



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**MODELACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DE LA
ZONA VOLCÁNICA LA PÓLVORA, SAN LUIS
POTOSÍ.**

Tesis que presenta

Jesús Mota Gómez

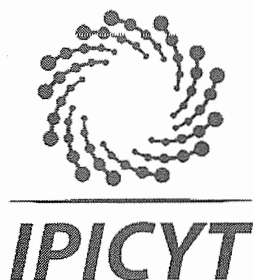
Para obtener el grado de:

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutsis

San Luis Potosí, S.L.P., febrero del 2020



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "*Modelación geológica-geofísica de la zona volcánica La Pólvora, San Luis Potosí*" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Jesús Mota Gómez** y aprobada el diez de febrero del dos mil veinte por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Vsevolod Yutisis
Director de la tesis

Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial

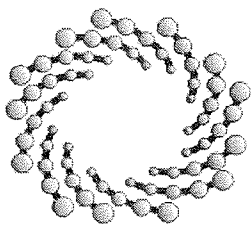
Dr. Omar Delgado Rodríguez
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutsis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 785924 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

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

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 055 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 10 días del mes de febrero del año 2020, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Pablo Dávila Harris	Presidente	IPICYT
Dr. Omar Delgado Rodríguez	Secretario	IPICYT
Dr. Vsevolod Yutxis _	Sinodal	IPICYT

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

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Jesús Mota Gómez

sobre la Tesis intitulada:

Modelación geológica-geofísica de la zona volcánica La Pólvora, San Luis Potosí

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutxis _

El Jurado, después de deliberar, determinó

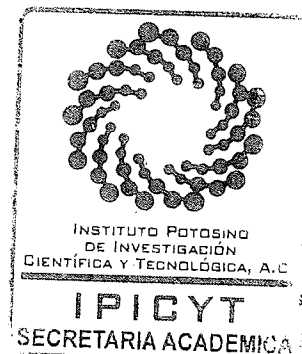
APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 13:50 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 10 días del mes de febrero de 2020.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dedicatorias

A Dios porque me permitió poder terminar esta meta en mi vida.

A mi mamá que en todo momento me apoyo y siempre ha sido mi ejemplo a seguir.

A mi hermana, cuñado y sobrinos que siempre estuvieron ahí para apoyarme e impulsarme.

A mi tío Güero y mi tía Bertha por todos sus consejos, apoyo y por ser mis segundos padres.

A Rubí por estar junto a mi apoyándome e impulsándome cuando me quería dar por vencido.

Agradecimientos

Quiero agradecer a Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) por permitirme estudiar una maestría y por todo el apoyo recibido. Y a su personal por su amabilidad y disposición a ayudarme cuando tenía alguna duda, especialmente a la Mtra. Ivonne Cuevas, la Ing. Edith Rodríguez y LCC. Teresa Casas.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de esta maestría.

A mi asesor el Dr. Vsevolod Yutsis por su confianza, apoyo y por resolver las dudas que se me presentaron durante la realización de la tesis. Así mismo agradezco a el Dr. Pablo Dávila y el Dr. Omar Delgado por sus observaciones y consejos para cada vez mejorar más este trabajo.

Agradezco al M. en C. David Torres Gaytán, técnico del laboratorio de geofísica, por proporcionarme información geofísica y por brindarme los equipos de geofísica.

A mi amiga Ángeles por su amistad y por reforzar la idea de estudiar una maestría.

A todos los amigos con los que compartí, muchas anécdotas y experiencias ya sea en el instituto como en campo Cesar Muñoz, Cesar Tapia, Daniel, Claudia, Oscar, Karla, Jorge, Chayo, Miriam, Fermín, Joselin, Randall, gracias por toda su ayuda y sus consejos.

INDICE

Constancia de aprobación de la tesis	¡Error! Marcador no definido.
Créditos Institucionales.....	II
Agradecimientos	V
INDICE	VI
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XI
ÍNDICE DE ANEXO	XII
RESUMEN	XIII
ABSTRACT.....	XIV
CAPITULO 1 GENERALIDADES	1
INTRODUCCIÓN.....	1
HIPÓTESIS.....	2
OBJETIVOS.....	2
1.3.1 OBJETIVO GENERAL.....	2
1.3.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS.....	2
1.4 UBICACIÓN	2
1.5 ANTECEDENTES	3
CAPITULO 2 MARCO GEOLÓGICO	4
2.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	4
2.1.1 FISIOGRAFÍA	4
2.2 GEOLOGÍA LOCAL	6
2.2.1 CRETÁCICO	7
2.2.2 CENOZOICO	8
2.2.3 CUATERNARIO	8
CAPITULO 3 MARCO TEÓRICO	10
3.1 METODOS POTENCIALES	10
3.1.1 GRAVIMETRÍA.....	11
3.2.1 MAGNETOMETRÍA.....	22
3.2 METODOS RADIOMÉTRICOS	34

3.2.1 RADIOACTIVIDAD	34
3.2.2 RADIACIONES	35
3.2.3 RADIOACTIVIDAD EN LAS ROCAS	37
3.2.4 DESINTEGRACIÓN RADIOACTIVA	37
3.2.5 ESPECTRO DE RAYOS GAMMA NATURALES	40
3.2.6 INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN CON LA MATERIA.....	41
3.2.7 MEDICIÓN DE RADIOACTIVIDAD	43
CAPITULO 4 METODOLOGÍA	49
4.1 MAGNETOMETRÍA.....	49
4.1.1 ADQUISICIÓN DE DATOS	49
4.1.2 PROCESAMIENTO DE DATOS.....	51
4.2 GRAVIMETRÍA.....	52
4.2.1 ADQUISICIÓN DE DATOS	52
4.2.2 PROCESAMIENTO DE DATOS.....	53
4.3 RADIOMETRÍA	53
4.3.1 ADQUISICIÓN DE DATOS	53
4.3.2 PROCESAMIENTO DE DATOS.....	55
4.4 GENERACIÓN DE MAPAS DE ANOMALIAS.....	56
CAPITULO 5 INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS	62
5.1 DOMINIOS GEOFÍSICOS	62
5.1.1 DOMINIOS MAGNÉTICOS	62
5.1.2 DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS	64
5.2 LINEAMIENTOS GEOFÍSICOS.....	66
5.2.1 LINEAMIENTOS MAGNÉTICOS.....	66
5.2.2 LINEAMIENTOS GRAVIMÉTRICOS.....	69
5.3 ANÁLISIS ESPECTRAL	71
5.4 DECONVOLUCIÓN DE EULER.....	73
5.5 COMPARACIÓN DE DATOS RADIOMÉTRICOS	76
5.6 MODELO GEOFÍSICO.....	79
5.6.1 SECCIÓN A – A'	80
CAPITULO 6 DISCUSIÓN	83
CAPITULO 7 CONCLUSIONES	85

REFERENCIAS.....	86
ANEXO	90

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	2
Figura 2. Mapa Provincias Fisiográficas.....	5
Figura 3. Mapa Geología.....	10
Figura 4. Ilustración esquemática que muestra las variaciones en la fuerza de la gravedad de la Tierra y el campo magnético debido a las variaciones en la densidad de la corteza y el magnetismo, respectivamente. (Mudge, 2014).....	11
Figura 5. Carta de la corrección de terreno de Hammer, mostrando los anillos internos A-C expandidos para mayor claridad (Reynolds, 1998).....	18
Figura 6. (A) Eliminación de la gravedad residual de un perfil regional. (B) Mapa de gravedad residual.....	18
Figura 7. Ilustración esquemática de la deconvolución de Euler 2D usando una ventana de cinco puntos aplicado a datos de gravedad.....	21
Figura 8. Ejemplo de espectro de potencia.....	22
Figura 9. Relación del campo magnético con la corriente.....	23
Figura 10. a) Las limaduras de hierro muestran el campo magnético generado por la corriente que fluye en un bucle. b) Esquema de un momento magnético.....	24
Figura. 11. Esquema del comportamiento de los materiales diamagnéticos.....	28
Figura. 12. Esquema del comportamiento de los materiales paramagnéticos.....	29
Figura.13. Esquema del comportamiento de los materiales ferromagnéticos.....	29
Figura.14. Componentes del campo geomagnético.....	30
Figura.15. Anomalía sin la aplicación de la reducción al polo (izquierda) y anomalía con la aplicación de la reducción al polo.....	33
Figura.16. Poder de penetración de las partículas α , β , γ . (http://www.educarchile.cl).....	37
Figura.17. Espectro rayos gamma natural (John, 2003).....	41

Figura. 18. Efecto Fotoeléctrico (https://helioesfera.com).....	43
Figura. 19. Efecto Compton (Mudge, 2014).....	43
Figura. 20. Magnetómetro marca Geometrics modelo G-856AX.....	49
Figura. 21. Magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19.....	49
Figura. 22. Distribución de datos magnéticos y gravimétricos obtenidos en campo.....	50
Figura. 23. Gravímetro Scintrex Autograv CG-5.....	52
Figura. 24. Espectrómetro diferencial Scintrex GRS-500.....	54
Figura. 25. Distribución de datos radiométricos obtenidos en campo.....	54
Figura. 26. Datos de campo de radiometría.....	55
Figura. 27. Graficas de los datos de campo de radiometría.....	55
Figura 28. Mapa de reducción al polo de magnetometría aérea.....	56
Figura 29. Mapa de reducción al polo de magnetometría terrestre.....	56
Figura 30. Mapa anomalía residual de Bouguer datos satelitales.....	57
Figura 31. Mapa anomalía residual de Bouguer datos terrestres.....	57
Figura 32. Reducción al polo continuación ascendente 100 mts datos aeromagnéticos.....	57
Figura 33. Reducción al polo continuación ascendente 100 mts datos terrestres.....	57
Figura 34. Anomalía Residual de Bouguer continuación ascendente 100 mts datos satelitales.....	58
Figura 35. Anomalía Residual de Bouguer continuación ascendente 100 mts datos terrestres.....	58
Figura 36. Reducción al polo continuación ascendente 400 mts datos aeromagnéticos.....	58
Figura 37. Reducción al polo continuación ascendente 400 mts datos terrestres.....	58
Figura 38. Anomalía Residual de Bouguer continuación ascendente 400 mts datos satelitales.....	59

Figura 39. Anomalia Residual de Bouguer continuación ascendente 400 mts datos terrestres.....	59
Figura 40. Base de datos radiometría.....	59
Figura 41. Mapa de cuentas totales (TC).....	60
Figura 42. Mapa de Potasio (K).....	60
Figura 43. Mapa de Torio (Th).....	61
Figura 44. Mapa de Uranio (U).....	61
Figura 45. Mapa de dominios aeromagnéticos	62
Figura 46. Mapa de dominios magnéticos locales.....	63
Figura 47. Mapa de dominios gravimétricos regionales.....	64
Figura 48. Mapa de dominios gravimétricos locales	65
Figura 49. Mapa de lineamientos aeromagnéticos	67
Figura 50. Direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos.....	67
Figura 51. Mapa de lineamientos magnéticos terrestres.....	68
Figura 52. Direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos de la zona de estudio.....	69
Figura 53. Direcciones preferenciales de los lineamientos gravimétricos regionales.....	69
Figura 54. Mapa de lineamientos gravimétricos regionales.....	70
Figura 55. Mapa de lineamientos gravimétricos terrestres de la zona de estudio..	70
Figura 56. Direcciones preferenciales de los lineamientos gravimétricos terrestres.....	71
Figura 57. Espectro de potencia datos magnéticos a) número de onda 0.03 b) número de onda 0.008.....	71
Figura 58. Espectro de potencia datos gravimétricos terrestres a) número de onda 0.03 b) número de onda 0.02 c) número de onda 0.01 d) número de onda 0.008 c) número de onda 0.005.....	72

Figura 59. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.....	74
Figura 60. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 3.....	74
Figura 61. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 1.....	75
Figura 62. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.....	75
Figura 63. Mapa de ubicación de los perfiles.....	76
Figura 64. Gráfica comparativa del perfil 1.....	77
Figura 65. Gráfica comparativa del perfil 2.....	77
Figura 66. Gráfica comparativa del perfil 3.....	78
Figura 67. Distribución de cuentas totales (TC).....	78
Figura 68. Ubicación Sección A – A'.....	79
Figura 69. Modelo sección A – A'.....	80
Figura 70. Mapa deconvolución de Euler con índice estructural 0, sobre reducción al polo.....	81
Figura 71. Mapa de lineamientos.....	82

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Densidades de rocas comunes y de minerales (John, 2003).....	12
Tabla 2. Densidades aproximadas de rocas sedimentarias (Reynolds, 1998).....	13
Tabla 3. Susceptibilidades magnéticas de rocas y minerales comunes (Milsom, 2003).....	26
Tabla 4. Desintegración radioactiva natural (John, 2003).....	39
Tabla 5. Índices estructurales usados en deconvolucion de Euler.....	73
Tabla 6. Valores utilizados en el modelo geofísico - geológico.....	81

ÍNDICE DE ANEXO

Figura 72. Primera derivada en z de la reducción al polo datos aeromagnéticos...	60
Figura 73. Primera derivada en z de la reducción al polo datos terrestres.....	60
Figura 74. Primera derivada en z de la anomalía residual de Bouguer datos satelitales.....	61
Figura 75. Primera derivada en z de la anomalía residual de Bouguer datos terrestres.....	61
Figura 76. Señal analítica de la anomalía residual de Bouguer datos satelitales....	62
Figura 77. Señal analítica de la anomalía residual de Bouguer datos terrestres....	62
Figura 78. Señal analítica de la reducción al polo datos aeromagnéticos.....	61
Figura 79. Señal analítica de la reducción al polo datos terrestres.....	61
Figura 80. Mapa de topografía regional.....	68
Figura 81. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.....	79
Figura 82. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 3.....	79
Figura 83. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 1.....	80
Figura 84. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.....	81
Figura 85. Soluciones para el la sección A-A'.....	92
Figura 86. Mapa deconvolución de Euler con índice estructural 0, sobre geología.....	93
Figura 87. Distribución de Potasio (K).....	87
Figura 88. Distribución de Torio (Th).....	88
Figura 89. Distribución de Uranio (U).....	88

RESUMEN

MODELACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DE LA ZONA VOLCÁNICA LA PÓLVORA, SAN LUIS POTOSÍ.

El análisis de datos geofísicos como magnetometría, gravimetría y radiometría en conjunto con la información geológica se utilizaron en la realización de un modelo geológico-geofísico de la zona de la Pólvora. Esta zona se encuentra en el municipio de Guadalcázar, en el estado de San Luis Potosí, forma parte de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental y cuenta con una dirección noroeste-sureste. Principalmente está formada por rocas sedimentarias plegadas debido a la Orogenia Laramide.

La finalidad de este estudio es la identificación de una posible relación entre el magmatismo local y las estructuras superficiales y profundas de la corteza, para encontrar dicha correlación se procesaron e interpretaron datos de magnetometría y gravimetría tanto aérea como terrestre y de radiometría. Se generaron mapas de anomalías de estos tres métodos, a partir de dichos mapas se identificaron lineamientos y dominios geofísicos, los primeros se pudieron asociar a la posible presencia de fallas y los segundos a zonas o regiones con propiedades físicas semejantes, estos procesos ayudaron a correlacionar estructuras superficiales, profundas del subsuelo y a la realización de un modelo 2D de la zona de estudio.

Teniendo en cuenta lo anterior, se recomienda la implementación de otro método geofísico que brinde mayor información de la zona, como podría ser el método magnetotelúrico que ayudaría a la mejor delimitación y ubicación de las estructuras geológicas detectadas en la zona, que podría complementarse con un levantamiento geológico detallado.

ABSTRACT

GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL MODELING OF LA PÓLVORA VOLCANIC AREA, SAN LUIS POTOSÍ.

The analysis of geophysical data such as magnetometry, gravimetry and radiometry together with the geological information were used in the realization of a geological-geophysical model of la Polvora area. This area is located in the municipality of Guadalcazar, in the San Luis Potosi state, is part of the physiographic province of the Sierra Madre Oriental, has a northwest-southeast direction and is mainly formed by folded sedimentary rocks due to Laramide Orogeny.

The purpose of this study is the identification of a possible relationship between local magmatism and the superficial and deep structures of the crust. To find this correlation, both aerial and terrestrial magnetometry and gravimetry and radiometry data were processed and interpreted. Maps of anomalies of these three methods were generated, from these maps, geophysical guidelines and domains were identified, the former could be associated with the possible presence of faults and the latter with areas or regions with similar physical properties, these processes helped to correlate surface, deep underground structures and the realization of a 2D model of the study area.

Taking into account the above, the implementation of another geophysical method that provides more information about the area is recommended, such as the magnetotelluric method that would help the best delimitation and location of the geological structures detected in the area, which could be complemented with a detailed geological survey.

CAPITULO 1 GENERALIDADES

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo especial de grado se refiere a la realización de un estudio geofísico integral de la zona volcánica la Pólvora, para la identificación de estructuras y la correlación de la respuesta de los métodos geofísicos con la geología.

La zona de la Pólvora se ubica en el municipio de Guadalcázar, se caracteriza por tener afloramientos de roca intrusiva, derrames basálticos y una estructura volcánica, que podría ser originado por un lineamiento regional que pudo facilitar la actividad ígnea que se lleva a cabo fuera de los límites de las placas tectónicas llamado magmatismo intraplaca, debido a esto se pensó en la implementación de métodos geofísicos para poder determinar este proceso.

Los métodos geofísicos miden las diferentes propiedades físicas de las rocas, en este trabajo se utilizó más de un método geofísico como son la magnetometría, gravimetría y radiometría, el primer método funciona midiendo anomalías del campo magnético debido al cambio de las propiedades de la permeabilidad magnética y magnetización, la gravimetría mide las anomalías del campo gravitatorio ya que permite diferenciar las variaciones de densidad en las rocas y por último la radiometría se basa en la medición de las emisiones naturales de rayos gamma que poseen las rocas. Los minerales radiactivos principales son Potasio (K), Torio (Th) y Uranio (U), lo que puede ayudar a delimitar estructuras y tipos de rocas ya que cada roca emite rayos gamma en mayor o menor grado.

La metodología usada en este trabajo fue la evaluación de datos aeromagnéticos y gravimétricos satelitales, después de este proceso se procede a la toma de datos lo cual se hizo tratando de seguir los caminos marcados de la zona ya que unos lugares tienen un acceso más difícil que otros, debido a esto el procedimiento que se utilizó fue tomar mediciones magnetométricas y gravimétricas en el mismo lugar junto con la toma de las coordenadas de ese punto, las mediciones radiométricas se efectuaron cada 5 estaciones.

La finalidad es la creación de un modelo geofísico – geológico por medio del análisis de datos geofísicos de magnetometría, gravimetría y radiometría; buscando identificar una posible relación entre el magmatismo local, las estructuras superficiales y profundas de la corteza.

HIPÓTESIS

La zona de La Pólvara en el municipio de Guadalcázar, ubicado en el estado de San Luis Potosí, se localiza sobre la traza de un aparente lineamiento regional cuyo origen ha sido sugerido como una posible estructura de basamento.

OBJETIVOS

1.3.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar un modelo geofísico – geológico por medio del análisis de datos geofísicos de magnetometría, gravimetría y radiometría; buscando identificar una posible relación entre el magmatismo local y las estructuras superficiales y profundas de la corteza.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Encontrar una correlación entre los datos gravimétricos, magnéticos, radiométricos y la geología.
- Delimitación de estructuras y fallas de la zona.

1.4 UBICACIÓN

La zona de estudio se encuentra en el estado de San Luis Potosí, en el municipio de Guadalcázar, en la localidad de La Pólvara, sus coordenadas son: (355896.03 m E, 2539408.02 m N) y (364122.15 m E, 2533368.13 m N), su elevación promedio es de 1337 metros de altitud.



Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

1.5 ANTECEDENTES

En la literatura geológica y petrográfica pocos han sido los estudios e investigaciones realizados previamente y que se pueden encontrar sobre la zona de estudio de la Pólvara. Uno de los principales es un informe geológico realizado por el Consejo de Recursos Minerales en el año de 1982, en el cual se describió la geología local de la zona, y se tomaron tres muestras significativas con fines económicos para realizar análisis químicos llegando a la conclusión de que la zona no es rentable ni potente, además de concluir de que el intrusivo podía tener relación genética con el intrusivo del área El Milagro.

De acuerdo a la composición geoquímica, el estudio de los xenolitos previamente realizados y la distribución geológica de los volcanes y cuerpos de composición de magmas máficos es dividida en dos campos principales; Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo, al noreste y sureste del estado respectivamente.

Cuerpos de composición granítica se encuentran aflorando de manera dispersa a lo largo de la Mesa Central y la mayoría de estos están siendo relacionados de manera directa con el emplazamiento de varios yacimientos minerales. La mayoría de estos cuerpos intrusivos se han reportado con edades de Eoceno (54 y 35 Ma), según Morales-Gómez y Barboza-Gudiño. Dentro de los anteriores trabajos del caso de la Pólvara se usaron 3 fechamientos en circones de U-Pb, dando como resultado edades de Cretácico Superior. La mineralogía principal se describe con plagioclasas, hornblendas y minerales opacos; magnetita, para estos últimos.

Diferentes autores han plasmado información acerca de la composición y petrogénesis de las rocas y minerales de Santo Domingo entre ellos; Dávalos-Elizondo, Aranda-Gómez, F. Luhr., etc. trabajando con muestras de xenolitos para plasmar información acerca de su petrogénesis. Sin embargo, pocos han sido los esfuerzos y el interés de consejos, comisiones e instituciones para generar informes geofísicos que puedan sustentar los resultados que se han reportado.

CAPITULO 2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

2.1.1 FISIOGRAFÍA

La República Mexicana se encuentra enriquecida de relieves y paisajes de todo tipo, el principal factor para obtener representaciones en la superficie es la tectónica y la geología, ya que logran moldear las estructuras morfológicas que mantienen en equilibrio interno a la Tierra y a sus procesos dinámicos bajo los que se encuentra sometida continuamente. El relieve es la representación en la superficie, y en el país mexicano este es muy distinto y variado, ya que se pueden encontrar planicies costeras, cadenas montañosas, cuencas, plataformas, valles, depresiones, etc.

La Mesa Central (MC) es una provincia geológica que se encuentra en la parte centro-norte del país constituida por la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica, además de contemplarse en sus ventanas una serie de depósitos volcánicos de edad terciaria y cuaternaria, donde se observa que la mayoría de estos depósitos, conos, y flujos han sufrido una gran erosión. Enseguida encontramos a la Sierra Madre Oriental (SMO) originada por la orogenia Laramide y compuesta principalmente por rocas sedimentarias calcáreas, es ahí donde se ubicada la zona de estudio La Pólvora formando parte de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

PROVINCIAS FISIOGRAFICAS

Las provincias fisiográficas son regiones donde el relieve es el producto del trabajo de un grupo de elementos que moldean el terreno, así como de un mismo origen geológico y de un semejante tipo de suelo.

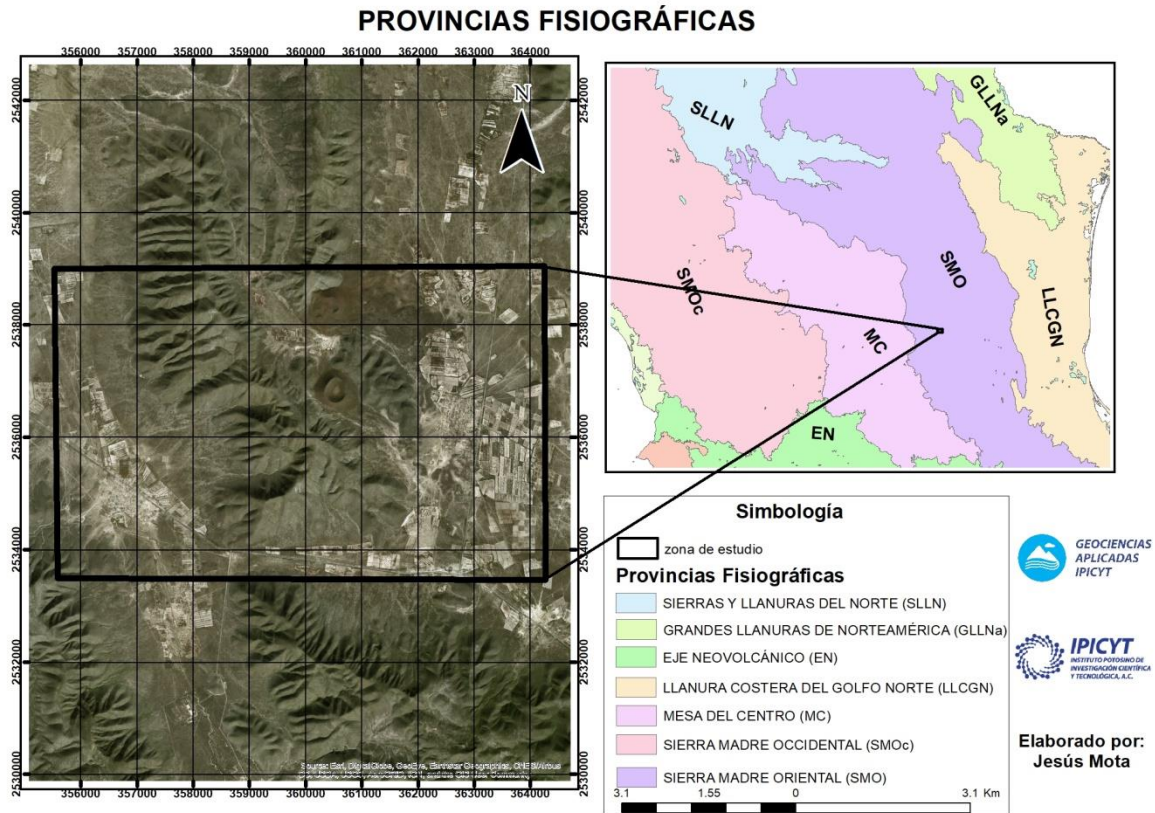


Figura 2. Mapa Provincias Fisiográficas

2.1.2 SIERRA MADRE ORIENTAL

El área de estudio se encuentra en esta provincia, ubicada en el lado este de la república mexicana, tiene una dirección noroeste-sureste, limita al noreste con las Grandes Llanuras de Norteamérica, al noroeste con las Sierras y Llanuras del Norte, al este con la Llanura Costera del Golfo Norte, al suroeste con la Mesa del Centro y al sur con el Eje Neovolcánico. Se extiende en parte de los estados de Coahuila, Durango, Guanajuato, Nuevo León, Hidalgo, Querétaro, San Luis Potosí, Zacatecas, Veracruz y Puebla.

El tipo de roca que más abunda en esta provincia es la sedimentaria, principalmente calizas y lutitas de origen marino de la era mesozoica, los estratos de las rocas antes mencionadas se encuentran plegados debido a la Orogenia Laramide, las cumbres de estos pliegues se encuentran entre los 2000 y 3000 metros.

Se encuentran afloramientos de rocas metamórficas como esquistos y gneises del Precámbrico y del Paleozoico que componen el basamento de la

sierra, las ventanas donde se ven estos afloramientos se encuentran al oeste de Ciudad Victoria.

Debido a que muchas rocas que forman la Sierra Madre Oriental están compuestas por carbonatos, se suelen formar cuevas profundas debido a que varios ríos corren a través de la cordillera, destaca el río Moctezuma, que drena la Mesa Central.

PLATAFORMA VALLES – SAN LUIS POTOSÍ

Se ubica en la parte centro-oriental del Altiplano Mexicano y abarca una parte de la Sierra Madre Oriental, su superficie es de aproximadamente de 48000 Km², y está considerada como una unidad paleogeográfica del Mesozoico

La Plataforma Valles – San Luis Potosí es un segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas, sobre el cual se depositaron una secuencia delgada de sedimentos marinos del Jurásico Superior y secciones de rocas evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico Inferior, Medio y Superior.

Durante el Terciario Inferior ocurrió un plegamiento intenso que afecto a la plataforma, fue influenciado por las evaporitas que se encuentran entre las calizas del Cretácico Medio y Superior y las rocas rígidas antiguas.

La actividad ígnea es extrusiva y fue intensa en algunos sitios de la región, esto se confirma con las estructuras presentes en la zona.

A fines del Terciario hubo una actividad ígnea de tipo extrusivo, la cual fue de mayor intensidad en los límites occidental y sudoccidental de la Plataforma. Mientras que, en la porción central y oriental de la plataforma, como resultado de esta actividad magmática se distinguen algunos aparatos volcánicos y remanentes de derrames basálticos que cubren algunos valles o partes bajas.

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio se localizan rocas sedimentarias, calizas de la formación del Abra, lutitas y areniscas calcáreas de la formación Cárdenas. Las rocas de origen ígneo que se encuentran en la zona son de tipo extrusivo y se presentan como derrames basálticos, también se encuentran unos pórfidos dioríticos.

Las sierras que se encuentran en la zona de La Pólvora se pueden relacionar a los ejes de grandes anticlinales, cuya procedencia se relaciona con la revolución Laramide.

2.2.1 CRETÁCICO

Formación El Abra

Se encuentra sobre la plataforma Valles – San Luis Potosí, es considerada como un complejo calcáreo tipo plataforma, de edad Albiano – Cenomaniano; Carrillo – Bravo (1971)

Presenta dos facies, una de tipo lagunar y otra arrecifal consideradas por Carrillo – Bravo (1971). La facies lagunar se describió como una roca de matriz micrítica y minerales arcillosos, homogénea, los componentes son principalmente foraminíferos, tintínidos e intraclastos.

El espesor aproximado de esta formación que se considero es de aproximadamente 2000 m. Esta formación se correlaciona con las formaciones Cuesta del Cura e Indidura de la Cuenca Mesozoica del centro de México.

Las facies lagunar y arrecifal se depositaron en una plataforma, en un piso marino que estuvo a poca profundidad, debido a la presencia de pequeños levantamientos se puede deducir que la plataforma no era homogénea en su profundidad, ya que se presentan pequeños levantamientos que pudieron dar lugar a los parches arrecifales.

Formación Cárdenas

La primera persona que describió esta formación fue Böse (1906), llamo división Cárdenas a unas areniscas y lutitas calcáreas que se encuentran aflorando a lo largo de la vía del Ferrocarril San Luis Potosí – Tampico, cerca de Cárdenas, S.L.P., después Muir (1936) e Imlay (1944) la definieron nuevamente, Myers (1968) realizó un estudio bioestratigráfico en el sinclinal de Cárdenas y separo la formación en tres miembros.

Dentro de los rasgos litológicos a destacar se encuentran afloramientos formados por la intercalación de lutitas y areniscas de grano medio a fino de color café amarillento. Algunos de estos paquetes se consideran como bancos de 1m. de espesor.

En algunos afloramientos se pueden observar unidades de la formación El Abra sobre la formación Cárdenas, lo que causa que la formación quede entre dos unidades de la formación El Abra, debido a los efectos de una cabalgadura.

Esta formación se correlaciona con la formación Caracol de la cuenca Mesozoica del centro de México, con la Méndez de la margen oriental de la Plataforma Valle – San Luis Potosí y con la Mezcala del área de Guerrero.

El ambiente de depósito de la formación Cárdenas es de tipos regresivo que durante su periodo de sedimentación experimento cambios rápidos de clastos finos a gruesos, en aguas de alta energía y con poca profundidad.

2.2.2 CENOZOICO

Pórfido Diorítico

Esta roca intrusiva fue descrita por Muñoz Saldúa y Soto Regalado (1977) como una roca ígnea intrusiva, hipoabisal, color gris oscuro, textura porfiritica - felsofirica, con cristales de hornblenda y augita, datada en el Terciario Superior.

Dicha roca se presenta en forma de dos cuerpos intrusivos localizados hacia el Sur – Oeste del poblado La Pólvora.

El intrusivo es una roca ígnea intrusiva de color café a café oscuro, textura porfiritica, con cristales de hornblenda, plagioclasas, cuarzo y micas, como componentes secundarios tiene minerales arcillosos, hematita, clorita, cacita y limonita.

La matriz es granular, de plagioclasa, biotita y feldespato, de origen ígneo hipabisal y se clasificó como un pórfido diorítico. Se encuentra intrusionado a rocas sedimentarias de la formación El Abra.

