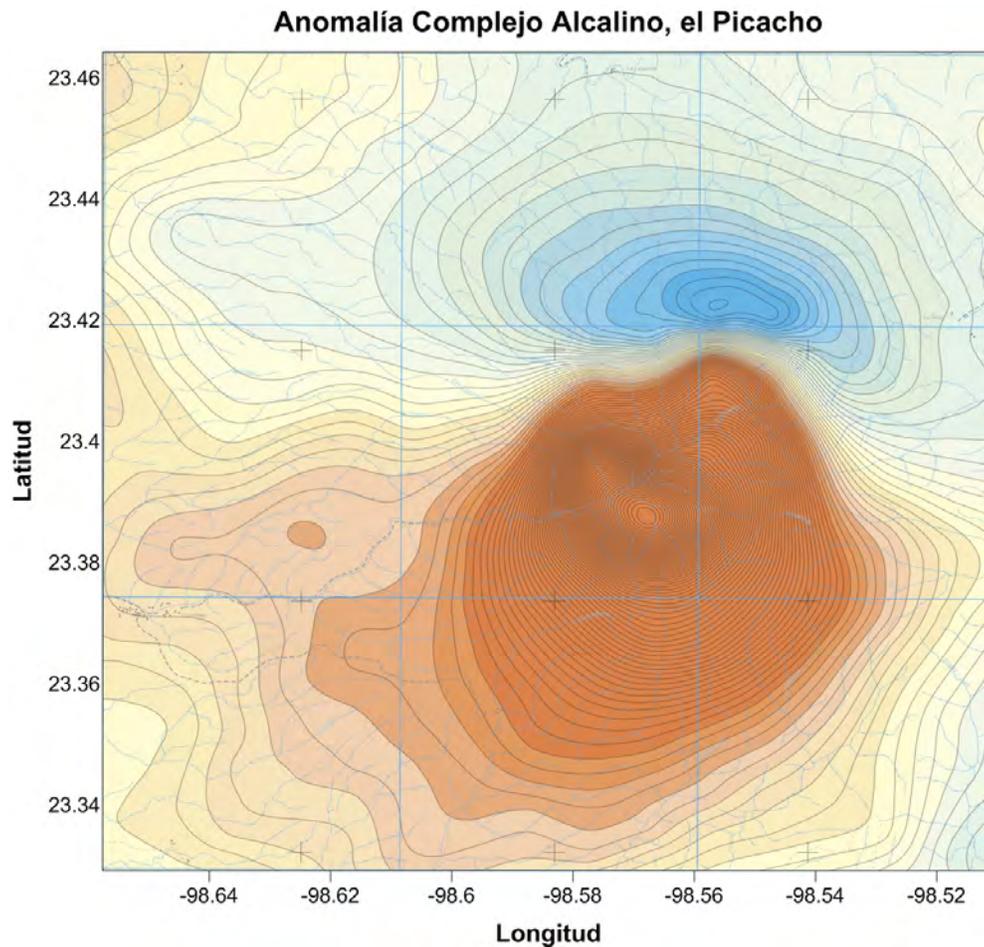
Figura# 2. Localización de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Tomada de Ramírez Fernández, 2004)

1.4. ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL COMPLEJO ALCALINO EL, PICACHO

El complejo picacho fue seleccionado debido a su anomalía magnética, presentar tierras raras y por ser un prospecto para ser explotado, la carta magnética F14-2 fue obtenida a partir del Servicio Geológico Mexicano.



Figura# 3. a) Mapa magnético F14-B32 (Tomada del Servicio Geológico Mexicano)



Figura# 3. b) Anomalía magnética del complejo alcalino, el Picacho.(Tomada del Servicio Geológico Mexicano)

Esta anomalía se digitalizó para poder aplicarle los diferentes procesos con el objetivo de poder determinar detección de bordes, tener una mejor ubicación de la anomalía, resaltar propiedades importantes de la anomalía, separar fuentes profundas de fuentes someras y una estimación de la profundidad.

CAPÍTULO 2

TIERRAS RARAS

2. 1. INTRODUCCIÓN

El termino de "Tierras Raras" es un termino bastante inadecuado. La palabra "rara" viene del hecho de que los lantánidos fueron originalmente descubiertos en minerales raros o poco comunes y también a que son elementos difíciles de separar de los minerales que lo contienen, pero los elementos en sí mismos no son escasos en la corteza terrestre. Algunos elementos por ejemplo el cerio e itrio son elementos más abundantes que el Sn, Hg, Mo y metales preciosos. Sin embargo la abundancia en la corteza terrestre de otros elementos de tierras raras, son excesivamente pequeñas, como por ejemplo el prometio que es radioactivo y raramente se transforma a otros elementos químicos aunque sus propiedades químicas existen y se les puede obtener de forma sintética en el laboratorio.

2.2. ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

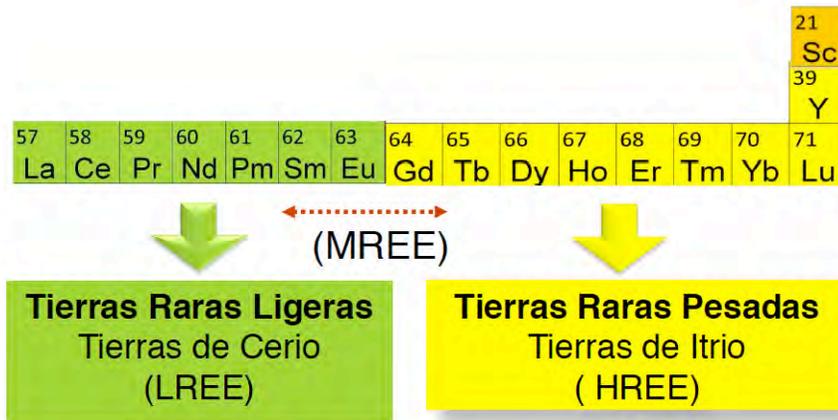
Las tierras raras están compuestas por 17 elementos químicos:

lantano, cerio, praseodimio, neodimio, prometio, samario, europio, gadolinio, terbio, disprosio, holmio, erbio, tulio, iterbio y lutecio. Se considera también al escandio e itrio por las similitudes químicas pero

se diferencia en su ocurrencia. Algunos autores toman en cuenta a la serie de actínidos.

Actualmente se clasifican en dos subgrupos de acuerdo con sus propiedades:

- Subgrupo de las tierras raras ligeras que van desde el lantano al europio.
- Subgrupo de las tierras raras pesadas que van desde el gadolinio al lutecio, toman en cuenta al itrio.



Figura# 4. Elementos de tierras raras ligeras y pesadas

2.3. PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS

Las propiedades químicas y físicas de los elementos de tierras raras son muy semejantes entre si, debido a sus arreglos electrónicos presentan pequeñas diferencias.

2.3.1 PROPIEDADES QUÍMICAS

Las propiedades químicas de las tierras raras, basadas en sus electrones de valencia son casi idénticas. Una diferencia de ellas tienen pesos atómicos ligeramente diferentes, pero otra más importante, es que algunas de ellas tienen otras propiedades interesantes que provienen de las diferencias en sus electrones. Diferentes autores sugieren “que a excepción del cerio, casi todos los compuestos de importancia de tierras raras contienen iones trivalentes y que el samario, europio e iterbio forman compuestos divalentes, los cuales son agentes activos de reducción y se oxidan por la acción del aire en solución acuosa”.

Los elementos de tierras raras forman compuestos con los acetatos, carbonatos, los haluros tales como, los fluoruros, cloruros, bromuros, ioduros, hidruros, nitratos, oxalatos y fosfatos., así como también con sulfatos, óxidos, e hidróxidos.

La basicidad aumenta el número atómico 71(lutecio) con un valor de pH de 6.3 al número atómico 57 (lantano) con un pH de 8.3.

2.3.2 PROPIEDADES FÍSICAS

Las propiedades físicas de los elementos de tierras raras , son el producto del arreglo electrónico de estos, como lo son : el peso

atómico, tamaño, radio iónico, estado de oxidación, electronegatividad, punto de fusión y ebullición, y densidad.

Las propiedades físicas las resumimos en la siguiente tabla.

Número atómico	Elementos de tierras raras													
	57	58	59	60	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
Peso atómico	138.91					Aumenta								174.97
Tamaño	1.69					Tiende a disminuir								1.56
Radio iónico (Å)	1.061					Disminuye								0.85
Edo.de oxidación	3					Se conserva casi igual								3.00
Electronegatividad	1.08					Tiende a aumentar								1.14
Punto de fusión(°C)	0.921					Tiende a aumentar								1.663
Punto de ebullición(°C)	3.457					No es uniforme								3.395
Densidad a 20 (gr/cm3)	6.14					Tiende a aumentar								9.84

Figura# 5. Propiedades físicas de elementos de tierras raras (Tabla tomada de Rodríguez Arvizu Lázaro ,1990)

2.4. MINERALES DE TIERRAS RARAS

Debido a su baja compatibilidad, para incorporarse a redes cristalinas, los elementos de tierras raras se encuentran asociados a una cantidad relativamente baja de minerales (aproximadamente 270 especies), aunque en una gran cantidad de estos el contenido de tierras raras es casi insignificante.

De los minerales que contienen tierras raras, la mayor parte son silicatos, con un 43%, seguido de los carbonatos con un 23% y finalmente los óxidos y fosfatos con un 14% cada uno.

Los elementos de tierras raras que presentan una mayor compatibilidad para formar parte de la red cristalina de los minerales son Ce, Y, La y Nd, que dominan el 96% de la ocurrencia de este grupo de elementos.

De los 70 minerales que contienen algún contenido significativo de tierras raras, alrededor de 20 especies de minerales se presentan con mayor abundancia.

Propiedades físicas de los principales minerales con contenido en tierras raras					
Sistema de					
Especie Minera	Cristalización	Color	Densidad [g/cm ³]	Dureza[Mohs]	Formula
Agardita (Ce)	Hexagonal	Matices del verde	3.65	3 a 4	(Cu ²⁺) ₆ Ce(AsO ₄) ₃ (OH) ₆ ·3H ₂ O
Agardita (La)	Hexagonal	Matices del verde	3.65	3 a 4	(Cu ²⁺) ₆ Ce(AsO ₄) ₃ (OH) ₆ ·3H ₂ O
Agardita (Nd)	Hexagonal	Matices del verde	3.65	3 a 4	(Cu ²⁺) ₆ Ce(AsO ₄) ₃ (OH) ₆ ·3H ₂ O
Agardita (Y)	Hexagonal	Matices del verde	3.65	3 a 4	(Cu ²⁺) ₆ Ce(AsO ₄) ₃ (OH) ₆ ·3H ₂ O
Allanita	Monoclínico	Marrón, negro	3.3 a 4.2	5.5	(Pb,ETR,Ca)Cu ₆ [(OH) ₆ (HAsO ₄ ,AsO ₄)(AsO ₄) ₂]·3H ₂ O
Bastnasita(Ce)	Hexagonal	Amarillo ambarino	4.95 a 5	4 a 5	(Ce,La)CO ₃ F
Bastnasita(La)	Hexagonal	Amarillo ambarino	4.95 a 5	4 a 5	(La,Ce)CO ₃ F
Bastnasita	Hexagonal	Amarillo ambarino	4.95 a 5	4 a 5	(Y, Ce)CO ₃ F
Cerita (Ce)	Ortorrómbico	Pardo, gris	4.86	5.5	(Ce,La,Ca) ₉ (Mg,Fe ³⁺)(SiO ₄) ₃ (SiO ₃ OH) ₄ (OH) ₃
Cerita(La)	Ortorrómbico	Pardo, gris	4.86	5.5	(La,Ce,Ca) ₉ (Fe,Ca,Mg)(SiO ₄) ₃ (SiO ₃ OH) ₄ (OH) ₃
Euxenita	Ortorrómbico	Marrón, verde oliva	5.3 a 5.9	6.5	(Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆
Fergusonita(Ce)	Tetragonal	Gris, amarillo	5.65	5.5 a 6.5	CeNbO ₄ ·0.3H ₂ O
Fergusonita(Y)	Tetragonal	Gris, amarillo	6.65	5.5 a 6.6	YNbO ₄
Fergusonita(Nd)	Tetragonal	Gris, amarillo	7.65	5.5 a 6.7	YNbO ₄
Gadolinita (Ce)	Monoclínico	Verde o castaño	4.0 a 4.7	6.5 a 7	Ce ₂ Fe ²⁺ Be ₂ O ₂ (SiO ₄) ₂
Gadolinita(Y)	Monoclínico	Verde o castaño	4.0 a 4.7	6.5 a 7	Y ₂ Fe ²⁺ Be ₂ O ₂ (SiO ₄) ₂
Monacita	Monoclínico	amarillo a castaño rojizo	4.6 a 5.4	5 a 5.5	(Ce,La,Nd,Th,Y)PO ₄
Xenotima	Tetragonal	Pardo amarillento a rojizo	4.4 a 5.1	4 a 5	(Y,YB)PO ₄

Figura# 6. Tabla de los minerales con más contenido en tierras raras(Tabla tomada de Rodríguez Arvizu Lázaro ,1990, modificada)

2.5. DISTRIBUCIÓN DE TIERRAS RARAS EN MÉXICO

En nuestro país, los elementos de Tierras Raras se concentran en la alanita de las pegmatitas complejas del estado de Oaxaca, así como en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, que se extiende desde el norte de Coahuila hasta el sur de Veracruz, razón por la cual aún no se ha impulsado la exploración de dichos elementos, ya que su concentración es tan pequeña que explotarlo no sería rentable.

Recursos Minerales investigo anomalías de tierras raras en el cerro del Chile y Sierra de los Ajos, en Sonora, donde se encontró monacita en intrusivos granitos.

Recursos Minerales en el año de 1981 publica que las prospecciones de tierras raras deben enfocarse, principalmente a las rocas fosfóricas de Baja California por su alto tonelaje y asociación a las tierras raras.

En la revista de GEOMIMET Elías H. en 1985 menciona que en el área de Picacho, Tamaulipas, afloran rocas carbonatitas, y observó diques con contenido de lantánidos dentro de monacita

Las mayores reservas de Tierras Raras del mundo se encuentran en China, de donde se explota el 95% del total mundial de dichos elementos, principalmente de la mina Bayan Obo, China no fue siempre el principal exportador de estos elementos. Hasta finales de la década de los 40, Brasil e India eran los principales productores de elementos de tierras raras. Para los años 50, Australia, Malasia y Sudáfrica compartían la corona como los grandes exportadores de este tipo de minerales. No fue sino hasta 1988 cuando China se convirtió en el principal productor.

En particular, el alza en el precio del cerio, el europio, el itrio, el lantano y el terbio (los cinco elementos usados en la fabricación de focos ahorradores) obligó a empresas como Philips Mexicana y Osram a aumentar el costo de sus productos.

2.6. YACIMIENTOS DE TIERRAS RARAS DE ORIGEN PLUTÓNICO

2.6.1 INTRODUCCIÓN

Los yacimientos minerales son definidos y clasificados dentro de marcos geológicos para su mejor entendimiento y prospección, actualmente no se tiene una clasificación para este tipo de yacimientos lo que refleja que se tiene poco conocimiento de ellos. En la tabla siguiente se clasifican los yacimientos de tierras raras de acuerdo al tipo de roca y rasgo predominante que los originaron tomando en cuenta la clasificación de Jensen y Bateman (1979).

Origen	Tipo de roca	Rasgo predominante	Ambiente de deposito
1.-Sedimentario	1.A) Rocas sedimentarias de ambientes epicontinentales	Evaporitas Marinas: Orgánicas Inorgánicas	Tierras Raras asociadas a fosforitas
	1.B) Rocas sedimentarias detríticas continentales y marginales	Placeres: 1. Playa 2. Fluvial 3. Eluvial 4. Fósiles	A. Playas-Barrera y Dunas-Terrazas B. Rio, laguna, estuario C. Pie de monte D. Cualquiera
2. Yacimientos de Origen plutónico	2.A) Rocas plutónicas Alcalinas	A. Preferencialmente Vetas	A. Sienitas-Carbonatitas y rocas Peralcalinas
	2.B) Granitos y pegmatitas	B. Zoneamiento Definido	B. Pegmatitas graníticas
3. Yacimientos de Origen Periplutónico	3.A) Rocas de Metamorfismo de contacto	A. Caliza Intrusivo	A. Tierras raras asociadas a Skarn de Fe
		B. Caliza Volcánico	B. Tierras raras asociadas a Fluorita
4. Yacimientos de Origen Volcánico	4.A) Rocas Volcánicas Alcalinas	Continental	Basalto rico en K Basalto alcalino Riolitas

Figura# 7. Tabla de los tipos de yacimientos de tierras raras (Tabla tomada de Rodríguez Arvizu Lázaro, 1990)

Los yacimientos de concentración magmática son aquellos provenientes directamente de la cristalización del magma, de aquí se derivan diversos tipos de acuerdo si son segregados o inyectados del magma.

2.6.2 CARBONATITAS

Las carbonatitas son rocas ígneas que contienen más del 50% de minerales de carbonato primarios como lo son la calcita, dolomita o ankerita, producto de la reelaboración hidrotermal y del metasomatismo, otros minerales con cantidades variables de piroxenos, anfíboles, biotita, apatita, tierras raras, y magnetita.

Las carbonatitas se emplazan en zonas de apertura continental donde el carbonato proviene seguramente de la desgasificación del manto, además se relacionan espacialmente con complejos alcalinos-ultrabásicos

La visión actual de la petrogénesis carbonatita, apoyada por pruebas isotópicas voluminosa, es que sus magmas parentales en última instancia provienen de fuentes manto litosfera y astenosfera. Relativamente pocas carbonatitas cristalizan directamente derivados del manto, por lo general se funde por fusión de bajo grado de peridotita metasomatizada. La mayoría de los carbonatitas se producen en asociación con las rocas de silicato alcalino y ultramáficos.

Cuando el carbonato se derrite puede evolucionar de álcali a un magma rico en carbonato-silicato de procedencia manto por

cualquiera de inmiscibilidad líquida o cristalización fraccionada, lo que tiene implicaciones para el origen de la mineralización de REE.

Carbonatitas están característicamente enriquecidos en tierras raras en relación con otras rocas ígneas; aproximadamente el 90% de los análisis publicados caen en el rango de 250-8000 ppm, sin embargo, estos valores pueden fluctuar mucho incluso dentro de un mismo carbonatita intrusión.

Se conocen dos tipos de carbonatitas de acuerdo con su composición mineralógica las sövitas y beforsitas cuando poseen composición calcítica y dolomítica respectivamente.

Las rocas asociadas a las carbonatitas son rocas silicatadas alcalinas comúnmente la urtita, jolita, malteigita y sienitas de nefelina.

Elementos característicos de los principales minerales con contenido en tierras raras			
Tipo de roca	Estado	Minerales Característicos	Elementos Característicos
Sienita de sodalita	Neumatolítico	Analcima, monacita, aegirina, epistolita	Ce, Th, U, Be, Nb
Sienitas de Nefelina Eulandítica	Magmática	Eulandita, microclina, aegirina, rinkite	Zr, Nb, Ce
Uritas	Magmática	Nefelina, apatita, eulandita, titanita	P, Al, Nb, Ti, Ce, Zr, F
Ultramáficas Alcalinas	Hidrotermal	Ankerita, rodocrosita, pirocloro, bastnaesita estroncinita, barita, fluorita	Nb, Ce, Ba, Sr
Sienitas Alcalinas Y Nefelíticas	Neumatolítico	Albita, zircón, pirocloro, titanita, apatito, britholita	Zr, Nb, Ti, P, Ce, Ca
Sienitas Alcalinas	Neumatolítico	Albita, microclina, barlita, aegirinita	Be, Nb, Ce, Ba
	Hidrotermal	Fluorita, leucofanita, bastnaesita	Be, F, Ce
Granitos Alcalinos	Hidrotermal	Hematita, siderita, fluorita, barita, bastnaesita, monacita cryolita	Fe, Ba, Ce, Y, Se, Nb, F
	Supergénica	Halloysita, limonita, rhabdofanita, bastnaesita	Al, Fe, Ce

Figura# 8. Elementos característicos de los principales minerales con contenido en tierras raras (H. Sorensen, 1984)

Existen varios procesos magmáticos para la producción de carbonatitas que son:

1. Fusión parcial

Dado que la fusión no es generalmente completa, un proceso denominado fusión parcial produce un magma fundido originado a partir de los minerales que funden a menor temperatura, que tienen un contenido más elevado en sílice que la roca original. Por lo tanto, los magmas formados por fusión parcial están más próximos al extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden

Es más factible que se originen las tierras raras de la fusión parcial de peridotitas de espinela con volátiles libres acompañados de un rango de peridotita de granate, que del manto superior peridotítico (Yensen,1977)

2. Cristalización Fraccionada

La diferenciación magmática es el conjunto de procesos mediante los cuales un magma madre, más o menos homogéneo, se separa en fracciones que llegan a formar rocas de composiciones diferentes y se distinguen dos tipos de diferenciación:

- La diferenciación magmática sensu stricto, o sea la separación de una o varias fases líquidas a partir del magma madre, antes de la cristalización
- La cristalización fraccionada, que es la separación consecutiva de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial.