A esta roca se le asignó una edad del Terciario (Mioceno), y puede estar relacionado a fallas regionales que tienen una orientación Este – Oeste.

2.2.3 CUATERNARIO

Basalto

Descrito por Muñoz Saldúa y Soto Regalado (1977) de color negro, textura vesicular que intemperiza en un color café rojizo.

Se trata de derrames de lavas máficas, no presentan un flujo bien establecido. Su forma más representativa es de coladas de basalto, las cuales descansan en forma discordante sobre las rocas calizas de la formación El Abra y como intercalaciones en forma de diques entre las calizas.

El basalto subió a través de fisuras los que provoco la formación de aparatos volcánicos y derrames, cuyos productos se depositaron sobre una topografía irregular.

Conglomerado Oligomítico

Depósitos mal consolidados que se posaron entre los cerros y las sierras, su constitución principalmente es de fragmentos subredondeados a redondeados de las rocas contiguas.

Aluvión

Se encuentra formado por depósitos finos de arcilla y limo, que incluye al suelo que forma el valle, se observa en los arroyos donde quedan como terrazas pequeñas.

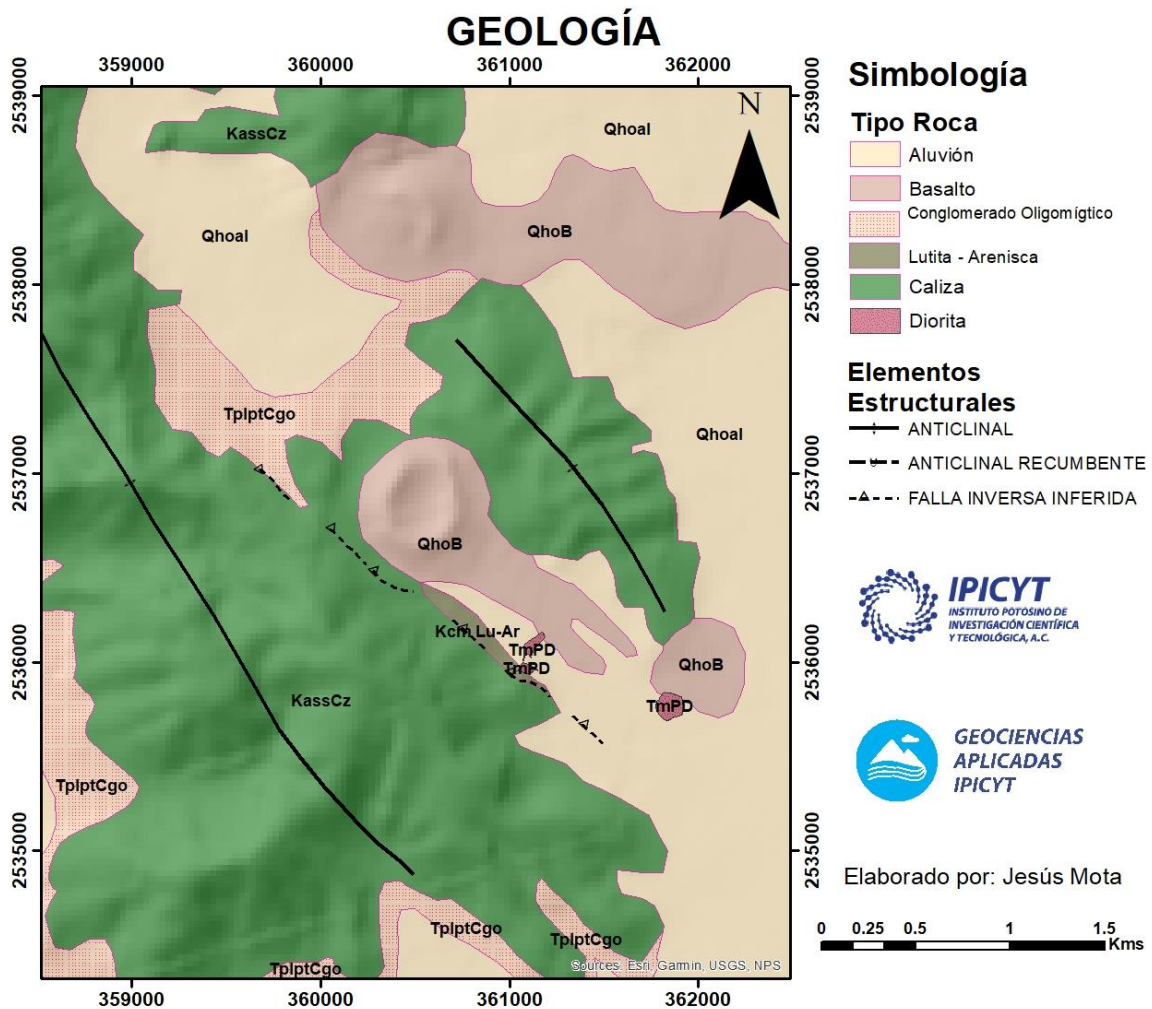


Figura 3. Mapa Geológico

CAPITULO 3 MARCO TEÓRICO

3.1 METODOS POTENCIAIALES

Los métodos magnéticos y gravimétricos miden variaciones en el campo magnético y en la gravedad de la Tierra, respectivamente. Los cambios en la gravedad suceden por las variaciones en la densidad de la roca y las variaciones del campo magnético se debe a la variación del magnetismo en las rocas, que es causado por la susceptibilidad magnética.

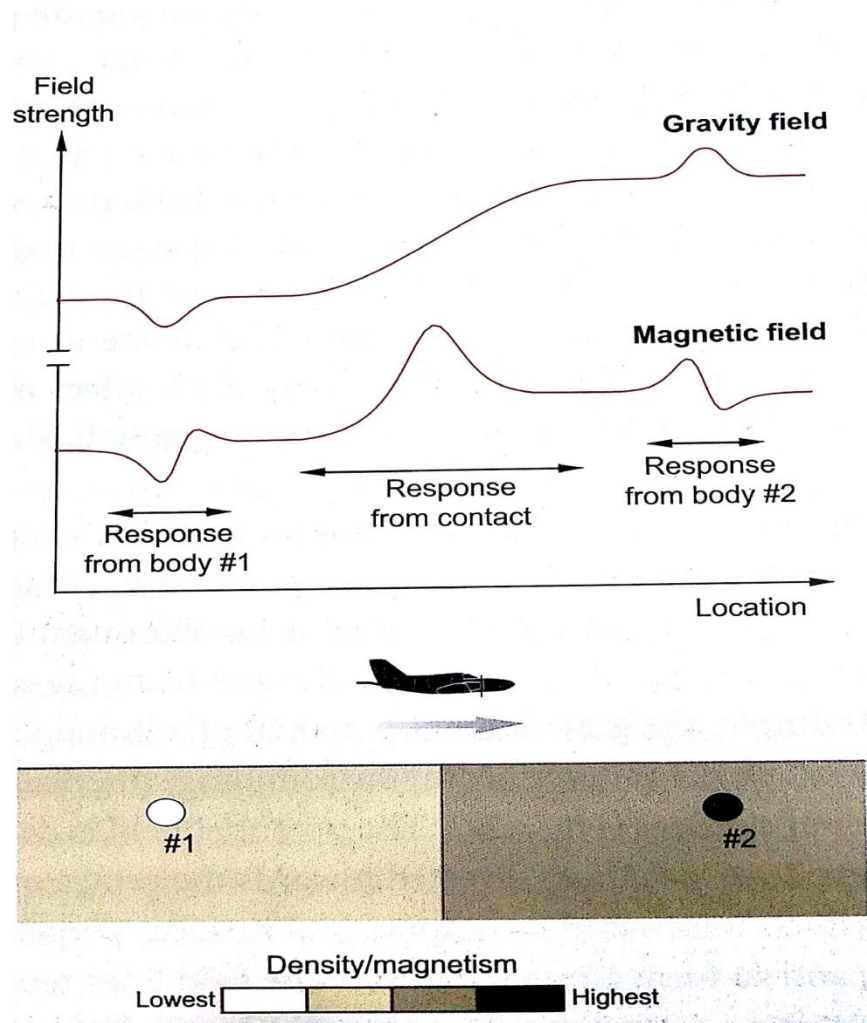


Figura 4. Ilustración esquemática que muestra las variaciones en la fuerza de la gravedad de la Tierra y el campo magnético debido a las variaciones en la densidad de la corteza y el magnetismo, respectivamente. (Mudge, 2014).

3.1.1 GRAVIMETRÍA

Breve Historia

En el año de 1888 el físico húngaro Loránd von Eötvös construyó la primera balanza de torsión con fines científicos, en el año de 1917 el geólogo Hugo von Boeckh, sugirió la utilización de la balanza de torsión para la prospección geológica. En 1919 Schweydar estableció la forma del domo salino de Hanigsen (Alemania), después de este suceso la utilización de la balanza para la prospección se desarrolló rápidamente.

En 1918 el investigador sueco Ising propuso el uso del gravímetro. Este aparato hacia el trabajo de la balanza de torsión más rápido y a un costo menor. El uso del gravímetro se generalizó hacia los años 30, desde entonces el gravímetro ha sufrido mejoras, pero básicamente bajo el mismo principio de funcionamiento.(Cantos, 1973).

Ley de Newton

La atracción de las masas depende de la ley de la gravitación de Newton donde menciona que la fuerza de atracción que actúa sobre dos masas m_1 y m_2 es directamente proporcional a su producto e inversamente al cuadrado de su distancia:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad \text{Ec.1.1}$$

Donde G es la constante de la gravitación universal, la cual determina la intensidad de la fuerza de atracción gravitatoria entre los cuerpos. Su valor aproximado es:

$$G = 6.674 \times 10^{-11} \frac{N \cdot m^2}{Kg^2} \quad \text{Ec.1.2}$$

Campo de gravedad de la Tierra

El campo de gravedad de la Tierra es casi el mismo que el de una esfera que tiene el mismo radio promedio y la misma masa total, pero que aumenta ligeramente hacia los polos. La diferencia entre los campos que se encuentran en el ecuador y los que están en los polos es alrededor de 0,5% o 50000 g.u. La razón de cambio en los polos y el ecuador es cero y alcanza un valor máximo de alrededor de 8 g.u. por kilómetro al norte o al sur a partir de los 45 ° de latitud. La relación entre la gravedad a nivel del mar y la latitud (λ) se describe en la formula internacional de la gravedad, la cual se empezó a usar en 1967:

$$g_{norm} = 9\,780\,318.5 + 51629.27 \sin^2 \lambda + 229.5 \sin^4 \lambda \quad \text{Ec.1.3}$$

Esta fórmula se utiliza para calcular el valor teórico de la gravedad en cualquier latitud. La gravedad teórica al nivel del mar en el ecuador es 9 780 318.5 g.u. Esta fórmula sustituyó una versión anterior de 1930 con constantes ligeramente diferentes incluida una gravedad ecuatorial a nivel del mar de 9 780 490 g.u. (Millsom, 2003).

Densidad de las rocas

La unidad de densidad en el Sistema Internacional es el kg/m^3 , pero el Mg/m^3 es ampliamente utilizado ya que los valores son, numéricamente, los mismos que en el antiguo sistema CGS en el que el agua tiene densidad unitaria. Las densidades de las rocas que se encuentran en la corteza terrestre están entre 2.0 y 2.9 Mg/m^3 , se adoptó una densidad de 2.67 Mg/m^3 como una medida estandarizada para la corteza superior.

Rocas Comunes	Densidad (Mg/m^3)
Arena Seca	1.4 - 1.65
Serpentinita	2.5 - 2.6
Arena Húmeda	1.95 - 2.05
Gneis	2.65 - 2.75
Granito	2.5 - 2.7
Basalto	2.7 - 3.1
Caliza	2.6 - 2.7
Gabro	2.7 - 3.3
Cuarcita	2.6 - 2.7
Peridotita	3.1 - 3.4
Minerales	
Esfalerita	3.8 - 4.2
Galena	7.3 - 7.7
Calcopirita	4.1 - 4.3
Cromita	4.5 - 4.8
Pirrotita	4.4 - 4.7
Hematita	5.0 - 5.2
Pirita	4.9 - 5.2
Magnetita	5.1 - 5.3

Tabla 1. Densidades de rocas comunes y de minerales (Millsom, 2003).

Las rocas sedimentarias por lo regular son menos densas, hay por lo menos siete factores que afectan la densidad de los materiales sedimentarios como son la cementación, composición, proceso tectónico, porosidad y los tipos de fluidos en los poros, el año y la profundidad de depósito. Cada factor afecta en diferente grado la densidad de la roca, pero normalmente el cambio de densidad entre estratos que se encuentran juntos nunca es mayor a 0.25 Mg/m^3 .

La densidad varía según el material con el que está hecha la roca y el grado de consolidación. Los sedimentos que permanecen enterrados durante mucho tiempo se consolidan y litifican, lo que resulta en una porosidad reducida y, en consecuencia, una mayor densidad (Reynolds, 1998).

Tipo de Material	Promedio de la densidad (Mg/m^3)
Suelo y aluvión	2
Pizarras y arcillas	2.3
Areniscas y conglomerados	2.4
Caliza y dolomita	2.6

Tabla 2. Densidades aproximadas de rocas sedimentarias (Reynolds, 1998).

Las rocas ígneas son más densas que las rocas sedimentarias, conforme disminuye el contenido de sílice en las rocas ígneas se vuelven más densas, debido a estos las rocas ígneas básicas son más densas que las ácidas.

En las rocas metamórficas la densidad aumenta conforme aumenta el grado de metamorfismo y conforme disminuye la acidez de la roca, sin embargo, en este tipo de rocas las variaciones de la densidad son más erráticas que en las rocas ígneas y sedimentarias.

Medición de la gravedad

Gravedad Absoluta

Para la determinación del valor absoluto de la aceleración de la gravedad se necesita que los procedimientos de medición sean muy precisos y cuidadosos regularmente estas técnicas se llevan a cabo en un laboratorio.

La medición de la gravedad absoluta se puede hacer de dos formas con un péndulo o con el método de caída libre de cuerpos.

En el caso del método del péndulo se efectúan con péndulos de doble brazo o reversibles, estos aparatos constan de un asa que se encuentra colgada a

una determinada longitud (**L**) la que oscila con un periodo (**T**) donde la fuerza que actúa como fuerza recuperadora del sistema es la gravedad.

$$T = 2\pi\sqrt{L/g} \quad \text{Ec.1.4}$$

El método de caída libre de cuerpos se describió por primera vez en 1946 por Volet y consiste en determinar a través de la distancia que recorre un cuerpo en caída libre la aceleración de la gravedad y se utiliza la siguiente ecuación:

$$z = \frac{1}{2}gt^2 \quad \text{Ec.1.5}$$

No es necesario cada vez que se inicia un estudio gravimétrico realizar una medición de gravedad absoluta ya que existe una red mundial de estaciones gravimétricas donde los valores de gravedad absoluta han sido determinados y se puede vincular a cualquier levantamiento de gravedad regional a valores de gravedad absoluta por referencia al IGSN 71.

Gravedad Relativa

Un gravímetro mide el gradiente del potencial gravitatorio en la dirección vertical, funciona según el principio de medir las diferencias en la tensión de un muelle desde el que está suspendida una pequeña masa (en este caso si se toma la medición de la gravedad relativa en dos lugares diferentes el muelle donde está suspendida la masa tendría una longitud diferente) el principio del método de medición de gravedad relativa se explica con la siguiente ecuación:

$$mg = k(L - L_0) \quad \text{Ec.1.6}$$

Donde m es la masa del cuerpo suspendido, L es la longitud final, L_0 es la longitud conocida del resorte y k es la constante elástica del resorte.

La variación de la gravedad se determina con la medición de dos estaciones ya que también se determinan dos longitudes distintas que son L_1 y L_2 y se realiza con la ecuación:

$$\Delta g = g_2 - g_1 = \frac{k}{m} (L_2 - L_0 - L_1 + L_0) \quad \text{Ec.1.7}$$

Simplificando:

$$\Delta g = \Delta L \frac{k}{m} \quad \text{Ec.1.8}$$

Correcciones

Se deben hacer correcciones para reducir las lecturas de gravedad a los valores que tendrían en una superficie equipotencial como el geoide (o una superficie paralela en todas partes). A continuación, se mencionan las principales.

Anomalía Gravimétrica

La desigualdad de los valores de gravedad medida, descendido al nivel del mar, geoide y el valor teórico calculado, es lo que se conoce como anomalía gravimétrica y se expresa con la siguiente ecuación:

$$\Delta g = g_{obs} - g_n + A_{l_{corr}} - B_{corr} + T_{corr} \pm I_{corr} \quad \text{Ec.1.9}$$

Para la prospección gravimétrica no es necesaria la corrección isostática, porque su efecto es constante en la zona del estudio y se puede eliminar con otro procedimiento.

Deriva Instrumental

Este tipo de corrección contrarresta la deriva en las lecturas a lo largo del tiempo, se basa en la toma de lecturas repetidas en la estación base. Cuando se registra el tiempo de cada lectura, el rango de la deriva se puede determinar y por lo tanto se puede eliminar de cada medición. Se asume que la deriva es lineal durante el tiempo entre las lecturas de la estación base.

Corrección por latitud

La corrección por latitud se lleva a cabo restando la gravedad teórica calculada usando la fórmula de gravedad internacional del valor observado (g_{obs}), para los estudios o levantamientos pequeños en los que el rango de latitud es menor a un grado y que no están vinculados a la red de gravedad absoluta, se hace un procedimiento más simple, se selecciona una estación base local para la cual el gradiente de gravedad horizontal (δg_L) se determina en un grado dado de latitud (Φ) con la siguiente ecuación:

$$\delta g_L = -8.108 \sin 2 \Phi \text{ g.u. por km N} \quad \text{Ec.2.0}$$

Esta corrección se hace con un valor negativo que va aumentando con respecto a la distancia desde el Ecuador hacia cualquiera de los dos polos debido a que compensa el incremento en el campo gravitacional (Reynolds, 1998).

Corrección de Aire Libre

El fundamento de esta corrección es que permite reducir la magnitud de la gravedad con la altura sobre el geode, independientemente de la naturaleza de la roca. La corrección de aire libre es la diferencia entre la gravedad medida a nivel del mar y a una altura h en metros. El valor utilizado en la corrección de aire libre es de 3.086 g.u./m, este valor presenta variaciones con respecto a la latitud siendo de 3.088 g.u./m en los polos y un valor de 3.083 g.u./m en el ecuador, la diferencia de la gravedad entre el nivel del mar y la altura en metros es la corrección de aire libre.

Si se toma en cuenta que la Tierra es un esferoide achatado el valor de la corrección de aire libre es el siguiente:

$$\delta g_F = 3.086 h \text{ g.u.} \quad \text{Ec.2.1}$$

La reducción de g con el aumento de la altura sobre el suelo es importante en la gravimetría aérea. El valor calculado aplicando las correcciones de latitud y de aire libre se denomina anomalía de aire libre y se usa comúnmente para mostrar los datos de gravedad corregidos para océanos y plataformas continentales (Reynolds, 1998).

Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer (δg_B) tiene como fundamento calcular una fuerza gravitacional impuesta por una lámina de roca cuyo espesor (h) y una densidad (ρ) produce un campo de gravedad igual a $2\pi\rho Gh$, que da como resultado que las mediciones de la gravedad (g_{obs}) sean sobreestimadas en una cantidad igual a $0.4192\rho h$ g.u., el efecto Bouguer es positivo y la corrección es negativa.

$$\delta g_B = 2\pi\rho Gh = \beta\rho h \text{ (g.u.)} \quad \text{Ec.2.2}$$

Donde G es la constante de la gravedad, $\beta = 2\pi G$ que es igual 0.4192 g.u.

Corrección Topográfica

En zonas en donde el relieve es alto, se deben realizar correcciones topográficas detalladas, esta corrección toma en cuenta la influencia de atracción de masa que se produce por la topografía cercana al sitio de medición, ya que la corrección de Bouguer no tiene en cuenta las colinas y valles, solo supone una aproximación a la lámina de roca horizontal semi infinita entre el nivel del mar y la estación de medición.

Para realizar manualmente la corrección topográfica se utiliza el gráfico de Hammer (fig.5), que es una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación

gravimétrica la cual se divide en sectores transparente se centra en la estación de gravedad sobre un mapa topográfico y la diferencia entre la altura promedio del terreno y la altura de la estación se calcula para cada compartimento.

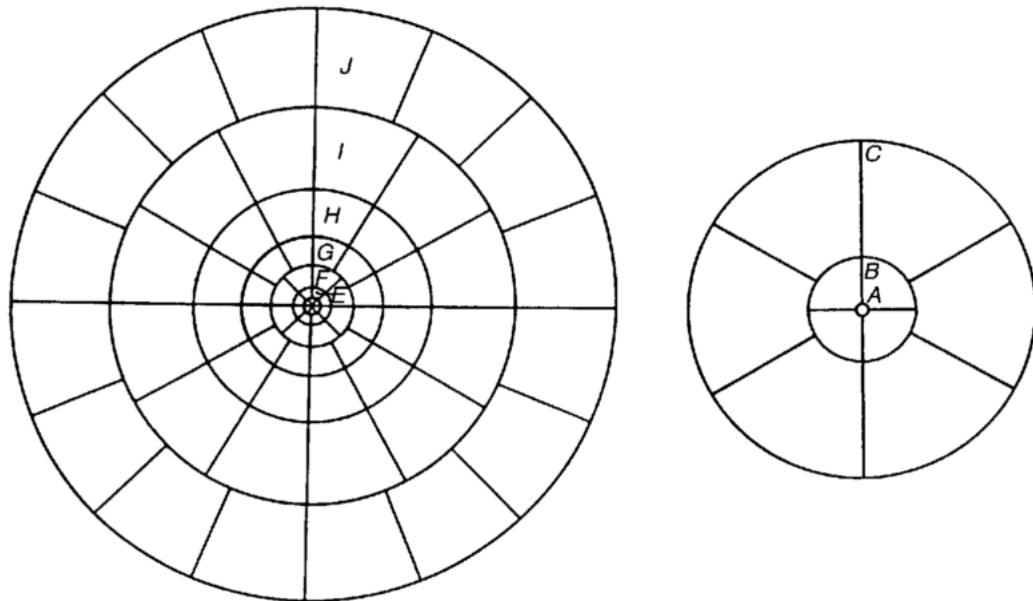


Figura.5. Carta de la corrección de terreno de Hammer, mostrando los anillos internos A-C expandidos para mayor claridad (Reynolds, 1998).

El método de la corrección por terreno trabaja con el principio de calcular el valor de g en el centro de un anillo de radio interior y exterior r_1 y r_2 usando la siguiente ecuación:

$$\delta g_{\text{seg}} = \frac{2\pi\rho G}{N} [r_2 - r_1 + (r_1^2 + z^2)^{1/2} - (r_2^2 + z^2)^{1/2}] \text{ (g. u.)} \quad \text{Ec.2.3}$$

Donde N es el número de segmentos en el anillo, ρ es la densidad de la corrección de Bouguer (Mg/m^3) y z es el modelo de la diferencia de elevación entre la estación de gravedad y la elevación media del segmento.

Anomalía de Bouguer

El último producto de la reducción de datos gravimétricos es la anomalía de Bouguer (Δg_B), siendo la diferencia entre el valor de gravedad observada (g_{obs}), (con sus correcciones respectivas) y un valor de una estación base (g_{base}). La variación que se registra en la anomalía de Bouguer es la variación lateral de la densidad que se presenta en la corteza debido a la diversidad de rocas que se encuentran.

$$\Delta g_B = g_{obs} + \Sigma(\text{corr}) - g_{base} \quad \text{Ec.2.4}$$

Σ corr = se refiere a las correcciones de latitud, aire libre, Bouguer, corrección de terreno, corrección de Eötvös, corrección isostática, corrección por deriva.

Anomalía Residual de Bouguer

Se obtiene mediante la separación de las anomalías regionales de la anomalía de Bouguer completa, existen una gama de diferentes métodos con diferentes grados de complejidad y eficiencia mediante los cuales se pueden aislar las anomalías residuales. Estos van desde el trazado de curvas, hasta los métodos analíticos que se realizan en computadora.

En los métodos gráficos implican el trazado de esquemas de tendencias regionales estimadas en un perfil o calcular el residual a partir de isogales en un mapa.

Un ejemplo del método analítico se basa en el ajuste de una expresión polinomial de bajo orden a los datos de anomalía de Bouguer y luego restar los valores calculados de los observados para producir valores residuales, que luego se representan en un mapa.

Los métodos analíticos pueden parecer más completos, pero algunas veces la interpretación manual puede tener en cuenta algunas variaciones en la geología que un sistema automatizado puede pasar por alto (Reynolds, 1998).

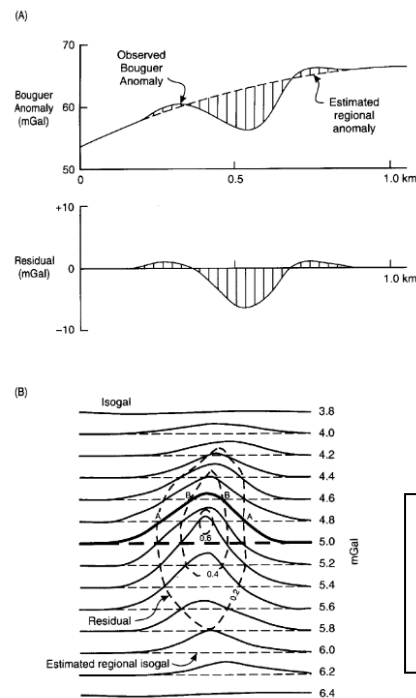


Figura. 6. (A) Eliminación de la gravedad residual de un perfil regional. (B) Mapa de gravedad residual (Reynolds, 1998).

Estimación de la profundidad de fuentes gravimétricas y magnéticas

Se conocen varios métodos para estimar las profundidades de las fuentes que producen las anomalías basados en la longitud de onda, a continuación, se describirá cómo funciona la deconvolución de Euler y el análisis espectral.

Deconvolución de Euler

Es un método semiautomatizado para determinar la profundidad de la fuente se puede aplicar tanto en datos magnéticos como gravimétricos, comúnmente utilizado para analizar rápidamente un gran número de respuestas en un conjunto de datos. El método se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler, esta ecuación relaciona el campo gravimétrico o magnético y sus componentes de gradiente con la ubicación de la fuente, con el grado de homogeneidad N , que se interpreta como un índice estructural que es una medida de la tasa de cambio con la distancia de un campo.

La ecuación de Euler representa la fuerza (f) del campo potencial en un punto (x, y, z) en el espacio, debido a una fuente ubicada en (x_0, y_0, z_0) , en términos de la derivada de primer orden del campo en la siguiente forma:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N(B - f) \quad \text{Ec.2.5}$$

incluye un fondo (regional) componente (B).

El índice estructural (N) explica la tasa de disminución en la amplitud de la respuesta con la distancia desde la fuente. Esto afecta los gradientes medidos y depende de la geometría de la fuente (Mudge, 2014).

Si N es muy bajo, la estimación de profundidad (z_0) será demasiado superficial, y si N es muy alta, se sobreestimaré la profundidad. Las coordenadas horizontales son mucho menos afectadas. Una estrategia efectiva es trabajar con todos los valores de N entre 0 y 3, en incrementos de, digamos, 0.5. Esto explicará que la geología no esté representada adecuadamente por ninguna de las formas de modelo idealizadas, y también se ha demostrado que para modelos más realistas N varía con la profundidad y la ubicación.

En la Figura 7. se muestra un perfil con datos de gravedad (g). Se considera que el componente a través de la línea (y) del campo es simétrico con respecto al perfil y se obtienen resultados en 2D (x_0, y_0) . Una ventana con longitud definida (n) se mueve a lo largo del perfil de datos gravimétricos y el perfil de la derivada vertical y horizontal, se obtienen las coordenadas del campo de fondo y de la fuente para cada punto. Hay tres incógnitas (x_0, z_0 y B) la ventana debe

abarcar mínimo tres puntos, en la Figura 7, se muestra una ventana de cinco puntos ($n=5$, centrado en x_0).

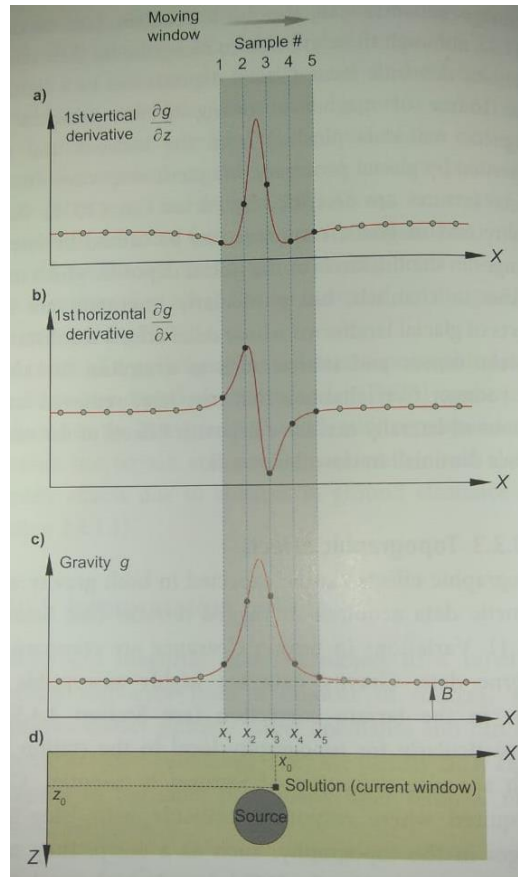


Figura. 7. Ilustración esquemática de la deconvolución de Euler 2D usando una ventana de cinco puntos aplicado a datos de gravedad (Mudge, 2014).

La deconvolución de Euler produce muchas soluciones para una anomalía, se pueden utilizar varias técnicas para poder identificar las mejores soluciones, como valorar la asociación de soluciones aplicando diferentes ventanas y relacionar los resultados para diferentes valores de N .

Análisis Espectral

Este procedimiento analiza la potencia de la señal con respecto al número de onda, esto permite evaluar la profundidad de los cuerpos que provocan las anomalías tanto magnéticas como gravimétricas.

Por medio de un cuerpo prismático se calcula la transformada de Fourier, la cual muestra un punto máximo de la amplitud del espectro lo que indica una función de la profundidad de la cima y base del cuerpo, la densidad o la magnetización del cuerpo determina la amplitud.

Para estimar las fuentes se utiliza la pendiente del espectro de potencia entre 4π (Spector et al., 1975):

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad Prof = \frac{m}{4\pi} \quad \text{Ec. 2.6}$$

A continuación, se muestra una imagen de cómo es un espectro de potencia:

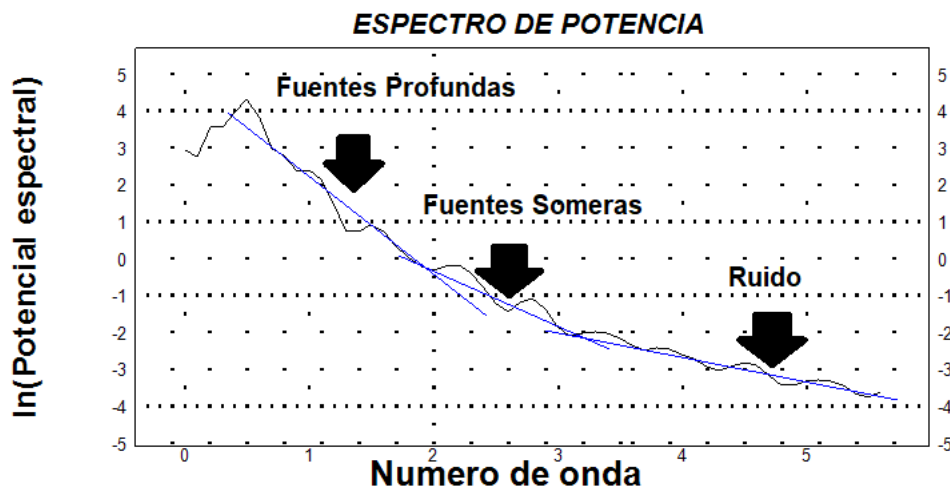


Figura.8. Ejemplo de espectro de potencia

Profundidad al Basamento

Este procedimiento se lleva a cabo como parte de un menú del programa Oasis Montaj, es un método automatizado el cual proporciona la posición, profundidad e intensidad de los cuerpos en un perfil. Las profundidades se determinan usando la deconvolución de Werner, la señal analítica y la deconvolución extendida de Euler.