La cristalización fraccionada (propuesta por Bowen en 1928), es el proceso de diferenciación más importante. Mediante este proceso, en un magma que comienza a cristalizar, las sustancias más insolubles o más pesadas son las primeras que cristalizan, como son, en general:

Los minerales accesorios, tales como la magnetita, Ilmenita, cromita, esfena, apatito, zircón, rutilo, entre otros.

Los minerales esenciales que cristalizan primero como son; el olivino, los piroxenos y las plagioclasas cálcicas.

Posteriormente cristalizan la anfíboles (hornblenda), plagioclasas sódico-cálcicas, biotita, feldespatos alcalinos (K), moscovita y cuarzo

Los modelos de cristalización fraccionada como generadores de tierras raras a partir de un magma primario basáltico alcalino son irreales, puesto que es necesario un alto grado de cristalización fraccionada. Por lo que científicos usan bajos valores D para obtener un gran enriquecimiento de tierras raras para grados más razonables de cristalización fraccionada.

3. Líquidos inmiscibles

De la misma manera que el agua y el aceite no se mezclan, sino que forman glóbulos inmiscibles uno dentro del otro, una mezcla de magma (mezcla silicatada fundida) con contenido de sulfuros metálicos formará dos líquidos que tenderán a segregarse. Se separan gotas de sulfuros para formar glóbulos, los cuales al ser más densos que el magma se hunden para acumularse en la base de una intrusión o flujo de lava. El principal constituyente de esas gotas es el sulfuro de hierro (pirita Fe_2S), el cual se asocia a rocas básicas o ultrabásicas debido a que el azufre y hierro son más abundantes en

estas que en rocas ácidas o intermedias. Los elementos calcófilos también son incorporados o se particionan en los glóbulos de sulfuros y a veces metales del grupo del platino. Los magmas básicos o ultrabásicos se forman por fusión parcial en el manto y ellos pueden adquirir su contenido de azufre tanto del manto, como subsecuentemente por asimilación de rocas de la corteza. Para que se produzca la segregación de sulfuros el magma debe estar saturado en sulfuros. Si se llegan a formar glóbulos de sulfuros inmiscibles gran parte del Cu y Ni serán removidos del magma (particionados dentro de la fase sulfurada).

En algunos casos la cristalización fraccionada de minerales no produce tierras raras por lo que en 1975 se propuso un modelo de inmiscibilidad líquida, para explicar el contenido de tierras raras en magmas cogenéticos, el mecanismo consiste en la separación, acumulación de carbonatitas enriquecidas en tierras raras.

4. Transferencias de volátiles

Un proceso bastante importante en el enriquecimiento de tierras raras es el transporte de volátiles de fluidos ricos en agua a presiones del manto y fluidos ricos en CO₂ a presiones de la corteza.

2.7. USOS Y APLICACIONES

- Cerámicas: La, Ce, Pr, Nd, Y, Eu, Gd, Lu
Condensadores, sensores, colorantes, centeladores, refractarios
- Catalizadores: La, Ce(Pr, Nd)
Refino de petróleo, convertidores catalíticos, aditivos del diesel, procesos químicos, depuradores
- Vidrio/óptica: Ce, La, Pr, Nd, Gd, Er, Ho
Pulidores, cristales con protección UV, imágenes de rayos X
- Aleaciones: La, Ce, Pr, Nd, Y
Baterías NiMH, pilas de combustible, piedras para encendedor, súper aleaciones
- Fósforos: Eu, Y, Tb, Nd, Er, Gd, (Ce, Pr)
Pantallas CRT, LPD, LCD, lámparas fluorescentes
- Imanes: Nd, Pr,(Tb)
Motores híbridos, discos duros, MRI, turbinas eólicas, refrigeración magnética, micrófonos
- Nuclear: (Eu, Gd, Ce, Y, Sm, Er)
- Pigmentos: Ce, Y

2.8. CRITERIOS PARA DESARROLLO DE YACIMIENTOS DE TIERRAS RARAS

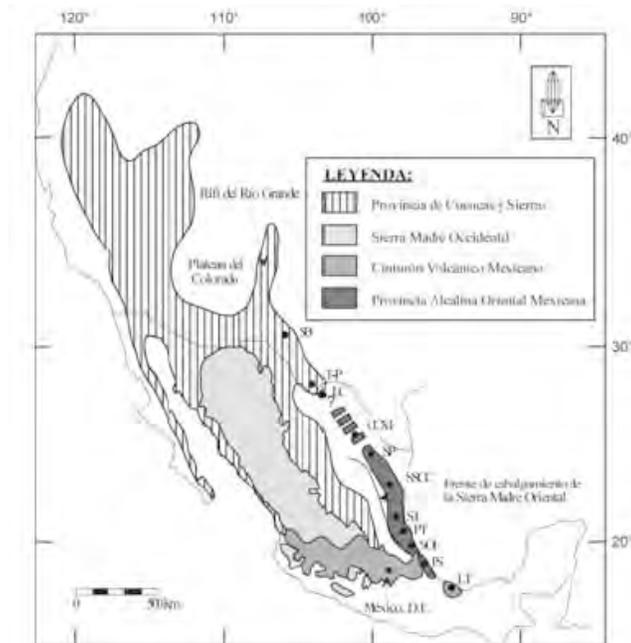
- Mineralogía estratégica
- Tonelaje y leyes favorables
- Metalurgia dócil: bajo costo de producción y fácil lixiviación
- Otros elementos económicos asociados
- Residuos tóxicos, radioactivos: Th, U, etc.
- Bajo impacto ambiental
- Infraestructura y riesgo político-social

CAPÍTULO 3

MARCO GEOLÓGICO

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL

La Provincia Mexicana Alcalina Oriental (PMAO), se encuentra ubicada en el este y noreste de México. Tiene una extensión de casi 2,000 Km desde el sur de lo Estados Unidos hasta el este de México, en el estado de Veracruz.



Figura# 9. Ubicación de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana(Tomada de Ramirez Fernández ,2008)

De manera general, se encuentra formada por seis centros magmáticos, que se encuentran alineados en forma paralela a la paleotrinchera del Pacífico y a la costa del Golfo de México, estos centros son: Cinturón Candela-Monclova, Sierra de Picachos, Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas, Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec o Tantima.

En los estudios realizados, se ha considerado el origen del magmatismo en la PMAO como producto de un sistema de rifting continental, el cual es continuación del Rifting del Río Grande, en Texas, pero contraria a esta teoría, en algunos afloramientos intrusivos observados en la Sierra de San Carlos y en la Sierra de Tamaulipas, la firma geoquímica de las rocas las relaciona con un ambiente de subducción asociado a la antigua Placa de Farallón y probablemente contemporáneo a la orogenia Laramídica (Nick, 1988 y Ramírez Fernández, 1996).

Los intrusivos más alcalinos y más diferenciados, así como todas las rocas volcánicas de estas localidades, se formaron durante una fase extensiva postlaramídica durante el Terciario y Cuaternario, en un ambiente netamente de intraplaca (Ramírez Fernández, 1996). Esta extensión está relacionada con la subsidencia del Golfo de México.

Las rocas intrusivas de la PMAO se presentan en el Cinturón Candela-Monclova, Sierra de Picachos, Sierra de San Carlos-Cruillas (porción central y suroccidental) y en la parte central de la Sierra de Tamaulipas (Complejo Ígneo Central), por otra parte, las rocas

volcánicas se presentan principalmente en la periferia de la Sierra de San Carlos, porción oriental y occidental de la Sierra de Tamaulipas, Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec.

Las rocas intrusivas de los complejos de la PMAO se encuentran cortando calizas y margas cretácicas, mientras que las rocas extrusivas se encuentran sobre margas del Cretácico Superior al Terciario, del Miogeoclinal del Golfo de México y de la Plataforma de Coahuila.

Conforme se avanza hacia el sur, la edad de los complejos magmáticos va disminuyendo, tales edades van desde el Terciario Inferior hasta el Cuaternario (Sewell, 1968; McKnight, 1963; Bloomfield y Cepeda Dávila, 1973; Cantagrel y Robin, 1979; Seibertz, 1990).

3.2. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO ALCALINO, EL PICACHO

El Picacho, situado en la Sierra de Tamaulipas, en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), es un complejo intrusivo miocénico de tipo anular, cuya composición litológica consta principalmente de gabros alcalinos bordeados por anillos irregulares subhorizontales de rocas graníticas y sienitas nefelínicas que sufrieron un proceso de diferenciación (melteigitas, ijolitas y sienitas nefelínicas) y en las cuales se reconocen por lo menos dos eventos magmáticos, por otra parte, los gabros han sido cortados en su porción central por

un cuello de rocas nefelínicas que dio origen a una aureola de fenitización.

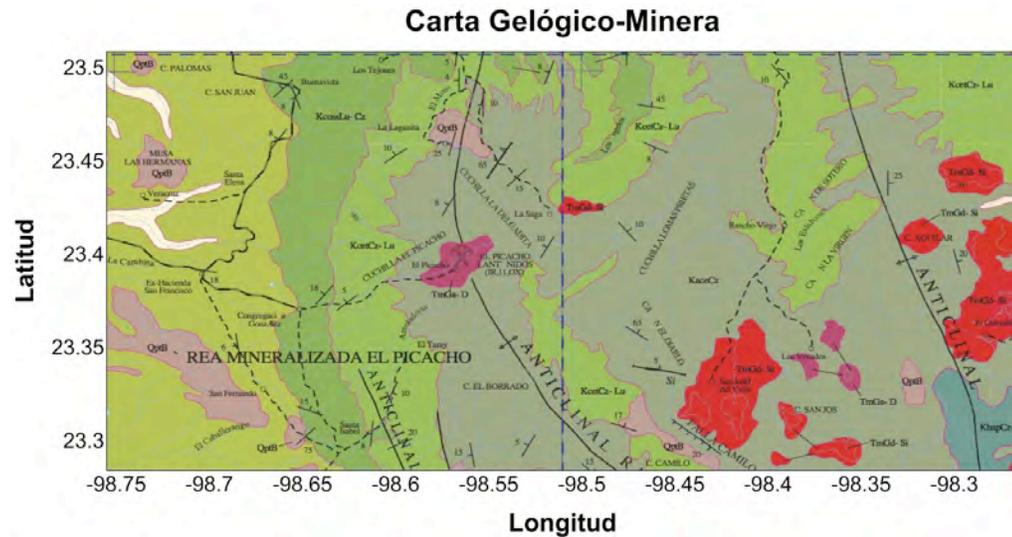


Figura# 10. Localización del área de estudio

El Complejo El Picacho se encuentra bordeado en su totalidad por calizas de edad cretácico inferior de la Formación Tamaulipas Superior. Destaca por sus variedades litológicas ya que presenta mineralización en tierras raras y elementos radio activos.

El enriquecimiento en tierras raras tuvo lugar, según varios autores, durante una fase hidrotermal tardía, por fluidos provenientes probablemente de una magma carbonítico.

El complejo picacho en su parte central presenta rocas nefelínicas que cortan discordante a los gabros, y asociadas a estas rocas presenta una aureola de fenitización así como diques radioactivos ricos en tierras raras. En la parte oeste del cuerpo de gabros se observa una variación gradual.



Figura# 11. Mapa Geológico-Minero (Tomada del Servicio Geológico Mexicano, F14-2)

3.3. PETROGRAFÍA

A continuación, se realiza una breve descripción de las diferentes litologías que forman parte del Complejo Picacho según Ramírez Fernández

- **Calizas (Tamaulipas superior)**

Unidad uniforme presentándose en estratos delgados de calizas y lutitas con bandas de pedernal, estratos ondulados con líneas estilolíticas paralelas a los planos de estratificación.

Su depósito se efectuó en una cuenca de mar abierto de baja energía, la presencia del pedernal marca la concentración de sílice producto de las corrientes marinas provenientes de zonas donde abundan los radiolarios. Estratigráficamente sobreyace al Horizonte Otates y subyace a la Formación Agua Nueva.

- **Gabro**

Esta unidad es la más abundante en el complejo alcalino y la roca ígnea más antigua según de acuerdo con las relaciones intersectoriales.

Es una roca mesocrática de grano grueso sus minerales esenciales son Plagioclasas (An_{50-70}) y augita titanífera con cantidades menores de olivino, biotita titanífera, kaersutite, magnetita titanífera, ilmenita, apatita y feldespato alcalino.

- **Kaersutite diorita**

El gabro cambia gradualmente hacia arriba en kaersutite diorita, esto se observa únicamente en la parte noroeste del área el Picacho., la kaersutite diorita es una roca mesocrática de grano medio con minerales de plagioclasas (An_{30-52}), olivino, biotita titanífera, magnetita titanífera, ilmenita y apatita.

- **Sienitas**

Unidad subhorizontal localizada en la periferia del lado este del complejo, entre el gabro-diorita y las calizas, el contacto con las calizas es subhorizontal y paralelo a la estratificación, esta compuesta por rocas granulares hipidiomórficas de color gris a claro verdoso. La sienitas muestran una variación a sienita de feldespato alcalino y sienita de feldespato alcalino que lo lleva a Nefelina. Esta caracterizada por contener ortoclasa en su mayor parte y minerales accesorios como plagioclasas (An_{7-14}), aegirina-augita, nefelina y biotita

- **Foidolitas ricas en nefelina**

Las foidolitas ricas en nefelina ocurren en la parte central del complejo, como un pequeño dique circular, con un diámetro aproximado de 700 a 800 metros que corta a los gabros.

Las foidolitas ricas en nefelina se presentan con granos de finos a medios, y localmente con grano grueso.

La mineralogía de esta unidad consiste principalmente en nefelina, clinopiroxeno y ortoclasa. Los minerales accesorios presentes son ilmenorutilo, ilmenita, magnetita, biotita, titanita, apatita, circón, calcita, cancrinita y analcita.

Aunque las foidolitas tienen una textura granular hypidiomórfica, son comunes las disposiciones en paralelo y las variaciones texturales poikilíticas. La variante de grano fino a medio es rica en piroxeno. Las variantes poikiliticas de grano medio a grueso consisten en cristales de nefelina que tienen inclusiones de piroxeno, titanita, ilmenita, nefelina idiomórfica y cristales de apatita. Estas variaciones texturales sugieren un proceso de cristalización fraccionada en diversas condiciones de presión y temperatura.

La nefelina se encuentra presente en cristales idiomorfos e hipidiomorfos, que normalmente contienen pequeñas inclusiones de piroxeno acicular y apatita. En el material de grano grueso, el feldespatoide es poikilítico, y en este caso, dos generaciones de nefelina son evidentes.

La ortoclasa está presente como una fase intersticial tardía, fue indentificada por sus propiedades ópticas y de difracción de rayos X. En otras muestras de foidolitas, la ortoclasa aparece entre cúmulos de piroxeno y granos de nefelina.

- **Sienita nefelinita del tipo aegirina**

Las fenitas con aegirina han sido reconocidas en varias localidades en pequeños afloramientos, son rocas de grano medio, ricas en feldespatos alcalinos.

Estas rocas cortan a las foidolitas por medio de un contacto gradual que se caracteriza por complejos con texturas de intercambio. Estas rocas se consideran el producto de la alteración metasomática de las foidolitas producido por un fluido acuoso alcalino, por desgracia, la escasez de exposiciones en la zona central impide profundizar acerca de la distribución del material fenitizado.

La fenita consiste en agregados radiales traquíticos de albita hipidiomórfica, ortoclasa xenomórfica, cancrinita xenomórfica, nefelina y abundante aegirina acicular, calcita y circón. Los últimos cuatro minerales, cuya abundancia es menor, se distribuyen intersticialmente entre los cristales de albita y ortoclasa. Otros componentes menores son estroncianita y barita. La calcita y el circón en la fenita son notablemente más abundantes que en las foidolitas. El piroxeno, en este tipo de fenita se empobrece en Mg y se enriquece en Na, lo cual es consistente con el equilibrio con un líquido altamente alcalino.

- **Rocas fenitizadas**

Las rocas nefelínicas las podemos encontrar en la parte central del complejo, como producto de la transformación de los gabros, las rocas nefelínicas de primera generación y algunos diques, que se encontraron bajo la influencia de soluciones ricas en álcalis, proceso conocido como fenitización.

El grado de fenitización de las rocas varía de bajo a medio grado, y las rocas con fenitización de bajo grado, aún es posible reconocer restos de los minerales originales, que debido a los procesos que sufrieron, presentan estructuras de sustitución.

En estas rocas, los minerales félsicos, como la ortoclasa micropertítica y la albita forman agregados complejos con nefelina.

Es importante mencionar, que en la unidad de rocas nefelínicas, únicamente las sienitas nefelínicas sufrieron los efectos del metasomatismo alcalino; por otra parte, las ijolitas y melteigitas no presentan alteración alguna que fuese causada por las soluciones alcalinas. Este hecho nos da la idea de la existencia de dos generaciones de rocas ricas en nefelina, donde la primera generación fue sujeta a fenitización, por fluidos alcalinos provenientes de la segunda generación.

Los gabros cerca del contacto con el cuerpo central de rocas nefelínicas presentan entrecrecimientos complejos de augita titanífera, biotita, kaersutita, titanita y en cantidades menores olivino con calcita.

Algunos diques fonolíticos fueron también transformados a una fenita rica en albita tabular ordenada en forma subparalela. En los intersticios entre los feldespatos cristaliza cancrinita prismática, con

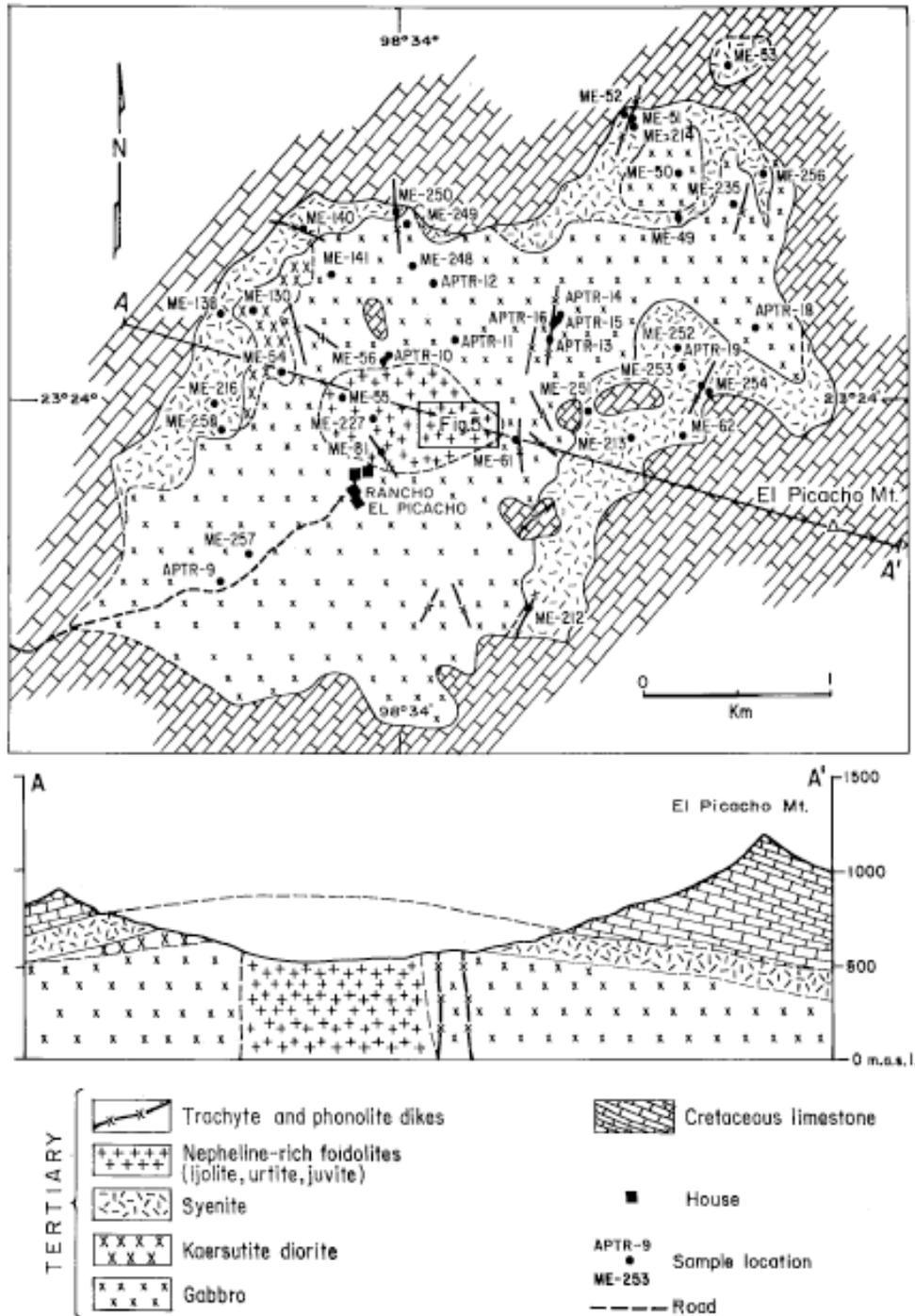
cantidades significativas de augita egirínica acicular y biotita. También están presentes analcima, zircón y epidota.

- **Vetas de apatita (mineralización en tierras raras)**

Las vetas de apatita se localizan en el centro de complejo ígneo, son altamente radiactivas., a lo largo del arroyo el Picacho el espesor de las vetas varia de 0.3 a 3[m], en otras zonas el espesor de las vetas es de 4[m], la distribución y abundancia de las vetas son desconocidas debido a la escasez de exposiciones.

La composición de las vetas son básicamente agregados de apatita acicular, esferulita intersticial, calcedonia, cantidades menores de britolita, cuarzo, siderita y hematita., otras partes de la veta contienen calcita, rombos de siderita y cantidades menores de calcedonia y cantidades menores de calcedonia, esferulita, barita, cuarzo, apatita, óxidos de FE-Ti, y otros componentes no identificados.

En casi todas partes encontramos calcedonia y agregados de britolita. Los cristales individuales varían de varias micras hasta a 50 [µm] de diámetro. La britolita se identifico por estudios que es el principal mineral que contiene tierras raras en las vetas.



Figura# 12. Mapa geológico simplificado del intrusivo y una sección transversal (Elías Herrera, 1991)

- **Carbonatitas de Th e Y**

En el complejo El Picacho, Ramírez Fernández ha identificado por lo menos dos afloramientos de carbonatitas, con diferentes características.

El primer afloramiento es una soevita granuda, de color rojizo, de la parte central del complejo, con bandeamientos de óxidos de fierro y de carbonatos de calcio cuyo color varía del blanco al rojizo. Los minerales presentes son: óxidos de fierro (limonita según hematita y hematita según pirita), pirita, siderita, calcita, cuarzo, calcedonia y barita. Además, en la superficie del afloramiento se observan cristales de hasta 4 cm de hematita especular, cristalizada según pirita. En estudios petrográficos, se pueden reconocer por lo menos dos fases de cristalización: en una primera fase se formaron cristales de siderita, asociados a los óxidos; mientras que en la segunda fase cristalizó calcita clara radial.

Esporádicamente aparece cuarzo con calcedonia color amarillo, en la cual, se pueden observar agregados radiales de fluorocarbonatos de tierras raras del grupo de la bastanasita, específicamente de bastanasita (La-Ce) de Nd y Th.

El primer afloramiento corresponde a un dique de soevita (LeBas, 1987), que contiene carbonatos, óxidos, calcedonia, cuarzo y un 6% de minerales de REE.

El segundo afloramiento que se observa es otro dique, de grano mas fino que la soevita, por lo que se describe como alvikita. El dique se formó también en dos fases: en la primera fase cristalizó un mosaico de calcita, ankerita, pirita, plagioclasa, rutilo de Nb, siderita diseminada y fluorapatita, mientras que en la segunda fase se formaron vetillas de calcita y barita.

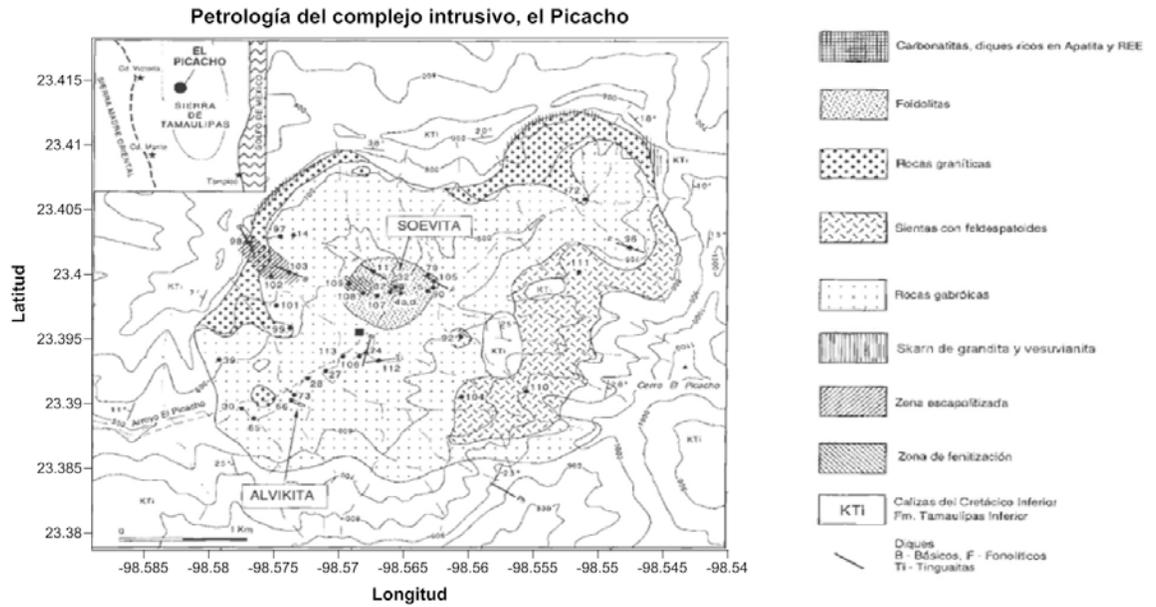


Figura # 13. Petrología del complejo alcalino, el Picacho (Ramírez Fernández, 2000)

3.4. GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES CON REE

La Figura #13 muestra la composición de rocas seleccionadas del complejo alcalino el Picacho.

Se puede clasificar como una roca máfica alcalina por la presencia de titanio, augita, labradorita, feldespatos alcalinos.

La aparente negatividad de Yb es probablemente una característica analítica. Por otro lado el gabro muestra una disminución relativa en Rb, K y Zr., lo que se puede atribuir a las fases menores refractarias, como flogopita y circón, durante una fusión parcial del manto. El ligero enriquecimiento en Nb, Sr y P está probablemente relacionado con minerales de apatita.

Rocas nefelínicas

En el grupo de las rocas nefelínicas se engloban melteigitas, ijolita sin y con feldespatos y sienitas nefelínicas ubicadas en la parte central del complejo.

Respecto a los estudios de SiO₂ se presentan los valores más bajos en las melteigitas (41.9%) y los más altos en las sienitas nefelínicas (51.6%) (Ramírez Fernández).

En esta unidad también se destacan los bajos contenidos de óxidos de calcio y magnesio y los altos contenidos de óxidos de sodio.

Respecto a los elementos traza compatibles, se hacen presentes en concentraciones menores, argumentos que nos hace desechar la idea de que se trate de rocas primitivas; por otra parte, las concentraciones de elementos traza incompatibles son altas, lo cual nos indica diferentes fuentes y/o procesos de fraccionamiento.

Fenitas

De acuerdo a los estudios realizados por Ramírez Fernández, para los cuales se normalizaron los contenidos de óxidos mayores y elementos traza de un gabro fenitizado contra la composición de un gabro sin efectos de metasomatismo.

Los resultados son los siguientes: La fenita de gabro presenta un empobrecimiento relativo de óxidos de Titanio, Hierro, Magnesio y Calcio, así como un enriquecimiento de óxidos de Aluminio, Sodio, Potasio y Fósforo, los cuales en algunos casos tienen una abundancia hasta del 300% con respecto a su protolito.

Los elementos traza compatibles como Cr y Ni disminuyen, mientras que los incompatibles se enriquecen, especialmente Rb, Y, Zr, Nb, Ba y La.

El empobrecimiento de CaO y MgO, el incremento de Al_2O_3 y el contenido de SiO_2 constante indica una fenitización provocada por la intrusión ijolítica.

Carbonatitas de Th-Y

La clasificación de las carbonatitas del complejo, se llevó a cabo por Wolley y Kempe, 1989 usando un diagrama ternario Cao-(Feo+Fe₂O₃+MnO)-MgO para análisis de roca total. Los resultados indican que, según este criterio, la soevita y algunas zonas del dique alvikítico serían clasificadas como ferrocronatitas; otra muestra de la misma alvikita se clasifica como calciocronatita.

El cuarzo y la calcedonia contenidos en las muestras analizadas, se ven reflejados en contenidos altos de SiO₂, que llegan hasta un 14.5%.

En comparación con composiciones promedio de carbonatitas, las carbonatitas presentes en El Picacho son pobre en Sr y U. Por otra parte, las concentraciones de Th e Y son muy altas, especialmente en las alvikitas.

De acuerdo a sus composiciones promedio, las carbonatitas del El Picacho poseen un claro paralelismo con las reportadas en la literatura, difiriendo en el hecho de que se observan claras anomalías de U, K, Ta, S, P, Hf, Zr y Ti así como elevados contenidos de Ba, Th y LREE, los cuales pueden explicarse por procesos de cristalización fraccionada de fases como titanita, perovskita y zircón, después por un proceso de fusión parcial de una peridotita o eclogita con carbonatos (Nelson, 1988).

	Gabro	Nepheline-bearing		Nepheline-rich foidolite			Aegirine	Apatite rich
	APTR9	ME250	ME252	ATPR7	SAP10AL/D	SAP13L/D	fenite	veins
SiO2 wt. %	45.03	57.94	60.41	44.5	46.68	50.19	54.83	42.36
TiO2	2.07	0.8	0.34	2.86	0.72	0.99	0.32	0.14
Al2O3	12.2	19.44	19.02	19.7	17.82	20.37	20.67	1.36
Fe2O3	1.9	3.2	2.65	5.15	5.36	4.25	2.4	5.9
FeO	10.15	1.3	1.45	2.74	3.52	1.5	0.5	
MnO	0.18	0.11	0.11	0.14	0.26	0.12	0.13	0.62
MgO	12.81	0.76	0.15	2.34	3.76	0.93	0.16	0.4
CaO	11.74	2.91	1.54	7.4	8.18	3.94	0.66	16.6
Na2O	1.89	5.17	6.68	11.56	8.9	10.69	11.2	1.76
K2O	0.47	6.55	5.59	3.05	2.58	4.39	4.1	0.04
P2O5	0.45	0.15	0.07	0.3		0.32	0.07	20.96
LoI*	0.08	1.83	1.92	0.15	2.1	2.27	4.39	5.5
TOTAL	98.97	100.16	99.93	99.89	99.86	99.96	99.43	95.64
Y ppm	<5	14	15	20	<5	14	12	1800
Zr	81	315	550	980	1100	1000	1450	633
Nb	27	125	93	455	165	435	385	160
Rb	6	145	150	90	46	135	96	11
Sr	505	575	225	670	600	960	560	4186
Ba	140	1100	850	1200	400	1400	970	16032
La	15	54.6	6714	87.4	33	64.6	56.3	4000
Ce	30	100	120	200	66	120	98	5700
Pr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<410
Nd	21	36	36	95	21	45	28	1170
Sm	4.3	5.9	5.9	19.4	6.2	9.2	4.9	11
Eu	2	2	2	5	2	3	1	178
Gd	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<200	<1000
Tb	<1	<1	<1	2	<1	1	<1	88
Dy	3	4	4	9	3	6	5	404
Ho	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	59
Er	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<480
Tm	<0.5	<0.5	<0.5	<5.8	<1.3	<2	<0.5	<5.2
Yb	0.8	1.8	2.4	2.6	2.6	1.8	2.1	115
Lu	0.2	0.3	0.4	0.5	0.7	0.4	0.4	11.5
Th	1.7	10	21	7.7	6.9	9.3	42	1750
U	<1	<1	4	3	7	2	20	<10
Sumatoria REE	92	235	257	462	148	273	214	13318

Figura# 14. Contenido de elementos traza y mayores de rocas seleccionadas en el Complejo alcalino, el Picacho(Elías Herrera, 1991)

SAMPLE	SAP-2	SAP-9	SAP-11	SAP-13	SAP-14	SAP-15	SAP-17	SAP-18	SAP-19
Y ppm	2300	840	1100	1600	2000	2200	1400	800	630
La	4000	5000	6000	7000	4000	6000	10000	7000	5000
Ce	6910	7590	8330	9840	6900	9050	12900	10200	6290
Pr	<440	<480	<540	<640	<880	<570	<980	<1200	<880
Nd	1340	1340 1890	1540	1540	1 150	1870	1940	2090	1570
Sm	643	609	771	850	642	711	1570	809	464
Eu	280	174	256 283	283	252	234	477	291	146
Gd	<1000	< 1000	< 1000	< 1000	<1000	<1000	<1000	<1000	<1000
Tb	157	65	102	130	134	122	190	69	54
Dy	277	315	317	446	898	772	278	284	203
Ho	110	16	17	76	91	73	23	15	10
Er	<280	<460	<520	<290	<420	<280	<350	<420	<200
Tm	<6.1	<4.3	< 5.9	<6.9	<6.2	<5.7	< 8.6	<5.5	<3.9
Yb	120	31	50.2	86.3	117	113	78.4	19	15
Lu	13	2.7	4.7	10	14.8	11.9	5.4	3.1	3.1
Th	2130	1630	2640	3000	2500	2340	2620	2600	1360
U	32	29	30	157	54	33	<22	54	28
Σ REE*	15317	16765	18597	21796	15580	20417	29610	21981	14603

Figura# 15. Concentraciones de tierras raras y otros elementos traza de muestras de canales seleccionados en vetas ricas de apatita (Elías Herrera, 1991)

Muestra	Pi66a	10*	11*	12*	13*							
Roca	Alvikita	Qz-R	Carb.	Carb.	Carb.							
Análisis	5.4-I	3.1-I	1.11-I	1.4-I	3.4-II	1.6-II	1.5-III	1-5-III	5.3-III			
SiO ₂	2.17	1.41	6.09	2.22	7.95	3	0.16	0.94	0.38	0.41	0.33	0.3
TiO ₂	0	0	0.09	0	0.15	0	0.79	0.34				
FeO	2.25	2.82	4.11	2.8	3.39	0	0.19	0.35				
MgO*	0	0	0	0	0	0	0	0				
CaO	15.08	16.97	16.62	18.64	1.91	1.2	3.01	3.12	0.29	0.48	0.27	0.6
Na ₂ O	0.11	0.1	0.14	0.08	0.12	0.03	0.11	0.08				
P ₂ O ₅	0.16	0	0	0.21	20.92	22.32	25.57					
SrO	1.62	1.64	1.47		0.06	0.16	5.66	5.41	0.5	0.37	0.61	0.8
Nb ₂ O ₅	0	0	0	0	0.05	0.14	0	0.06				
La ₂ O ₅	3.01	6.93	8.82	8.84	0	0.38	13.8	14.1	23.1	27.7	25.3	22.6
Ce ₂ O ₃	3.77	6.99	6.43	6.1	0.22	0.51	13.62	13.07	33.4	29.4	31.3	32.8
Pr ₂ O ₃												
Nd ₂ O ₃	3.69	2.49	2.16	3.77	0.15	0.31	5.36	4.21	7.8	5.6	7.1	7.81
Y ₂ O ₃	2.17	2.29	2.69	3.33	30.75	35.84	0.2	0.27				
ThO ₂	25.07	21.02	18.51	18.51	13.45	3.2	8.35	5.67				
F	2.54	2.55	3.77	3.15	0.2	0.8	0.61	0.69				
TOTAL	61.61	65.21	70.94	67.65	79.35	68.45	77.43	74.12	68.7	66.1	67.5	66.4

Si	1.22	0.76	2.67	1.1	1.98	0.99	0.05	0.27	0.24	0.26	0.21	0.19
Ti	0	0	0.03	0	0.03	0	0.17	0.07				
Fe	1.06	1.26	1.51	1.16	0.71	0	0.05	0.08				
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0				
Ca	9.1	9.74	7.81	9.86	0.52	0.36	0.92	0.96	0.19	0.33	0.18	0.41
Na	0.12	0.1	0.12	0.08	0.06	0.02	0.06	0.04				
P	0.08	0	0	0.09	4.41	5.23	6.16	6.25				
Sr	0.53	0.51	0.37		0.01	0	0.93	0.9	0.18	0.14	0.23	0.3
Nb	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0.01	0	0		0
La	0.63	1.37	1.03	1.1	0.02	0.05	1.42	1.49	5.32	6.6	5.94	5.38
Ce	0.78	1.37	1.03	1.1	0.02	0.05	1.42	1.37	7.64	6.95	7.29	7.74
Pr									0.73	0.49	0.6	0.35
Nd	0.74	0.48	0.34	0.66	0.01	0.03	0.54	0.43	1.74	1.29	1.61	1.8
Y	0.65	0.63	0.87	4.07	5.28	0.03	0.03	0.04				
Th	3.21	2.56	1.85	2.08	0.76	0.2	0.54	0.37				
TOTAL	18.11	18.8	17.79	18.61	12.58	12.24	12.31	12.27	16.1	16.1	16.1	16.2

Figura # 16. Geoquímica en las carbonatitas (Ramírez Fernández,2000).

En la tabla podemos ver la composición de las rocas muestreadas, los resultados se expresan en porcentajes, primero de óxidos y posteriormente por elementos; en ambas tablas se puede observar la abundancia de tierras raras, así como óxidos de calcio y de Silicio, lo cual resulta congruente con la litología estudiada.

CAPÍTULO 4

CAMPO GEOMAGNÉTICO Y AEROMAGNETOMETRÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

La ciencia del magnetismo inició a mediados del siglo XVII, el inglés William Gilbert fue uno de los primeros filósofos en realizar experimentos de Magnetismo, descubrió la magnetización por influencia y fue el primero en concluir que la tierra se comporta como un imán enorme. Su principal obra fue “De Magnete”, publicada en el año de 1600, es una compilación de todos los conocimientos ya existentes en el siglo XVI acerca del magnetismo, Gilbert en esta publicación dio a conocer el concepto de un campo geomagnético general con una orientación definida en cada lugar de la superficie terrestre.

Carl Friedrich Gauss unos de los grandes matemáticos en su época, desarrollo en el año de 1838 la expresión matemática para describir el campo magnético más utilizada y también fundo lo que hoy conocemos como la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy)

En 1870 los alemanes Thalen y Tiberg construyeron un magnetómetro para determinaciones relativas, rápidas y exactas de las intensidades horizontal y vertical de la declinación por medio de los métodos del seno y de la tangente.

El campo geomagnético puede ser alterado por la presencia de materiales magnetizables que se encuentren en las cercanías de la

superficie del subsuelo.

Sin embargo, dicho campo también se ve afectado por otros factores como las mareas lunares y solares, tormentas solares y fenómenos de tipo meteorológicos. Por ello, junto con las mediciones de campo se requiere de la medición simultánea del campo magnético en un punto fijo denominado estación base, que registrará las variaciones del magnetismo terrestre mientras se efectúen los trabajos. Luego de estas compensaciones, se obtendrá un mapa magnético del sector cuyas variaciones o anomalías representarán las zonas de interés.

Las adquisiciones de los datos magnéticos eran tomados desde la superficie, sin embargo en la actualidad se realizan mediante magnetómetros transportados en avión. De esta eficiente manera podemos investigar mayores extensiones de la superficie.

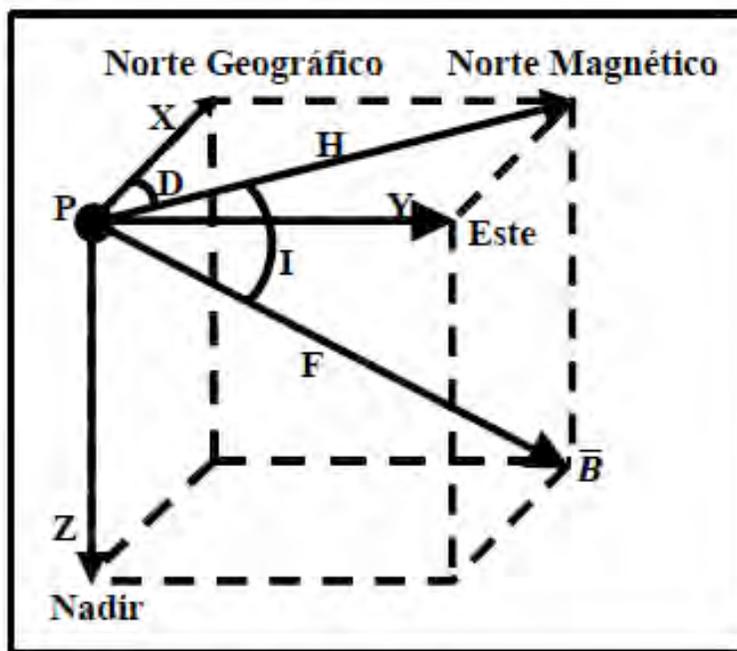
4.2.1. VECTOR DEL CAMPO MAGNÉTICO

El campo magnético de la tierra en cualquier punto es una cantidad vectorial es decir, posee magnitud y dirección. El vector de inducción magnética B se compone de siete elementos, cinco modulares y dos angulares. También lo podemos expresar en diferentes sistemas de coordenadas: Cartesiano, esférico y cilíndrico.