3.2.1 MAGNETOMETRÍA

Historia

El Dr. Gilbert afirmó que la tierra era un imán y publicó un trabajo científico “De Magnete”, en 1843 Von Wrede descubrió la posibilidad de ocupar las propiedades magnéticas para descubrir minerales de hierro. En 1904 Haanel escribió sobre la localización y examen de minerales magnéticos por mediciones del magnetómetro. (Cantos, 1973).

Campo Magnético

Sabemos de la existencia del campo magnético por el efecto que causa sobre objetos magnetizados, rocas magnéticas como la magnetita o bobinas de cobre que llevan corriente eléctrica, esta clase de observaciones dieron como resultado el concepto de campos magnéticos.

Las corrientes eléctricas tienen la capacidad de que pueden crear campos magnéticos como en el caso de las bobinas de cobre que se vuelven imanes temporales.

El campo magnético H apunta en ángulo recto a la dirección del flujo de corriente como al vector unitario radial r (véase Figura 9). La magnitud de H es proporcional a la intensidad de corriente i (Tauxe, 2005).

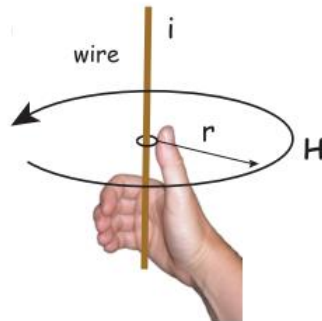


Figura. 9. Relación del campo magnético con la corriente. (ley de mano derecha)

El caso más general de la ley de Ampere conocido como la ley Biot-Savart es:

$$\delta H = \frac{1}{4\pi r^2} i \delta \mathbf{u} \times \hat{\mathbf{r}} \quad \text{Ec.2.7}$$

Donde δH es el incremento del campo magnético causado por el incremento de la longitud δu , \hat{r} es el vector unitario a lo largo de r .

La ley de Biot-Savart es equivalente a la ley de Ampere y también a una de las ecuaciones de Maxwell de electromagnetismo: En un campo eléctrico estable, $\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}_f$, donde \mathbf{J}_f es la densidad de la corriente eléctrica (Tauxe, 2005).

Momento magnético

Una corriente eléctrica en un cable produce un campo magnético que se curva alrededor del cable. Si doblamos el cable en un bucle con un área πr^2 que lleva una corriente i , como se ve en la Figura 10a, el bucle de corriente crea el campo magnético que se muestra por el patrón de las limaduras de hierro. Este campo es el mismo que sería producido por un imán con un momento magnético \mathbf{m} que se muestra en la Figura 10b.

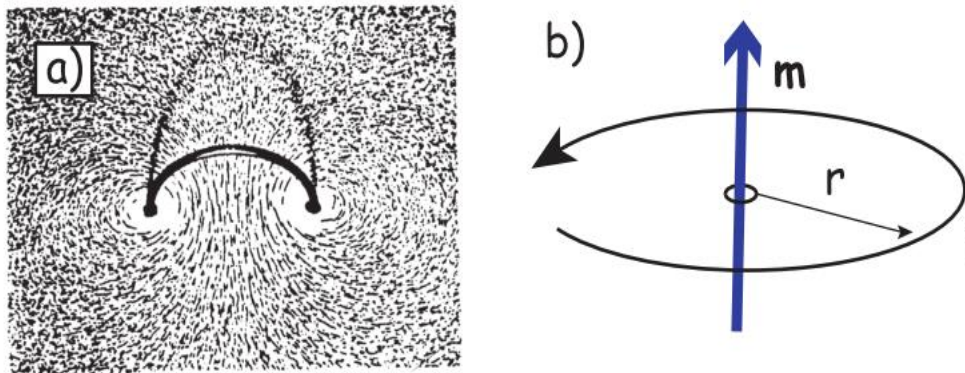


Figura.10. a) Las limaduras de hierro muestran el campo magnético generado por la corriente que fluye en un bucle. b) Esquema de un momento magnético (Tauxe,2005).

Flujo Magnético

El campo magnético es considerado como un campo vectorial ya que en cualquier punto presenta magnitud y dirección. La fuerza del campo depende de que tan cerca se encuentren las líneas del campo entre sí, a estas líneas se les llama flujo magnético. La densidad de las líneas de flujo es una medida de la fuerza del campo magnético: denominada como inducción magnética \mathbf{B} .

La densidad de flujo magnético (inducción magnética) se cuantifica cuando un conductor se mueve a través de ella, se puede considerar como la diferencia de potencial que se crea con el voltaje \mathbf{V} en un conductor de longitud \mathbf{l} , cuando el conductor se mueve en relación con la inducción magnética \mathbf{B} con velocidad \mathbf{v} :

$V = vIB$. De aquí se puede derivar las unidades de inducción magnética: tesla (T). Un Tesla es la inducción magnética que genera un potencial de un voltio en un conductor de 1 metro de longitud cuando se mueve 1 metro por segundo. $1 T = 1 V \cdot s \cdot m^{-2}$ (Tauxe, 2005).

Magnetismo

Cuando se ocupa el término magnetismo es en referencia a las propiedades de un cuerpo que es magnético y magnetización al proceso de adquisición del magnetismo.

Un material puede poseer magnetismo o puede adquirirlo a través de un campo magnético externo, un ejemplo podría ser el campo magnético de la Tierra. Estos dos tipos de magnetismo son definidos como magnetismo permanente o remanente y magnetismo inducido. El magnetismo general de un cuerpo es la suma del vector del magnetismo inducido y remanente.

El magnetismo se puede describir en términos del polo magnético, el elemento fundamental del magnetismo, los polos magnéticos pueden tener polaridad tanto positiva como negativa, refiriéndose al polo norte o polo sur respectivamente. Los polos magnéticos de igual fuerza, pero de polaridad opuesta generan un par y se conocen como un dipolo magnético.

Unidades de medición magnéticas

En el sistema internacional, la intensidad o la fuerza del magnetismo de un objeto se define en términos de una corriente eléctrica que fluye en un bucle de alambre produciendo el mismo magnetismo. Las unidades son amperes/metro (A/m) o miliamperios/metro (mA/m). En el sistema CGS la fuerza del magnetismo es medida en gauss (G), un G equivale a 1000 A/m.

La medida en el SI de la intensidad del campo magnético (B) es el Tesla (T), en geofísica se usan las nanoteslas (nT) ya que el campo magnético es muy débil para ocupar el Tesla, en el sistema CGS se usa el Gamma (γ), 1 Gamma es igual a 1 nT.

Susceptibilidad magnética e inducción magnética

Para un campo magnético muy débil como el campo de la Tierra, la fuerza del magnetismo inducido (J_{inducido}) es proporcional a la fuerza del campo aplicado externamente (B) está dado por:

$$J_{inducido} = K \frac{B}{\mu_0} \quad \text{Ec.2.8}$$

Donde μ_0 la permeabilidad magnética en el vacío y tiene un valor de $4\pi \times 10^{-7}$ henry/m, y la constante de proporcionalidad (K), es decir el grado en que un cuerpo es magnetizado por un campo externo, se conoce como la susceptibilidad magnética de un cuerpo y esta expresada por la siguiente ecuación:

$$K = \frac{\mu_0}{B} J_{inducido} \quad \text{Ec.2.9}$$

La susceptibilidad es la relación de la resistencia del magnetismo inducido a la fuerza del campo que lo causó. Como es una relación, no tiene unidades.

Los valores de susceptibilidad de las rocas y los minerales, normalmente son declarados como $\times 10^{-3}$ o $\times 10^{-5}$, también depende de la permeabilidad magnética (μ) como se muestra en la siguiente ecuación (Mudge, 2014):

$$K = \frac{\mu - \mu_0}{\mu_0} = \frac{\mu}{\mu_0} - 1 \quad \text{Ec.3.0}$$

Si la susceptibilidad de los materiales es alta y el campo externo es intenso, más fuerte será el magnetismo inducido en el cuerpo, y el campo inducido es paralelo al campo que lo produce.

Las rocas sedimentarias y las rocas ígneas ácidas tienen una susceptibilidad muy pequeña, en comparación con los basaltos, gabros y las serpentinitas que usualmente son muy magnéticos, la meteorización de las rocas usualmente reduce la susceptibilidad porque la magnetita se oxida a hematita. A continuación, se muestra una tabla con las susceptibilidades de algunas rocas y minerales comunes (Milsom, 2003).

ROCAS COMUNES	SUSCEPTIBILIDAD
Pizarra	0-0.002
Diabasa	0.01-0.15
Diorita	0.0005-0.001
Basalto	0.001-0.1
Granulita	0.0001-0.05
Riolita	0.00025-0.01
Sal	0.0-0.001
Gabro	0.001-0.1
Caliza	0.00001-0.0001
MINERALES	
Hematita	0.001-0.0001
Magnetita	0.1-20.0
Cromita	0.0075-1.5

Pirrotita	0.001-1.0
Pirita	0.0001-0.005

Tabla 3. Susceptibilidades magnéticas de rocas y minerales comunes (Milsom, 2003).

Magnetismo Remanente

El campo externo puede causar cambios que no se pueden revertir en las propiedades magnéticas a algunos materiales, pero cuando ese campo externo es removido o modificado los materiales conservan un magnetismo permanente o remanente. La orientación y la fuerza del magnetismo remanente están relacionadas con el campo magnético externo en el tiempo de su formación y también se ve afectada por el magnetismo mineral contenida en la roca.

El magnetismo remanente es paralelo (o muy cercano a serlo) al campo magnético de la tierra en el momento en el que se creó, el magnetismo remanente adquirido en el momento de la formación de las rocas se denomina primario, y el secundario se refiere al magnetismo adquirido posteriormente.

La proporción de la fuerza del magnetismo remanente ($J_{remanente}$) y el magnetismo inducido ($J_{inducido}$) es conocido como la proporción de Königsberger (Q):

$$Q = \frac{J_{remanente}}{J_{inducido}} \quad \text{Ec.3.1}$$

Donde Q es la proporción y no tiene unidades, cuando es mayor a 1 el magnetismo remanente es el dominante y viceversa (Mudge, 2014).

Tipos de Magnetismo

Las propiedades magnéticas de los materiales se determinan por los giros del electrón y los movimientos orbitales en los átomos, la concentración de átomos o iones magnéticos, la interacción entre los átomos y la estructura del enrejado molecular. Para muchos átomos e iones, los efectos magnéticos de estos se cancelan, de tal manera que no es magnético, en otros átomos se genera un dipolo magnético que forma la magnetización espontánea del material.

La respuesta de la materia a un campo externo se puede clasificar en tres tipos diferentes de magnetismo: diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo.

Diamagnetismo

El fenómeno es caracterizado por la variación del radio y de la velocidad de giro de las cargas de los átomos, de esta forma esta variación se opone al campo magnético exterior. Este fenómeno se presenta en la totalidad de los átomos, pero solo se observa en los que el número de electrones es grande y están dispuestos con una simetría que el momento magnético es nulo. Los materiales que presentan este fenómeno se conocen como diamagnéticas y son la sal común, la anhidrita, el bismuto. El resultado de este diamagnetismo es que el campo magnético es menor en el interior de estos cuerpos y tenemos K (susceptibilidad) < 0 (Cantos, 1987).

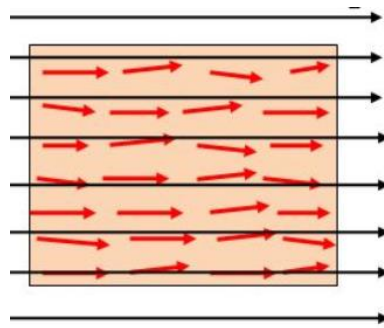


Figura. 11. Esquema del comportamiento de los materiales diamagnéticos.

Paramagnetismo

El fenómeno del paramagnetismo en los materiales tiene como resultado un momento magnético no nulo. En este caso los momentos magnéticos de los átomos no son nulos y se encuentran distribuidos en todas direcciones, provocando que los momentos magnéticos estén en todas direcciones, con lo que los materiales se toman como no magnéticos. En presencia de un campo exterior, se ordenan de tal manera que se refuerzan la acción del campo y la susceptibilidad en este caso es $K > 0$.

El fenómeno del paramagnetismo depende de la agitación térmica de las moléculas y por lo tanto de la temperatura (Cantos, 1987).

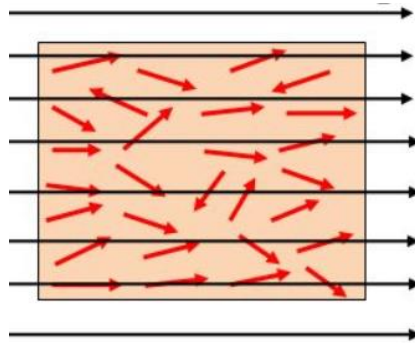


Figura. 12. Esquema del comportamiento de los materiales paramagnéticos.

Ferromagnetismo

Presentándose solo en estado sólido y en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para que se produzcan un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, al someter a este tipo de materiales a un campo exterior se ordenan y ocurre un fenómeno similar al paramagnetismo.

El valor de la susceptibilidad de estos materiales es mucho mayor que para los paramagnéticos, un ejemplo de estas sustancias son el acero, el hierro, el cobalto, la magnetita, el níquel.

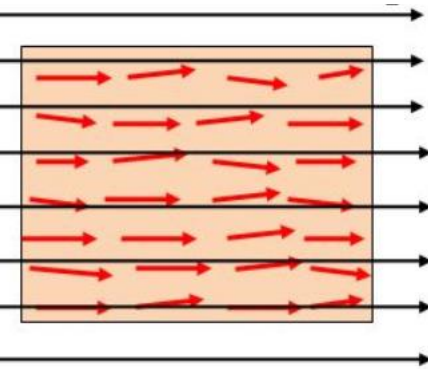


Figura.13. Esquema del comportamiento de los materiales ferromagnéticos.

El campo geomagnético

El campo magnético de la Tierra se puede representar como un imán muy grande ubicado dentro de la Tierra. Es una buena representación del campo que probablemente resulta de un complejo sistema de corrientes eléctricas que fluyen

en el núcleo de la Tierra, impulsado por procesos relacionados con la convección. El polo norte al que apunta la aguja de una brújula, busca el polo sur magnético del campo de la Tierra, que en realidad está ubicado en la proximidad del polo norte geográfico, los polos geomagnéticos y geográficos no son coincidentes.

El campo principal que se puede decir que es estable se origina en el núcleo se conoce como el campo interno, es el responsable del magnetismo remanente e inducido de las rocas. Hay un componente inestable del campo magnético de la Tierra que está asociado con variaciones que ocurren de fracciones de segundo a meses. Esto se debe a fuentes externas a la Tierra y se conoce como el campo externo, esto es un obstáculo porque las variaciones temporales que suceden cuando se hace un levantamiento magnético se deben de compensar para que se revelen las variaciones espaciales en el campo.

El campo en una localización se define por intensidad o fuerza, (F) su dirección, su inclinación ($Inc.$) y declinación ($Dec.$), la localización donde las líneas de campo son paralelas a la superficie de la Tierra define el ecuador magnético. Ocurre cerca del ecuador geográfico, hay lugares en que los dos se desvían hasta 15° de latitud.

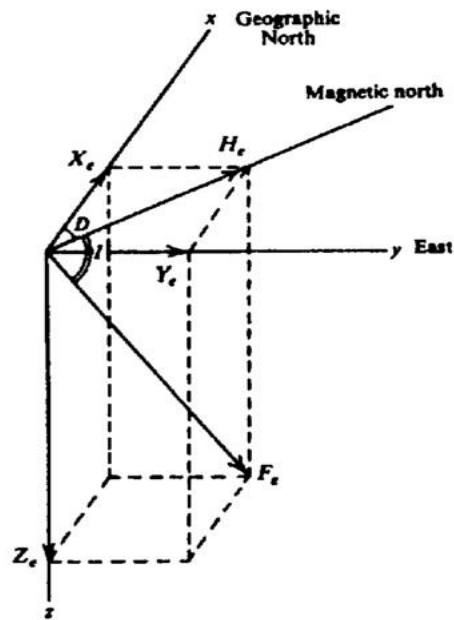


Figura.14. Componentes del campo geomagnético (Milsom, 2003).

Los polos magnéticos son los lugares donde el campo es perpendicular a la superficie de la Tierra, la inclinación es de $+90^\circ$ en el polo norte magnético y -90° en el polo sur magnético.

La declinación describe la dirección del campo en el plano horizontal, esto quiere decir es la diferencia entre el norte verdadero y el norte magnético.

El campo geomagnético alcanza su fuerza máxima en los polos magnéticos, alrededor de 60000 nT en el polo norte magnético y 67000 nT en el polo sur magnético. Su fuerza mínima, está alrededor de 25000 nT. Esto es importante porque significa que el magnetismo inducido de una fuente es menor donde el campo es más débil.

El componente relativamente estable del campo geomagnético se describe por medio de un modelo matemático desarrollado a partir de muchas observaciones durante varios años, el modelo se conoce como el campo geomagnético internacional de referencia por sus siglas en inglés (IGRF), este modelo suministra la dirección y la fuerza del campo en cualquier ubicación, y trata de pronosticar los diferentes cambios temporales en estos para un periodo de 5 años.

La importancia del IGRF para el levantamiento magnético es que permite determinar la fuerza y la orientación del campo geomagnético en el momento y la ubicación de un reconocimiento magnético, lo que es importante tanto para mejorar como para interpretar los datos (Mudge, 2014).

Anomalías Magnéticas

La fuerza del campo magnético de la Tierra que incluye el campo geomagnético principal asociado con el núcleo de la Tierra y los campos asociados con el magnetismo de rocas locales que se mide en estudios magnéticos, los instrumentos con los que se hacen estos estudios miden la intensidad total del campo, que es la resultante de la vertical y las componentes horizontales del campo.

Prospección magnética

Los levantamientos magnéticos terrestres por lo regular se efectúan en áreas relativamente pequeñas con un objetivo previamente definido. El espaciamiento entre estaciones puede ser del orden de 10-100 m, aunque pueden ser mayor o menor, cuando se toman lecturas no se debe de realizar cerca de objetos metálicos como líneas de ferrocarril, automóviles, carreteras, cercas, casas, ya que puedan perturbar el campo magnético local. Debido a esta situación, las personas que operan los magnetómetros no deben llevar objetos metálicos. Dado que los magnetómetros modernos no requieren una nivelación precisa, un levantamiento magnético terrestre se realiza de una manera más rápida que un levantamiento de gravedad.

Correcciones magnetométricas

La corrección de los datos magnéticos es necesaria para eliminar las variaciones en las observaciones que son ocasionados por los efectos magnéticos del subsuelo.

Corrección por variación diurna

Los efectos de la variación diurna se pueden eliminar de varias formas, en una forma el magnetómetro se lee periódicamente en una estación base fija a lo largo del día.

Las diferencias observadas en las lecturas base se distribuyen luego entre las lecturas en las estaciones ocupadas durante el día según el tiempo de observación. Estas lecturas se toman solo para corregir la variación temporal en el campo medido. Para hacer más práctica este tipo de correcciones se recomienda el uso de un magnetómetro de base, lo que haces es adquirir una lectura continua que registra las variaciones magnéticas dentro o cerca del área del levantamiento.

Cuando el estudio es de tipo regional, es recomendable usar los datos de un observatorio magnético. Este tipo de observatorios registran los cambios en todos los elementos geomagnéticos. Las variaciones diurnas cambian de un lugar a otro, es recomendable que el observatorio utilizado no debe estar a más de 100 km del área de estudio.

Si durante la adquisición de datos se observan grandes variaciones de alta frecuencia como resultado de una tormenta magnética, los resultados del estudio deben descartarse.

Corrección Geomagnética

El equivalente magnético de la corrección de latitud en los estudios de gravimetría es la corrección geomagnética que elimina el efecto de un campo de referencia geomagnético de los datos del estudio. El método más riguroso de corrección geomagnética es el uso de IGRF. La complejidad del IGRF requiere el cálculo de correcciones por computadora. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que el IGRF es imperfecto ya que los armónicos empleados se basan en observaciones en relativamente pocos observatorios magnéticos dispersos. El IGRF también es predictivo, ya que extrapola los armónicos esféricos derivados de los datos del observatorio.

Sobre el área de un levantamiento magnético, el campo de referencia puede aproximarse mediante un gradiente uniforme definido en términos de componentes de gradientes latitudinales y longitudinales.

Habiendo aplicado correcciones diurnas y geomagnéticas, todas las variaciones restantes del campo magnético deben ser causadas únicamente por variaciones espaciales en las propiedades magnéticas del subsuelo y se conocen como anomalías magnéticas.

Hay una serie de filtros matemáticos que se les tiene que aplicar a las anomalías magnéticas para poder realizar una interpretación adecuada, entre los principales están la reducción al polo, señal analítica, continuación ascendente, etc.

Reducción al Polo

Las anomalías de la gravedad positiva tienden a ubicarse sobre las concentraciones de masa, pero no pasa lo mismo con las anomalías magnéticas cuando la magnetización y el campo ya que se encuentran desfasadas, ya que no hay una distribución simétrica de la magnetización.

La reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964) hace que las anomalías cubran las fuentes, esto quiere decir que posa la anomalía exactamente sobre la fuente que la causa y esto hace posible correlacionar las anomalías magnéticas con otros tipos de anomalías geofísicas y la información geológica.

En realidad, incluso la amplitud de la anomalía se ve afectada (aumentada) cuando se observan fuentes de magnetización inducida en los polos en comparación con latitudes magnéticas más bajas porque la intensidad del campo de la Tierra aumenta desde el ecuador hasta los polos.

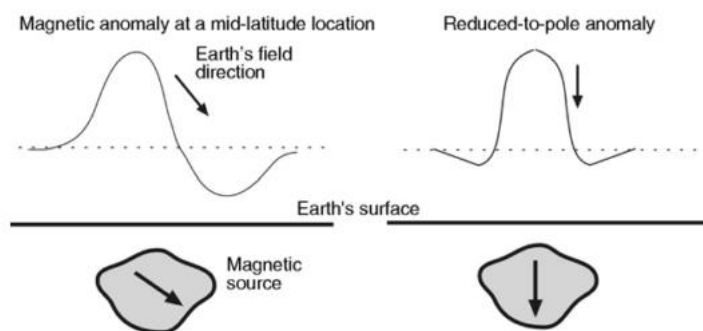


Figura.15. Anomalía sin la aplicación de la reducción al polo (izquierda) y anomalía con la aplicación de la reducción al polo. (derecha).

Señal Analítica

La señal analítica se forma con la combinación de los gradientes verticales y horizontales de una anomalía magnética. La señal analítica tiene una forma sobre los cuerpos causales que depende de las ubicaciones de los cuerpos, pero no de sus direcciones de magnetización. La aplicación de este método a la interpretación magnética fue iniciada por Nabighian para el caso de dos dimensiones, principalmente como una herramienta para estimar la profundidad y la posición de las fuentes (Blakely, 1995).

Continuación Ascendente

La función de la continuación hacia arriba es de transformar el campo potencial que se midió en la superficie, al campo que se mediría en otra superficie que está más alejada de las fuentes. Este tipo de transformación lo que hace es atenuar las anomalías con respecto a la longitud de onda; cuanto más corta sea la longitud de onda, mayor será la atenuación (Mudge, 2014).

La acción que realiza la continuación hacia arriba es que acentúa las anomalías que son causadas por fuentes profundas dejando un poco de lado a las anomalías causadas por fuentes superficiales.

Gradientes y Derivadas

Los gradientes o derivadas de los campos magnéticos y de gravedad son un filtro que mejoran los detalles, las derivadas resaltan los cuerpos poco profundos en lugar de las características más amplias y profundas, que crean cambios en los campos.

Los gradientes verticales y horizontales son detectores de bordes de los cuerpos. Para contactos verticales con magnetización vertical en el caso de fuentes magnéticas, las respuestas de las derivadas coinciden con el contacto.

Los valores cero de la segunda derivada vertical coinciden con los bordes de las fuentes si sus bordes son verticales, pero lo más importante es que la respuesta se localiza en los bordes de la fuente, lo que aumenta su resolución (Mudge, 2014).

La relación entre las fuentes y las derivadas es simple para la gravedad, pero es más complejo para magnética.

3.2 METODOS RADIOMÉTRICOS

La mayoría de la radiación se origina de minerales que contienen isotopos radioactivos de potasio (K), uranio (U) y torio (Th). A la radiometría se le considera un método geofísico pasivo debido a que mide una fuente natural.

Los estudios de radiometría en suelo se realizan regularmente con instrumentos de mano, pero los detectores de rayos gamma (γ) se instalan a veces en vehículos para estudios muy extensos.

Históricamente el uso principal de la radiometría en la prospección minera fue la detección de anomalías causadas por afloramientos altamente radioactivos. Nuevas aplicaciones incluyen la detección y mapeo de áreas con alteraciones hidrotermales y depósitos minerales débilmente radioactivos. El renovado interés en este método ha sido conducido por la necesidad de hacer mapas de materiales que se encuentran cerca de la superficie.

El método radiométrico tiene muchas características que los hacen único entre los métodos geofísicos, un ejemplo sería que la radioactividad medida se origina solo en los primeros centímetros del suelo, diferente a otros métodos geofísicos, la radiometría tiene solo una limitada habilidad de ver en la parte superficial de la superficie, para este método es posible identificar la fuente elemental de la radiación de la energía de los rayos gamma emitidos, los datos radiométricos son usados para realizar mapas de variaciones químicas más que de las características físicas del área de estudio. La interpretación de los datos de radiometría se encuentra entre el límite de la geoquímica y la geofísica.

El proceso para poder obtener las concentraciones elementales del suelo a partir de las medidas de radioactividad necesita múltiples reducciones de los datos para de esta forma retirar las respuestas no geológicas originales, esto está basado en la calibración de las medidas hechas específicamente para este propósito (Mudge, 2014).

3.2.1 RADIOACTIVIDAD

La radioactividad natural es la facultad de emisión de radiaciones que poseen núcleos de ciertos elementos llamados radioactivos, cuando ocurre esto el átomo original cambia en un nuevo elemento que puede ser radioactivo o no. La desintegración puede continuar hasta que se transforme en un elemento estable.

Los isotopos tienen características físicas distintas, pero gozan de características químicas idénticas. Los átomos que tienen números idénticos de neutrones y protones se les conoce como núclidos, algunos núclidos atómicos se

desintegran para formar unos núcleos más estables de otro isotopo esto pasa debido a que tienen exceso de energía y son inestables.

Los elementos naturales cuyo número atómico es mayor o algo menor a 83 como el bismuto son también radiactivos como algunos isotopos de bismuto, del plomo y talio.

3.2.2 RADIACIONES

Durante la desintegración de los elementos radiactivos se emiten unas radiaciones α , β , γ , que tienen características y constitución diferentes entre sí, que permiten detectarlas.

Radiaciones α

Están formadas por núcleos de helio, la emisión de una partícula α por un núcleo radiactivo (desintegración α) hace que éste pierda 2 unidades en su carga eléctrica y 4 de su masa.

En el aire, a temperatura normal, los continuos golpes de las partículas α con los átomos de oxígeno y nitrógeno hace que se detengan por unos centímetros pudiéndose frenar con la interposición de una hoja de papel. La capacidad de ionización de las radiaciones α es unas 100 veces superior a las β y 10000 veces que las γ (Cantos, 1987).

Radiaciones β

Son electrones, con carga negativa y una masa muy reducida, son expulsados por algunos elementos radiactivos cuando uno de los neutrones del núcleo se descompone en un protón, que queda en el núcleo aumentando su carga y un electrón que lo abandona, el número de masa del elemento que se forma es el mismo que el del generador, pero la carga en el núcleo habría aumentado una unidad, por consecuencia el isotopo producido tendrá como carga $Z + 1$, queda libre una electrón que es la radiación β .

Este tipo de desintegración se describe en la ley de Fajans, esta ley dice que cuando un átomo radioactivo emite una partícula β , pierde una carga negativa y aumenta en una unidad su carga positiva (Cantos, 1987).

La velocidad con que las radiaciones β son difundidas varia esta entre 120×10^6 a 29985×10^6 m/seg, ya que son muy pequeñas es muy probable que pasen a través del conjunto de núcleos y electrones de la materia de la que están rodeados, debido a esto su penetración es mayor al de las radiaciones α .

Para que pueda ser detectadas las radiaciones β se necesita una lámina delgada de plomo, placas de aluminio de 5mm de espesor, en el aire su alcance es de 2 metros.

Radiaciones γ

Son de tipo electromagnético de la misma naturaleza y velocidad que la luz o los rayos X, solo que de una frecuencia mayor.

Este tipo de radiaciones se produce cuando se ha liberado una partícula β en el isótopo radiactivo y el núcleo que queda en un estado de energía excitada regresa a su estado original por medio de la emisión de una radiación γ , esta radiación es resultado de un procedimiento de reajuste energético.

Los rayos γ no tienen masa, lo que da como resultado que sea muy difícil la colisión con los electrones de otros átomos para que puedan ser expulsados, debido a esto su poder ionizante es reducido, su capacidad de penetración es mayor que el de las partículas α y β . Los rayos γ pueden atravesar varios centímetros de plomo, unos 30 centímetros de roca y pueden alcanzar varias docenas de metros en el aire (Cantos, 1987).



Figura.16. Poder de penetración de las partículas α , β , γ . (<http://www.educarchile.cl>)

3.2.3 RADIOACTIVIDAD EN LAS ROCAS

Los rayos gamma proporcionan información sobre la presencia de núcleos atómicos inestables. El número promedio de desintegraciones en cierto tiempo será directamente proporcional al número de átomos del elemento inestable presente. La tasa de disminución de la masa de un material radiactivo obedece, a una ley exponencial gobernada por una vida media.

Los elementos con vidas medias cortas pueden ocurrir en la naturaleza porque se forman en series de decaimiento que se originan con isótopos de muy larga vida, llamados primitivos, que se concentran por lo regular en rocas ígneas ácidas y en sedimentos depositados como evaporitas o en ambientes reductores. Los principales isótopos primarios son ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U y ^{238}U (Milsom, 2003).

3.2.4 DESINTEGRACIÓN RADIOACTIVA

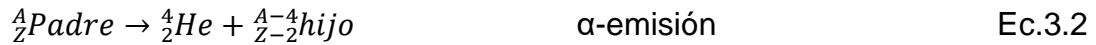
La desintegración de las partículas alfa implica la emisión de un núcleo de helio (^4He), la desintegración de partículas beta emite un electrón (β^-) o positrón (β^+), y la desintegración de partículas gamma da la emisión de un fotón. La desintegración de alfa y beta emite partículas mientras que la desintegración de gamma es la emisión de radiación electromagnética de alta frecuencia. Las partículas se originan dentro de los núcleos atómicos y, dado que su emisión provoca un cambio en el número atómico, se crea un elemento diferente.

La desintegración de gamma sigue después de la desintegración α - y desintegración β y no cambia el número atómico o el número de masa.

La emisión de radiación gamma está asociada con una reducción de energía del elemento hijo desde un estado excitado a un estado fundamental, a un estado de excitado de menor energía y en cuyo caso se producen más emisiones gamma. El cambio en la energía y por lo tanto la energía de los rayos gamma, depende de la combinación particular de elementos padre e hijo. Esto es importante desde una perspectiva geofísica ya que la energía de un rayo gamma se puede medir y utilizar para inferir el tipo de isotopo emisor presente.

La radiación gamma también es producida por otro mecanismo llamado K-captura. Este proceso se lleva a cabo cuando un electrón del orbital interno del átomo es capturado por el núcleo y un protón se convierte en un neutrón. Un nuevo elemento se crea y, otra vez, la emisión de rayos gamma le permite al elemento hijo perder energía para alcanzar su estado fundamental (Mudge, 2014).

Los cambios en el número atómico (Z) y el número de masa (A) asociados con las diversas formas de desintegración radiactiva son los siguientes:



Esta es la razón del paso de neutrones a protones en el núcleo que es el que controla el tipo de desintegración que ocurre. Cuando la relación es alta, se favorece la emisión beta, porque tiende a reducir la relación. Cuando la relación es baja, ocurren otros tipos de emisión. La desintegración radioactiva cesa cuando se logra una combinación estable de protones y neutrones (Mudge, 2014).