Para estudiar las componentes de intensidad del campo geomagnético es necesario tomar de referencia un punto de la superficie de la tierra, $[X Y Z]$. La dirección X es la proyección del vector B sobre un eje en la dirección y sentido al norte geográfico. La dirección Y es la proyección del vector B sobre un eje con dirección y

sentido al Este. La dirección Z, es la proyección del vector B sobre un eje vertical con dirección y sentido al nadir. La intensidad total del campo magnético F , es el modulo del vector B, la componente horizontal de la componente del campo magnético es H , la cual señala al norte magnético y tiene una desviación D , con respecto al norte geográfico, a esta desviación se la llama declinación Magnética, el ángulo formado por la intensidad del campo magnético F y la horizontal H , es la inclinación magnética y se representa con la letra I .

Las relaciones geométricas entre las componentes del vector del campo geomagnético son la siguientes:



Figura# 17. Relaciones geométricas entre las componentes del vector magnético

4.2.2. DEFINICIÓN DE CAMPO MAGNÉTICO

El campo magnético que medimos en la superficie terrestre es la interacción de varios campos magnéticos y lo podemos expresarse de la siguiente forma:

$$B_t = B_i + B_r + B_c + B_e$$

donde:

B_t = Campo magnético medido en la superficie

B_i = Campo magnético interno

B_r = Campo residual asociado a dipolos magnéticos superficiales

B_c = Campo cortical ocasionado por cuerpos anómalos

B_e = Campo magnético externo a la tierra variable en el tiempo

El campo magnético principal que es la suma del campo magnético interno y el campo residual, lo podemos calcular a partir del análisis de armónicos esféricos, que desarrollo Gauss en 1938.

El campo magnético puede ser obtenido a partir de un gradiente negativo de una función potencial escalar V :

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \dots 4.1$$

pero Maxwell establece que no hay fuentes monopulares libres entonces:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \dots 4.2$$

Sustituyendo la ecuación 4.1 en 4.2 se obtiene la ecuación de Laplace

$$\nabla \cdot \nabla V = \nabla^2 V = 0 \quad \dots 4.3$$

la cual es válida para una superficie esférica a través de la cual la corriente no fluye.

Expresando la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas tenemos que:

$$\left(\frac{\partial}{\partial r} \right) \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \left(\frac{1}{\sin \theta} \right) \left(\frac{\partial}{\partial \theta} \right) \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) - \left(\frac{1}{\sin^2 \theta} \right) \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} \right) \dots 4.4$$

donde r , θ y φ son las coordenadas geográficas referidas al centro de la tierra y corresponden a la distancia radial, colatitud y longitud.

La solución a la ecuación 4.4 es el producto de tres expresiones diferentes, para r , θ y φ .

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^m \right] \dots 4.5$$

donde a es el radio de la tierra y n va de 1 hasta un número grande., en esta expresión podemos distinguir dos series principales la primera conformado por los términos r^n , estos crecen conforme r sea más grande., el incremento en la dirección de r implica que se aproxima a la fuente de un campo externo. Estos términos son llamados términos de fuente externa de la función potencial V , se les denota con un superíndice “e” a las funciones S_n^e .

Para la segunda serie se observa lo contrario, pues al disminuir r , los términos $1/r^n$ se vuelven cada vez más grandes, por lo tanto podemos concluir que significa que se está aproximando la fuente de un campo interno en dirección del decremento de r . Debido al decremento estos términos son llamados términos de fuente interna de la función potencial V_n , y se denotan por el superíndice “m” a las funciones S_n^m .

Los términos $S(\theta, \varphi)$ representan grupos de una clase especial de funciones llamadas Polinomios de Legendre, $P_n^m(\theta)$.

Cuando V es determinado a partir del campo de mediciones del campo magnético terrestre, la contribución mayor es la parte interna (V_i), describiendo dicha parte en polinomios de Legendre da como resultado:

$$V_i = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n-1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\theta) \dots 4.6$$

Esta ecuación es conocida como la expresión del potencial escalar interno donde h_n^m y g_n^m son los coeficientes de Gauss y P_n^m es la representación de los polinomios de Legendre, si la sustituimos la ecuación 4.6 en la ecuación 4.1 obtenemos las componentes de B

$$B_x = -B_\theta$$
$$B_x = \left(\frac{1}{r}\right)\left(\frac{\partial V}{\partial r}\right)$$

$$B_y = B_\phi$$
$$B_y = -\left(\frac{1}{r \cdot \sin\theta}\right)\left(\frac{\partial V}{\partial \phi}\right)$$

$$B_z = -B_r$$
$$B_z = \left(\frac{\partial V}{\partial r}\right)$$

4.2.3. VARIACIONES ESPACIALES Y TEMPORALES DEL CAMPO MAGNÉTICO

Las mediciones continuas realizadas en el mismo lugar permiten detectar variaciones o cambios que sufre el campo geomagnético en el tiempo. Estas variaciones son atribuidas a el Campo magnético externo a la tierra (B_e).

La variación diurna es la mas constante de todas las variaciones que presenta el campo geomagnético. Esta relacionada directamente con la actividad solar, la conductividad en la ionosfera y la latitud geográfica. Se observa en un periodo fundamental igual al periodo de rotación de la Tierra sobre su propio eje, aproximadamente 24 horas, es decir, un día solar. Dependiendo del grado de perturbación geomagnética, la variación diurna presenta diferentes patrones de comportamiento. Las variaciones que ocurren en días sin perturbaciones geomagnéticas y que presentan patrones inconfundibles con periodos de 24 horas son llamados periodos geomagnéticamente quietos y la variación es conocida como Variación Solar Diurna para Días Calmados (Galicia, 1994). En el otro extremo se presentan periodos magnéticamente perturbados y la variación es denominada como Perturbación Solar Diurna.

La variación lunar tiene una componente fundamental con un periodo de 24 horas y 50 minutos aproximadamente. Ese periodo se asocia con la translación de la luna alrededor de la Tierra. Sin embargo, esta variación es tan pequeña que comparada con la variación solar diurna

solo representa una mínima parte (Parkinson, 1983).

La variación secular se relaciona directamente con los ligeros cambios que sufre el campo geomagnético en dirección e intensidad en el transcurso del tiempo.

El campo geomagnético no solo varia con el tiempo si no también se observan cambios significativos de un lugar a otro. Desde finales del siglo XVII, Halley comenzó el estudio de la variación de la declinación con respecto a la latitud y e 1700 publico una carta con líneas de igual declinación del océano atlántico basada en sus propias observaciones. Sin embargo aunque fueron de gran ayuda para la navegación, estas no resolvieron el problema de la determinación de la longitud pues a medir la declinación en el mar resultaba impráctico e impreciso (Malin, 1987)

En la actualidad gracias a los avances tecnológicos, las mediciones se han facilitado y es posible registrar la variación de las componentes del campo geomagnético con respecto a su ubicación geográfica. Dichos registros se denominan cartas magnéticas y representan líneas de igual variación. De acuerdo a la componente se denominan:

- Isoclínicas: contornos de igual inclinación
- Isodinámicas: contornos de igual intensidad de las componentes F,H,X,Y y Z
- Isógonas: contornos de igual declinación
- Isopólicas: contornos de igual variación secular de una componente del campo

Gracias a la elaboración de estas cartas, es posible observar la distribución de estos valores que adoptan cada una de las componentes del campo geomagnético en el espacio y el tiempo por ejemplo la intensidad total es mas grande en los polos magnéticos que en el Ecuador (Campbell, 1997)

4.2.4. IGRF

El campo geomagnético Internacional de referencia (IGRF, por sus siglas en ingles) es un modelo global del campo magnético principal y su variación secular fundamentado en la ecuación de Laplace con el método de armónicos esféricos y contempla dentro de sus términos la variación que sufre el campo a lo largo del tiempo, denominada variación secular. En su elaboración se requieren diversos juegos de información que permiten observar las características del campo en la superficie del planeta(Muñiz 1997)

La Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) desarrolla y perfecciona cada 5 años el valor del campo magnético en un determinado lugar. Cada modelo consiste en un conjunto de coeficientes armónicos de Gauss g_n^m y h_n^m , los cuales se utilizan la función truncada de la expansión de armónicos esféricos de la función potencial geomagnética para fuentes de origen interno:

$$V_i = a \sum_{n=1}^N \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \text{sen}(m\phi)] P_n^m(\theta)$$

Donde a es el radio de la tierra r , θ y ϕ son las coordenadas esféricas geocéntricas, una expansión de 120 coeficientes $N=10$ es suficiente para producir modelos del campo principal con un buen grado de exactitud.

4.2.5. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética, es la relación existente entre el campo magnético y la magnetización de la sustancia. Un cuerpo situado en un campo magnético adquiere una magnetización que es proporcional al campo:

$$M = kH$$

Donde k es la susceptibilidad de la sustancia, que suele ser muy pequeña para la mayoría de los materiales, e incluso negativa.

Todos los materiales pueden ser clasificados en tres principales grupos (Telford et al, 1976) de acuerdo a su comportamiento magnético: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, aunque ésta última categoría incluye otras subdivisiones:

- a) Diamagnetismo: un material es diamagnético cuando su susceptibilidad magnética es 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.

- b) Paramagnetismo: Por definición, todos los materiales que no son diamagnéticos, son paramagnéticos. En un material paramagnético cada átomo o molécula tiene un momento magnético neto en un campo externo nulo.
- c) Ferromagnetismo: Son materiales en los que la interacción entre átomos y grupos de átomos es tan fuerte que existe un alineamiento de momentos dentro de una región muy grande del material.

Susceptibilidad Magnética (SI)				
Roca	J.J. Milson	E. S. Robinson	D.S. Parasnis	W. M. Telford
ROCAS ÍGNEAS				
Basalto	0.001-0.1	0.00002-0.0145	0.0015-0.025	0.00002-0.0145
Ridita	0.00025-0.01	0.00002-0.003		0.00002-0.003
Gabro	0.001-0.1	0.00008-0.0072	0.0038-0.09	0.00008-0.0072
Granito s/m*	0.00001-0.000065	0-0.004		0-0.004
Granito c/m**	0.000025-0.05			
Pórfido		0.00002-0.0167		0.00002-0.0167
Diorita		0.00005-0.01		0.00005-0.01
Andesita		0.0135		0.0135
Sienita				0.0027-0.0036

Figura# 18. Tabla de susceptibilidades magnéticas (Marizol Escorsa, 2010)

4.3. AEROMAGNETOMETRÍA

La exploración aeromagnética, se realiza mediante el uso de un helicóptero o avión los cuales traen consigo un sensor magnético con el cual mide la intensidad del campo magnético, excepto su dirección, el avión requiere volar de forma continua y en una dirección, misma altura y separación constante.

En un levantamiento aeromagnético por lo general el avión vuela por líneas paralelas que son llamadas líneas de vuelo y por líneas perpendiculares que son llamadas líneas de amarre.

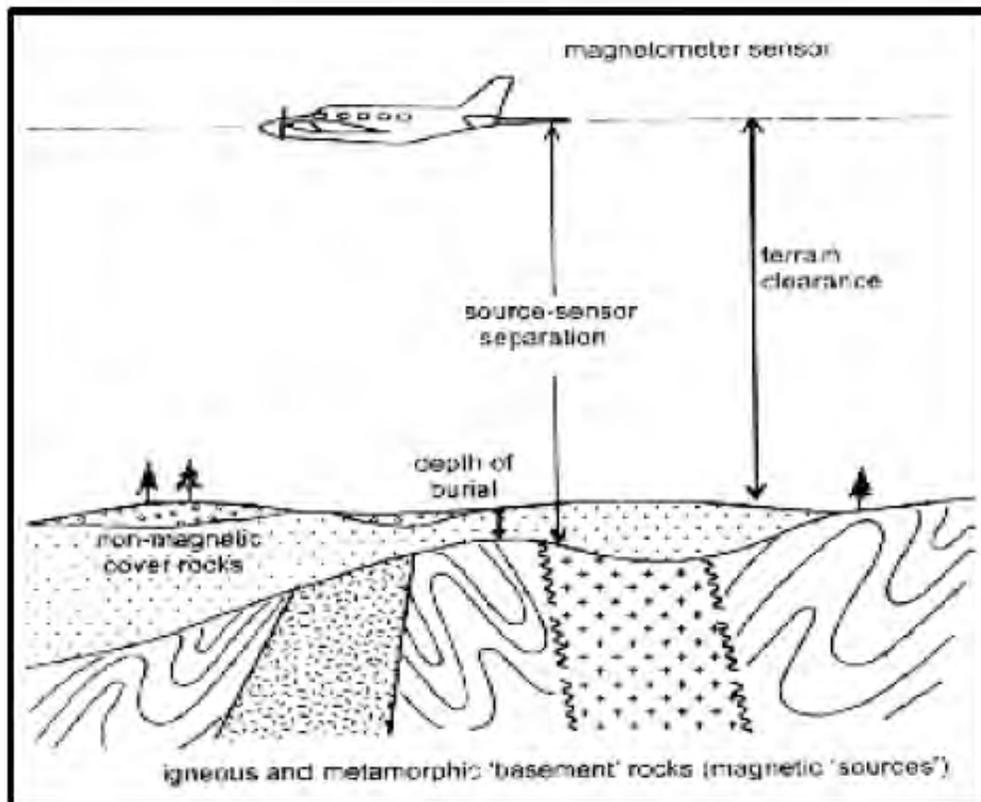
El distanciamiento entre las líneas de vuelo depende básicamente del objetivo de investigación, adoptándose una distancia superior a la mitad de profundidad a la que se encuentra la estructura geológica que se desea estudiar.

La orientación de las líneas de vuelo puede ser importante. Si la tectónica de la zona es conocida o si se dispone de levantamientos anteriores menos detallados, las líneas de vuelo se orientan aproximadamente perpendiculares a la tendencia magnética. Desviaciones respecto de la óptima inferiores a 30° no suelen causar grandes problemas, sin embargo, cuando las líneas de vuelo forman menos de 45° con el "strike" tectónico, se necesitan grandes correcciones en los cálculos de la profundidad y la precisión se deteriora (Netleton, 1973).

En la exploración de áreas extensas, donde únicamente se desea un reconocimiento preliminar, se procede a volar en bandas de dos o tres líneas de vuelo, con el espaciado normal del levantamiento y con una separación entre dichas bandas comprendidas entre 40 y 80 Km. Esta solución da un resultado mejor que el que se obtendría distribuyendo de forma uniforme sobre el área de estudio el total del recorrido. Esto

se debe a que los datos obtenidos dentro de cada una de tales bandas permiten definir de forma suficiente las líneas de nivel del campo magnético para estimar la dirección del strike y, como consecuencia de ello, conseguir que los cálculos de la profundidad sean de una precisión adecuada (Netleton, 1973).

Cuando el objetivo del levantamiento es la búsqueda de yacimientos minerales se vuela paralelamente a la superficie del terreno y en este caso, la altitud radiométrica será constante. Sin embargo, en este último caso es necesario tomar algunas precauciones, ya que cuando el relieve topográfico es accidentado, los movimientos bruscos del avión contribuyen al nivel general de ruido, debido a la variación de la orientación relativa entre el sensor y la superficie del terreno (Lynam, 1986).



Figura# 19. Representación de la toma de magnéticos

De igual modo que ocurre en el resto de los métodos de exploración geofísica, los levantamientos aeromagnéticos y los levantamientos terrestres posee ventajas e inconvenientes y por lo tanto, el procedimiento más adecuado para una región o aplicación puede no serlo para otra. Balseley ha resumido las ventajas e inconvenientes de ambos métodos en los siguientes puntos (Balseley, 1952)

Ventajas:

- 1) La ventaja más evidente del método aeromagnético es la rapidez y la reducción de personal contratado.
- 2) Debido a la ventaja anterior, el coste es menor que el de un levantamiento terrestre equivalente, siempre que el área sea lo suficientemente extensa como para justificar los gastos.
- 3) Un levantamiento aeromagnético puede realizarse sobre agua o terrenos inaccesibles para las operaciones de tierra.
- 4) Los efectos de la deriva instrumental y de la variación diurna quedan, en general, reducidos al mínimo, debido a la velocidad con que se realiza el trabajo.
- 5) Debido a la altitud a la que vuela el avión, los campos magnéticos artificiales producidos afectan mínimamente a los registros, mientras que estas fuentes interfieren continuamente cuando los datos se toman en tierra.
- 6) Análogamente, los efectos producidos por fuentes geológicas

que se hallan en la superficie o a poca profundidad, interfieren de forma mínima en el reconocimiento de las anomalías debidas a fuentes profundas, pudiéndose variar la altitud del vuelo para lograr una discriminación máxima.

- 7) La regularidad de los datos permite un mejor uso de los métodos analíticos de procesamiento e interpretación.

Inconvenientes:

- 1) La precisión del resultado del trabajo está siempre limitada por la exactitud del mapa al que se transcriben los datos magnéticos. La cartografía existente de algunas zonas puede, ser incompleta o demasiado inexacta para poder situar sobre ella los datos magnéticos. Sin embargo, cuando en estas zonas se llevan exploraciones terrestres, el levantamiento topográfico necesario puede realizarse al mismo tiempo que las medidas magnéticas.
- 2) El coste mínimo de un levantamiento aeromagnético es elevado debido a uso de aviones.

4.4. ADQUISICIÓN DE LOS DATOS

La carta magnética de Campo Total (Figura 15), contiene la información de los vuelos realizados por el Servicio Geológico Mexicano con un avión ISLANDER BN2-A21, utilizando un magnetómetro Geometrics G-822A.

El vuelo se realizó a 300[m] de altura constante sobre el nivel del terreno, con línea de exploración de rumbo N-S y separación de 1000 [m]. Distancia entre líneas de control de 10 000 [m] con una orientación E-W.

4.5. PREPROCESAMIENTO DE LOS DATOS

- Corrección por variación diurna

Una corrección tiene que hacerse para tomar en cuenta las variaciones temporales del campo geomagnético que son causadas principalmente por radiación electromagnética y por partículas provenientes del sol que perturban la ionosfera y por lo tanto al campo geomagnético y no están asociadas con depósitos geológicos, se le conoce como variación diurna. La variación diurna se corrige repitiendo la medición de la variación de la intensidad total en una estación base en intervalos de tiempo regulares desde el principio hasta el fin de la campaña de medición. Los valores medidos en la estación base se presentan en función del tiempo, que permite calcular el valor de corrección correspondiente a cada medición en una estación de observación. Los valores reducidos se presentan en perfiles y/o mapas. Los valores medidos en la estación base se

representan en función del tiempo, que permite calcular el valor de corrección correspondiente a cada medición en una observación del levantamiento magnético mediante una sencilla sustracción (Geometrics Inc., 1995).

Para la corrección por variación diurna es necesario contar con un sensor magnético, cerca al área de estudio donde la señal no se vea perturbada por factores antropogénicos.

Se hace un ajuste por mínimos cuadrados para obtener la ecuación de la curva de tendencia de los datos magnéticos registrados en la base. La curva obtenida es nombrada base teórica. Una vez que se conoce la ecuación matemática de la base teórica, se calculan los valores para dicha base en instantes coincidentes con la adquisición aérea. La diferencia entre la base magnética real y la línea de tendencia es restada a los datos para realizar la corrección por variación diurna.

- Sustracción del campo geomagnético internacional de referencia (IGRF, 2000)

La corrección por IGRF es la resta del valor del campo geomagnético teórico a los datos corregidos por variación diurna. Como resultado de esta sustracción nos queda un mapa de anomalía de campo total.

- Nivelación usando líneas de amarre

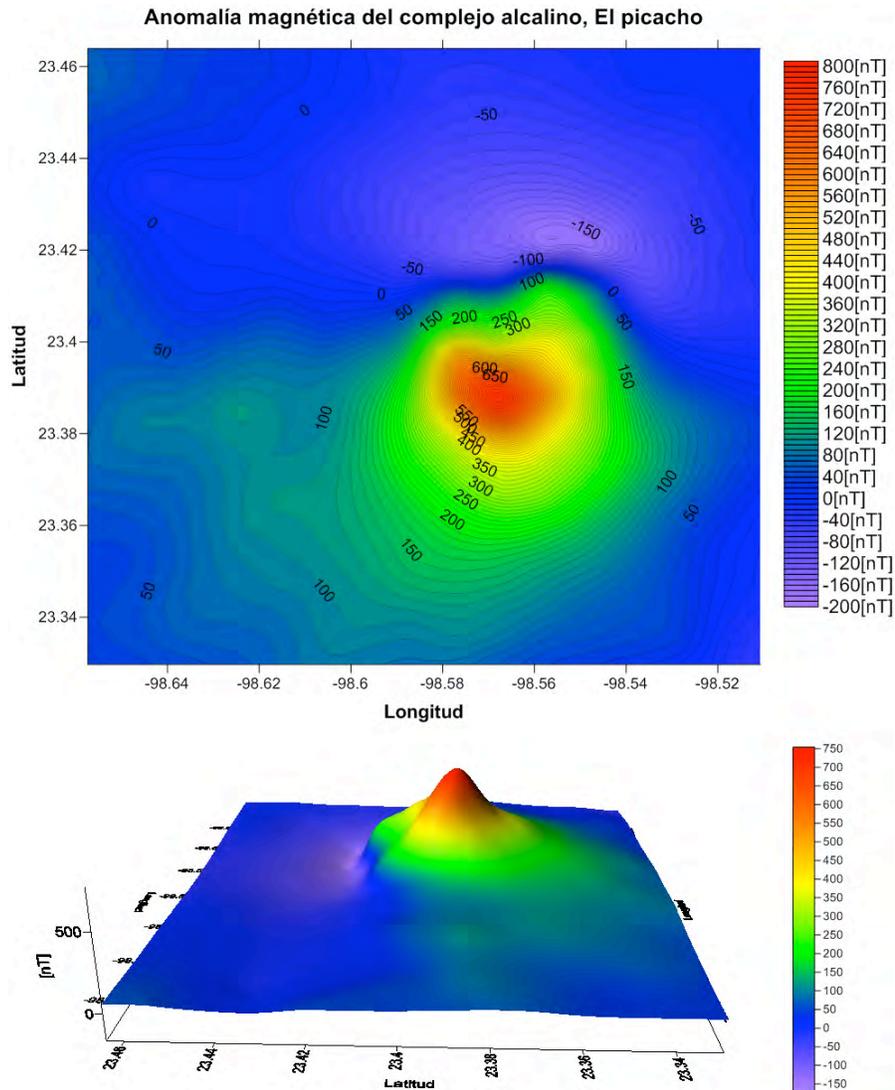
El objetivo por corrección de líneas de amarre es la mejora en la definición de las anomalías en cuanto a la forma y dimensiones.

- Micronivelación

La micronivelación son una serie de procesos que se realizan para remover variaciones muy pequeñas (<1 [nT]) entre líneas de vuelo debido a una remoción imperfecta del efecto de variación diurna e incertidumbres asociadas a la altitud del vuelo. Existen diversos métodos para aplicar la corrección por micronivelación Minty (1991) y Mogren (2009).

4.6. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Al siguiente mapa magnético de campo total se le aplicó todo el preprocesamiento descrito anteriormente.



Figura# 18. Anomalia de campo total. Esta imagen se obtuvo remuestreando la anomalía original, en Surfer, una vez terminado se creó una malla con la interpolación kriging. Se observa un dipolo magnético con orientación N-S, cuyo valor máximo es de 750 [nT] y valor mínimo es de -170 [nT].

I. Compensación por campo geomagnético y magnetización no vertical (Reducción al Polo).

Las anomalías gravimétricas suelen situarse justo encima de la fuente, pero en magnetometría no sucede lo mismo., debido a la influencia del vector de campo magnético y del campo magnético en los sitios del levantamiento ,influyen en la forma y tamaño de la anomalía. Ya que como estos vectores no están verticales se forman anomalías magnéticas asimétricas cuyos centros se pueden localizar lejos de la fuente que los produce.

Las anomalías magnéticas son caracterizadas por un dipolo, una parte positiva y otra parte negativa. Al aplicar el filtro de reducción al polo esperamos obtener anomalías monopolares directamente sobre la fuente que los produce y además que sean simétricas.

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. Así, las anomalías magnéticas serán reubicadas sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas (Bevan, 2006).

Para realizar la reducción al polo debemos considerar los siguientes parámetros:

p = números de onda en la dirección x

q = números de onda en la dirección y

$k=(p^2+q^2)^{1/2}$ = números de onda radiales

I = inclinación[rad] ; D = declinación[rad]

$\alpha = \cos(I)\cos(D)$; $\beta = \cos(I)\sin(D)$; $\gamma = \sin(I)$

El método fue propuesto por Baranov en 1957 y lo definió de la siguiente manera:

$$FRTP(p, q) = \frac{k^2}{\left[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2} \right] \left[ip\alpha_M + iq\beta_M + \gamma_M\sqrt{p^2 + q^2} \right]}$$

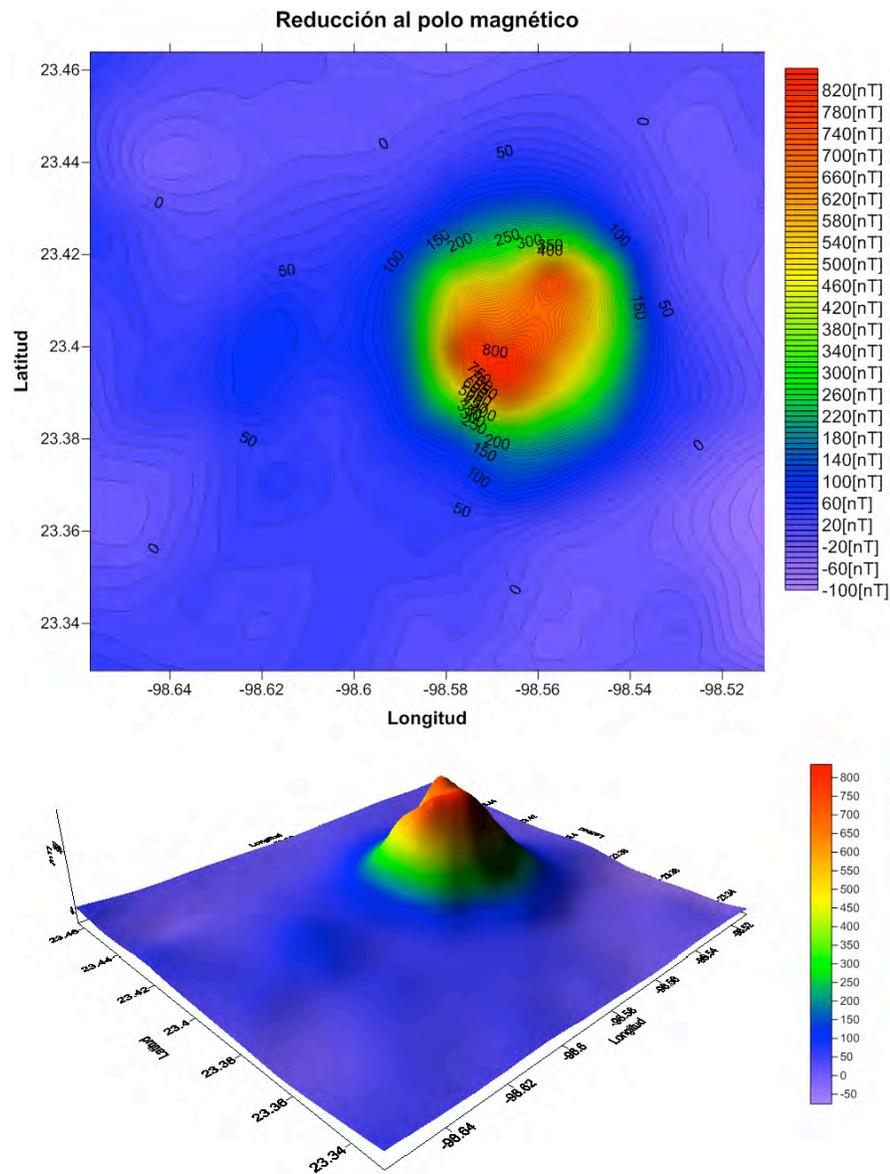
Esta es la función de transferencia del filtro de reducción al polo en el dominio del número de onda, cuando el vector de magnetización de la fuente y el vector de magnetización de campo no son paralelos.

Cuando no se tiene información de las rocas en el área prospectada, se puede asumir que el vector de magnetización del cuerpo y el vector de magnetización de campo son paralelos, con lo cual la fórmula se simplifica y queda de la siguiente manera:

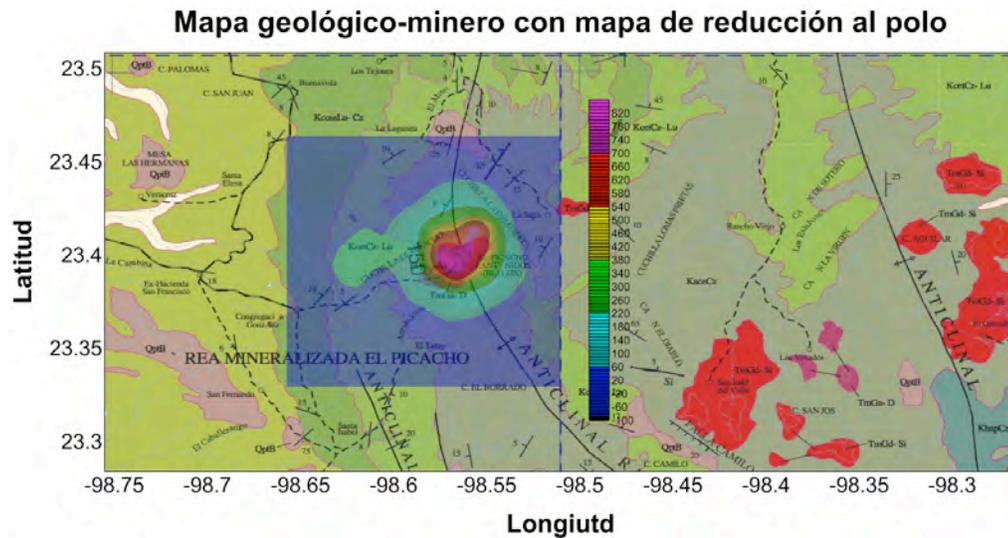
$$FRTP(p, q) = \frac{k^2}{\left[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2} \right]^2}$$

Función de transferencia para el filtro de reducción al polo bajo la condición que el vector de campo B es paralelo al vector de magnetización de las anomalías

Para la carta magnética F14-B32, fue levantada con una inclinación de $I = 52^{\circ}19'$ y una declinación de $D = 06^{\circ}10'$.



Figura# 21. Reducción al polo magnético. La reducción al polo magnético modifico un poco el rango de valores ahora se observa un máximo de 830[nT] localizado justo por encima de la parte central del complejo alcalino. La reducción al polo quito por completo la anomalía dipolar Todas las siguientes imágenes presentadas se aplicaron sobre la malla de reducción al polo magnético



Figura# 22. Mapa geológico minero con mapa de reducción al polo magnético sobre puesto., la anomalía magnética reducida al polo es casi coincidente con la parte que aflora del intrusivo alcalino el Picacho, son rocas ígneas gabroicas y rocas alcalinas.

II. Filtros de realce de fuentes someras

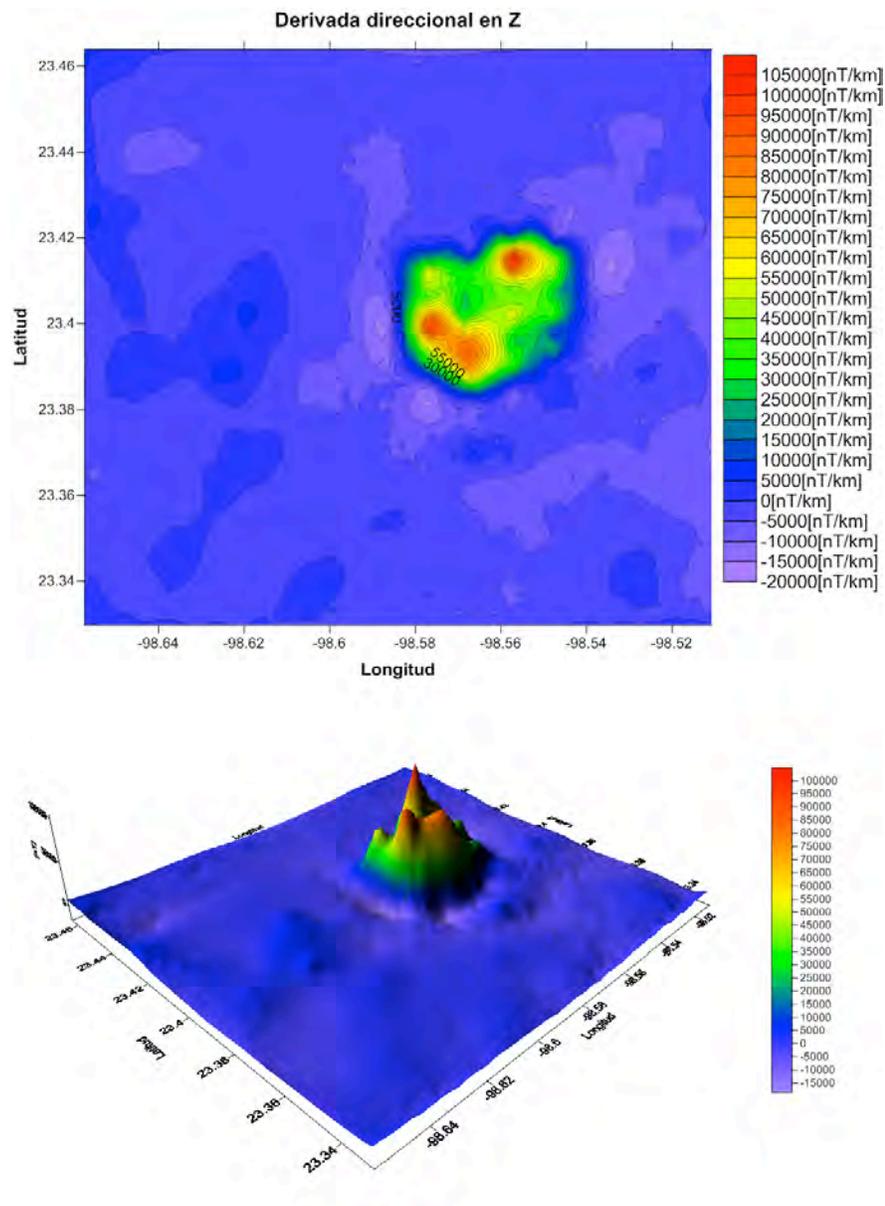
a) Primera derivada vertical.

La derivada vertical Z solo se puede calcular en el dominio del numero de onda

$$\text{Si } \mathfrak{F}\{f(x, y)\} = F(p, q)$$

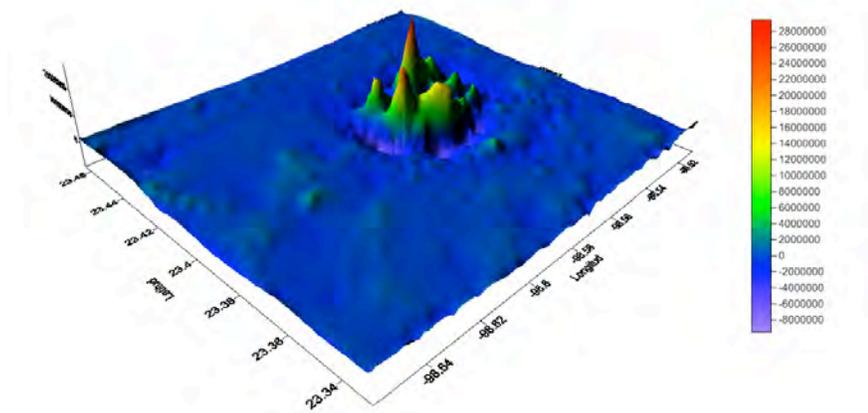
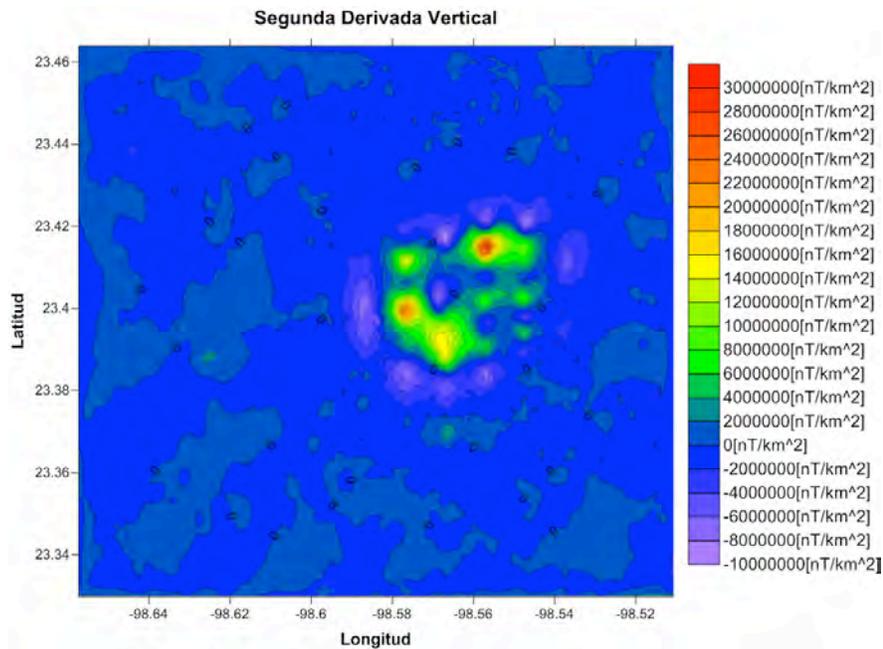
$$\text{Entonces } \mathfrak{F}\left\{\frac{\partial^n}{\partial z^n} f(x, y)\right\} = k^n \cdot F(p, q)$$

$$\text{Por lo tanto } \frac{\partial^n}{\partial z^n} f(x, y) = \mathfrak{F}^{-1}\{k^n \cdot F(p, q)\}$$
$$k = \sqrt{p^2 + q^2}$$



Figura# 23. Primera derivada vertical. Se aplica para resaltar anomalías de corta longitud de onda provocadas por fuentes someras, en la anomalía se observa gran aporte de fuentes someras, en la parte central del complejo se localiza el máximo valor.

b) Segunda derivada vertical.



Figura# 24. Segunda derivada vertical. Tiende a enfatizar las estructuras más pequeñas y más someras a expensas de las grandes estructuras regionales, para quitarle el ruido asociado a las altas frecuencias se le aplico un filtro pasabajas. El valor más alto se encuentra sobre el intrusivo.

III. Procesos para realce de bordes o delimitación de fuentes en planta.

a) Derivada direccional en X y Y

Para calcular los gradientes en la anomalías se puede realizar en el dominio espacial y en el dominio numero de onda.