La desintegración radioactiva de un solo núcleo es espontánea, completamente aleatoria e independiente de condiciones externas como los cambios en la presión y la temperatura.

En cualquier período de tiempo, no es posible identificar qué núcleos se desintegrarán. Es un proceso estático, por lo que en promedio la mitad de la población original de núcleos radiactivos experimentará una descomposición radioactiva en un período de tiempo que se conoce como vida media ($T_{1/2}$). La mitad de los núcleos restantes se descompondrá en la siguiente vida media y así sucesivamente. Esto resulta en una disminución exponencial tanto en el número de núcleos padres como en la tasa de descomposición, y un aumento en la cantidad de núcleos hijos producidos. El proceso está descrito por la expresión:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{Ec. 3.5}$$

Donde N_0 es el número original de átomos, N es el número de átomos en el tiempo t y λ es la constante de desintegración para el radio elemento.

Los diversos núcleos radiactivos tienen vidas medias muy diferentes, pueden ser de unos pocos segundos a millones de años, y pueden ser importantes en escalas de tiempo geológico (Mudge, 2014).

Parent	Mode	Daughter	Half -life	γ energy (MeV) and % yield
${}^{238}\text{U}$	α	${}^{234}\text{Th}$	4.5×10^9 yr	0.09(15) 0.6(7) 0.3(7)
${}^{234}\text{Th}$	α	${}^{234}\text{Pa}$	24.1 day	1.01(2) 0.77(1) 0.04(3)
${}^{234}\text{Pa}$	β	${}^{234}\text{U}$	1.18 min	0.05(28)
${}^{234}\text{U}$	α	${}^{230}\text{Th}$	2.6×10^5 yr	
${}^{230}\text{Th}$	α	${}^{226}\text{Ra}$	8×10^4 yr	

²²⁶ Ra	α	²²² Rn	1600 yr	
²²² Rn	α	²¹⁸ Po	3.82 day	
²¹⁸ Po	α	²¹⁴ Pb	3.05 min	
²¹⁴ Pb	β	²¹⁴ Bi	26.8 min	0.35(44) 0.24(11) 0.29(24) 0.05(2)
²¹⁴ Bi	β	²¹⁴ Po	17.9 min	2.43(2) 2.20(6) 1.76(19) 1.38(7) *
²¹⁴ Po	α	²¹⁰ Pb	1.6 x 10 ⁻⁴ sec	
²¹⁰ Pb	β	²¹⁰ Bi	19.4 yr	
²¹⁰ Bi	β	²¹⁰ Po	5.0 day	0.04(4)
²¹⁰ Po	α	²⁰⁶ Pb	138.4 day	
²³² Th	α	²²⁸ Ra	1.4 x 10 ¹⁰ yr	0.06(24)
²²⁸ Ra	β	²²⁸ Ac	6.7 yr	
²²⁸ Ac	β	²²⁸ Th	6.1 hr.	1.64(13) 1.59(12) 0.99(25) 0.97(18) *
²²⁸ Th	α	²²⁴ Ra	1.9 yr	
²²⁴ Ra	α	²²⁰ Rn	3.64 day	
²²⁰ Rn	α	²¹⁶ Po	54.5 sec	
²¹⁶ Po	α	²¹² Pb	0.16 sec	
²¹² Pb	β	²¹² Bi	10.6 hr	0.30(5) 0.24(82) 0.18(1) 0.12(2) *
²¹² Bi	β (66%)	²¹² Po	40 min	1.18(1) 0.83(8) 0.73(10)
²¹² Po	α	²⁰⁸ Pb	0.3 x 10 ⁻⁶ sec	
²¹² Bi	α (34%)	²⁰⁸ Tl	97.3 min	
²⁰⁸ Tl	β	²⁰⁸ Pb	3.1 min	2.62(100) 0.86(14) 0.58(83) 0.51(25) *
⁴⁰ K	β (89%)	⁴⁰ Ca	1.45 x 10 ⁹ yr	
	K (11%)	⁴⁰ Ar	1.17 x 10 ¹⁰ yr	1.46(11)

Tabla 4. Desintegración radioactiva natural (Milsom, 2003).

En la tabla anterior el número de fotones de la energía especificada producida en cada 100 decaimientos se indica cómo % de rendimiento (entre paréntesis). Se puede producir más de un fotón en un solo evento de disminución. Las ramas de desintegración que involucran menos del 10% de un elemento principal no se muestran. Fotones de muchas otras energías se emiten en eventos marcados con (*).

El tiempo requerido para establecer una serie de desintegración completa depende de las diversas vidas medias de sus componentes, cuando se establece completamente la serie, la cantidad de cada componente sigue constante y luego se dice que la serie de desintegración está en equilibrio secular. Esto significa que, si se conoce la cantidad de un componente, se puede determinar la cantidad de otro componente (Mudge, 2014).

Si algún miembro de la serie de desintegración es perturbado, es decir, el material es quitado o agregado, las cantidades de cada componente se alteran y se crea un desequilibrio. El tiempo que se necesita para restablecer el equilibrio tiene que ver con la vida media de los radioisótopos involucrados. Considerar la

situación en la que la desintegración de un elemento padre da como resultado un elemento radioactivo hijo que tiene una vida media más corta que la del elemento padre. Dependiendo de las vidas medias involucradas, después de un periodo de tiempo el elemento hijo que se produjo estará desintegrándose tan rápido como fue producido, pero su concentración permanecerá constante. El tiempo que toma para restaurar el equilibrio es aproximadamente, si un miembro de la serie de desintegración es perturbado, es aproximadamente cinco veces la vida media del miembro perturbado.

3.2.5 ESPECTRO DE RAYOS GAMMA NATURALES

Los rayos gamma naturales van desde radiación cósmica con energías superiores a 3MeV (mega electrónvoltio) hasta el valor de los rayos X.

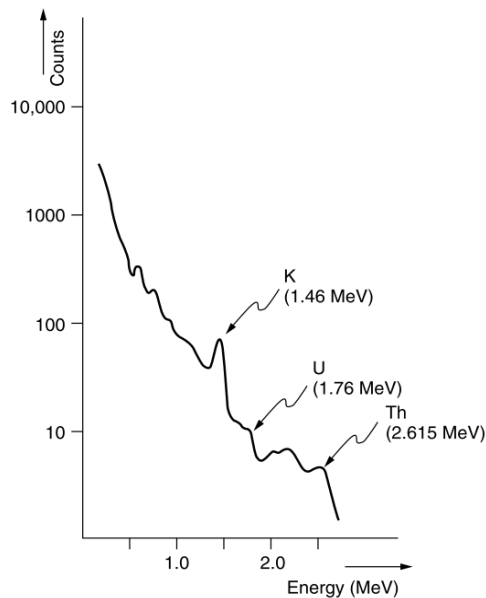


Figura.17. Espectro rayos gamma natural (Milsom, 2003).

Los picos que se muestran en la gráfica anterior pertenecen a los eventos de desintegración específicos, la energía de cada fotón cae en algún lugar dentro de un rango pequeño determinado por las energías cinéticas nucleares en el momento de la descomposición y por errores en la medición.

Los fotones gamma se pueden dispersar de tres maneras. La primera los fotones muy energéticos (cósmicos) que pasan cerca de los núcleos atómicos pueden formar pares electrón-positrón, y los positrones pronto interactúan con otros electrones para producir más rayos gamma (Milsom, 2003).

A energías más bajas, un rayo gamma puede expulsar un electrón ligado de un átomo (dispersión de Compton). Parte de la energía se transfiere al electrón y el resto continúa como un fotón de menor energía.

A energías aún más bajas, un fotón puede expulsar un electrón de un átomo y ser totalmente absorbido (efecto fotoeléctrico).

3.2.6 INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN CON LA MATERIA

La radiación que se produce por la desintegración radiactiva puede pasar a través de diversos materiales, conforme la radiación atraviesa algunos materiales, se atenúa por la pérdida de energía de los productos de emisión, la pérdida de energía es producto de la dispersión, la colisión y la absorción.

La capacidad de la radiación de poder atravesar un material es una función de tamaño y carga de los productos de emisión, energía y la densidad del material, para la geofísica esto es importante porque controla la profundidad debajo de la superficie del suelo desde donde se originan los productos de descomposición detectables y afecta sobre a qué distancia debe estar el detector de la fuente radiactiva para detectar la radiación.

Las partículas alfa son grandes altamente cargadas, pueden pasar a través de unos pocos centímetros de aire antes de que se absorban por completo. Las partículas Beta son más pequeñas y son más penetrantes, pueden viajar a través de un metro o más en el aire. Es importante que los dos tipos de partículas sean absorbidas por pequeños grosores de roca y tierra. Los rayos gamma no tienen masa ni carga, pueden penetrar más que los otros productos de emisión. En consecuencia, son casi exclusivamente los rayos gamma los que se registran en estudios radiométricos geofísicos, a pesar de que son los que se atenúan rápidamente en el ambiente (Mudge, 2014).

Existen tres formas en las que los rayos gamma son absorbidos por la materia y son los siguientes:

- **Producción de pares de IONES.** - Cuando en una masa gaseosa ingresa una partícula α , esta choca con los núcleos de los átomos que componen al gas, cada choque causa que la partícula α pierda parte de su energía hasta que se detiene, ya sea porque la absorbió algún núcleo o si choco contra uno de los electrones de los átomos del gas lo desplazara de su órbita si la partícula trae la energía suficiente. El átomo se dividirá en dos partes; una parte es el electrón que se separó que tiene carga negativa, y la otra parte tiene los mismos positrones y una carga cortical menor siendo

positiva, estas son un par de iones de signo contrario que se recombinaran en condiciones normales.

- **Efecto FOTOELÉCTRICO.** - Sucede cuando un fotón golpea a un electrón libre de una superficie de un conductor y este le absorbe toda la energía del fotón, si el fotón tiene mucha energía podría expulsar al electrón del metal, esto pasa en los rayos gamma de poca energía.

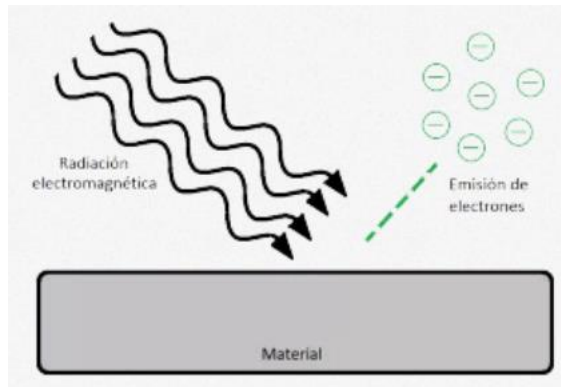


Figura. 18. Efecto Fotoeléctrico (<https://helioesfera.com>).

- **Efecto COMPTON.** - Cuando los rayos gamma tienen una energía intermedia, un fotón choca con un electrón y este le transfiere un poco de energía y desaparece, al mismo tiempo se crea un fotón de menor energía que continua el movimiento en diferente dirección.

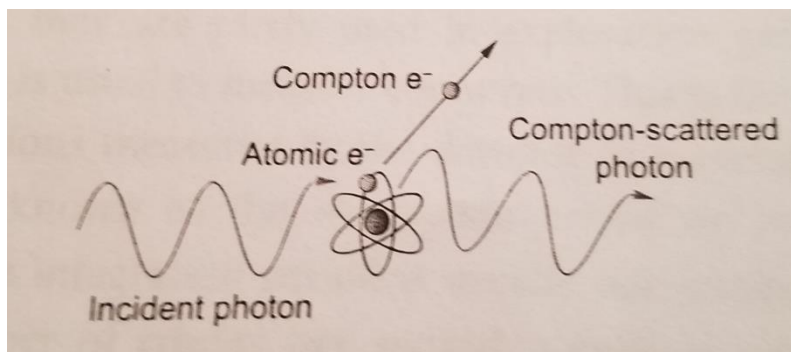


Figura. 19. Efecto Compton (Mudge, 2014).

3.2.7 MEDICIÓN DE RADIOACTIVIDAD

Existen muchas formas de medición de radioactividad en el campo a continuación se mencionan algunas de ellas: ruido estadístico, detectores de radiación, levantamiento de práctica.

- **Ruido Estadístico**

Las mediciones de radioactividad necesitan de mediciones durante largos periodos debido al proceso de desintegración radioactiva, el resultado de estas mediciones mostrará una dispersión estadística o desviación, alrededor de un valor medio.

El número de productos de emisión medidos a lo largo de una serie de períodos de integración de la misma duración generalmente mostrará una dispersión estadística, o desviación, alrededor de un valor medio. Esto se conoce como ruido estadístico, y la desviación estándar está dada por:

$$SD = \sqrt{N} \quad \text{Ec.3.5}$$

Donde N es el número de emisiones contadas durante un periodo de integración, se puede expresar en porcentaje de error estadístico de N y se expresa de la siguiente forma:

$$\text{Error estadístico}(\%) = 100/\sqrt{N} \quad \text{Ec.3.6}$$

La fórmula anterior muestra que el error en la medición es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del número total de emisiones registradas. Una toma de datos menor tiene un error mayor por lo que es recomendable medir una considerable cantidad de datos para obtener una mayor precisión de la medición de la radioactividad (Mudge, 2014).

- **Detectores de radiación**

Los primeros aparatos que fueron utilizados para detectar la radiación fueron los contadores Geiger-Müller, responden a las partículas alfa principalmente y sufren largos periodos de tiempo muerto después de cada conteo, son muy ineficientes para detectar los rayos gamma debido a esto no se utilizan para exploración geofísica.

➤ **Centellometro de rayos gamma**

Los centellómetros es el instrumento más simple para detectar rayos gamma, funciona de la siguiente manera, cuando se les absorbe fotoeléctricamente en cristales de yoduro de sodio, los rayos gamma producen destellos de luz. Cantidades pequeñas de talio se agregan a los cristales, se les llama talio activado. La luz puede detectarse mediante tubos fotomultiplicadores (PMT) que convierten la energía en corriente eléctrica.

La secuencia completa consta de unos microsegundos y las correcciones que se utilizan para el "tiempo muerto", ciertos instrumentos efectúan automáticamente estas correcciones, solo se requiere que las tasas de conteo sean muy altas.

Un centellómetro consta de un cristal, uno o más PMTs, una fuente de energía que genere unos varios cientos de voltios para los PMT y algunos circuitos de conteo, los resultados se muestran digitalmente y algunos tienen un medidor analógico de frecuencia con una aguja. Algunos aparatos tienen alarmas que suenan cuando la tasa de conteo excede un umbral predeterminado (Milsom, 2003).

Cuando se usa una pantalla digital, se selecciona un tiempo de conteo fijo que debe ser lo bastante largo para que el resultado pueda ser estadísticamente válido, ya que la desintegración radiactiva es un proceso estadístico.

La sensibilidad de este tipo de aparatos depende del tamaño del cristal, ya que con cristales más grandes pueden registrar más eventos.

➤ **Espectrómetros de rayos gamma**

Este tipo de instrumento es más complejo ya que puede medir los rayos gamma en diferentes canales o bandas de energía definida que pueden medir por separado.

El nombre espectrómetro solo se debería de utilizar para los aparatos que tienen 256 o más canales, que serían los que podrían medir un espectro completo, pero regularmente se les llama así también a los

aparatos que son multicanales con un cierto grado de diferenciación energética, usualmente estos instrumentos suelen detectar la energía de los elementos radioactivos que son de interés geológico.

Regularmente solo se utilizan cuatro canales uno para las cuentas totales (Tc), uno para el pico ^{208}Tl a 2.62 MeV para el torio, ^{214}Bi a 1.76 MeV para uranio y ^{40}K a 1.46 MeV para potasio (Milsom, 2003).

Levantamiento de práctica

En un estudio radiométrico el tamaño del cristal detector es muy importante, para medidas que se realicen sobre o dentro del suelo, una medición estacionaria se puede realizar en un periodo largo de hasta varios minutos para poder minimizar el error de medición, ya que las capas delgadas de roca o suelo pueden actuar como protector y no detectar los minerales radioactivos de las rocas que están expuestas de manera irregular en la superficie. Esto se puede hacer cuando el volumen del cristal es pequeño y de baja sensibilidad o cuando se necesitan medidas de alta sensibilidad.

Cada punto registrado en campo es un promedio que sirve para reducir la influencia de fuentes insignificantes, esto se debe de tener en cuenta cuando se estén interpretando los datos radiométricos.

Otros factores que afectan a la práctica de estudios radiométricos son el clima y el tiempo, como los altos niveles de vapor de agua en el aire, la acumulación de agua en la superficie del suelo debilita la radiación, es recomendable no llevar a cabo un estudio de radiometría durante periodos de lluvia (Mudge, 2014).

Reducción de datos de radiometría

Los rayos gamma que se adquieren en un estudio geofísico es la radiación de un numero diferente de fuentes en varias proporciones, esas radiaciones se originan de uno o de más de los tres radioelementos comunes presentes en el suelo que son potasio (K), uranio (U) y torio (Th) que es la señal de más interés en los estudios geofísicos.

Los datos del estudio se reducirán al remover varias fuentes de ruido, esto permitirá observar la respuesta radiométrica de la geología de la zona, y esta respuesta es la que se emplea para calcular las concentraciones de K, U y Th en el suelo.

Efectos del instrumento

El primer paso para la reducción de los datos es la corrección de los efectos del equipo con el que se mide, uno de estos procesos es la deriva térmica que disminuye la resolución del equipo, la estabilidad de la ganancia y la pérdida de la sensibilidad correspondiente al daño del cristal se pueden controlar chequeando la resolución antes y después del estudio, esto se puede realizar verificando la respuesta del aparato a la medición de una fuente de energía conocida.

El espectrómetro de rayos gamma se toma un cierto tiempo para el registro y procesamiento de la radiación, durante el periodo de grabación, el aparato no puede procesar los rayos gamma que entran y se pierden, a este suceso se le llama *tiempo muerto* y es menos de 15 microsegundos, esto es importante cuando la tasa de conteo está por encima de las 1000 cuentas por segundo (cps) cuando el número de conteos ocurren durante el tiempo muerto.

Otro problema del instrumento tiene que ver con el tipo de sensor ya que el cristal de NaI detecta mejor los rayos gamma de menor energía y esto causa en ciertas ocasiones que el aparato sume dos eventos de menor energía y los registre como un solo evento de mayor energía (Mudge, 2014).

Ruido aleatorio

Una parte importante del componente de ruido de una medición radiométrica es aleatoria, provocado por el proceso de desintegración radiactiva que ocurre en la naturaleza, esto significa que no hay una correlación entre el ruido registrado en los diferentes canales de energía y, debido a esto puede eliminar usando una correlación de canales basada en técnicas de suavizado, también nombrado suavizado espectral.

La forma que más utilizada es basada en análisis estadístico de los datos, los dos métodos más comunes son la fracción de ruido máximo (MNF) y la deconvolución de valor singular ajustada al ruido (NASVD), estos métodos usan el análisis de componentes principales (PCA), ambos métodos pueden reducir significativamente los errores en el recuento de canales en comparación con el procesamiento convencional, estos métodos aumentan la resolución de los datos de un estudio.

Radiación de fondo

La radiación gamma desde una aeronave y desde el espacio es la radioactividad de fondo que ayuda a las mediciones. El primero se debe a los materiales con los que se construye el avión que contienen elementos

radioactivos, la radiación cósmica es bastante constante en todas partes, aunque su amplitud se reduce con la disminución de la altitud.

La forma de eliminar la radiación de fondo es tomando como parámetro que cualquier radiación mayor a 3.0 MeV son de origen cósmico debido a que los rayos gamma terrestres poseen energía más baja, los espectrómetros aerotransportados incluyen un canal de energía cósmica para medir la radiación, generalmente en el rango de 3 a 6 MeV.

Los parámetros de corrección para el fondo cósmico se definen obteniendo datos topográficos a varias alturas usualmente entre 3000 y 4000 metros, esto se realiza sobre una gran masa de agua, como un lago o el océano, donde la radiación que emite el suelo es muy poca por la presencia de agua. Para las ventanas de energía, se ocupa una relación lineal entre la altura del estudio y la intensidad de la radiación, tomando en cuenta la radiación que emite la aeronave que se toma como un fondo constante. La contribución cósmica en cada canal de datos de un estudio normal se puede calcular a partir de la pendiente de la linealidad, para ese canal, y las cuentas medidas en el canal cósmico. Esto se combina con la respuesta constante de la aeronave para la ventana de energía y se elimina como una corrección de fondo (Mudge, 2014).

Radón Atmosférico

Una de las partes más difíciles en la reducción de datos radiométricos es la compensación por los efectos del gas radón (^{222}Rn) y sus elementos hijos en la atmosfera, debido a que el radón aparece por encima del ^{214}Bi en la serie de desintegración del ^{238}U entonces es una fuente de rayos gamma en el canal del uranio.

La distribución del radón no es uniforme en la atmosfera ya que lo afectan muchos factores como son la humedad, temperatura, el viento y esto resulta en una gran variación en su concentración debido al tiempo y a la altura, cuando la presión barométrica sufre un incremento el Radón permanece en los poros del suelo y cuando baja la presión asciende a la atmosfera.

Un método que se utiliza para la remoción de Radón atmosférico es el uso de un detector de radiación orientado hacia arriba blindado para la radiación terrestre, las calibraciones se deben de realizar sobre el agua en diferentes días para que se pueda observar una diferencia en la cantidad de ^{222}Rn en el aire, la proporción de cuentas que se miden con este detector a las que se miden con el detector principal orientado hacia arriba en cada ventana de energía proporciona los factores de corrección que son aplicados a las mediciones del detector orientado hacia arriba, las desventajas de este tipo de corrección es que el Rn no

está distribuido uniformemente en el aire y también el espacio y el peso asociado al detector blindado (Mudge, 2014).

Coeficientes de separación

Para estimar las abundancias de torio, uranio y potasio a partir de las lecturas del espectrómetro, se deben hacer correcciones para los rayos gamma dispersos de otras partes del espectro, el conteo de uranio debe corregirse para el torio y el recuento de potasio para el torio y el uranio. El proceso de corrección se conoce como separación.

Los factores de separación varían de un detector a otro, debido al tamaño del cristal que tengan. Algunos aparatos se pueden configurar para que hagan este tipo de corrección de forma automática y se puedan mostrar directamente.

Se recomienda mejor registrar los datos recopilados en el campo y realizar correcciones más tarde, ya que el espectrómetro se debe de revisar regularmente debido a las características de los circuitos que hacen la medición varían con el tiempo y las mediciones de las ventanas o umbrales se pueden ver afectadas, el equipo se puede corregir con una fuente portátil que produce rayos gamma de una sola energía.

Calibración analítica

Los recuentos eliminados corregidos en altura en cada uno de los tres canales de energía, K, U y Th, están linealmente relacionados con las concentraciones en el suelo de sus respectivos elementos. La relación entre los conteos y la concentración en el suelo es una función del tipo de fuente y del detector, y se establece para cada elemento de radio a través de la calibración analítica del sistema del estudio (Mudge, 2014).

Idealmente, las mediciones radiométricas en tierra deberían realizarse simultáneamente para permitir la corrección de variables ambientales, las relaciones entre los recuentos y las concentraciones de elementos se conocen como los coeficientes de sensibilidad y se obtienen al comparar los recuentos corregidos en cada canal de medición con las concentraciones elementales conocidas del rango de calibración.

Los datos reducidos que se obtienen al aplicar los coeficientes de sensibilidad a los datos separados son las concentraciones estimadas en el suelo de los elementos radiactivos, que se expresan como un porcentaje para K y como partes por millón para U y Th.

CAPITULO 4 METODOLOGÍA

4.1 MAGNETOMETRÍA

4.1.1 ADQUISICIÓN DE DATOS

EQUIPO UTILIZADO

La toma de datos se realizó con un magnetómetro marca GEM SYSTEM modelo GSM-19 y un magnetómetro marca Geometrics modelo G-856AX utilizado como estación base, dichos equipos con una sensibilidad de 0.01 nT y 0.001 nT respectivamente.



Figura. 20. Magnetómetro marca Geometrics modelo G-856AX.



Figura. 21. Magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19.

DATOS MAGNÉTICOS

Aéreos

Los datos aeromagnéticos se obtuvieron del servicio geológico mexicano (SGM) de dos cartas: Pozas de Santa Ana (F14-A55) y Lázaro Cárdenas (F14-A56), ambas con una escala de 1:50000, estos datos se obtuvieron con vuelos dirección norte-sur a una altura de vuelo sobre el nivel de terreno de 300 metros y separación de las líneas de vuelo de 1000 metros. La adquisición de los datos se hizo con un magnetómetro marca Scintrex de cesio con una sensibilidad de 0.001 nT y un magnetómetro marca GEM SYSTEM modelo GSM-19 que se utilizó de estación base con una sensibilidad de 0.01 nT. Estos datos corresponden al campo magnético residual (CMR).

Terrestres

El levantamiento de datos se realizó en 9 campañas en las que se obtuvieron 317 puntos repartidos en la zona de estudio con distancia entre estaciones de 250 mts, en cada punto se tomó la medida del campo magnético total y su coordenada GPS, el levantamiento de algunas líneas se hizo tomando en cuenta la accesibilidad a ciertas partes de la zona de estudio ya que en muchos lugares había una topografía muy abrupta y una vegetación densa que no permitía el libre paso por algunas zonas.

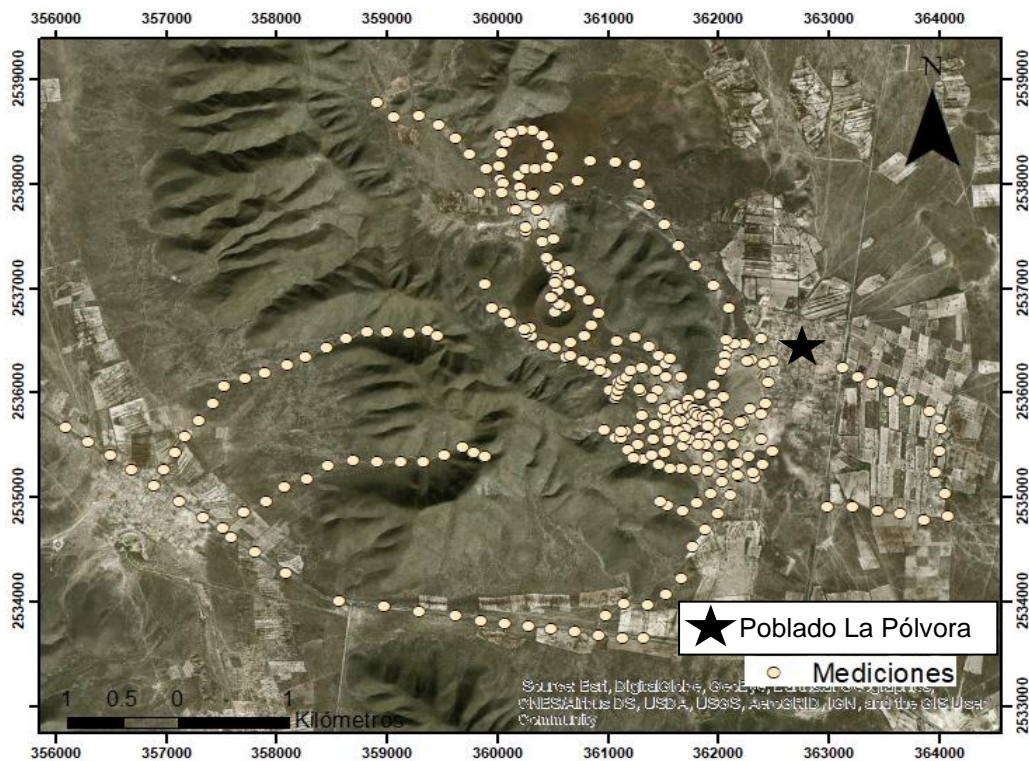


Figura. 22. Distribución de datos magnéticos y gravimétricos obtenidos en campo.

4.1.2 PROCESAMIENTO DE DATOS

Magnetometría aérea y terrestre

Los datos de magnetometría aérea que fueron obtenidos del Servicio Geológico Mexicano (SGM) corresponden a los valores del campo magnético residual, para poder obtener una mapa de las anomalías magnéticas de la zona estos datos se deben de introducir en el software comercial Oasis Montaj para lograr la manipulación de ellos en un proceso llamado reducción al polo, la cual coloca las anomalías magnéticas sobre la fuente que la causa, después de este proceso se le aplican una serie de procesos como son la señal analítica, continuaciones ascendentes y derivadas.

El procesado de los datos obtenidos en campo es un poco más largo en comparación al de los datos aéreos, como primer paso se debe de aplicar la corrección por variación diurna que consiste en compensar las variaciones que pueden existir en la lectura de los datos a lo largo del levantamiento, después se hace la corrección geomagnética que tiene como objetivo eliminar la influencia que tiene el núcleo de la tierra sobre los datos tomados en el área de estudio.

El siguiente paso después de aplicar la corrección por variación diurna y la corrección geomagnética a los datos terrestres es llevar esos datos al programa Oasis Montaj para generar mapas y poder aplicar una serie de procesos como soy la reducción al polo, continuación ascendente, derivadas y señal analítica para su interpretación.

4.2 GRAVIMETRÍA

4.2.1 ADQUISICIÓN DE DATOS

EQUIPO UTILIZADO

La toma de datos en la zona de estudio se realizó con un gravímetro de la marca Scintrex Autograv CG-5, el cual es considerado como automatizado basado en microprocesador que tiene rango de medición de más de 8000 mGals y una resolución de 0.001 mGal.

Estas características permiten que pueda ser utilizado tanto para estudios detallados (microgravimetría), como estudios a escala regional.



Figura. 23. Gravímetro Scintrex Autograv CG-5.

DATOS GRAVIMÉTRICOS

Satelitales

Los datos fueron extraídos del modelo de gravedad GGMplus de 200 m de resolución producido por Western Australia Geodesy Group en la universidad Curtin.

Terrestres

El levantamiento de los datos gravimétricos se realizó al mismo tiempo que se obtuvieron los datos magnetométricos y en el mismo punto, debido a esto se obtuvieron 317 puntos como se muestra en la Figura 21.

4.2.2 PROCESAMIENTO DE DATOS

GRAVIMETRÍA SATELITAL Y TERRESTRE

Los datos satelitales se extraen de un modelo de gravedad llamado GGMplus de 200 m de resolución, el área comprendida se encuentra en latitud 22.86 23.00; longitud -100.45 -100.25, estos datos se obtienen desde la anomalía de Aire Libre a partir de aquí a esos valores se les resta la corrección de Bouguer, para obtener la anomalía de Bouguer Simple.

Los datos de la anomalía de Bouguer Simple se introdujeron al software Oasis Montaj de Geosoft en el que se procedió a realizar la corrección por terreno a los datos y así poder obtener el mapa de la anomalía Completa de Bouguer, después de este proceso se procedió a la separación de la anomalía regional del mapa de Anomalía de Bouguer Completa para de esta manera obtener la Anomalía Residual de Bouguer.

A los datos terrestres que se adquirieron en campo se le asignaron una serie de correcciones para obtener la anomalía Completa de Bouguer. Las correcciones que se le aplican son deriva instrumental, corrección por mareas (aplicada por el gravímetro), corrección aire libre, corrección de Bouguer y corrección topográfica. Al igual que con los datos satelitales se hace la separación de la anomalía regional para obtener la anomalía residual de Bouguer.

Para realizar la obtención del mapa de la anomalía residual se utilizó el software Oasis Montaj de Geosoft, la herramienta MAGMAP y se utilizó el filtro "Gaussian Regional/Residual" con una longitud de onda de 180m y un filtro de desviación estándar de 0.5551.

Después de obtener los mapas de la anomalía de residual de Bouguer tanto de los datos satelitales como terrestres, se les atribuye una serie de procesos como la señal analítica y continuaciones ascendentes a diferentes alturas.