En el dominio espacial, se calculan a partir de las diferencias finitas, es común utilizar esquemas centrados de segundo orden.

$$\frac{d}{dx} \delta(x, y) = \frac{f(x + \Delta x, y) - f(x - \Delta x, y)}{2\Delta x}$$

$$\frac{d}{dy} \delta(x, y) = \frac{f(y + \Delta y, x) - f(y - \Delta y, x)}{2\Delta y}$$

Para el dominio del número de onda, se utiliza la propiedad de diferenciación de la transformada de Fourier.

$$\text{Si } \mathfrak{F}\{\delta(x, y)\} = \Delta F(p, q)$$

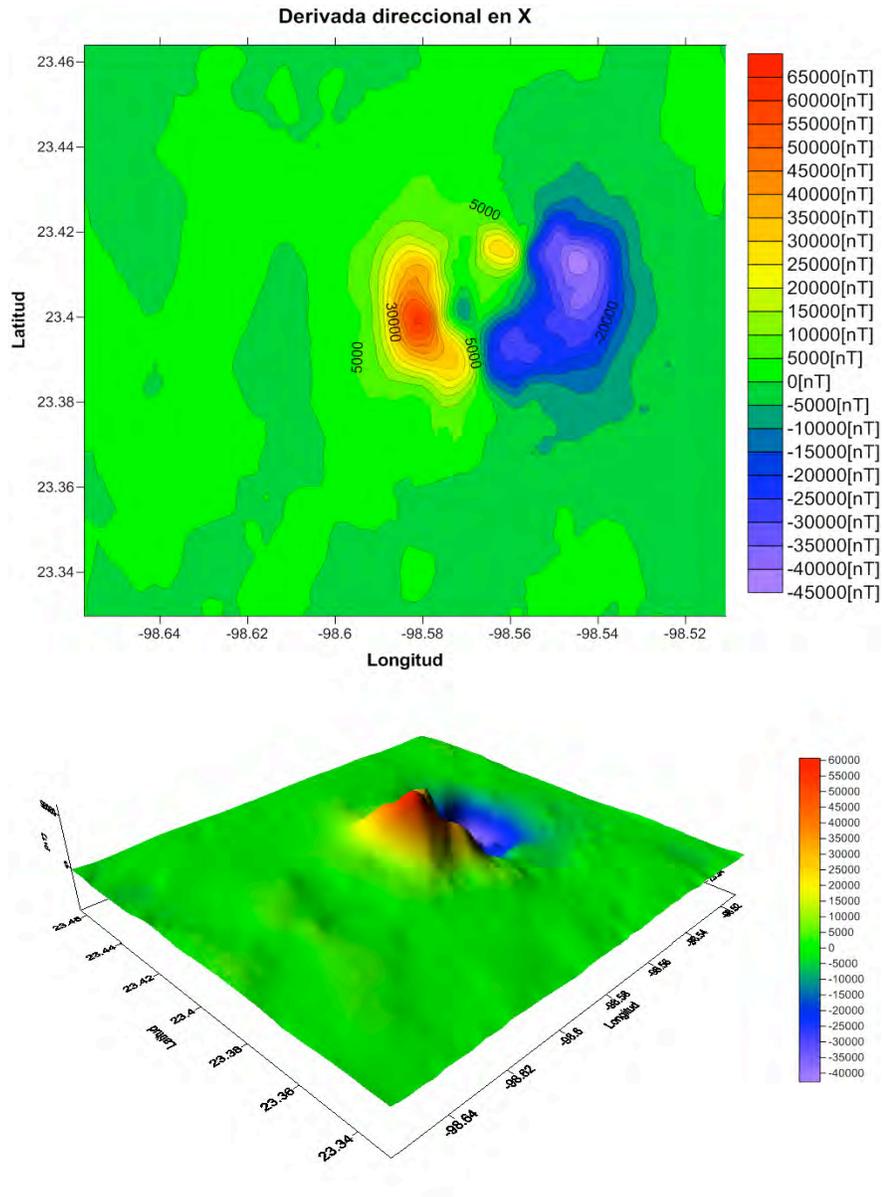
$$\text{Entonces: } \mathfrak{F}\left\{\frac{\partial^n}{\partial x^n} \delta(x, y)\right\} = (ip)^n \cdot \Delta F(p, q)$$

$$\text{Donde } p = 2\pi k_x \text{ es el número de onda en dirección X}$$

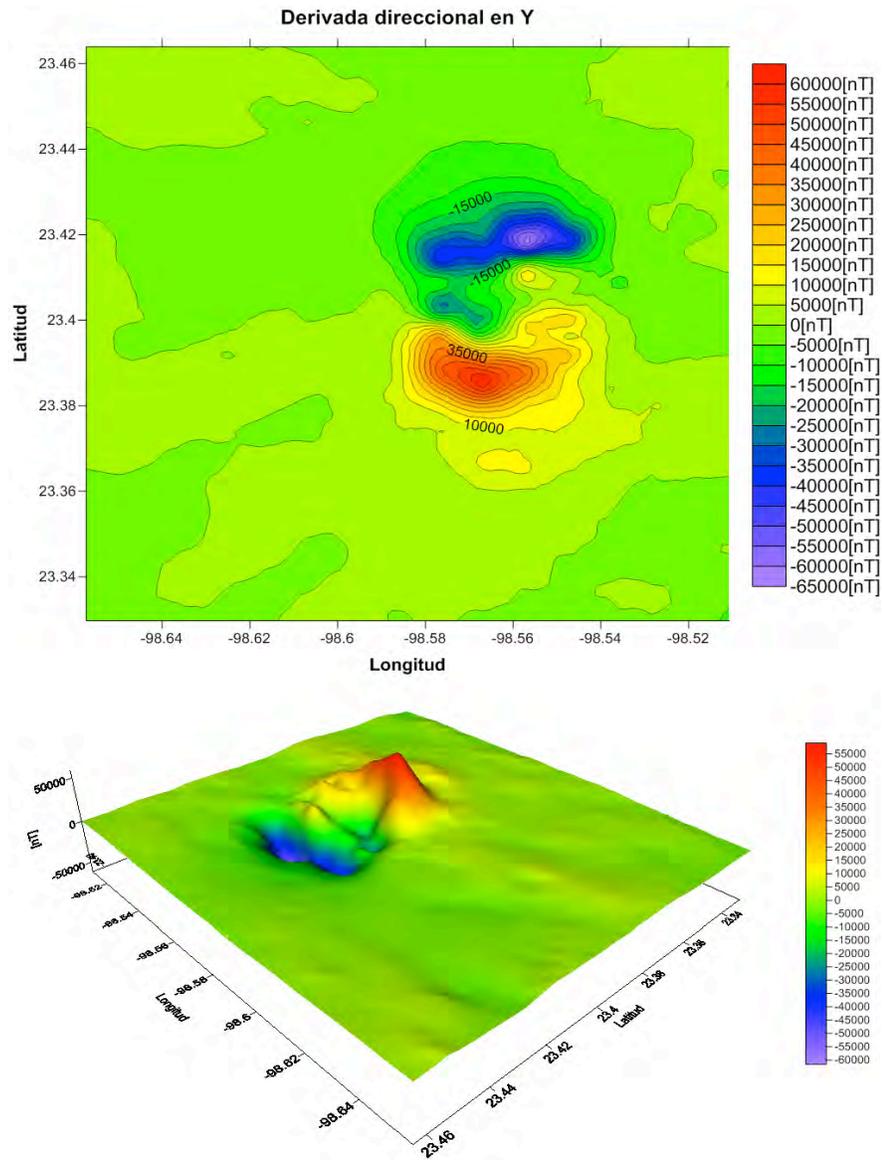
$$q = 2\pi k_y \text{ es el número de onda en dirección y}$$

$$\frac{\partial^n}{\partial x^n} \delta f(x, y) = \mathfrak{F}^{-1}\{(ip)^n \cdot \Delta F(p, q)\}$$

$$\frac{\partial^n}{\partial y^n} \delta f(x, y) = \mathfrak{F}^{-1}\{(iq)^n \cdot \Delta F(p, q)\}$$



Figura# 25. Derivada direccional en X. Los valores máximos son coincidentes con el contacto de sienitas con la caliza en la dirección Oeste-Este.



Figura# 26. Derivada direccional en Y.. Los valores máximos y mínimos son coincidentes con el contacto de Gabro con la Caliza en la dirección Norte-Sur.

b) Gradiente Horizontal

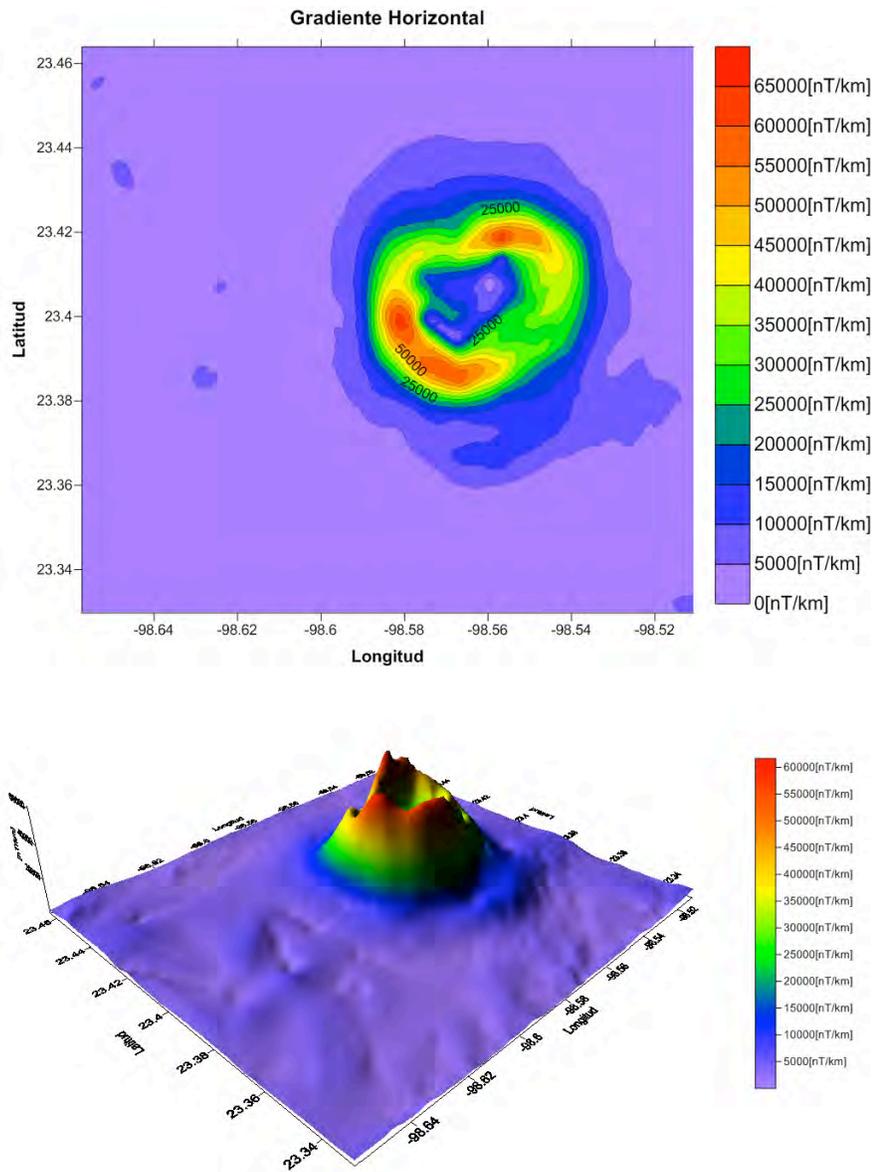
El gradiente horizontal es un método que se utiliza para amplificar rasgos relacionados con los bordes laterales de fuentes de campos potenciales, ya que estos pueden estar relacionados con estructuras en las que se involucren cambios considerables de densidad o magnetización como fallas o diques. Este proceso se aplica tanto en datos adquiridos sobre perfiles, como en datos pertenecientes a la malla de lecturas y es atribuido a Cordell (1979).

El gradiente horizontal tiende a exhibir sus máximos directamente sobre los bordes de las fuentes causantes de las anomalías, a través de la formación de crestas angostas sobre los contrastes abruptos de densidad o magnetización, por lo que puede ser utilizado para aproximar bordes en planta cuando se aplica a una malla de datos (Blakely, 1986). Sin embargo su uso debe realizarse con precaución, ya que estos máximos no se ubicarán directamente sobre los límites de las estructuras cuando los contactos no sean verticales o semiverticales, cuando se tengan varios contactos muy cercanos y la superficie de observación sea ondulada (Li, 2006).

El gradiente horizontal aplicado a una malla $\delta(x,y)$, se define:

$$h(x,y) = \sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x} \delta(x,y)\right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} \delta(x,y)\right]^2}$$

Donde $\frac{\partial}{\partial x} \delta(x,y)$ y $\frac{\partial}{\partial y} \delta(x,y)$ son las mallas de derivadas direccionales en X y Y de la anomalía magnética $\delta(x,y)$



Figura# 27. Gradiente Horizontal. Los máximos valores generados por el gradiente horizontal corresponden a los contactos caliza-gabro y sienita-caliza, entre las unidades ígneas no hace distinción el gradiente horizontal.

c) Señal Analítica

Nabighian (1972), establece que la señal analítica de un campo potencial está dada por :

$$A(x) = \varphi_x(x) + i\varphi_y(x)$$

$\varphi_x(x)$ = Campo potencial magnético

φ_x, φ_y = Derivadas horizontales

Y el módulo de esta señal compleja será :

$$|A(x)| = \sqrt{\varphi_x^2 + \varphi_y^2}$$

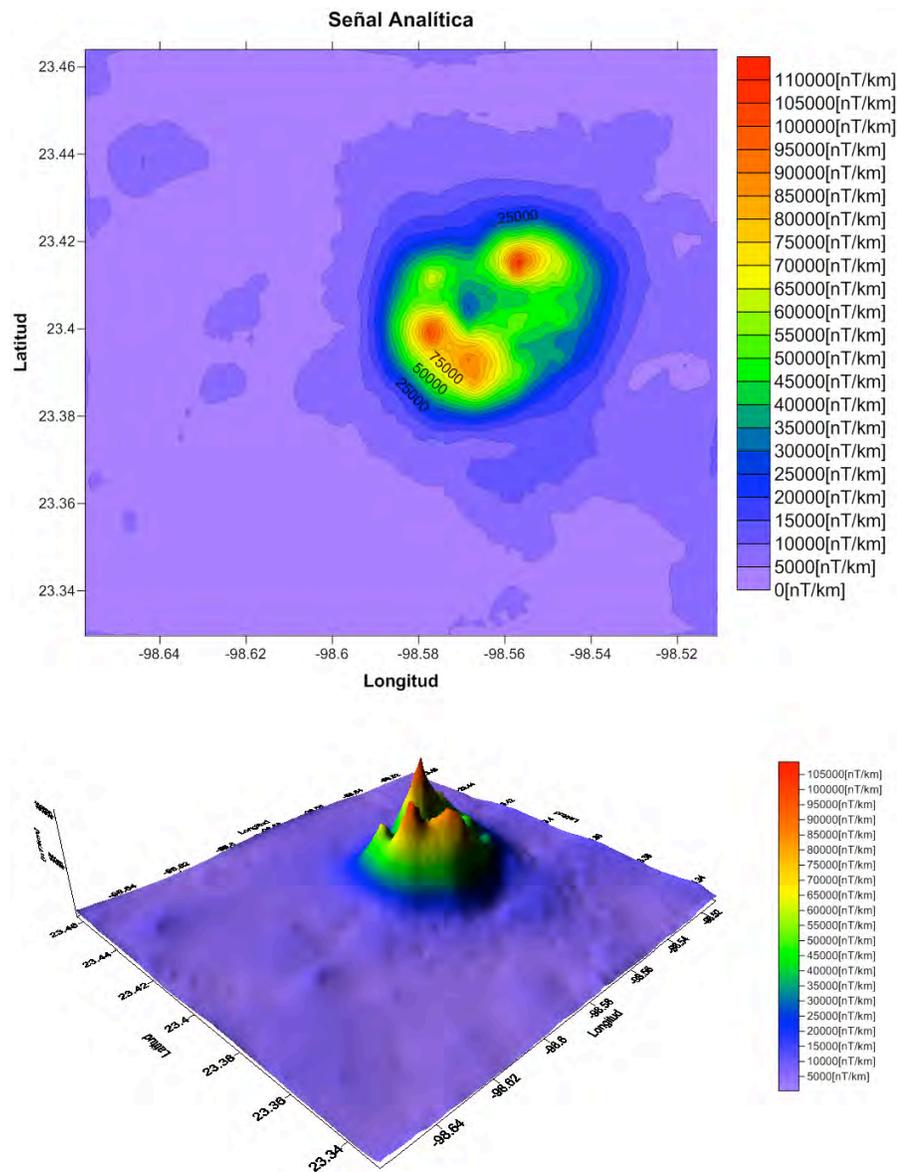
$|A(x)|$ es el módulo de la señal analítica 2D

Para el caso 3D Nabighian establece que:

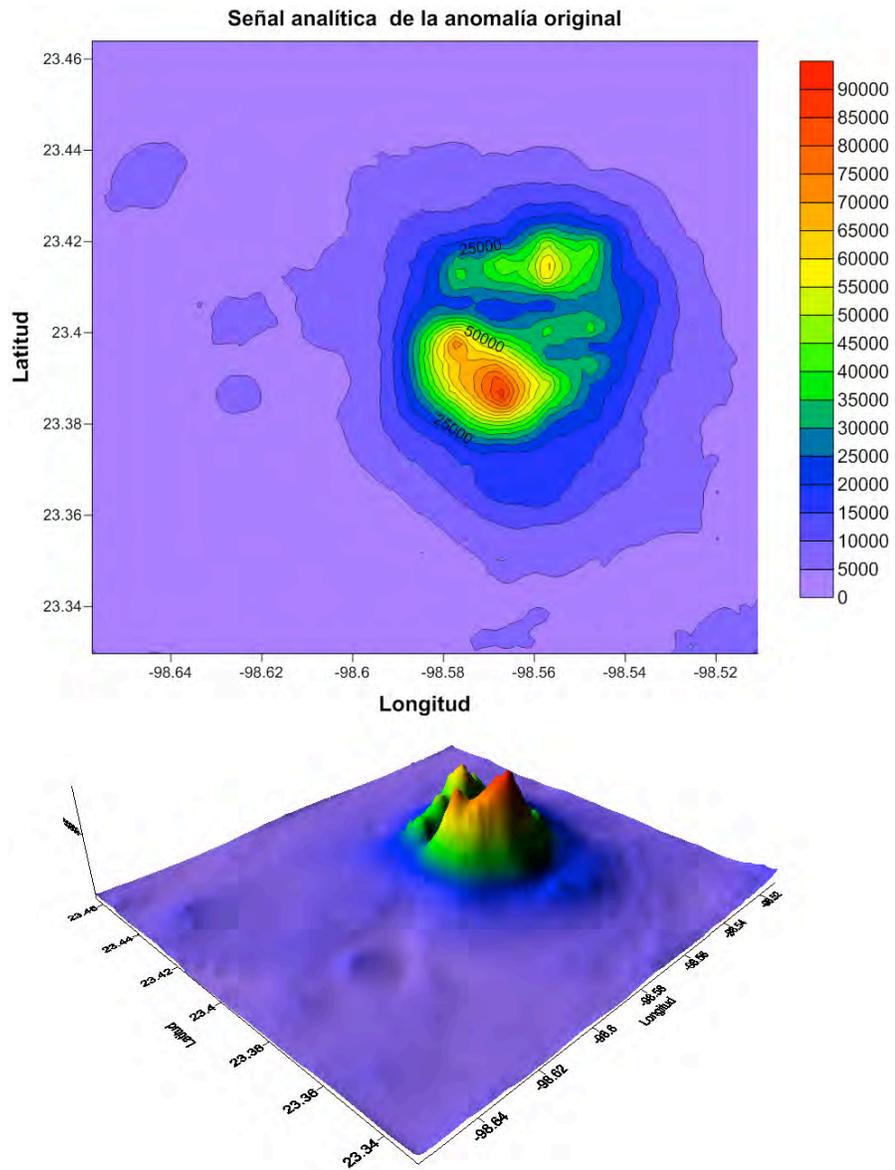
$$A(x, y) = \left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial \varphi}{\partial z} \hat{z} \right) y \text{ su amplitud es :}$$

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right)^2}$$

La importancia de la señal analítica radica en que su amplitud es teóricamente independiente tanto del campo geomagnético, como del vector magnetización, presentando una forma aproximada a la de una campana aguda, en la que el máximo se ubica directamente sobre los bordes de los cuerpos causantes de las anomalías, además de ser proporcional a su profundidad de sepultamiento (Nabighian, 1972).



Figura# 28. Señal analítica aplicada a la malla de reducción al polo. Los máximos valores de la señal analítica coinciden mejor con el borde de rocas ígneas que los valores del gradiente horizontal y los máximos valores corresponden a fuentes someras.



Figura# 29. Señal analítica aplicada a la malla de anomalía de campo total. Analizando las otras imágenes del procesamiento y comparando con la imagen de señal analítica aplicada a la malla de reducción al polo, vemos que está marca bordes más extensos, por lo que se considera más eficiente aplicar la señal analítica a la malla de reducción al polo.

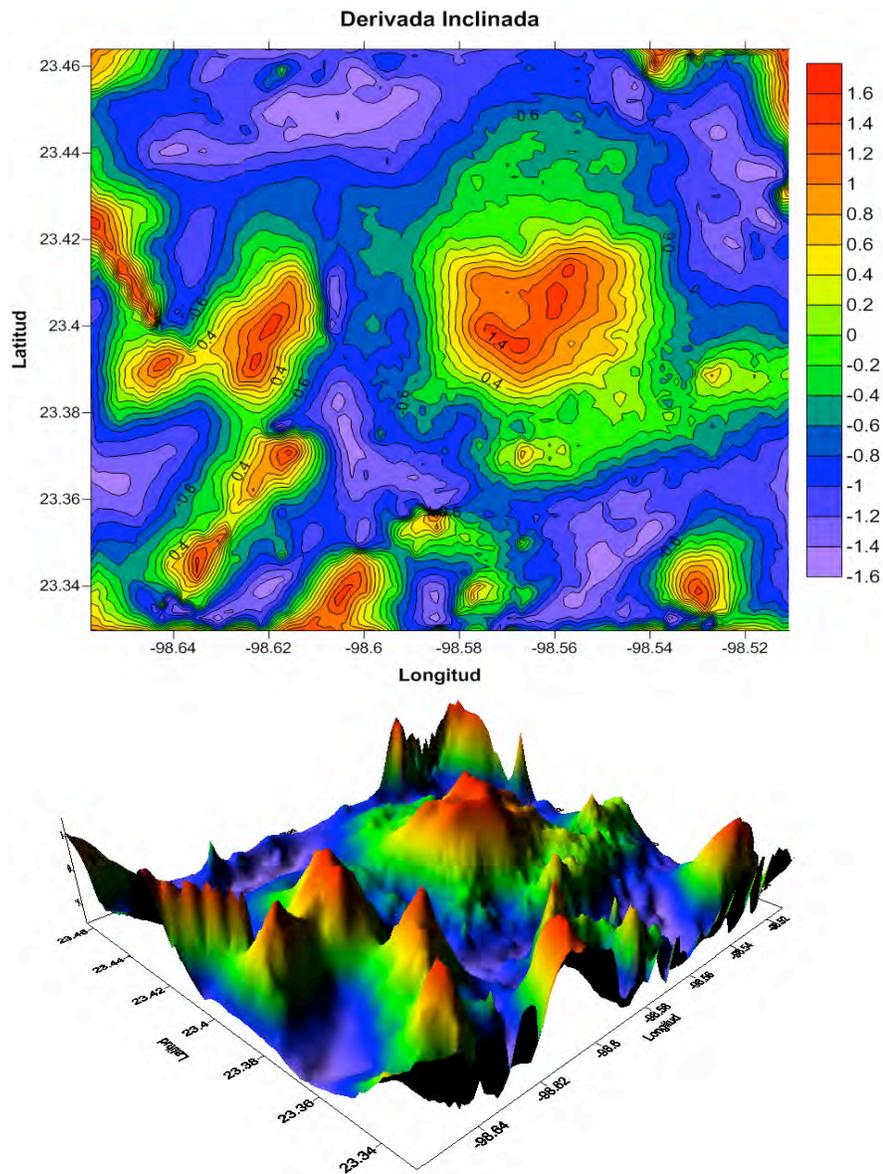
d) Derivada Inclinada.