4.3 RADIOMETRÍA

4.3.1 ADQUISICIÓN DE DATOS

EQUIPO UTILIZADO

La adquisición de datos radiométricos se realizó con un espectrómetro diferencial Scintrex modelo GRS-500, este aparato es compacto y portable de 5 canales para las mediciones de campo. El equipo contiene un cristal de yoduro de sodio talio-activado de 124 cm³, que esta emparejado en un tubo fotomultiplicador de alta estabilidad.



Figura. 24. Espectrómetro diferencial Scintrex GRS-500.

DATOS RADIOMÉTRICOS

La toma de datos se realizó en las mismas líneas en las que se tomaron medidas tanto de gravimetría como de magnetometría solo que a una distancia entre punto de medición de 1000 metros, los puntos se tomaron con un tiempo de muestreo de 1 segundo o de 10 segundos en total se obtuvieron 89 puntos distribuidos en toda la zona de estudio.

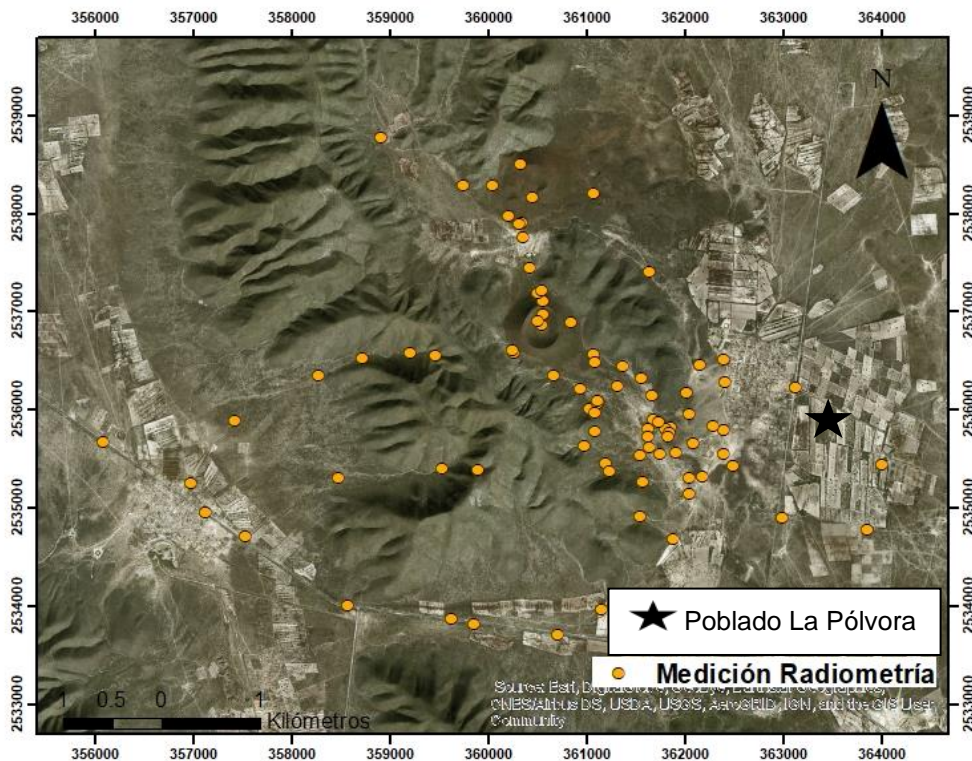


Figura. 25. Distribución de datos radiométricos obtenidos en campo.

4.3.2 PROCESAMIENTO DE DATOS

En el caso de los datos radiométricos las mediciones se registraron en una hoja de Excel, en la que se apuntaba número de línea y estación, coordenada, mediciones de cuentas totales de TC, U, Th, K, promedio y una gráfica de esos datos para ver su comportamiento.

	PUNTO	estación 1	línea 2	camino	10 seg										PROMEDIO	
	X	356972	Y	2535257												
3	TC	181.7	183	175.7	181.5	179.8	178.5	184.8	177.1	185.7	174.5	180.9	173.2	179.70		
4	U	3.3	2.4	3.4	1.9	3.1	2.5	3	3.1	1.9	2.1	2.3	2.8	2.65		
5	Th	0.5	0.4	0.2	0.6	0.9	0.7	0.6	1	0.5	0.6	0.3	0.7	0.58		
6	K	2.7	3.5	3.1	3.9	3.4	3.6	2.9	3.5	3.6	3.3	2.7	2.9	3.26		

	PUNTO	estación 4	línea 2	caliza	1 seg										PROMEDIO
	X	357417	Y	2535892											
17	TC	101	85	92	106	105	120	111	99	101	102	89	98	100.75	
18	U	1	0	1	3	1	2	1	0	1	0	3	1	1.17	
19	Th	2	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0.58	
20	K	2	1	2	3	1	2	3	2	1	3	2	1	1.92	

Figura. 26. Datos de campo de radiometría.

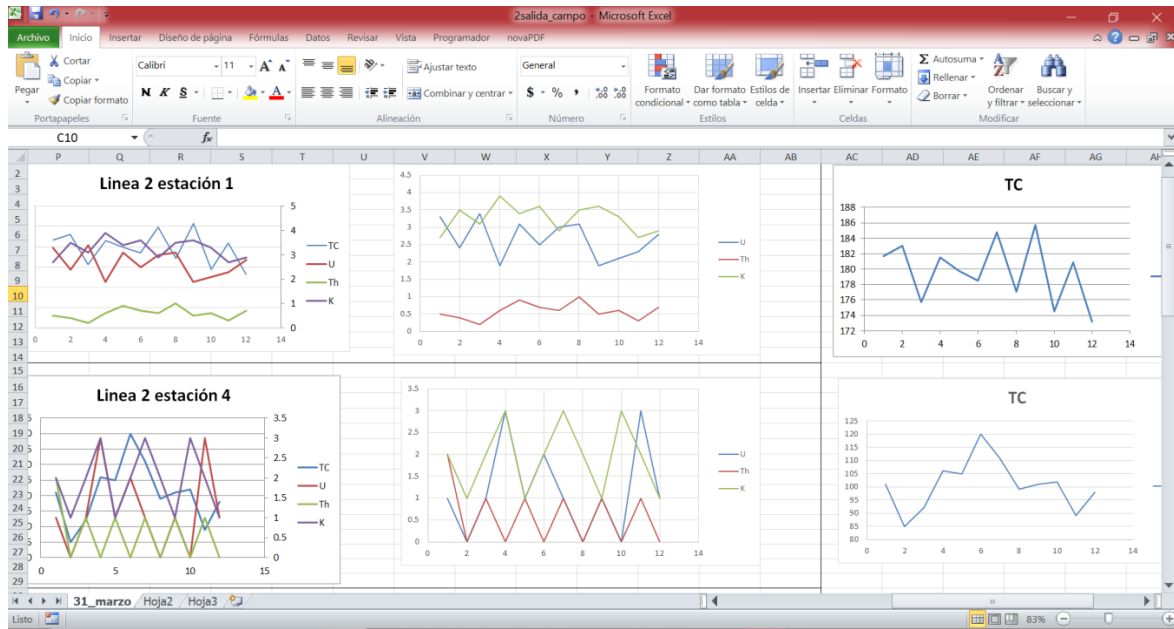


Figura. 27. Graficas de los datos de campo de radiometría.

4.4 GENERACIÓN DE MAPAS DE ANOMALIAS

Para la generación de mapas de anomalías de los datos magnéticos aéreos, magnéticos terrestres, gravimétricos satelitales y gravimétricos terrestres se deben de tener un archivo de terminación. grd de los datos de CMR o de la anomalía completa de Bouguer según sea el caso.

A los datos magnéticos tanto aéreos como terrestres se les aplica un filtro matemático llamado reducción al polo el cual esta explicado en el capítulo 3, se encuentra ubicado en el módulo de MAGMAP en el programa Oasis Montaj. A continuación, se muestran los mapas de la reducción al polo de los datos aeromagnéticos y magnéticos terrestres.

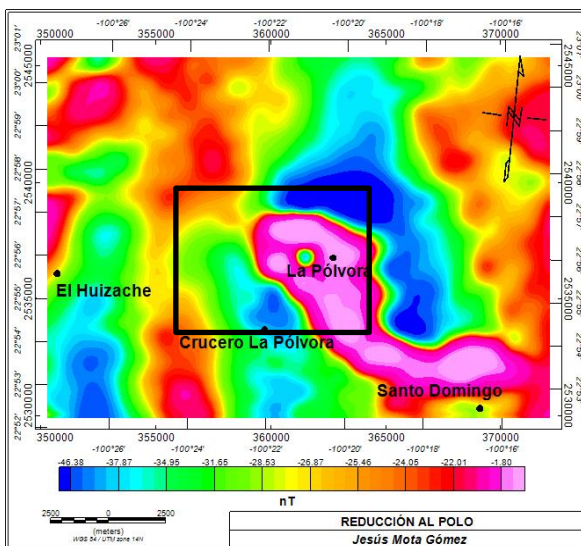


Figura 28. Mapa de reducción al polo de magnetometría aérea.

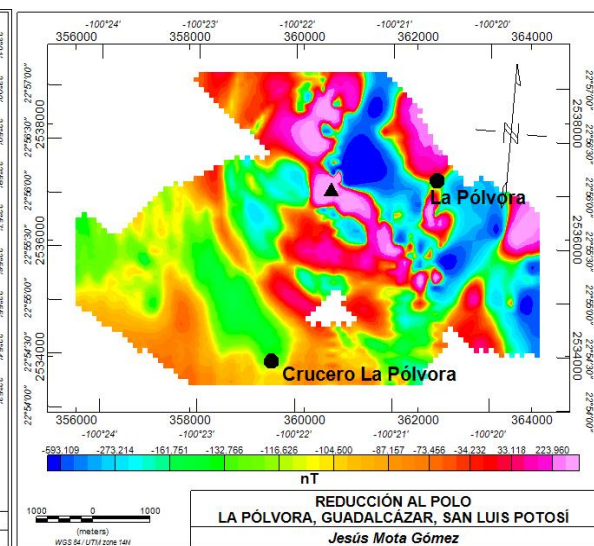


Figura 29. Mapa de reducción al polo de magnetometría terrestre.

Los datos gravimétricos satelitales y terrestres se les aplica un proceso para poder obtener la anomalía residual de Bouguer explicado en el capítulo 4.2.2, con los cuales se generan los mapas que se muestran a continuación en la parte izquierda se encuentra el mapa de la anomalía residual de Bouguer de los datos satelitales y a la derecha el mapa de los datos terrestres.

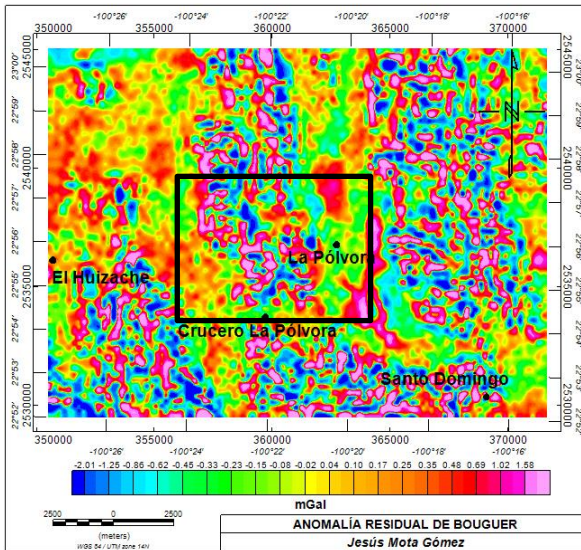


Figura 30. Mapa anomalía residual de Bouguer datos satelitales.

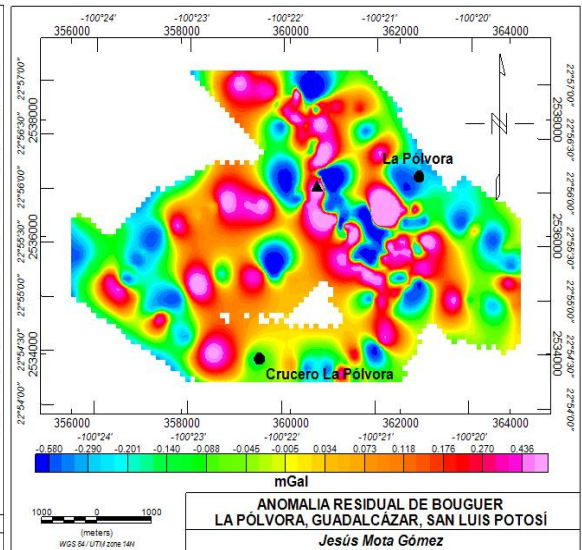


Figura 31. Mapa anomalía residual de Bouguer datos terrestres.

Otro proceso aplicado a los datos magnéticos y gravimétricos es la continuación ascendente, la cual acentúa las anomalías causadas por fuentes profundas, también puede ayudar a reducir el ruido que se pueda generar por la aplicación de otros filtros. Este proceso al igual que la reducción al polo se realiza en el módulo MAGMAP, en la continuación ascendente se puede variar la distancia en metros a la cual se asciende la señal. A continuación, se muestran los mapas de reducción al polo y anomalía residual de Bouguer con continuación ascendente a 100 y 400 metros.

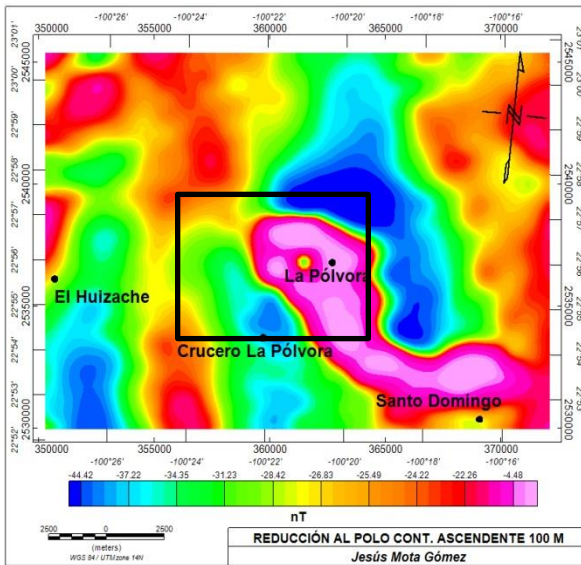


Figura 32. Reducción al polo continuación ascendente 100 mts datos aeromagnéticos.

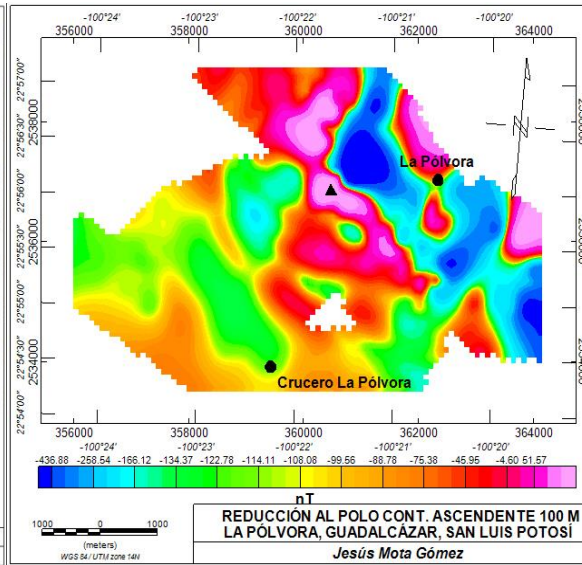


Figura 33. Reducción al polo continuación ascendente 100 m.

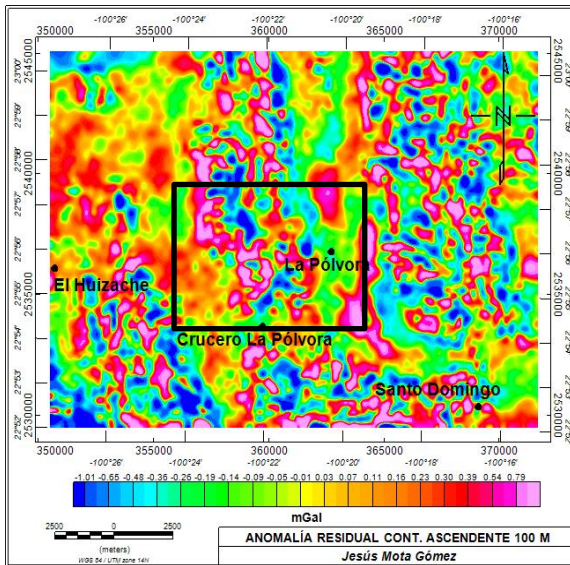


Figura 34. Anomalia Residual de Bouguer continuation ascendente 100 mts datos satelitales.

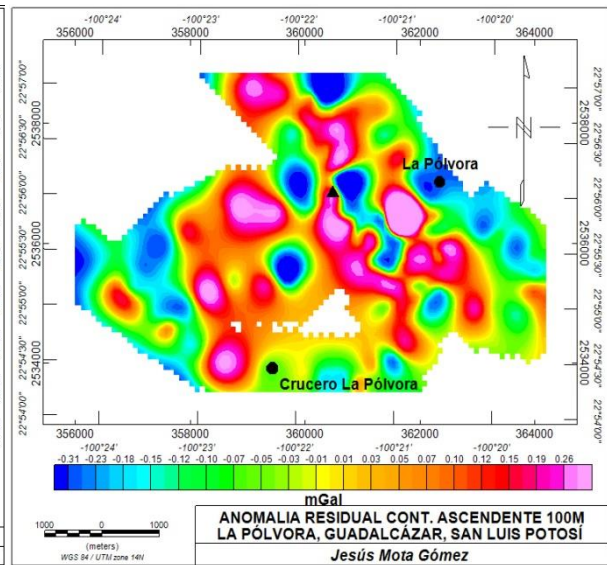


Figura 35. Anomalia Residual de Bouguer continuation ascendente 100 mts datos terrestres.

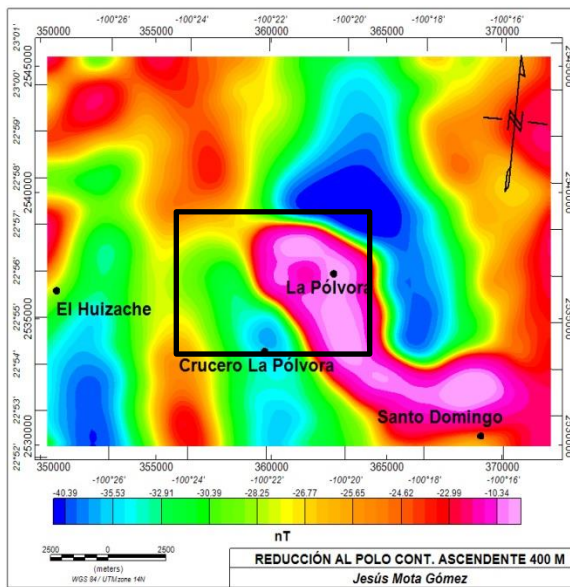


Figura 36. Reducción al polo continuation ascendente 400 mts datos aeromagnéticos.

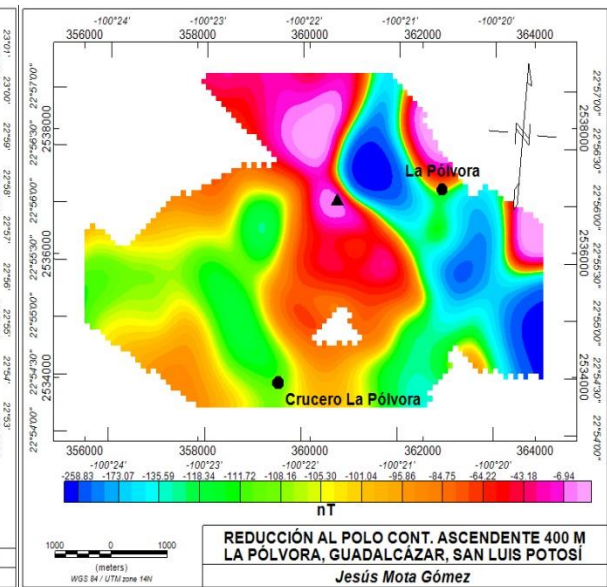


Figura 37. Reducción al polo continuation ascendente 400 mts datos terrestres.

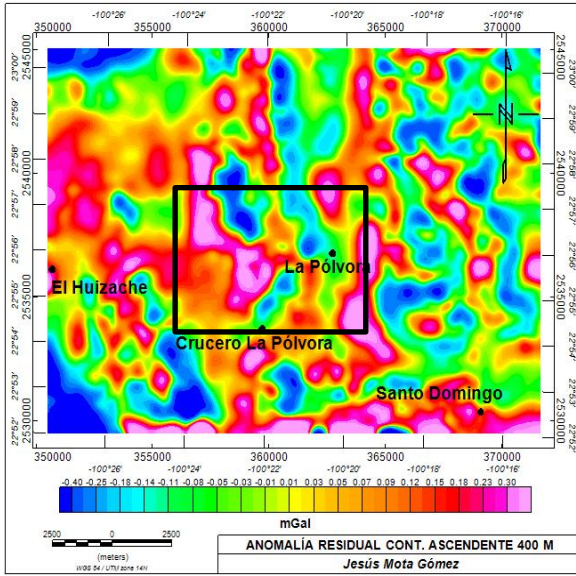


Figura 38. Anomalía Residual de Bouguer continuación ascendente 400 mts datos satelitales.

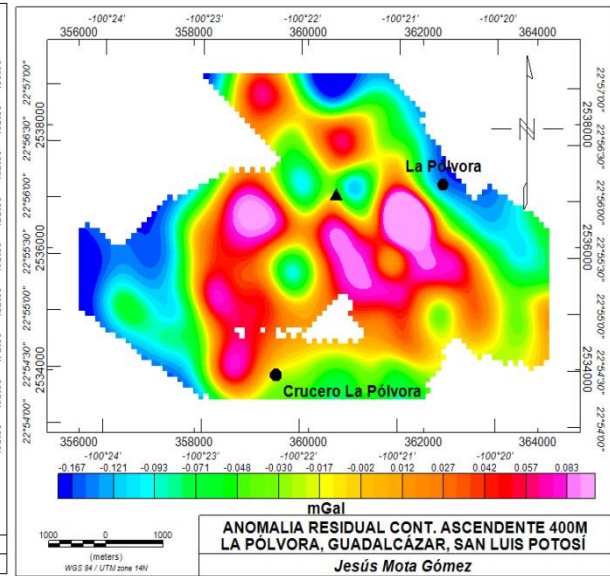


Figura 39. Anomalía Residual de Bouguer continuación ascendente 400 mts datos terrestres.

Hay otra serie de filtros que se les aplica a los datos magnéticos y gravimétricos, como la primera derivada, segunda derivada y la señal analítica, las derivadas resaltan los cuerpos poco profundos y la señal analítica que es la suma de los gradientes verticales y horizontales que ayudan para dar una idea de la forma del cuerpo que genera la anomalía. En la Figura 72, 73, 74 y 75 (ver anexo) se muestran los mapas de la primera derivada en z, en la Figura 78, 79, 76 y 77 (ver anexo) se muestran los mapas de la señal analítica.

En el caso de los datos radiométricos se realizó una base de datos en el programa Oasis Montaj (Figura 40) con todos los datos levantados en campo, con coordenada x, y, tc (cuentas totales), potasio (K), uranio (U) y torio (Th). Con esa base de datos se procedió a generar un archivo .grd con el cual se generaron los mapas de anomalías de la zona de estudio.

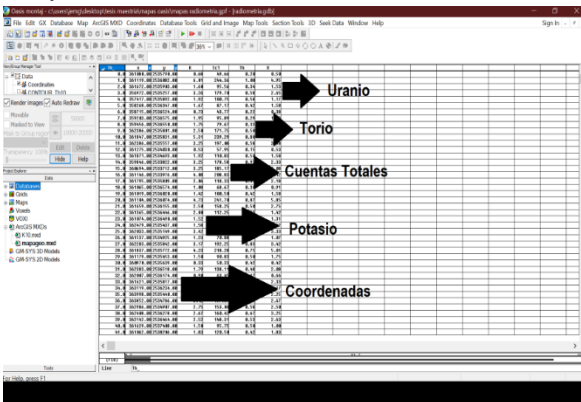


Figura 40. Base de datos radiometría.

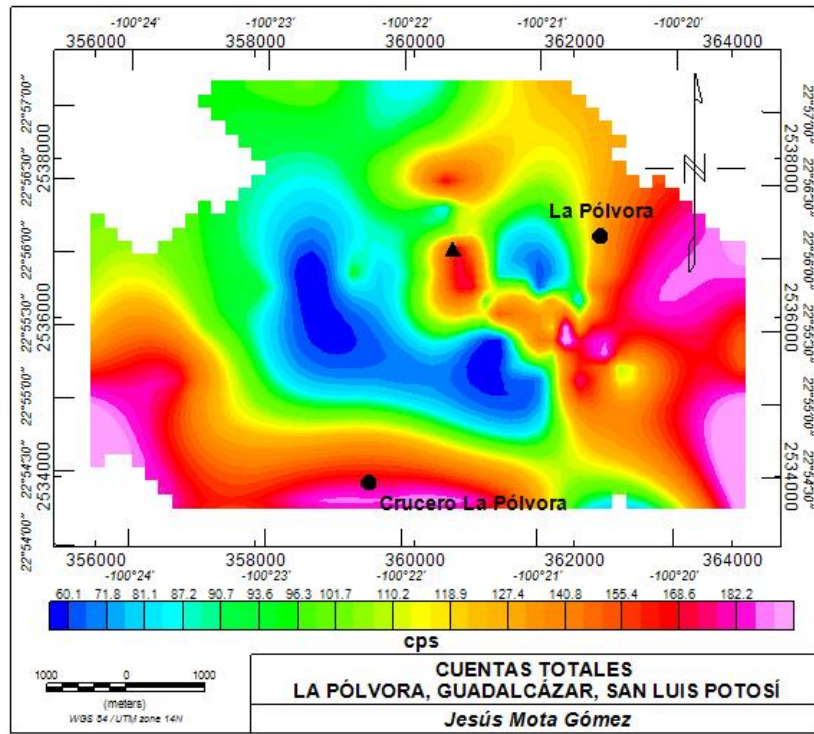


Figura 41. Mapa de cuentas totales (TC).

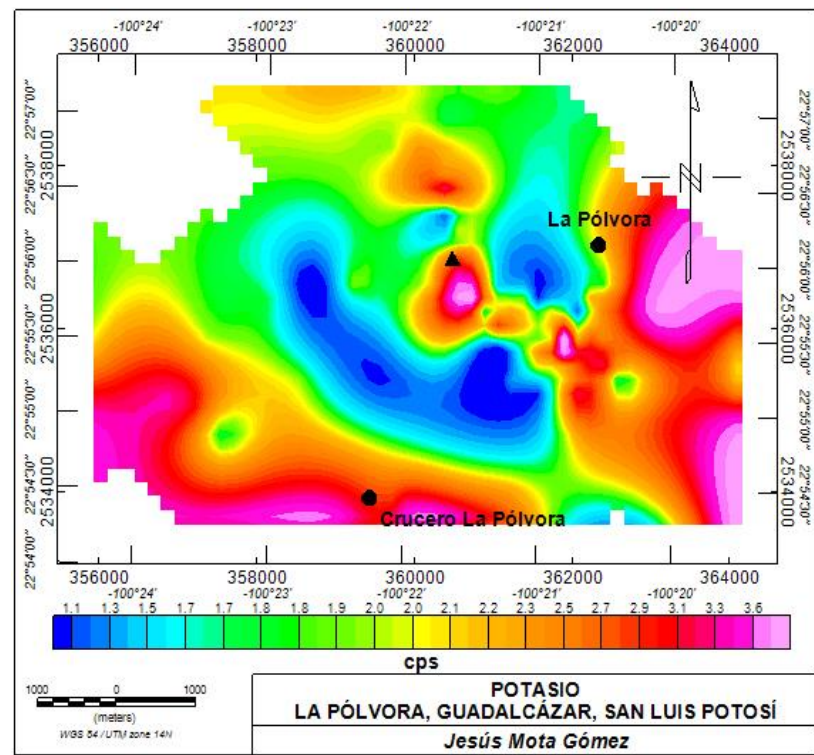


Figura 42. Mapa de Potasio (K).

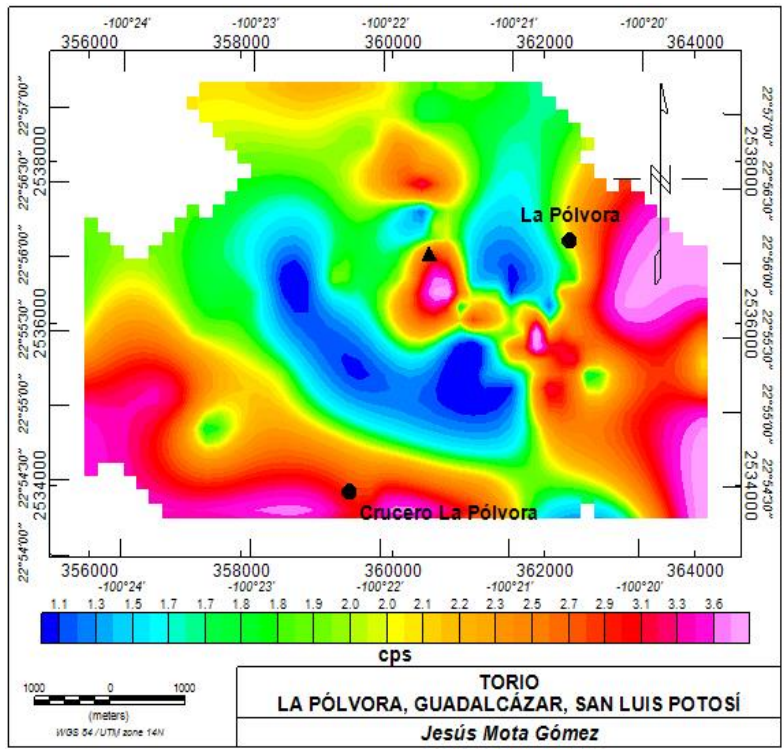


Figura 43. Mapa de Torio (Th).

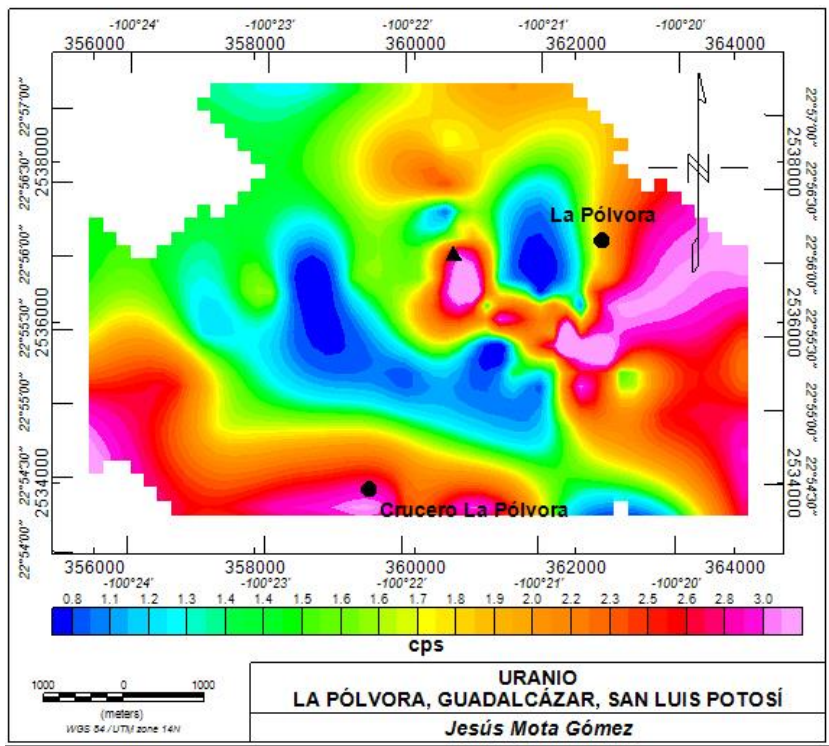


Figura 44. Mapa de Uranio (U).

CAPITULO 5 INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS

5.1 DOMINIOS GEOFÍSICOS

Los dominios geofísicos se pueden determinar cómo regiones dentro de los mapas de anomalías las cuales poseen un comportamiento semejante en cuanto a su respuesta geofísica.