El método de la derivada inclinada o ángulo de inclinación fue descrito por Miller (1994), consiste en calcular el Angulo que se forma entre la componente vertical del gradiente del campo potencial observado y su componente horizontal:

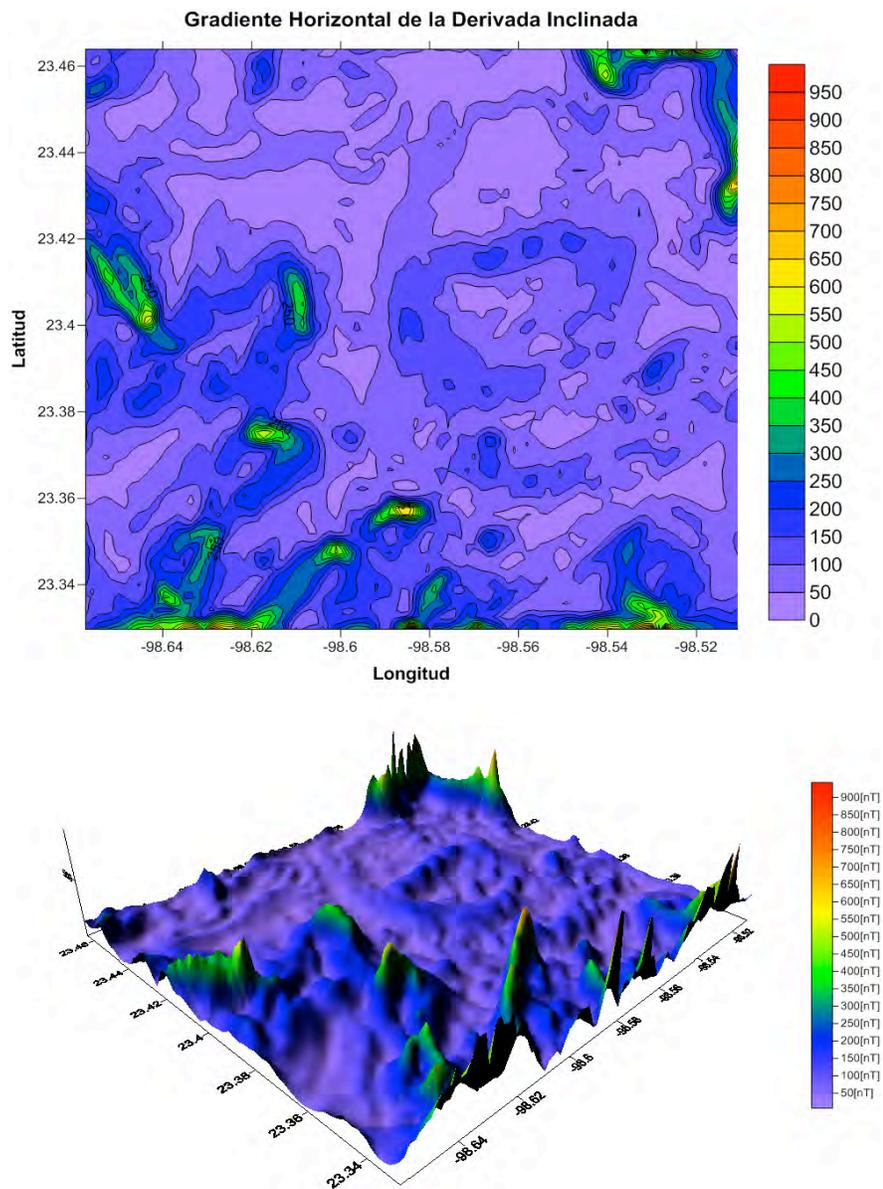
$$TD(x,y) = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial f}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}} \right]$$

Este proceso funciona como un “ecualizador” de amplitudes de anomalías presentes en los datos, normalizando sus amplitudes al rango $[-\pi/2, \pi/2]$, realizando los contrastes entre anomalías poco perceptibles por sus diferencias en amplitud.

La importancia y utilidad de este proceso radica en que, aplicado a mallas de anomalía magnética reducida al polo, tiende a exhibir un valor nulo ubicado directamente sobre los límites de cuerpos con susceptibilidades magnéticas contrastantes, por lo cual se podría utilizar como herramienta complementaria en el mapeo estructural superficial en levantamientos magnéticos, así como su gradiente horizontal (Verduzco, 2004).



Figura# 30. Derivada Inclinada. Los valores normalizados de aproximadamente 1.4, sobre el complejo alcalino, muestra una susceptibilidad constante en el centro y va disminuyendo conforme nos alejamos del centro.



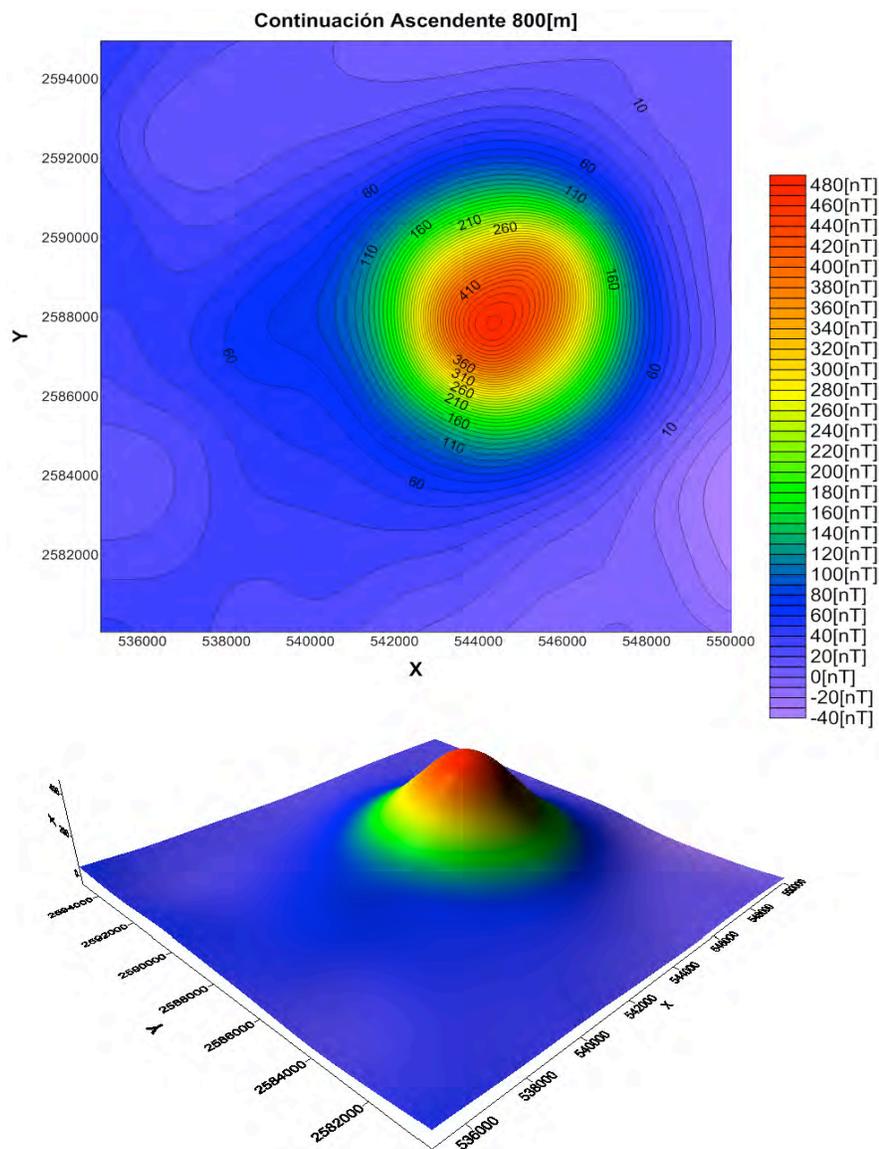
Figura# 31. Gradiente horizontal de la derivada inclinada. En los valores mínimos, exhibe límites de cuerpos con susceptibilidad magnética constante, en el valor de 140 se aprecia el borde del intrusivo.

e) Separación de fuentes profundas con fuentes someras.

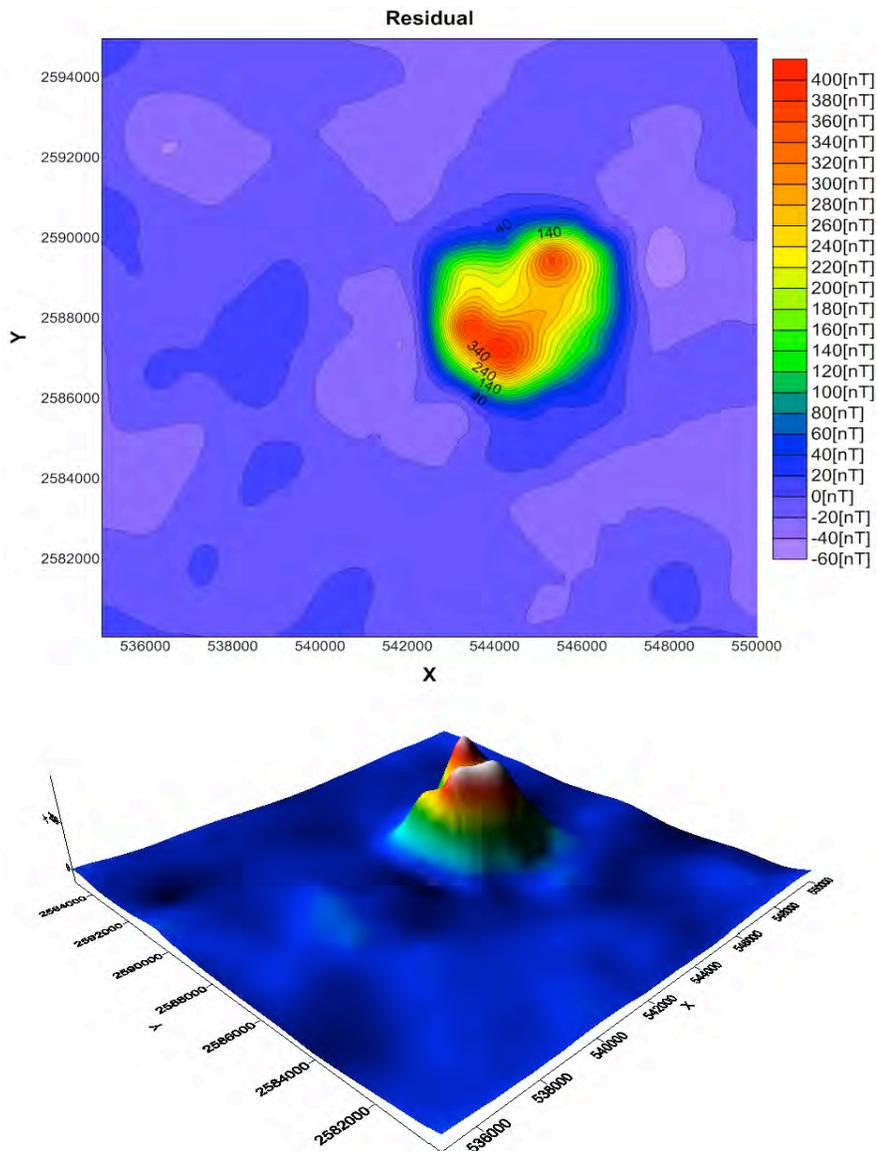
Para la interpretación de las anomalías magnéticas es necesaria la separación de las variaciones regionales de las variaciones locales. La separación de las anomalías se realiza a través de distintos métodos, como el ajuste polinomio a la tendencia regional que es sustraída a la anomalía, dando como resultado la anomalía residual, y otros de mayor complejidad como los filtros pasa-bandas a distintas frecuencias (Nabighian, 2005).

La anomalía residual realza los cuerpos someros que han sido enmascaradas por los efectos regionales, en la anomalía magnética.

Para poder determinar profundidades de interés se obtuvo un regional a partir de una continuación ascendente de 800[m]., y un residual a partir de la sustracción de la anomalía reducida al polo con el regional.



Figura# 32. Anomalía Regional. Se obtuvo por medio de una continuación ascendente de 800[m] aplicado a la malla de reducción al Polo.

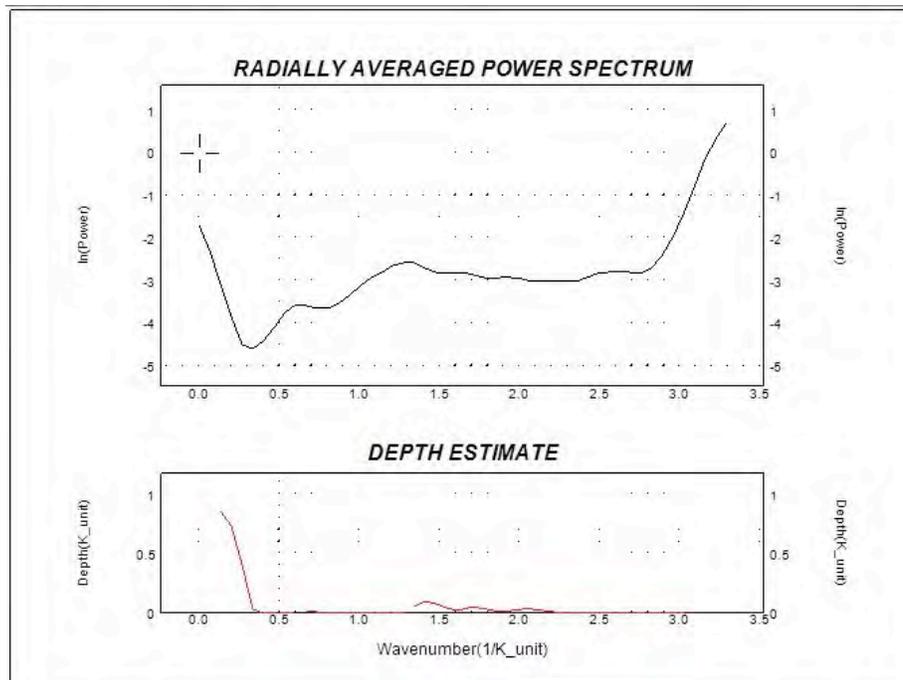


Figura# 33. Anomía Residual. Se obtuvo mediante la sustracción de la malla de reducción al polo con la malla de continuación ascendente. Comparando con otras imágenes para realzar fuentes someras como lo es la primera y segunda derivada vertical, vemos cierta congruencia en su forma y ubicación .

IV) Procesos para estimación de profundidades

f) Espectro de potencia de la anomalía residual promediado radialmente

El espectro de potencia radial se define como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía magnética. En las aplicaciones resulta más conveniente utilizar el logaritmo natural del espectro de potencia (P) en función del número de onda. El logaritmo del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante tiene una gráfica aproximadamente recta. Por lo tanto, ajustando la curva (obtenida por mínimos cuadrados) mediante una recta, se puede lograr una estimación de la profundidad y magnitud de la masa causante. Cuanto más empinada es la recta, más profundas son las masas que originan el campo de gravedad (Sector and Grant, 1970).



Figura# 34. Logaritmo natural del espectro de potencia radial y profundidades promedio del complejo alcalino el Picacho

g) Deconvolución de Euler 3D.

La aplicación mas universal que se le ha dado a los datos magnéticos ha sido determinar la profundidad de las fuentes magnéticas que la originan. Para poder determinar profundidades y ubicación se hace uso de la ecuación de homogeneidad de Euler.

Consideremos una función cualquiera de tres coordenadas cartesianas x, y y z , si la expresamos como $f(x, y, z)$, y el plano de observación es tomado como $z=0$.

Se dice que la ecuación $f(x, y, z)$ es homogénea de grado n si cumple que :

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

Toda función que satisfaga la ecuación anterior es homogénea, así como cualquiera de sus derivadas espaciales (Blakely, 1996) n representa el grado de homogeneidad de f .

Por otro lado, el potencial gravitacional y sus derivadas son funciones homogéneas cuando la fuente del campo corresponde a una masa distribuida en forma puntual, lineal, superficial o volumétrica (Stavrev y Reid, 2007)

Si realizamos una lectura del campo magnético, sobre el plano $z=0$, $P(x, y, 0)$, de una fuente puntual ubicada en (x_i, y_i, z_i) , el vector

$\vec{r} = (x - x_i)\hat{x} + (y - y_i)\hat{y} + (-z_i)\hat{z}$ cuyo modulo será la distancia entre el punto de la lectura y la fuente puntual, la ecuación anterior cumple y se puede reescribir después de hacer el producto punto como:

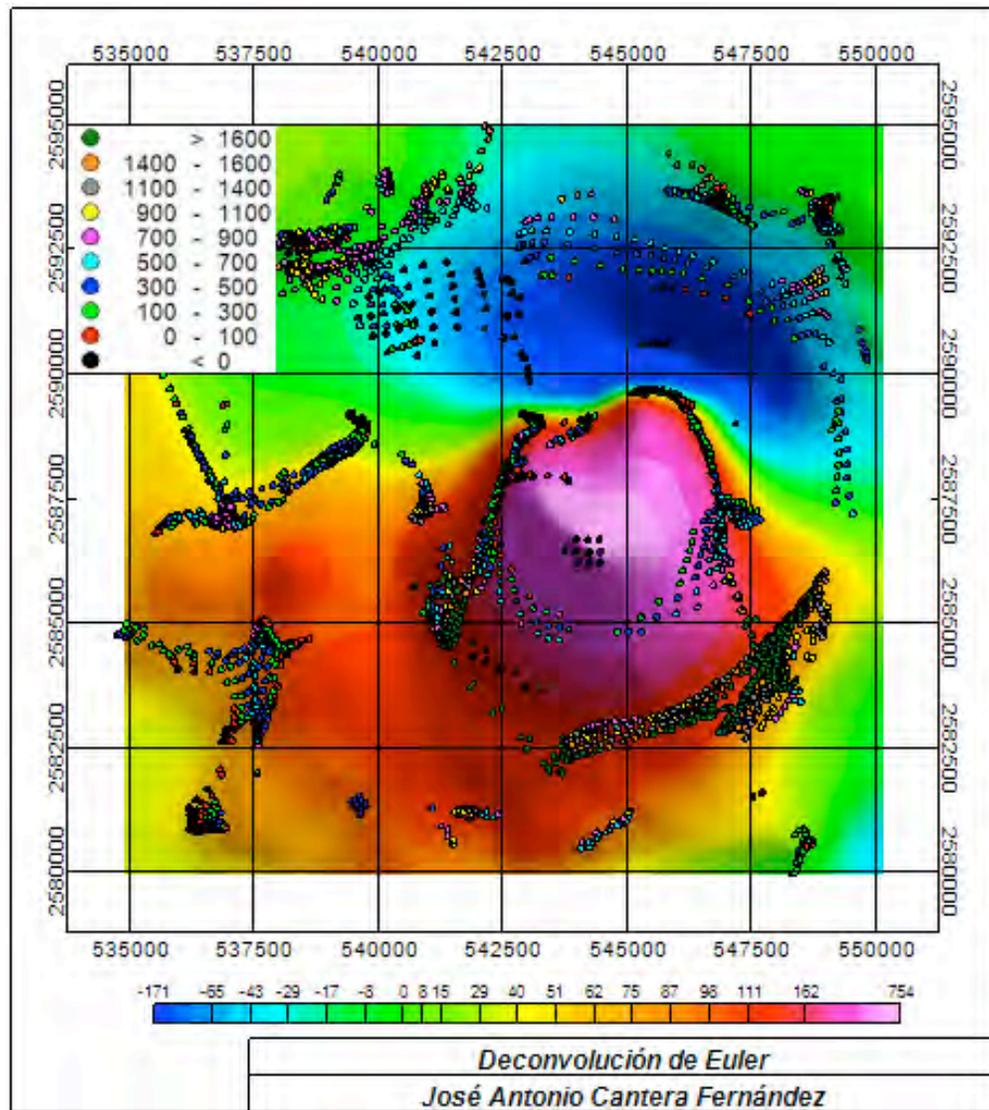
$$(x - x_i) \frac{\partial \delta f}{\partial x} + (y - y_i) \frac{\partial \delta f}{\partial y} + (-z_i) \frac{\partial \delta f}{\partial z} = -N \delta f$$