5.1.1 DOMINIOS MAGNÉTICOS

La delimitación de los dominios aeromagnéticos se realizó en el mapa de la señal analítica de la reducción al polo con una continuación ascendente de 400 metros. Con esta técnica se identificaron tres dominios principales que denominaremos DA I, DAM II, DAM III (Figura 45).

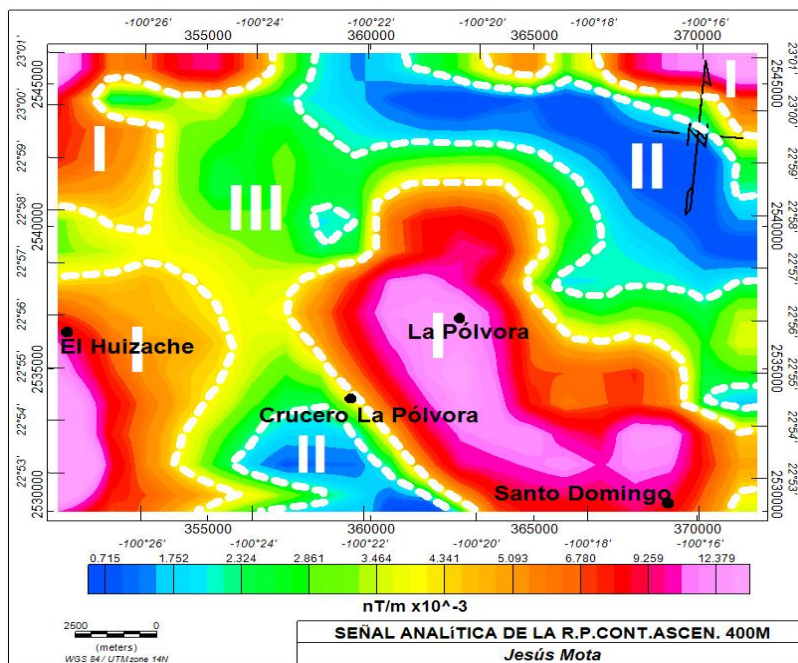


Figura 45. Mapa de dominios aeromagnéticos.

DAM I. Son anomalías altas del orden de 5 a 12 por $10^{-3} nT/m$, en este dominio se encuentra la zona de la Pólvara junto con la zona de Santo Domingo esta respuesta puede deberse a la cantidad de basalto y algunos intrusivos que se encuentra en la zona, está anomalía tiene una orientación NO-SE, las otras partes de este dominio se encuentran en la parte noreste y occidente, estas anomalías se pueden relacionar a unos posibles derrames basálticos.

DAM II. La parte más grande de este dominio se encuentra en la parte superior derecha de forma alargada con una orientación NO-SE y la otra parte de este dominio es más pequeña y se encuentra en la parte inferior, las magnitudes están entre 0.715 y alrededor de 2 por 10^{-3} nT/m, estas anomalías bajas coinciden con muchas formaciones de roca caliza del cretácico superior.

DAM III. Este dominio tiene magnitudes intermedias de 2.3 a 4 por 10^{-3} nT/m, el cual la mayoría coincide con el material de relleno que en este caso es aluvi3n del periodo cuaternario.

En los datos magnéticos tomados en la zona de estudio, se pueden identificar tres dominios esta identificaci3n se llevó a cabo en el mapa de la se1al analítica de la reducci3n al polo con una continuaci3n ascendente de 100 metros para estos datos los dominios encontrados se nombraron DMI, DMII, DMIII (Figura 46).

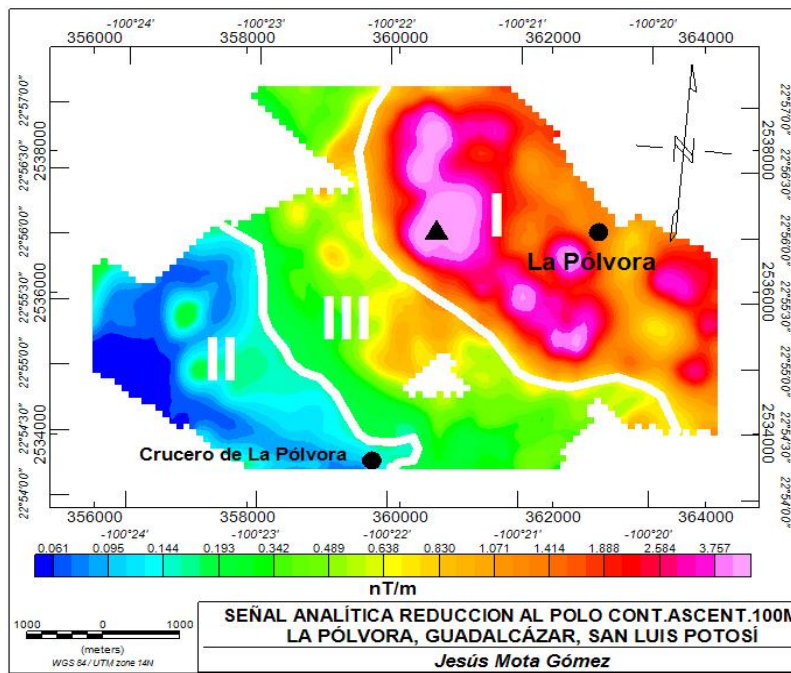


Figura 46. Mapa de dominios magnéticos locales.

DMI. Uno de los rasgos de característicos de este dominio son los intrusivos dioríticos que se encuentran en la zona, un pequeño cono, conocido como el volcán La Pólvara y derrames basálticos. Los valores oscilan entre 1.5 a 3.7 nT/m, con una orientaci3n NO-SE.

DMII. Este dominio se encuentra en la parte izquierda del mapa, esta zona coincide con el aluvión que está depositado cuya susceptibilidad magnética es baja, los valores de este dominio van de 0.06 a 0.14 nT/m.

DMIII. El dominio tres se encuentra en la parte central del mapa y los valores varían de 0.193 a 0.9 nT/m, en este dominio coincide con la distribución de rocas calizas del cretácico superior de la formación El Abra.

5.1.2 DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS

Estos datos regionales se obtuvieron de un modelo de gravedad llamado GGMplus de 200 m de resolución. Los dominios gravimétricos regionales fueron delimitados en el mapa de la señal analítica de la anomalía residual de Bouguer con una continuación ascendente de 500 metros, estos dominios nos ayudan a delimitar los cuerpos que generan las anomalías gravimétricas. estructuras geológicas.

Se distinguen tres dominios principales DGRI, DGRII, DGRIII (Figura 47).

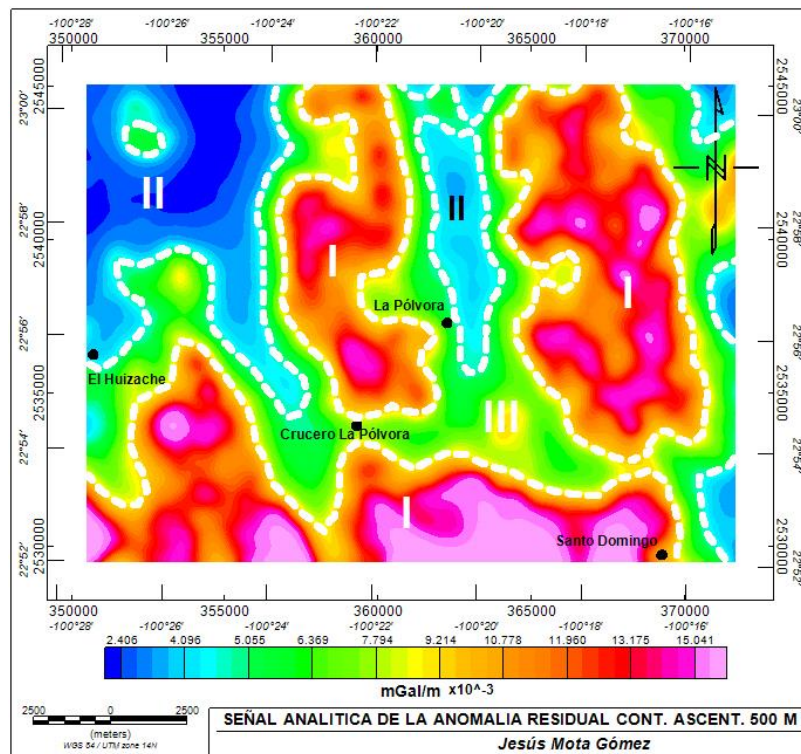


Figura 47. Mapa de dominios gravimétricos regionales.

DGRI. Este dominio gravimétrico se localiza en tres partes, una está en la parte inferior, otra se encuentra en la parte central y la última en la parte derecha

del mapa. En este dominio delimitan muy bien las estructuras de roca caliza y basalto de toda la zona, las magnitudes que tiene este dominio van de 9.2 a 15.04 por 10^{-3} mGal/m, las partes de este dominio que se encuentran en la parte superior del mapa tiene forma alargada y una orientación NO-SE.

DGRII. Los valores que maneja este dominio son del rango de 2.4 a 4.2 por 10^{-3} mGal/m, la fracciones en las que se divide este dominio coinciden con los puntos de baja altitud de la topografía de la zona (Figura 80 mapa topografía regional que se encuentra en el anexo).

DGRIII. Dentro de este dominio los valores son de 5.0 a 9.2 10^{-3} mGal/m, este dominio coincide con alturas de 1340 a 1320 m.s.n.m. este dominio se distribuye entre los dominios I y II.

El análisis de los dominios gravimétricos locales se realizó con los datos tomados en tierra. La Figura 48 muestra de la señal analítica de la anomalía residual de Bouguer continuada ascendente 200 metros, se identificaron tres dominios principales que se describen a continuación.

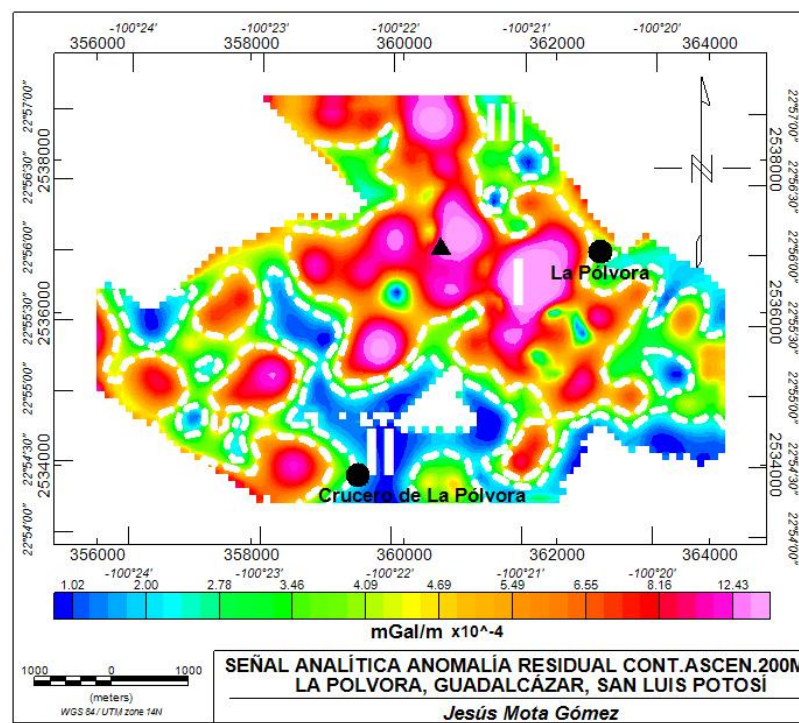


Figura 48. Mapa de dominios gravimétricos locales.

DGTI. El primer dominio tiene valores de 5.49 a 12.43 por 10^{-4} mGal/m la mayor parte de este dominio se encuentra en la parte superior y central con una

orientación NO-SE, las anomalías en este dominio coinciden con los cuerpos intrusivos, derrames de basalto y el volcán de la Pólvora, aunque se puede observar un alto gravimétrico muy grande que no corresponde a lo que se puede observar en superficie.

DGTII. Este dominio tiene valores de 1.02 a 2.3 por 10^{-4} mGal/m, se encuentra ubicada en la parte inferior del mapa y coinciden con las partes en las que se encuentran los depósitos de conglomerado del período cuaternario.

DGTIII. En este dominio los valores van de 2.78 a 4.69 por 10^{-4} mGal/m, la mayor parte de este dominio se encuentra en la parte superior derecha y su ubicación coincide en donde se encuentra depositado aluvión del periodo cuaternario.

5.2 LINEAMIENTOS GEOFÍSICOS

Los lineamientos se suelen utilizar para la detección de fallas, contactos o dirección preferencial de las estructuras en este estudio se trazaron lineamientos magnéticos y gravimétricos.

5.2.1 LINEAMIENTOS MAGNÉTICOS

Los lineamientos aeromagnéticos se pueden asociar a contactos litológicos fallas y fracturas. Para trazar los lineamientos en los datos aeromagnéticos se le aplico el filtro de la primera derivada en z a los datos de reducción al polo con una continuación ascendente de un kilómetro, la derivada ayuda a resaltar los cuerpos y la continuación ascendente acentúa las anomalías que son causadas por fuentes profundas entre más altura tenga se distinguirán fuentes más profundas.

En la Figura 49 se puede observar que en el área de estudio La Pólvora tiene una dirección preferencial es NO-SE y en las demás zonas varía con dirección N-S y NE-SO.

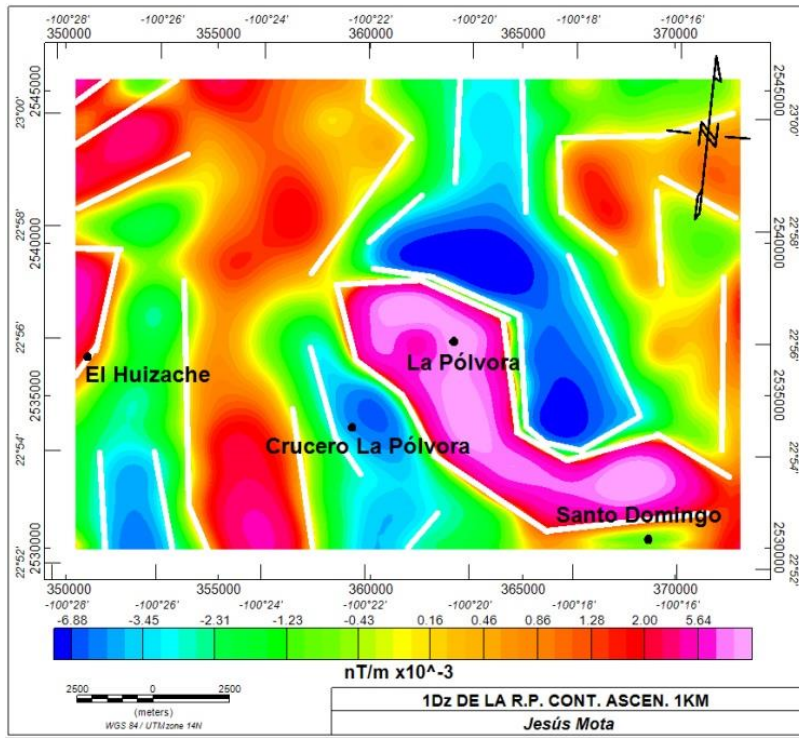


Figura 49. Mapa de lineamientos aeromagnéticos.

Mientras que para el caso de los lineamientos aeromagnéticos su dirección preferencial NO-SE se puede observar en la roseta de esfuerzos (Figura 50).

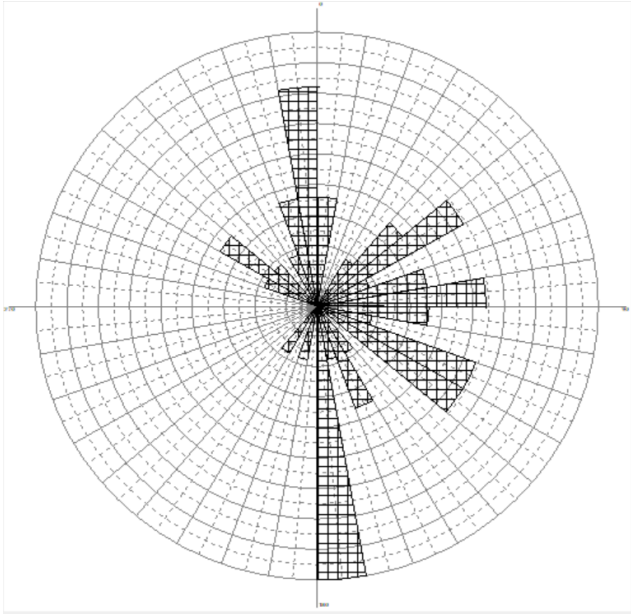


Figura 50. Direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos.

De igual manera que para los datos aeromagnéticos se marcaron los lineamientos en los datos magnéticos terrestres en la zona de estudio, se utilizó la derivada horizontal de la derivada del Tilt, lo que permite marcar los lineamientos en la parte más alta de la anomalía, los lineamientos ayudaron a observar los contactos litológicos de la zona (Figura 51).

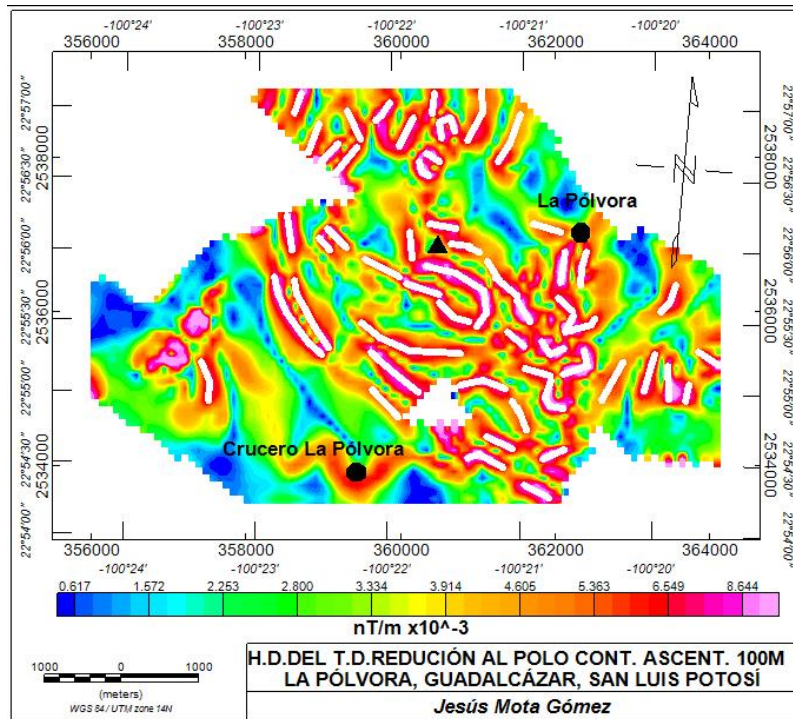


Figura 51. Mapa de lineamientos magnéticos terrestres.

La derivada horizontal de la derivada del tilt (dTDR) es útil para mapear estructuras de sótanos poco profundos y objetivos de exploración mineral y es defino con la siguiente formula:

$$HD TDR = \sqrt{\left(\frac{dTDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTDR}{dy}\right)^2} \quad \text{Ec. 4.8}$$

Sus unidades son radianes/distancia.

La dirección de los lineamientos es más marcada con dirección NO-SE y un poco menos con dirección Sur como se muestra en la Figura 52.

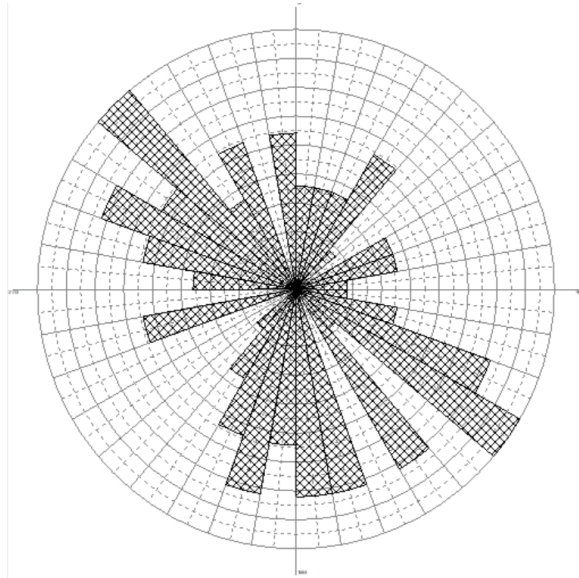


Figura 52. Direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos de la zona de estudio.

5.2.2 LINEAMIENTOS GRAVIMÉTRICOS

A los datos de la anomalía residual continuada ascendentemente a 1 km se le aplico el filtro de la primera derivada en z para ayudar a resaltar las estructuras, en este mapa (Figura 54) se marcaron los lineamientos gravimétricos regionales y se observa una tendencia de los lineamientos con dirección Sur y NO-SE como se muestra en la Figura 53.

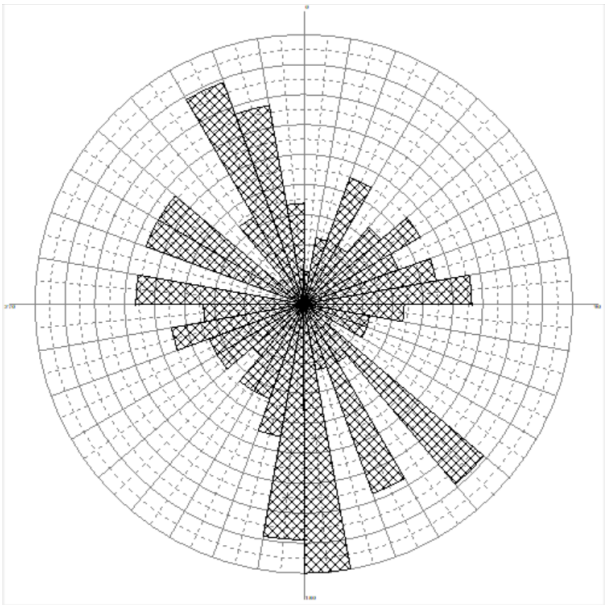


Figura 53. Direcciones preferenciales de los lineamientos gravimétricos regionales.

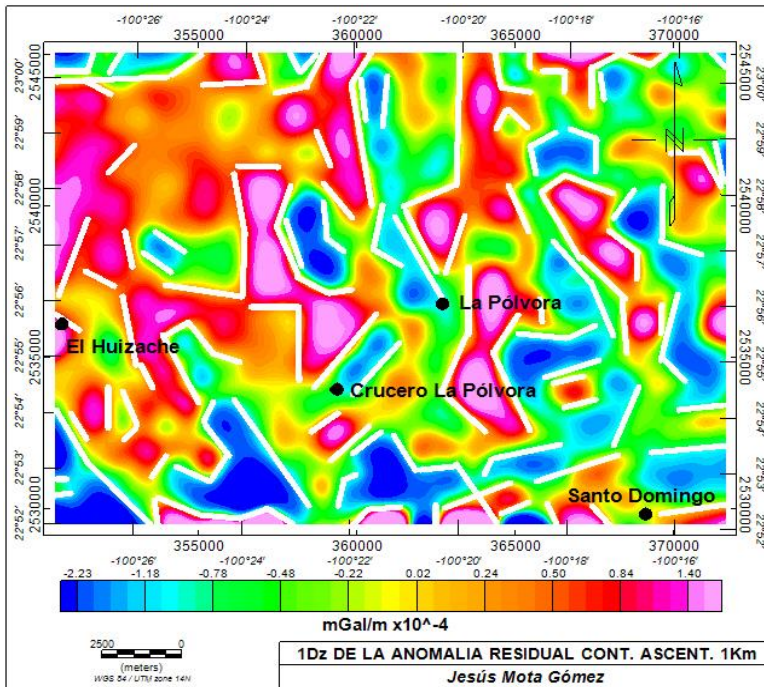


Figura 54. Mapa de lineamientos gravimétricos regionales.

Los lineamientos gravimétricos terrestres se identificaron en la anomalía residual de Bouguer continuada ascendente 300 metros y aplicándole el filtro de la primera derivada en z, se observa que los lineamientos delimitan una anomalía que conecta los pequeños conos volcánicos y la zona en la que se encuentran unos intrusivos como se observa en el mapa siguiente:

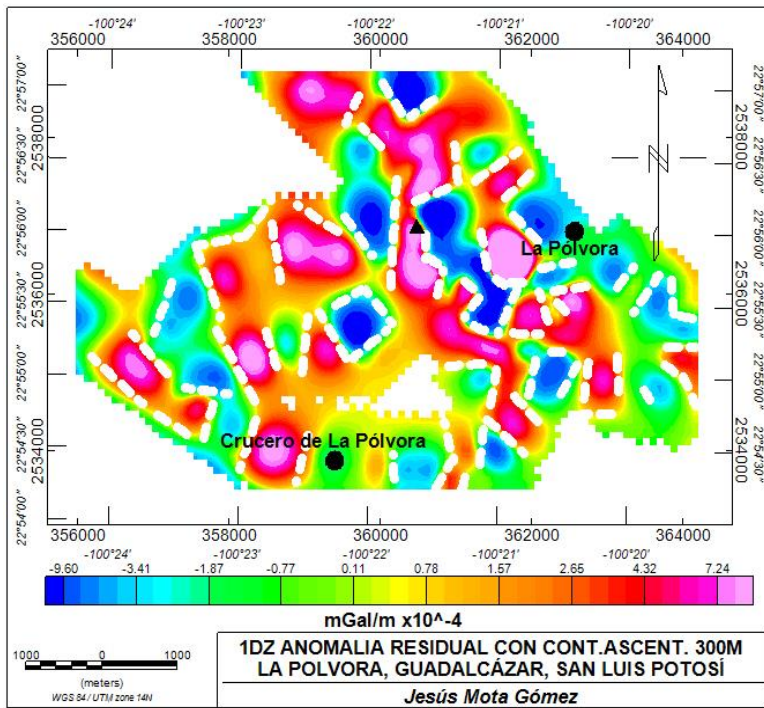


Figura 55. Mapa de lineamientos gravimétricos terrestres de la zona de estudio.

Se puede observar una dirección preferencial de los lineamientos es NE-SO y más marcada NO-SE, como se muestra en la Figura 56.

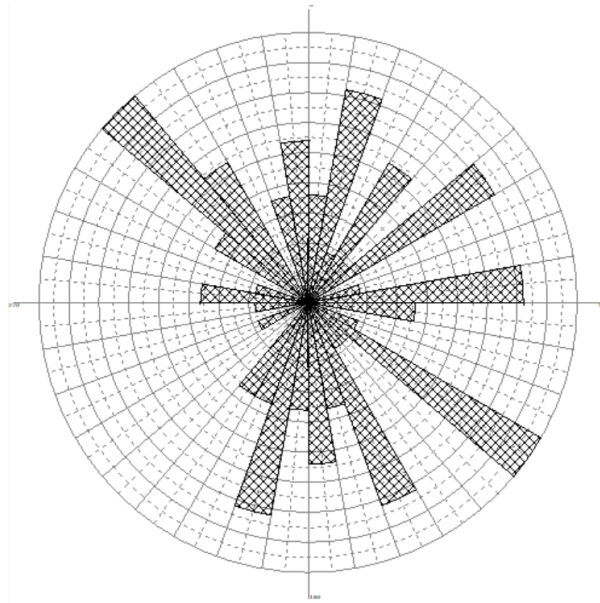


Figura 56. Direcciones preferenciales de los lineamientos gravimétricos terrestres.

5.3 ANÁLISIS ESPECTRAL

De acuerdo a la siguiente Figura se observan las estimaciones de profundidades resultantes calculados del espectro de potencia para los datos magnéticos con diferentes números de onda.

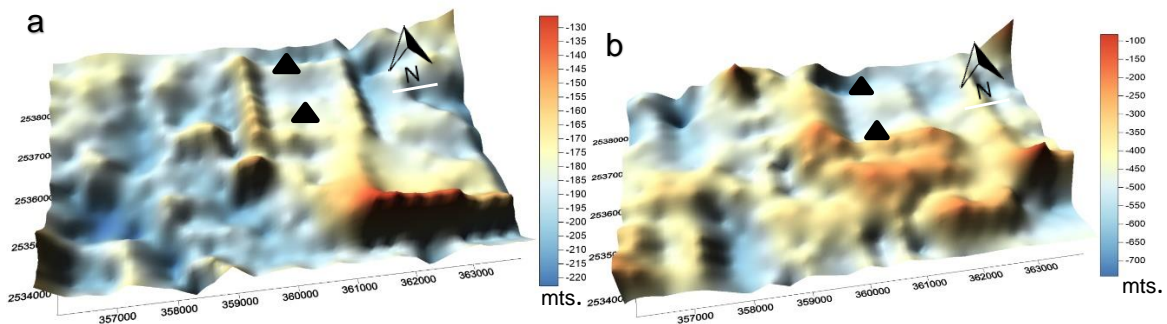


Figura 57. Espectro de potencia datos magnéticos. a) número de onda 0.03 b) número de onda 0.008.

En la Figura 58 se muestra las estimaciones de profundidades que resultaron del cálculo del espectro de potencia de los datos gravimétricos terrestres con (anomalía completa de Bouguer) con diferentes números de onda.

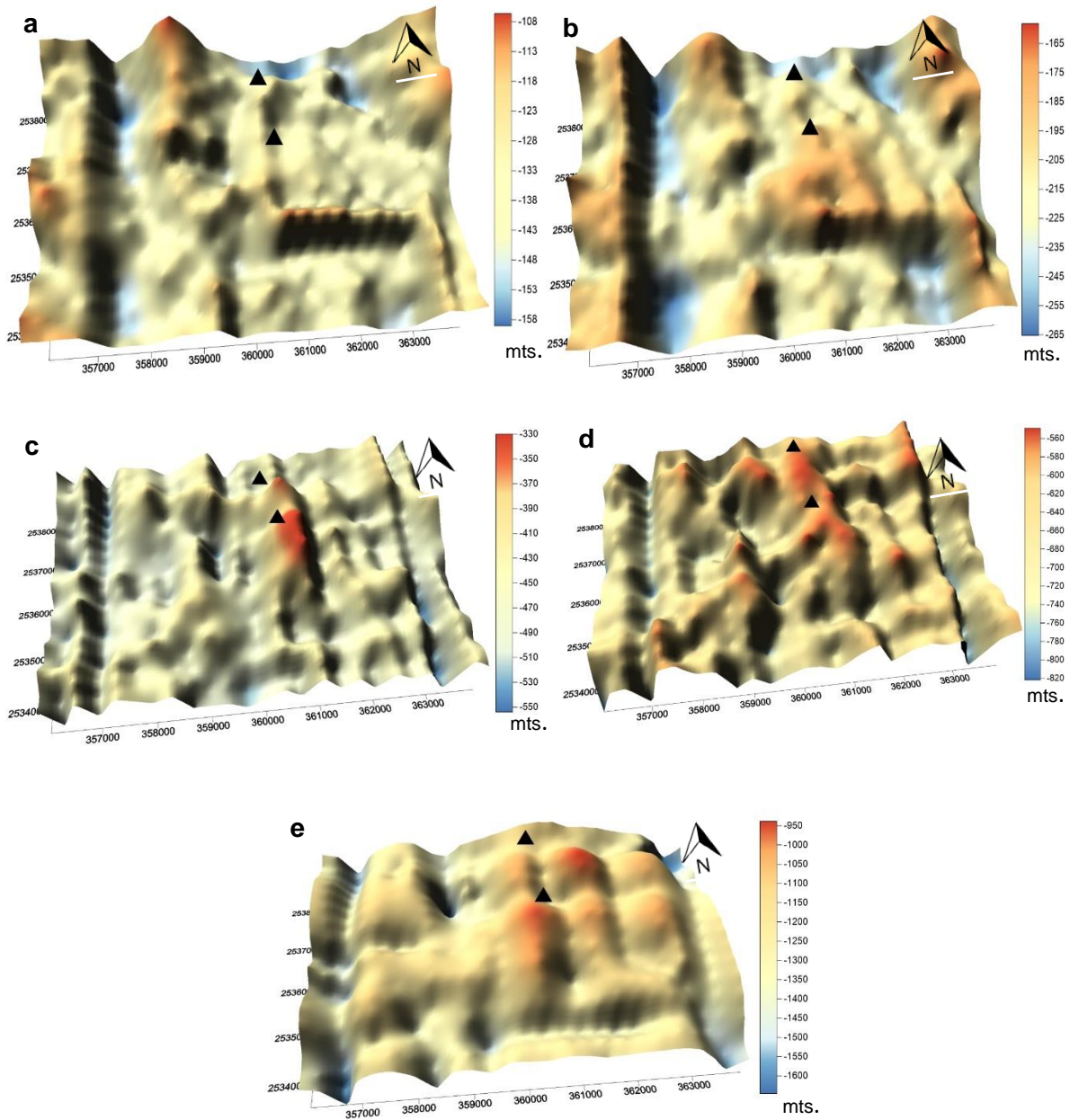


Figura 58. Espectro de potencia datos gravimétricos terrestres. a) número de onda 0.03 b) número de onda 0.02 c) número de onda 0.01 d) número de onda 0.008 e) número de onda 0.005.