Donde $n = N$

Donde en esta ecuación las incógnitas presentes son las coordenadas de la fuente de la anomalía (x_i, y_i, z_i) y N que es el índice estructural, por lo que la resolución de dicha ecuación implicaría conocer las coordenadas de la fuente, a partir de los valores de anomalía δf y sus derivadas direccionales. El índice estructural es un parámetro que refleja la forma de la anomalía en relación a la profundidad de la fuente

Índices estructurales		
Fuente/Modelo	Potencial Magnetico	Atracción magnética
Esfera	2	3
Cilindro	1	2
Dique/Falla	0	1
Contacto con extensión infinita	1	0

Figura# 35. Tabla de los índices estructurales (modificada Stavrev y Reid, 2007)



Figura# 36. Deconvolución de Euler y su escala de profundidad en base de puntos de solución. Los parámetros utilizados en la deconvolución de Euler fueron los siguientes: Índice estructural: 0., tamaño de ventana: 10 y una altura de vuelo: 300[m]. Analizando las soluciones, se atribuyen a las rocas gabroicas. Las soluciones < 0 es la parte que aflora en superficie el gabro asociado al máximo magnético , y las profundidades de las soluciones van aumentado conforme nos alejamos del máximo magnético. Como disminuye el gabro en los perfiles

CAPITULO 5

DISCUSIÓN

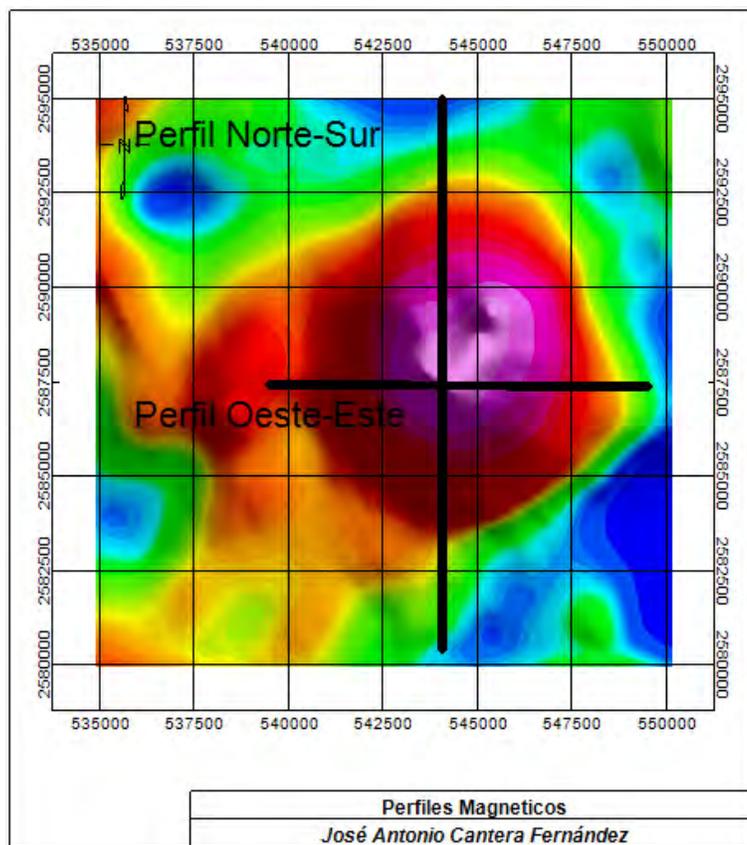
5.1. INTRODUCCIÓN

La creación de un modelo geológico y el calculo de la respuesta geofísica a éste es lo que conoce como modelado. Una respuesta geofísica puede tener mil representaciones modeladas que pueden ser reales, pero lo que marca la diferencia entre la posible realidad y lo absurdo es el uso de la geología. Su objetivo es hacer una interpretación cuantitativa es decir explicar las anomalías obtenidas en términos de su profundidad y extensión de las respectivas fuentes, a partir de cálculos matemáticos.

Los modelos del subsuelo son creados y sus anomalías calculadas, para ver si el modelo es consistente se compara la anomalía observada en campo con la anomalía generada por el modelo, los parámetros del modelo son ajustados para obtener una mejor concordancia entre las anomalías. La interpretación cuantitativa se realiza por tanto de manera directa es decir se obtiene un modelo físico a partir de los datos obtenidos en campo, en tanto que con el método inverso, los modelos son generados a partir de anomalías sintéticas.

5.2. PERFILES MAGNÉTICOS

Se seleccionaron perfiles a lo largo de la anomalía, estos perfiles atraviesan por completo el complejo alcalino, en dirección Oeste-Este y Norte- Sur. Figura# 37.



Figura# 37. Perfil A y Perfil N-S sobre la malla Reducción al polo magnético.

5.3. INTERPRETACIÓN

Se realizó el modelado magnético de los 2 perfiles seleccionados para interpretar características del complejo alcalino. Para una adecuada interpretación se utilizó el programa Oasis Montaj(GM-SYS).

GM-SYS Modelado e interpretación

El software GM-SYS permite encontrar las anomalías gravimétrica y magnética causadas por un polígono de n-caras en dos dimensiones con base en lo propuesto por Talwani en 1959 y Heirtzler en 1964, así como la aplicación de los algoritmos descritos por Won y Bevis en 1987 y Rasmussen y Pedersen en 1979. Won y Bevis (1987) modificaron un algoritmo para calcular la aceleración gravitacional debido a un polígono, aplicando la relación de Poisson para expresiones de la aceleración gravitacional y derivaron un segundo algoritmo para calcular la anomalía magnética debido a un polígono magnetizado por un campo externo. Por lo tanto, la gravedad y las anomalías magnéticas se pueden determinar correctamente para cualquier punto dentro, fuera, sobre o debajo del polígono. En el modelado en dos dimensiones (2D) de anomalías gravimétricas y magnéticas, la forma de cualquier cuerpo causativo se puede aproximar a un polígono, en tanto que en el modelado en tres dimensiones (3D), el cuerpo causativo se puede modelar como un conjunto de polígonos yuxtapuestos.

La rutina de inversión de GM-SYS utiliza el algoritmo de inversión de Marquardt descrito en 1963 para linealizar e invertir los cálculos, así como una implementación de ese algoritmo para la gravedad y el magnetismo desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por su sigla en inglés) y usado en programas de computador (Webring, 1985).

El GM-SYS proporciona una interface para crear y manipular interactivamente modelos geológicos y así ajustar datos magnéticos observados en el campo. GM-SYS cálculos los cambios en la respuesta instantáneamente acelerando el proceso de interpretación permitiendo probar varias hipótesis de alternativas geológicas.

Los valores de las anomalías con las que se realizó el modelo son de de -20[nT] a 800[nT], la modelación fue realizada teniendo en cuenta la geología de la región, donde se considera un complejo intrusivo miocénico de tipo anular donde las rocas dominantes son los gabros intrusionados por sienitas y rocas alcalinas (Elías Herrera, 1991)., y las calizas de la formación Tamaulipas superior.

5.4. MODELOS MAGNÉTICOS

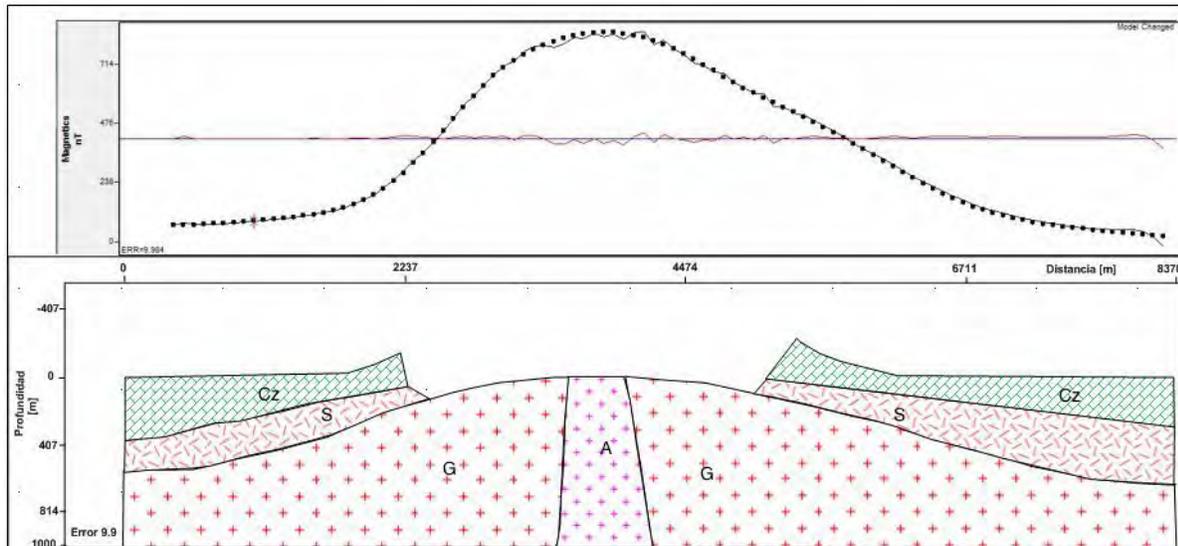
A continuación se analizan varios posibles modelos geométricos, generados haciendo uso de variaciones de susceptibilidades magnéticas, espesores y profundidad. El análisis de la variación de la profundidad se realizó en el capítulo 4 con dos métodos, el espectro de potencias y con la deconvolución de Euler., el análisis de la variación de la susceptibilidad magnética se realizó viendo en reportes la mineralogía de cada unidad, debido a que no se cuenta con muestras de campo y con datos sintéticos.

Modelos magnéticos del perfil Este-Oeste de la malla de reducción al polo magnético

El modelo Oeste-Este(Figura# 38) muestra una alternancia de susceptibilidades magnéticas en las rocas ígneas, a la roca con mayor contenido de magnetita, que corresponde al gabro se le asignó una susceptibilidad magnética de 0.125 *<adimensional; sistema internacional>*, a la roca con segundo mayor contenido de magnetita, es decir, las rocas alcalinas, se les asignó una susceptibilidad de 0.12 *<adimensional; sistema internacional>*, y a las Sienitas se les asignó un valor de 0.003 *<adimensional; sistema internacional>*. Las profundidades se asignaron conforme al análisis de la profundidad descrito en el capítulo 4, asignando al gabro y a las rocas alcalinas una profundidad de 1,000[m].

La intrusión modelada de gabro sugiere un emplazamiento tipo lacolítico, que se introdujo en la caliza formando una masa lenticular, estos gabros, siendo la formación plutónica más antigua, fueron intrusionados por la sienita y por las rocas alcalinas, el modelado de las sienitas sugiere que se trata de un sill, que ha intrusionado lateralmente entre el gabro y la caliza.

El contacto caliza-sienita es subhorizontal, conforme la sienita se va alejando de la parte central del modelo va aumentando su espesor.



Figura# 38. Sección aeromagnética Oeste-Este modelada en GM-SYS. El modelo tiene un error menor al 10% entre la anomalía medida y la calculada. Tiene una distancia total de 8,370[m], con una profundidad de 1,000 [m].

Cz	Unidad: Caliza Susceptibilidad magnética: 0.0003
S	Unidad: Sienitas Susceptibilidad magnética: 0.003
A	Unidad: Rocas Alcalinas Susceptibilidad magnética: 0.12
G	Unidad: Gabros Susceptibilidad magnética: 0.125

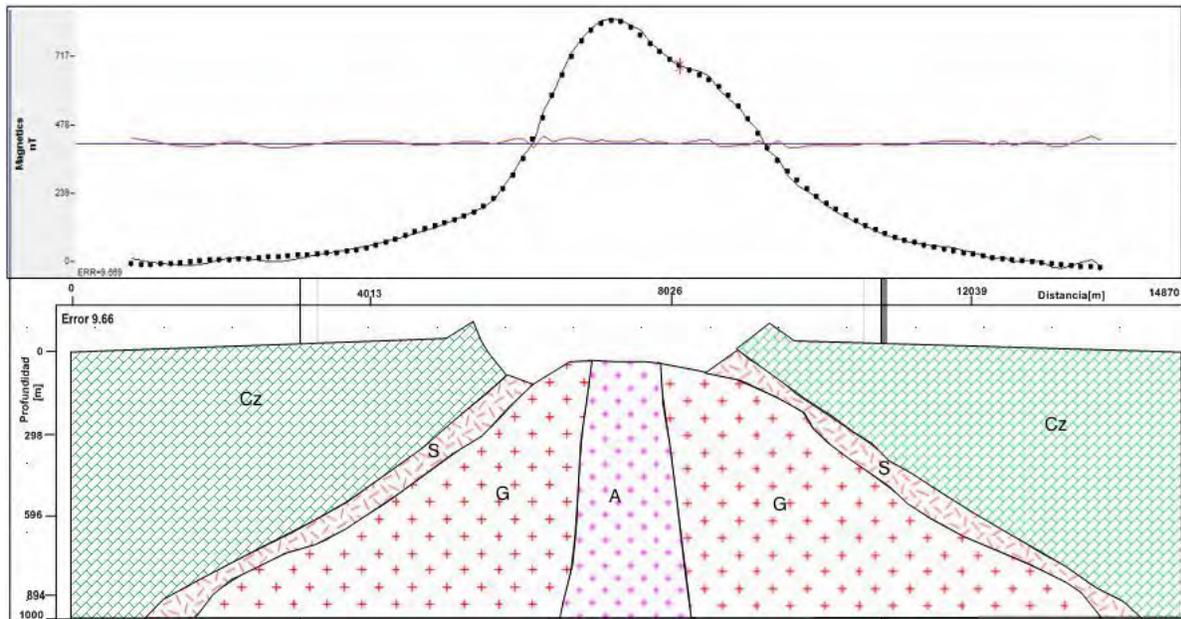
Figura# 39. Tabla de simbología y susceptibilidades magnéticas utilizada en los perfiles.

Modelo magnético del perfil Norte-Sur de la malla de reducción al polo magnético.

El modelo Norte-Sur (Figura# 40.) muestra las mismas susceptibilidades magnéticas y la misma profundidad que las obtenidas en el modelo Este-Oeste.

De igual manera, la intrusión modelada de gabro posee la misma geometría que el modelo Oeste-Este y sus características generales son similares, la diferencia más notable es que muestra una menor extensión en dirección Norte-Sur. Las sienitas muestran un contacto subvertical y menores espesores. El stock de rocas alcalinas presenta un ligero crecimiento hacia profundidad

En ambos modelos las rocas fenitizadas han sido agrupadas como gabros, así como las carbonatitas y las vetas de apatita ricas en tierras raras fueron representadas dentro de la unidad de rocas alcalinas, para una mayor comodidad en cuanto al manejo de unidades.



Figura# 40. Sección aeromagnética Norte-Sur modelada en GM-SYS. El modelo tiene un error menor al 10% entre la anomalía medida y la calculada. Tiene una distancia total de 14,870[m], con una profundidad máxima de 1,000[m].

CONCLUSIONES

- A través del procesamiento de la información de la Prospección magnetométrica sobre el complejo alcalino, el Picacho se presentan los siguientes resultados:
- El estudio aeromagnético permitió identificar la distribución y su extensión hacia profundidad así como también mapear las zonas con diferentes susceptibilidades magnéticas.
- La unidad presenta una menor susceptibilidad magnética en la parte superficial del intrusivo, el valor de susceptibilidad magnética aumenta a profundidad estas variaciones pueden estar relacionadas a procesos de alteración hidrotermal o a gradientes de temperatura.
- De acuerdo a lo anterior, se considera que las áreas más favorables de exploración minera, es entre el contacto de las rocas alcalinas y las rocas Gabroicas.
- La contribución de los elementos de tierras raras en la anomalía magnética es mínima, ya que sólo los elementos de tierras raras con electrones desapareados (gadolinio, disprosio) son los únicos que son ferromagnéticos y su geoquímica es muy pobre en el complejo, el mayor aporte se debe a las rocas ígneas que contienen magnetita que son: la diorita , gabro, carbonatitas y granito.

- Para ver si es un proyecto rentable se tendría que hacer una perforación y ver hasta que niveles se localizan las vetas de apatita, ya que son las que contienen mayor contenido de tierras raras y realizar un estudio de mercado, ya que las tierras raras ligeras son menos rentables con respecto a las tierras raras pesadas.
- El espectro de potencias se obtuvo de la anomalía residual, debido a que el valor de profundidad de la anomalía regional era menor, esto se puede deber a toda la contribución somera del intrusivo
- Las profundidades obtenidas por la deconvolución de Euler no cambiaron mucho al variar los índices estructurales, el más eficiente fue el índice estructural 0, que es el caso de un dique.
- Algunas soluciones de la deconvolución de Euler coinciden con el espectro de potencias, pero es más eficiente la deconvolución de Euler ya que nos muestra con coordenada la solución de la profundidad, mientras que el espectro de potencias solo la profundidad máxima calculada.
- Una desventaja clara de la deconvolución de Euler es la aglomeración de soluciones, sin embargo hubo otras soluciones dispersas y solitarias, lo cual puede ser el resultado de variaciones en las derivadas en x y z , llevando ello a soluciones de ese tipo.

- Disponer con cartas magnéticas de campo total y con información geológica es muy útil para la exploración minera, pero no es suficiente siempre es necesario ir a campo a realizar otros estudios.
- Otra conclusión importante, es sobre la eficacia del método que tiene cuando es aplicado en zonas sedimentarias, afectadas por cuerpos ígneos, ya que permite detectar con buena aproximación la extensión del cuerpo ígneo. Una gran limitante es la de enmascarar cuerpos que subyacen a grandes espesores de rocas ígneas.

6.1 RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar más estudios exploratorios para cuantificar el contenido de tierras raras.
- Se recomienda ir a tomar muestras de las diferentes rocas ígneas del lugar, para conocer su susceptibilidad magnética y realizar perfiles con valores de campo y no teóricos

Bibliografía

- Arango Galván, C. 2001. Análisis Temporal del Campo Magnético y Deformación en el Volcán Popocatepetl. Tesis de Ingeniería Geofísica. Instituto de Geofísica UNAM, México, pp. 13-25.
- Blakely, R.J., 1996. Potential theory in Gravity and Magnetics Applications. Cambridge University Press. Reino Unido.
- Elías-Herrera, Mariano, Rubinovich-Kogan, Raúl, Lozano-Santa Cruz, Rufnio, y Sánchez-Zavala, J.L.(1991), Nepheline-rich foidolites and rare-earth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, Northeastern Mexico: Canadian Mineralogist, v, 29, p. 319-336
- Nabighian, M.N. Grauch V.J., et al., 2005. 75th Anniversary. The Historical development of the Magnetic Method in Exploration: SEG, Geophysics, Vol. 70, no. 6, pp. 33nd-61-nd.
- Nava-Flores, M.(2005). Tesis: Modelado por métodos potenciales de estructuras salinas inferidas por sismología de reflexión.UNAM.
- Ramírez-Fernández J.A., Keller J. y Wolfgang H. (2000). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 17, No. 1. P. 45-64. UNAM
- Reeves, C.(2005). Aeromagnetic Surveys, principles, practice & interpretation. Geosoft.
- Reid A.B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millet and I. W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics. Vol. 5, No.1 (January 1990),p.80-91

- Rodriguez-Arvizu, L. (1990) Geología, prospección y aspectos economicos de los yacimientos minerales de tierras raras. UNAM.
- Telford, W.M. 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.
- Thompson, D.T.(1982) EULDPH: A new technique for making depth estimates from magnetic data. Geophysics. Vol 47, No.1 (January 1982), p.31-37.
- Urrutia Fucugauchi, J. 1977. Importancia del Magnetismo Remanente en la Interpretación de Anomalías Magnéticas. Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Vol. XVIII. México. pp. 83-113.
- Vasconcelos-Fernández J, Ramírez J.A., (2004). Geología y petrología del complejo volcánico ce villa Aldama, Tamaulipas. Ciencia UANL / vol. VII, No. (1).
- Viera-Décida F, Ramirez J.A., Velasco F., Orozco M.T.(2009). Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Ciencia UANL / vol. XII, No. (1).

URL

- <http://www.sgm.gob.mx>
- <http://www.ngdc.noaa.gov/wist/magfield.jsp>