5.4 DECONVOLUCIÓN DE EULER

La deconvolución de Euler es un método que ayuda a determinar la profundidad de las fuentes que generan las anomalías, con ayuda de un índice estructural (SI) para precisar la geometría de los cuerpos que se están buscando. A continuación, se muestra una tabla de los diferentes índices estructurales que se ocupan para los datos magnéticos y para los datos gravimétricos.

SI	DATOS MAGNÉTICOS	DATOS GRAVIMÉTRICOS
0.0	Contact	Sill/dike/step
0.5	Thick step	Ribbon
1.0	Sill / dike	Pipe
2.0	Pipe	Sphere
3.0	Sphere	

Tabla 5. Índices estructurales usados en deconvolucion de Euler.

En la Figura 81 y 82 localizadas en el anexo, se muestran las soluciones de la deconvolución de Euler para un SI de 2 y 3 usando como base los datos de la reducción al polo, en donde las profundidades para el SI 2 fueron estimadas de los 700 a 2800 metros, y su respuesta magnética se relacionó a una estructura tipo tubo (pipe).

En cuanto a las profundidades estimadas para el SI 3 se encuentran de 990 a 3900 m, y su respuesta magnética se relaciona a cuerpos esféricos. Se puede observar que la mayoría de las soluciones de los dos mapas se concentran en la zona de la Pólvora y Santo Domingo.

En el caso de los datos gravimétricos se empleó la deconvolucion de Euler como se muestra en las Figuras 83 y 84 (Figuras en el anexo), en los datos de la anomalía completa de Bouguer. Las profundidades estimadas para la Figura 66 son del rango de 120 a 400 metros, en estos datos se utilizó un SI de 1, en el caso del mapa de la Figura 67 se usó un SI de 2 sus profundidades van de los 142 a los 770 metros, en el caso de los dos mapas las soluciones se concentran en la parte Sur y Este del mapa.

Los mapas de las Figuras 59 y 60 muestran las soluciones para un SI de 2 y 3 usando datos magnéticos tomados en la zona de estudio, en la Figura 59 se utilizó un SI de 2 y se obtuvieron profundidades de alrededor de 93 a 900 metros. Para la Figura 60 se utilizó un SI de 3 y las profundidades van de 140 a 1100 metros. En los dos mapas se pueden observar del lado Este un conjunto de soluciones que se encuentran distribuidas en la zona de la pólvora por encima de

la anomalía magnética generada por el cono de escoria, los derrames basálticos y los cuerpos dioríticos que se encuentra en la zona y también asociadas a otro alto magnético que se encuentra más al este que podría dar un indicio de que en esa zona podría haber otro cuerpo diorítico.

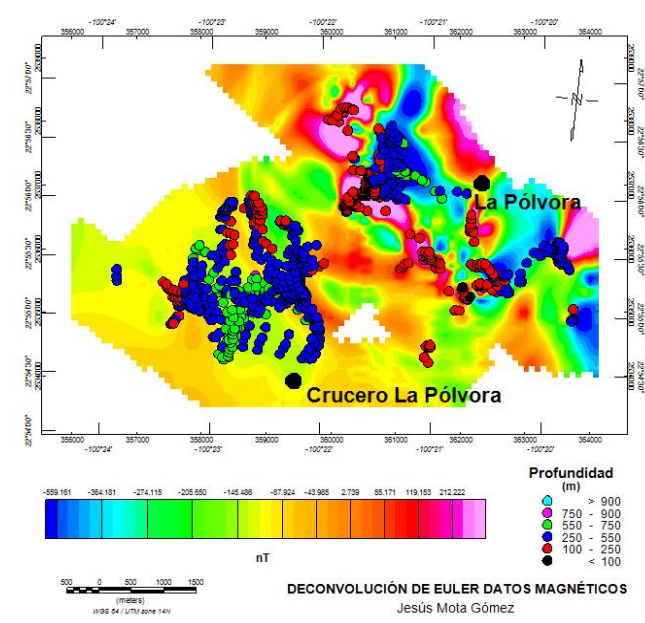


Figura 59. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.

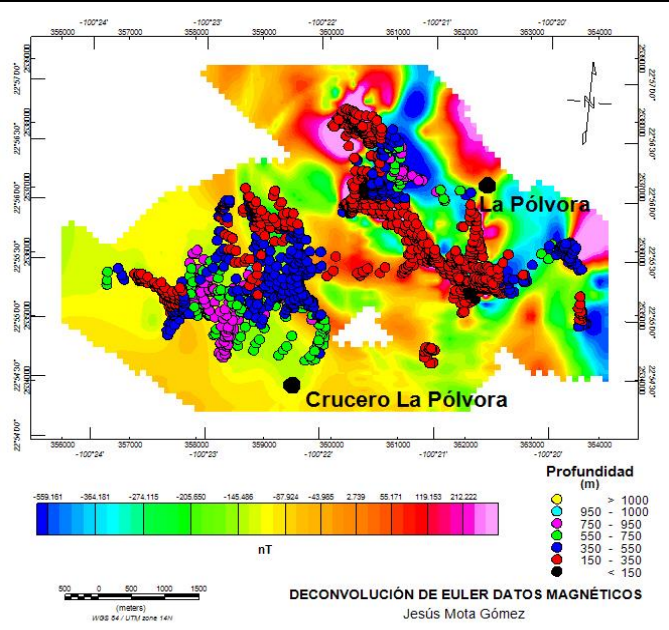


Figura 60. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 3.

En los datos gravimétricos tomados en la zona de la pólvora se utilizó un SI de 1 y de 2, con el SI de 1 se obtuvieron profundidades de 65 a 900 metros, se puede observar que del lado Este del mapa (Figura 61) las soluciones siguen una tendencia NO-SE. El mapa de la Figura 62 se utilizó un SI de 2 el cual presenta un rango de profundidades que va desde los 108 a los 1500 metros, se puede observar que unas soluciones se encuentran dentro de la zona de la pólvora, coincidiendo con la ubicación del cono de escoria y del derrame de basalto.

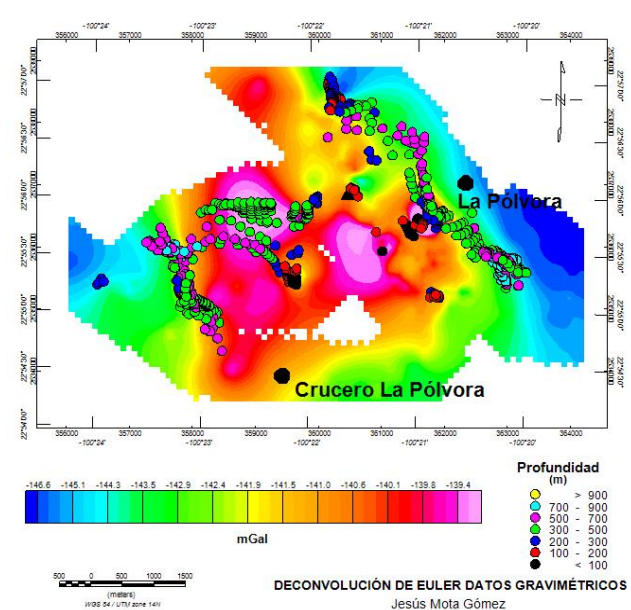


Figura 61. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 1.

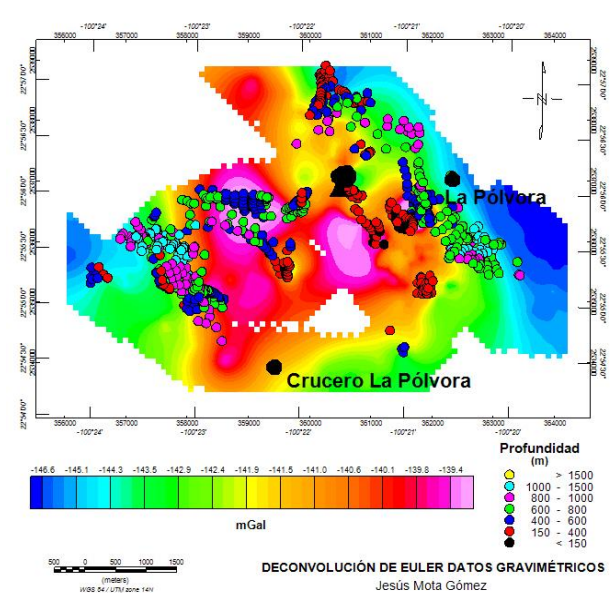


Figura 62. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.

5.5 COMPARACIÓN DE DATOS RADIOMÉTRICOS

Se procedió a realizar una gráfica comparativa de los datos obtenidos por los estudios de radiometría y gravimetría, esta comparación se realizó mediante tres perfiles como se muestra en la Figura 63, estos perfiles se ubicaron en donde hubiera una mayor densidad de puntos de radiometría y gravimetría. Se puede observar que una parte del perfil número uno abarca las dos estructuras asociadas a vulcanismo en la zona mientras que los otros dos perfiles solo atraviesan los cuerpos intrusivos que se encuentran en la zona de estudio.

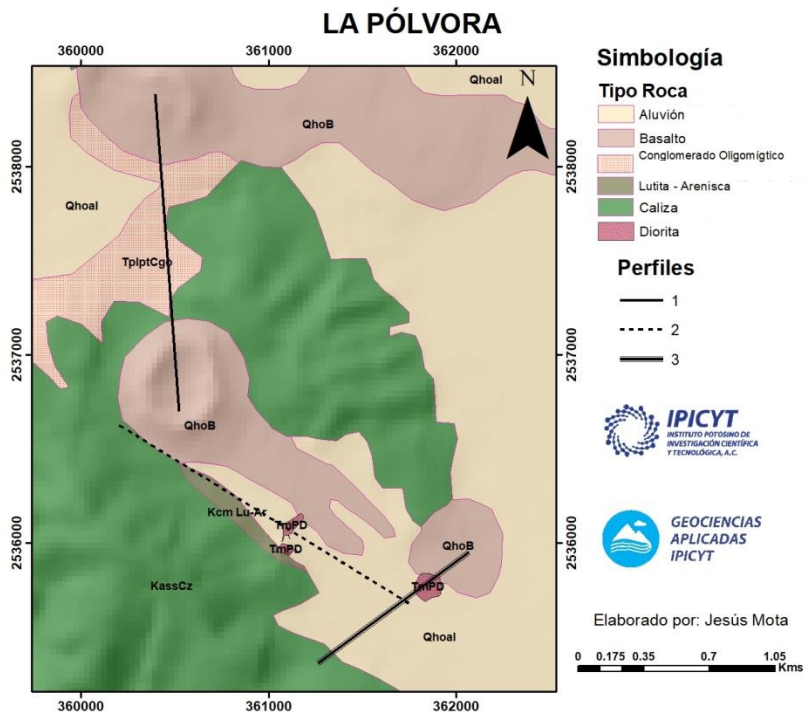


Figura 63. Mapa de ubicación de los perfiles.

A continuación, se muestra unas gráficas comparativas de cómo es la respuesta radiométrica y gravimétrica en cada uno de los tres perfiles. Se utilizaron los datos de la anomalía residual de Bouguer y los canales de TC (cuentas totales), K (potasio), U (uranio) y Th (torio).

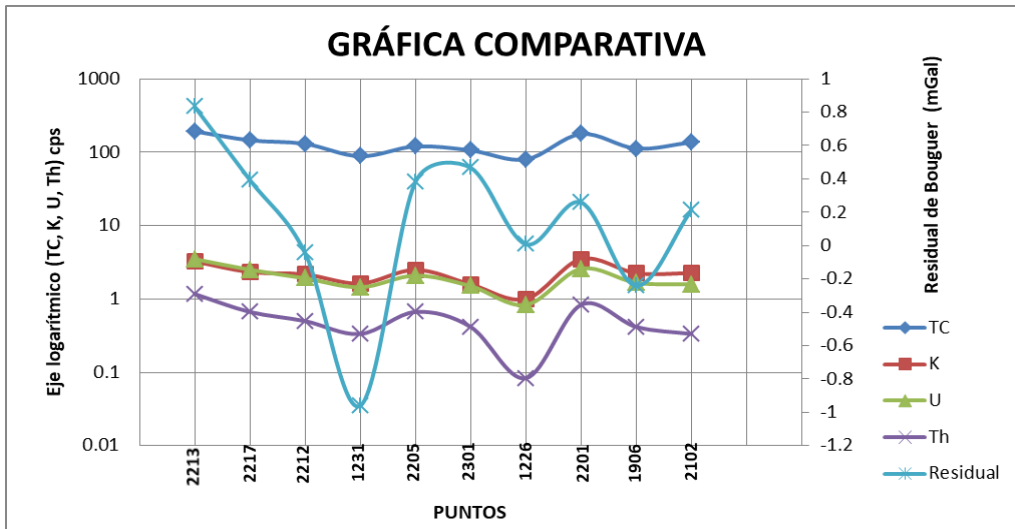


Figura 64. Gráfica comparativa del perfil 1.

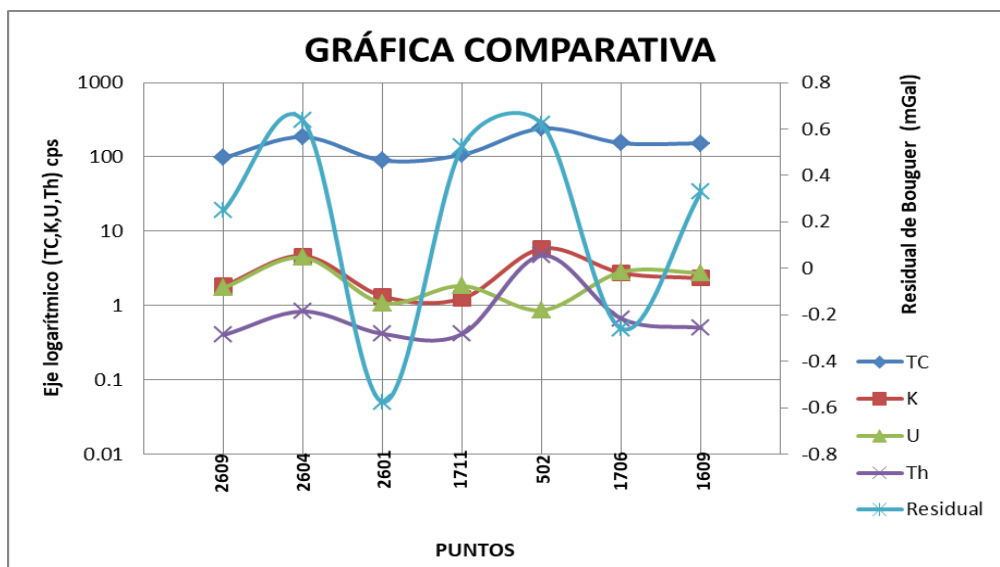


Figura 65. Gráfica comparativa del perfil 2.

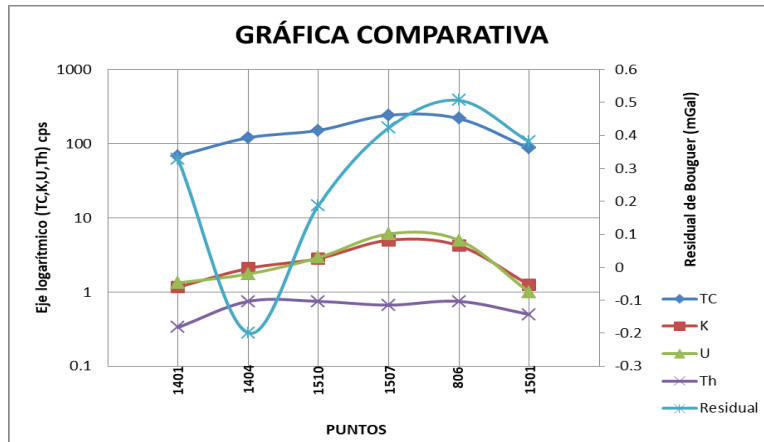


Figura 66. Gráfica comparativa del perfil 3.

En los tres perfiles se observa que en ciertos puntos hay un descenso en la respuesta de los datos radiométricos, se observa en el perfil 1 que en el punto 1404 se ve un descenso en la señal de la anomalía residual de Bouguer asociado a la presencia de rocas sedimentarias, para después llevar una tendencia ascendente esto se debe a la transición de roca ígnea (basalto). En el caso del perfil 2 y 3 el patrón es similar al comportamiento de la señal del perfil 1 al mostrar el ascenso en la curva de la tendencia en las rocas ígneas y esto se debe a que las rocas ígneas dan una respuesta mayor de radiación que las rocas sedimentarias ayuda a delimitar los cambios geológicos en la zona.

A continuación, se presentan los mapas de la distribución de las cuatro ventanas espectrométricas junto con la geología de la zona de estudio para poder ver la correlación de los datos radiométricos con la geología.

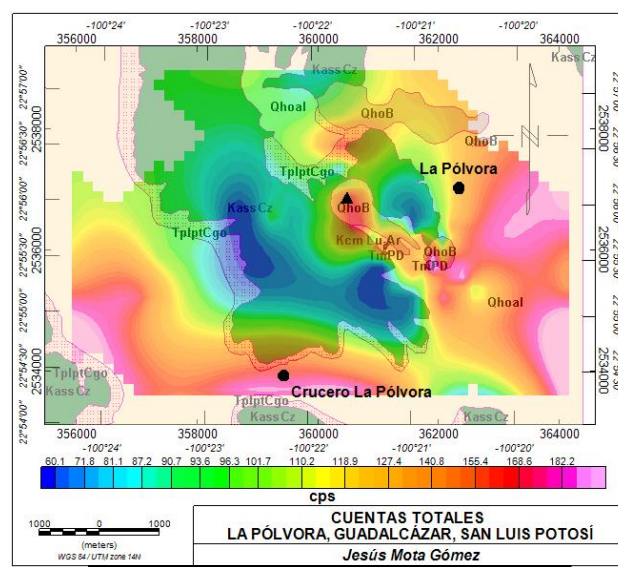


Figura 67. Distribución de cuentas totales (TC).

En la Figura anterior se puede observar la distribución de las cuentas totales en la zona junto con la geología, se puede notar como en la parte en donde se encuentran aflorando unos basaltos y unos intrusivos las lecturas son altas alrededor de 150 a 168 cps ya que las rocas ígneas tienden a tener valores más altos y a su alrededor los valores oscilan entre 110 a 60 cps.

En las Figuras 87, 88 y 89 (ver anexo), se muestra la distribución de Potasio, Torio y Uranio, en los tres mapas se muestra una lectura más alta en la parte de del cono de escoria constituido de basalto y se encuentra marcado con un triángulo, y como se dijo anteriormente las rocas ígneas dan lecturas más altas con respecto a las rocas sedimentarias como se muestra en la parte superior y derecha del cono de escoria, ya que las lecturas son más bajas debido a la presencia de caliza, conglomerado y aluvi6n.

5.6 MODELO GEOFÍSICO

Con la informaci6n geofísica de magnetometría y de gravimetría, obtenida en los levantamientos, así como los análisis de los mapas creados con los tres métodos ocupados en este trabajo y además de la informaci6n geológica recopilada del informe geológico realizado por el Consejo de Recursos Minerales y la carta geológico-minera Pozas de Santa Ana F14-A55 y carta Matehuala se procedió a realizar un modelo 2D (secci6n A-A'), dicha secci6n tiene una orientaci6n SO – NE (Figura 68), atraviesa un cuerpo intrusivo que se encuentra en la zona de estudio el cual tiene unas dimensiones de 20 metros de alto, la secci6n tiene una longitud de 2.2 kil6metros (Rodríguez M & Pérez I, 1982).

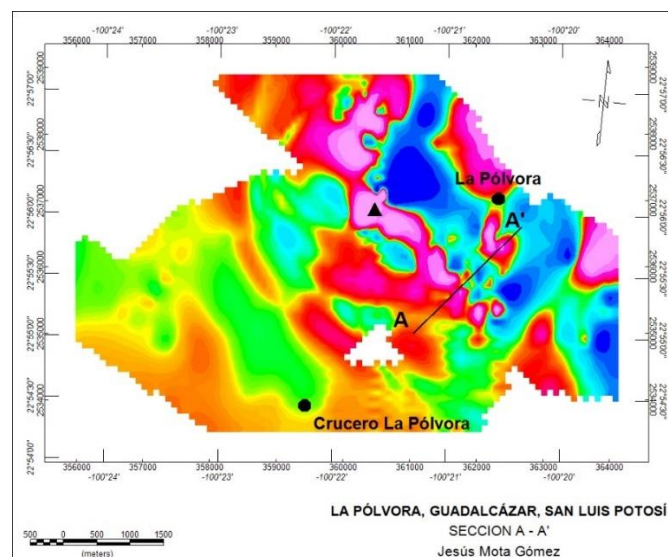


Figura 68. Ubicaci6n Secci6n A – A'.

El modelo se realizó a partir de la anomalía residual de Bouguer y el campo magnético reducido al polo, para la elaboración del modelo se utilizó el módulo GM-SYS del programa Oasis Montaj, este tipo de modelado consiste en crear polígonos debajo del perfil seleccionado comparando la respuesta que dan esos cuerpos con la anomalía observada y calculada tanto magnética como gravimétrica.

Para la delimitación del modelo se empleó la ayuda de los mapas de deconvoluciones de Euler mapas de lineamientos geofísicos y el método para encontrar soluciones a profundidad con señal analítica el cual se realiza en el módulo pdepth del programa Oasis Montaj.

5.6.1 SECCIÓN A – A'

En el modelo de la sección A – A' (Figura 69) se observan dos altos magnéticos de 40 y 64 nT, dos altos gravimétricos de 0.39 y 0.33 mGal, los primeros se asociaron a dos cuerpos de composición diorítica que intrusionan desde el basamento hasta la superficie.

En la superficie se encuentra aflorando un cuerpo diorítico el cual posiblemente puede ser alimentado por uno de los diques ya que sobre este afloramiento se trazó un lineamiento geofísico asociado a una probable falla o fractura. En el modelo se puede observar un derrame de basalto cuyo origen se debe a la actividad del cerro el Apaste.

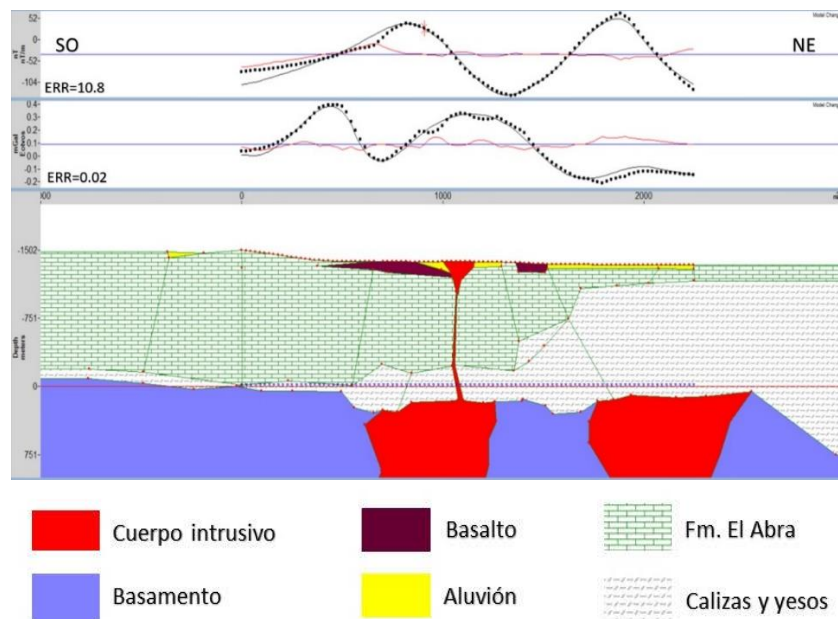


Figura 69. Modelo sección A – A'.

Tipo de Roca	Susceptibilidad	Densidad (Kg/m ³)
Basalto	0.11999	2500
Calizas	0.000326	2440
Calizas y yesos	0.000201	2550
Aluvión	0.000400	2200
Cuerpo intrusivo	0.020005	2700

Tabla 6. Valores utilizados en el modelo geofísico - geológico.

Algunas de las herramientas para la interpretación de los datos obtenidos y procesados fue la implementación del módulo pdepth, con cual se puede tener una aproximación de la posición, inclinación e intensidad de los cuerpos que generar las anomalías y así poder delimitar de manera adecuada el modelo de la sección A-A'.

En la Figura 85 (ver anexo) se observa la base de datos generada por el módulo pdepth, en la cual se observan un total de 54 soluciones distribuidas a lo largo del perfil, estas soluciones pueden ser exportados para poder visualizarse en el módulo GM-SYS.

A continuación, se muestran los mapas tanto de deconvolución de Euler como de los lineamientos generados con el gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer. Ambos están presentados con diferentes continuaciones ascendentes, esto con la finalidad de dividir los lineamientos en superficiales y profundos.

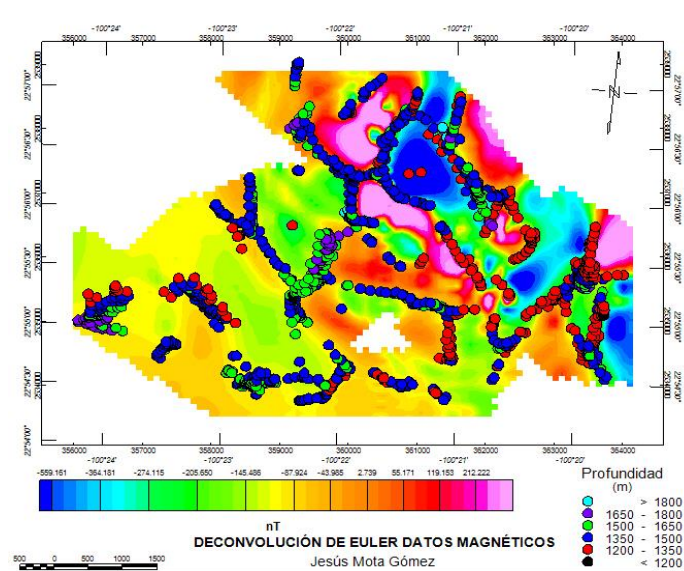


Figura 70. Mapa deconvolución de Euler con índice estructural 0, sobre reducción al polo.

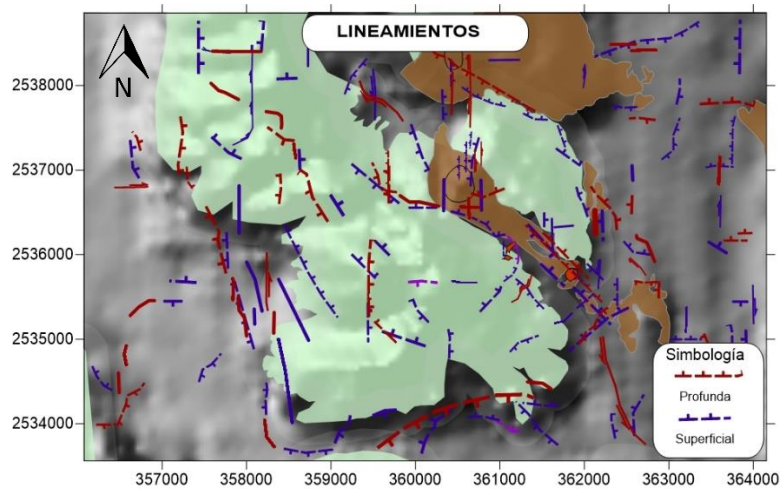


Figura 71. Mapa de lineamientos.

En la Figura 71 se logra observar diferentes lineamientos que expresan contactos y fallas pronunciadas, los lineamientos se dividieron en superficiales y profundas se puede observar que los lineamientos profundos tienen una orientación NO-SE, los lineamientos superficiales tienen una orientación N-S. Dentro de los lineamientos profundos se pueden observar dos lineamientos de alrededor de 1000m, uno puede ser correlacionable con el mapa correspondiente a la deconvolución de Euler expresado en la Figura 70 y el otro se puede observar cómo conecta a las dos estructuras volcánicas de la zona.

CAPITULO 6 DISCUSIÓN

DELIMITACIÓN DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS APARTIR DE GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA

La anomalía magnética observada en el mapa de datos aeromagnéticos (Figura 78), se podría interpretar como un cuerpo intrusivo que abarcaría la zona de la Pólvora y Santo Domingo, analizando estos mapas mediante la aplicación del filtro de la continuación ascendente se puede observar que este cuerpo disminuye su tamaño y se concentra en la porción central del mapa (ver anexo Figura 90 a 95), cerca del poblado de La Pólvora.

Se puede delimitar este cuerpo debido a los resultados de la deconvolucion de Euler (Figura 81 y 82). Dicho cuerpo alimentaría a las estructuras volcánicas visibles en la superficie como son el cerro del Apaste como se muestra en la Figura siguiente:

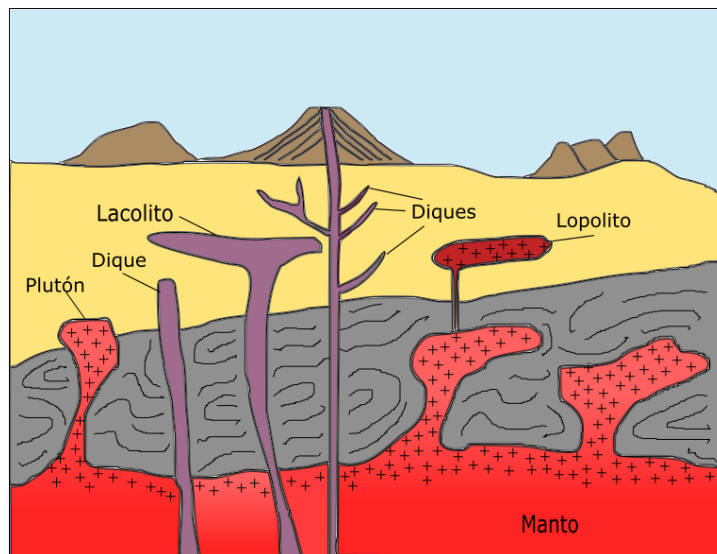


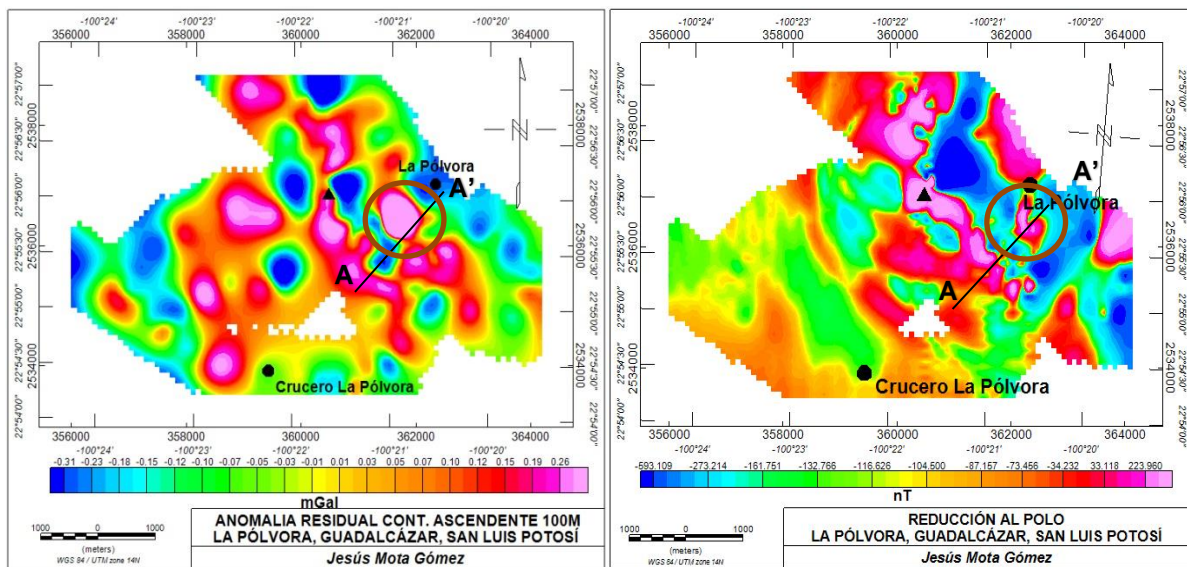
Diagrama de fuentes alimentadoras a diferentes cuerpos volcánicos. Elaborado en Inkscape.

MODELO 2D DE ANOMALIA MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA

El modelo generado a partir de la señal magnética y gravimétrica, se generó analizando y procesando los datos terrestres obtenidos en el estudio de campo, con los lineamientos obtenidos se logró interpretar que la dirección preferencial de los lineamientos geofísicos profundos (500-1000 mts) es de NO-SE, a diferencia de los lineamientos superficiales (100-400 mts) cuya dirección es N-S (Figura 71).

Uno de los lineamientos profundos atraviesa perpendicularmente el perfil a partir del cual se generó el modelo geológico-geofísico (Figura 69), lo anterior apoyo a la correlación de que el cuerpo intrusivo fue generado por un dique.

Sobre el mismo perfil con el que se generó el modelo, se detectó un alto magnético y gravimétrico que se podía relacionar con otro cuerpo intrusivo del que no se ven indicios en la superficie. Es decir, este trabajo logra asociar la presencia de los diques y delimitaciones estructurales producidas por los eventos magmáticos de la Pólvara.



Sobre los mapas se encuentran marcadas con un círculo las anomalías mencionadas en el párrafo anterior.

CAPITULO 7 CONCLUSIONES

El uso de los tres métodos geofísicos: gravimétrico, magnetométrico y radiométrico implementados en este trabajo, fueron de gran ayuda para la interpretación y correlación de los contactos litológicos y cuerpos intrusivos.

Mediante el procesamiento e interpretación de la magnetometría aérea se identificó el dominio aeromagnético I cuyos valores se encuentran entre los 5 a 12 por 10^{-3} nT/m, se asoció a las rocas ígneas que se encuentran en esta zona junto con los conos volcánicos y el maar de Santo Domingo, este dominio contrasta con los otros que son asociados a rocas sedimentarias como calizas y conglomerados que tienen unos valores bajos de susceptibilidad magnética. En el caso de los dominios magnéticos terrestres, el comportamiento es similar al descrito en los dominios aeromagnéticos.

En el mapa de dominios gravimétricos y magnéticos terrestres se puede observar una anomalía en el dominio I, que se podría asociar a un posible cuerpo del que no se observan indicios en superficie, interpretando que el cuerpo tiene una dimensión mayor hacia el subsuelo.

La combinación del análisis de los lineamientos (Figura 71) y la deconvolución de Euler (Figura 70) permitió la delimitación de una serie de fallas a diferentes profundidades (500 a 1300m), donde existe la posible relación de estas con el ascenso de magma alimentador de las estructuras volcánicas en superficie. Esto permitió la generación de un modelo 2D (Figura 69) a partir de un perfil que atraviesa un cuerpo intrusivo que coincide con una posible falla delimitada por los análisis antes mencionados y que podría vincular esta estructura con alguna estructura profunda.

Los datos radiométricos permitieron establecer una delimitación general de la geología de la zona de estudio, debido a que las anomalías más altas se podían asociar a rocas ígneas y las anomalías bajas a rocas sedimentarias, este comportamiento en la zona de estudio se comparó con datos de la anomalía residual de Bouguer y se logra observar como la tendencia de los datos radiométricos y los gravimétricos se comportan de manera similar cuando hace la transición de rocas ígneas a rocas sedimentarias (Figuras 64, 64, 66).

REFERENCIAS

- Airo, Meri-Liisa., Karell, Fredrik. (2001). Interpretation of Airborne Magnetic and Gamma-Ray Spectrometric Data Related to Hammaslahti Cu-Zn-Au Deposit in Eastern Finland, Geological Survey of Finland, pp 97-103.
- Aranda Gómez, José Jorge Luhr, James F Housh, Todd B Valdez Moreno, Gabriel Chávez Cabello, Gabriel. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 187-225.
- Barde-Cabusson, S., Bolós, X., Pedrazzi, D. et al. (2013). Electrical resistivity tomography revealing the internal structure of monogenetic volcanoes. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, 40, 2544–2549.
- Barde-Cabusson, S., Gottsmann, J., Martí, J. et al. (2014). Structural control of monogenetic volcanism in the Garrotxa volcanic field (Northeastern Spain) from gravity and self-potential measurements. Bull Volcanol, 76,788.
- Blakely J., Richard, Simpson W. Robert. (1986). Approximating edges of sources bodies from magnetic or gravimetric anomalies. Geophysics, 51 No.7, 1494-1498.
- Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D. et al. (2014). Geophysical exploration on the subsurface geology of La Garrotxa monogenetic volcanic field (NE Iberian Peninsula). International Journal of Earth Sciences, 103, 2255–2269.
- Bolós, X., Cifuentes, G., Macías, J. et al. (2019). Geophysical imaging of fluid circulation and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 369, 238-249.
- Cantos Figuelora, José (1973). *Tratado de geofísica aplicada segunda edición*. México.
- Carrillo Bravo, José. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí, México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XXIII, 1-6.
- Consejo de Recursos Minerales. (1982). Informe del Reconocimiento Geológico del Área de La Pólvora. San Luis Potosí.

- D.Khattach, M.R.Houari, R. El Gout, H. Ghazala V. Corchete, M. Chourak,. (2013). Main crustal discontinuities of Morocco derived from gravity data. En Journal of Geodynamics (37-48). España: Elsevier Ltd.
- Dávalos-Elizondo, María Guadalupe., Aranda-Gómez, José Jorge., Levresse, Gilles., de la Cruz Cervantes, Karina Elizabeth. (2016). Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: Evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33, 81-104.
- de Antuñano, Samuel Eguiluz., Aranda García, Mario., Marrett, Randall. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 1-26.
- Dentith, M., & Mudge, S. (2014). Geophysics for the Mineral Exploration. Geoscientist. España: Cambridge.
- García Cruz, Araceli (octubre 2011). Interpretación de Datos Espectrométricos de Rayos Gamma en la Región de Tecuanipan, Puebla. Tesis, Instituto Politécnico Nacional Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, pp 45-57.
- Gaytán Torres, Ernesto D., (2013). Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí: Tesis de Maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.
- Geosoft Inc. (2015). Getting Started with Grav / Mag Interpretation, 1–9.
- Geosoft Inc. (2015). Performing Euler Deconvolution with Grav / Mag Interpretation, 1–17.
- Geosoft Inc. "Oasis Montaj Versión 9.3.3. 2018" Copyright, Geosoft Inc.
- International Atomic Energy Agency. (2003). Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data. Austria: IAEA.
- Kaufman, A. a, Hansen, R. O., & Kleinberg, R. L. K. (2009). Principles of the magnetic methods in geophysics. Methods in geochemistry and geophysics : ELSEVIER.
- López-Doncel, R., (2003). La formación Tamabra del cretácico medio en la porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis

Potosí, centro-noreste de México. Revista mexicana de ciencias geológicas, v. 20, p. 1-19.

- López-Valdivia, E. N., Gómez-González, J. M., & Yutsis, V. (2014). Aplicación de Métodos Geofísicos en el estudio de la estructura cortical en la parte central de Sierra Gorda de Querétaro. Juriquilla, Querétaro: Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de México. Centro de Geociencias.
- Milsom, J. (2003). Field Geophysics. WILEY (Vol. Third Edit).
- Morales Gámez, Miguel., Barboza Gudiño, José Rafael. (2016). Geocronología y petrografía del cuerpo intrusivo de La Pólvora y ambiente de depósito durante el Cretácico, oriente del Estado de San Luis Potosí. Sociedad Geológica Mexicana.
- Noutchogwe Tatchum Constant, Tabod Charles, Koumetio Fidèle, Manguelle-Dicoum Eliezer. (2011). A gravity model study for differentiating vertical and dipping geological contacts with application to a Bouguer gravity anomaly over the fouban shear zone, Cameroon. Geophysica, 47, 43-45.
- R. El-Kelani · G. Jentzsch · U. Schreiber. (1998). Gravity anomalies and subsurface geology in the Westerwald volcanic area, Germany. Springer-Verlag, 87, 381-393.
- Ravat, D. (2007). Reduction to Pole, Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, D. Gubbins and E. Herrero-Bervero, Springer, 856-857.
- Reynolds, J. M., (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. United Kingdom: John Wiley & Sons Inc.
- Rodríguez-Hernández, Edgard., López-Doncel, Rubén., Barboza-Gudiño, José Rafael.,y Judith Cruz-Márquez. (diciembre, 2009). Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México. revista mexicana de ciencias geológicas, vol. 26 No. 3.
- Scintrex Limited. (1997). GRS-500 Operations Manual. Concord, Ontario, Canadá.
- Servicio Geológico Mexicano. (1998). Carta Magnética, Pozas de Santa Ana F14-A55 (1:50000).
- Servicio Geológico Mexicano. (1999). Carta Magnética, Lázaro Cárdenas F14-A56 (1:50000).

- Servicio Geológico Mexicano. (2000). Pozas de Santa Ana F14-A55 (1:50000).
- Siñeriz, José G., (1928). Los Métodos Geofísicos de Prospección y sus Aplicaciones a la Resolución de varios problemas Geológicos Tectónicos. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Solana López, Javier., Mata Lechuga, Juan José (2006). Inventario Físico de los Recursos Minerales del Municipio Guadalcázar, S.L.P. México: Servicio Geológico Mexicano.
- Tauxe, Lisa. (2005). Lectures in Paleomagnetism Lisa. La Jolla, CA 92093-0220: Essayo Press.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff R. E. (1990). Applied Geophysics. United Kingdom: Cambridge University Press.

ANEXO

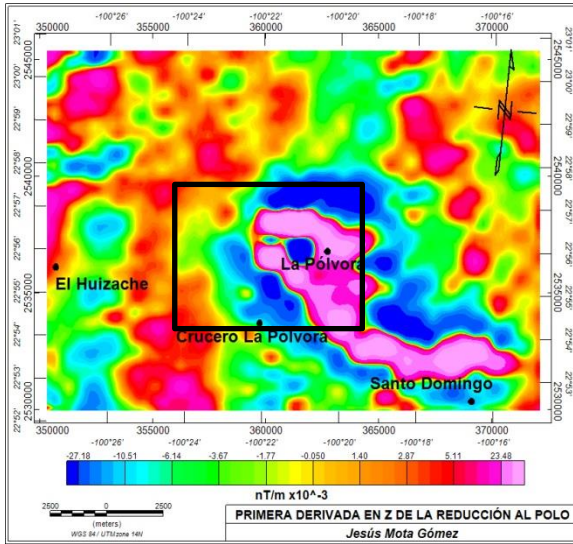


Figura 72. Primera derivada en z de la reducción al polo datos aeromagnéticos.

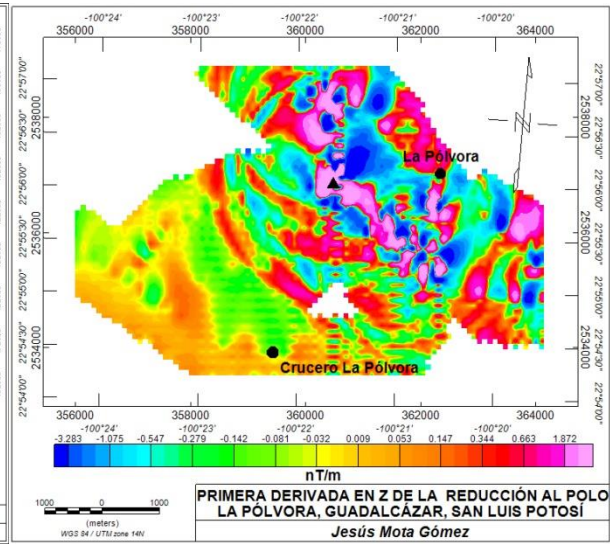


Figura 73. Primera derivada en z de la reducción al polo datos terrestres.

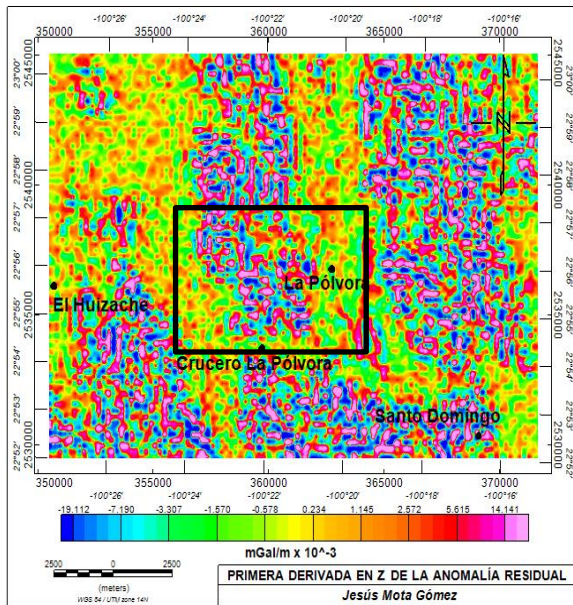


Figura 74. Primera derivada en z de la anomalía residual de Bouguer datos satelitales.

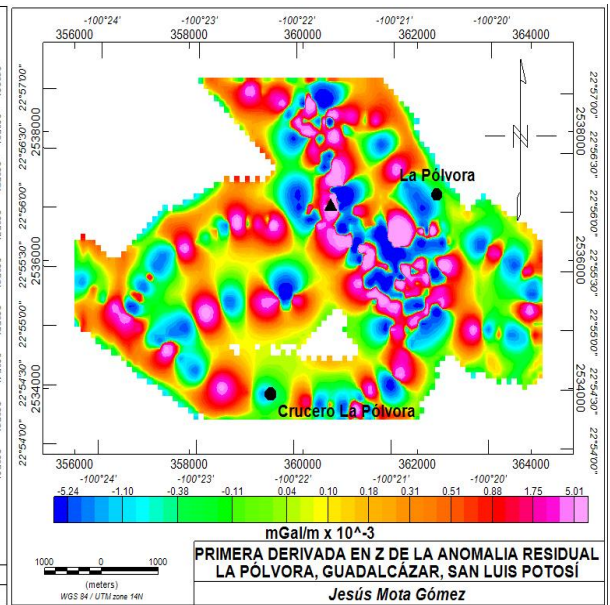


Figura 75. Primera derivada en z de la anomalía residual de Bouguer datos terrestres.

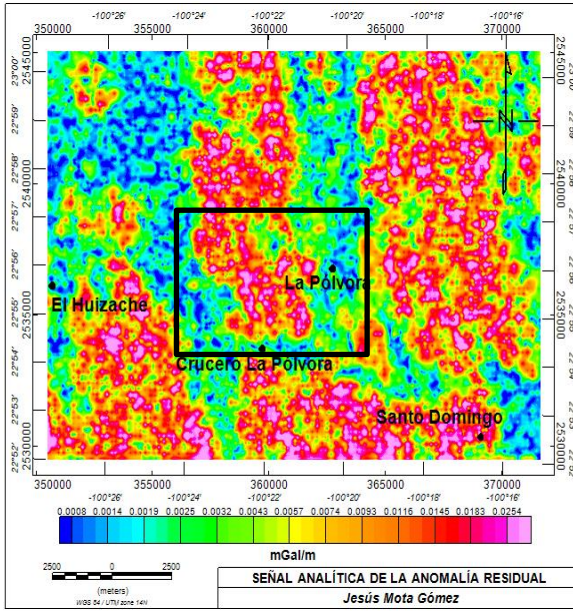


Figura 76. Señal analítica de la anomalía residual de Bouguer datos satelitales.

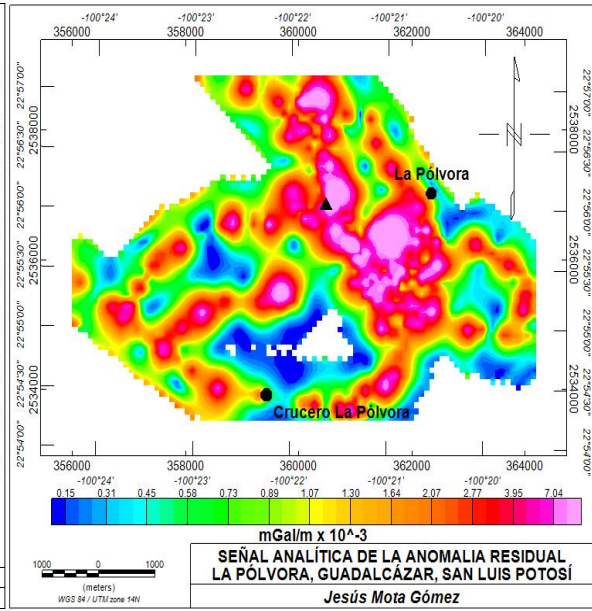


Figura 77. Señal analítica de la anomalía residual de Bouguer datos terrestres.

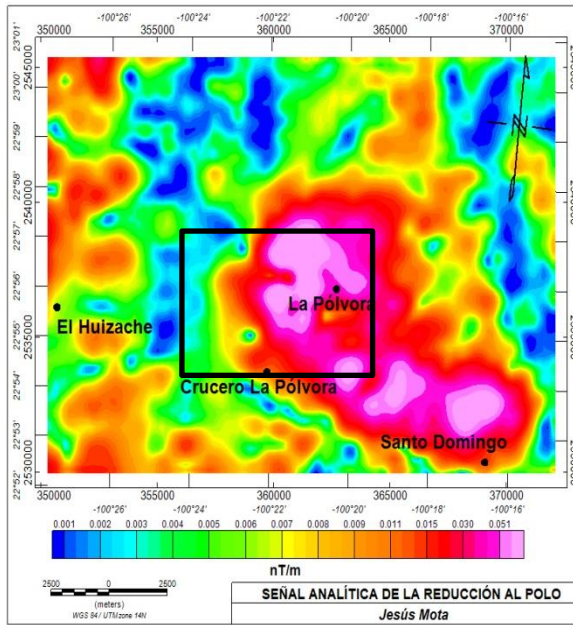


Figura 78. Señal analítica de la reducción al polo datos aeromagnéticos.

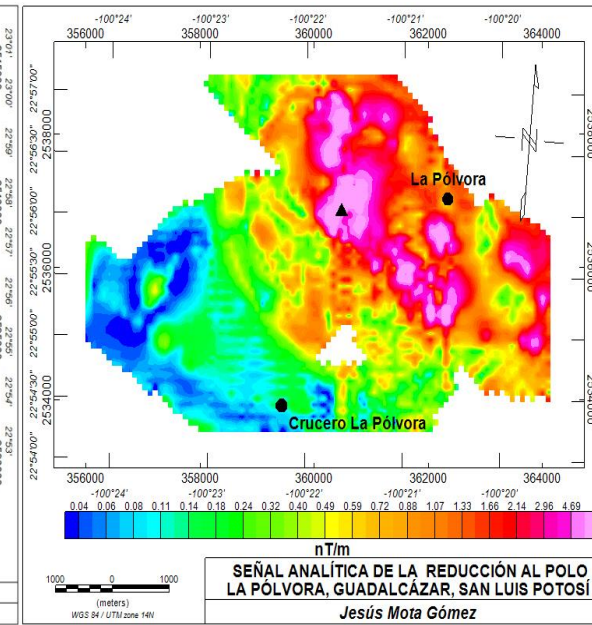


Figura 79. Señal analítica de la reducción al polo datos terrestres.

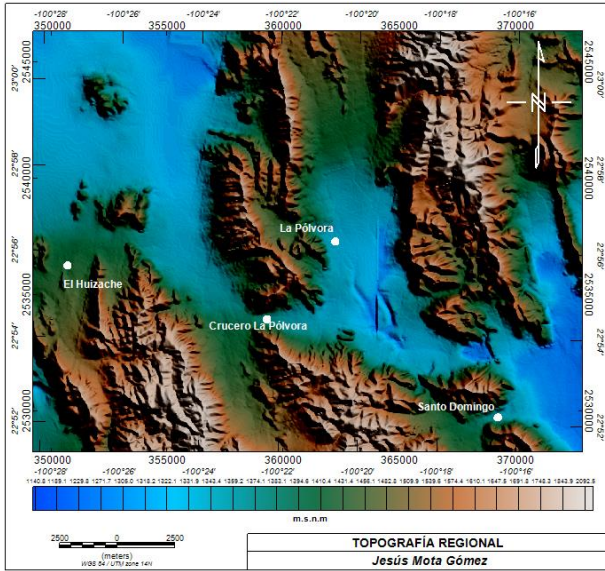


Figura 80. Mapa de topografía regional.

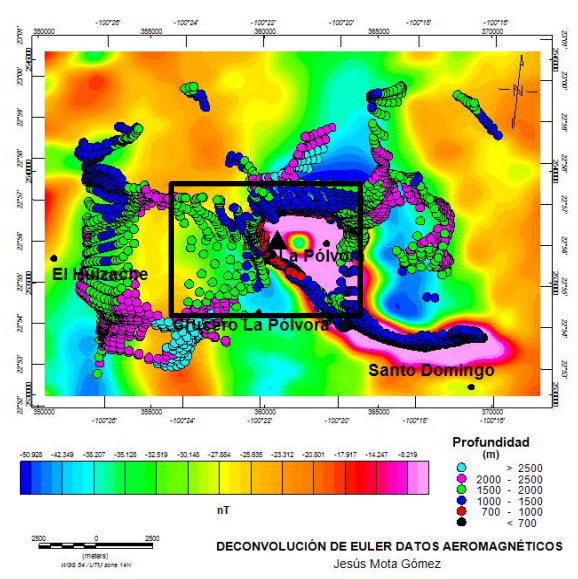


Figura 81. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.

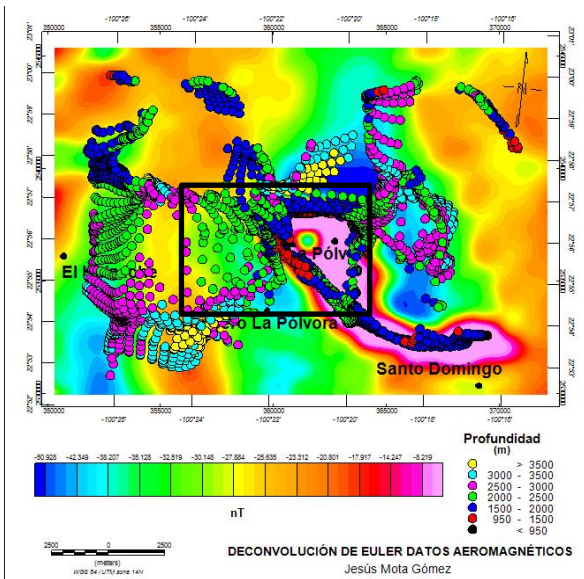


Figura 82. Mapa de reducción al polo con estimación de profundidades para un índice estructural de 3.

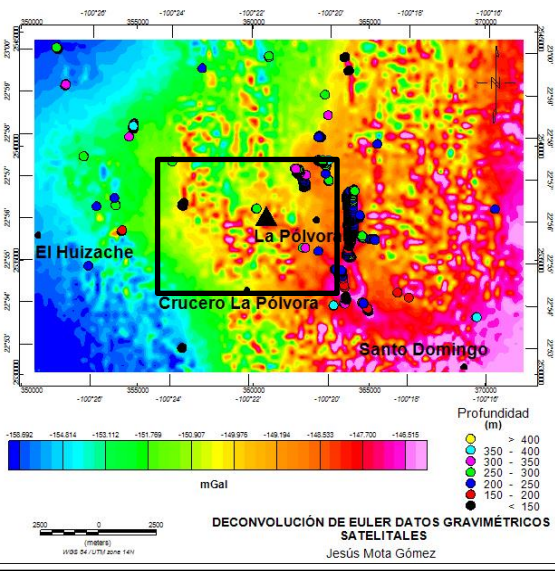


Figura 83. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 1.

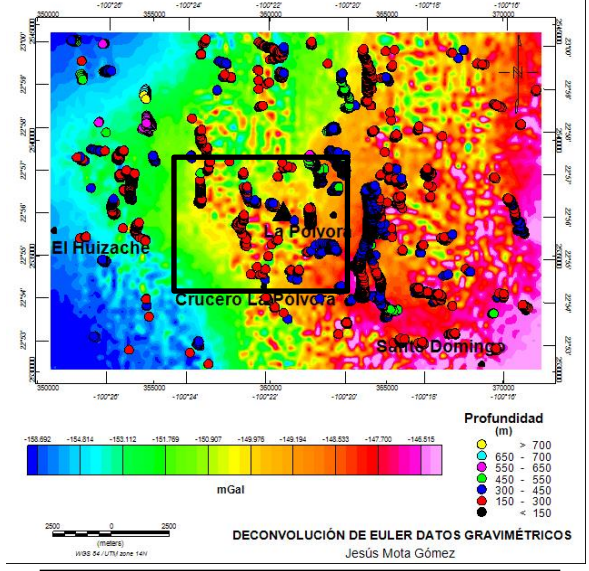


Figura 84. Mapa de anomalía completa de Bouguer con estimación de profundidades para un índice estructural de 2.

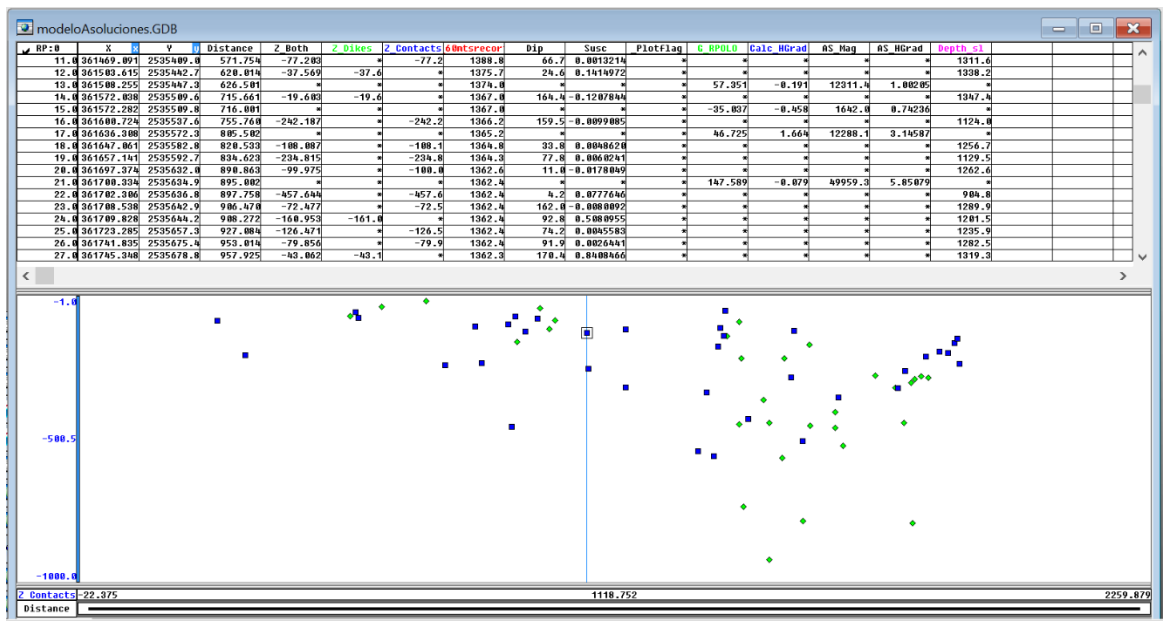


Figura 85. Soluciones pdepth de la sección A – A'.

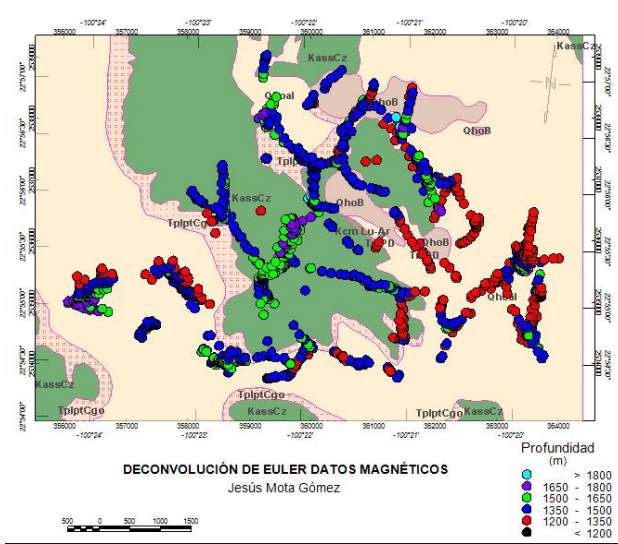


Figura 86. Mapa deconvolución de Euler con índice estructural 0, sobre geología.

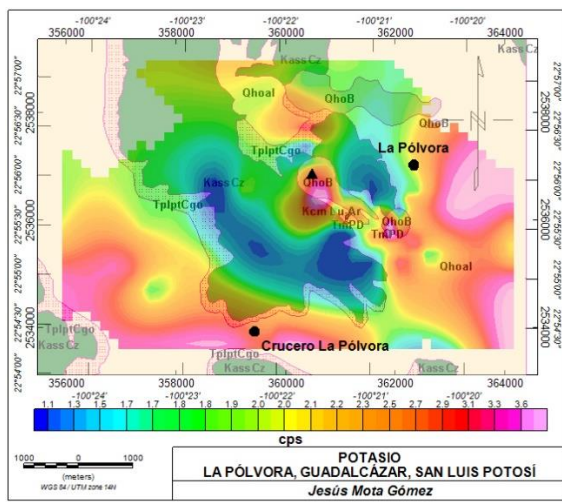


Figura 87. Distribución de Potasio (K).

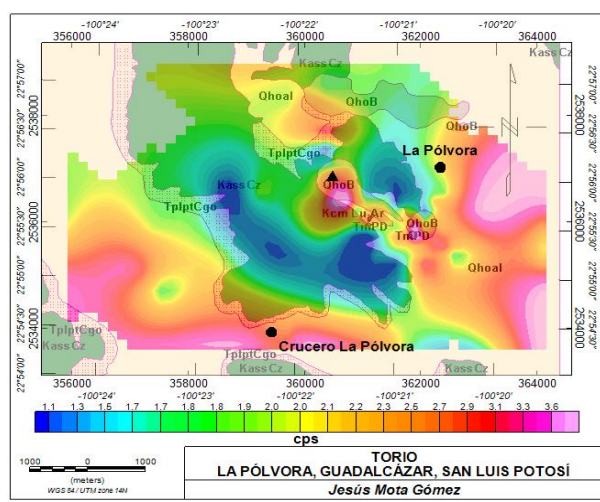


Figura 88. Distribución de Torio (Th).

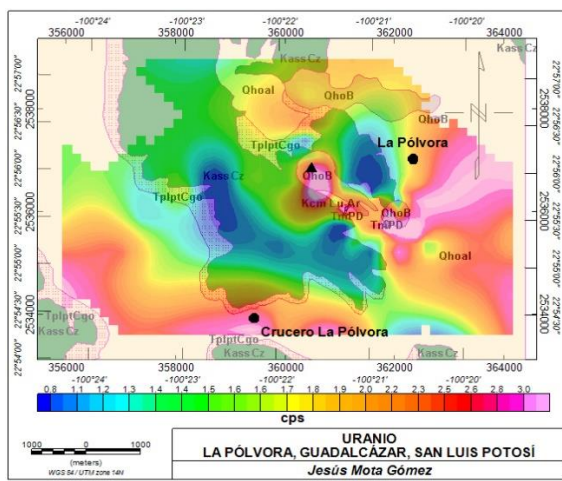


Figura 89. Distribución de Uranio (U).

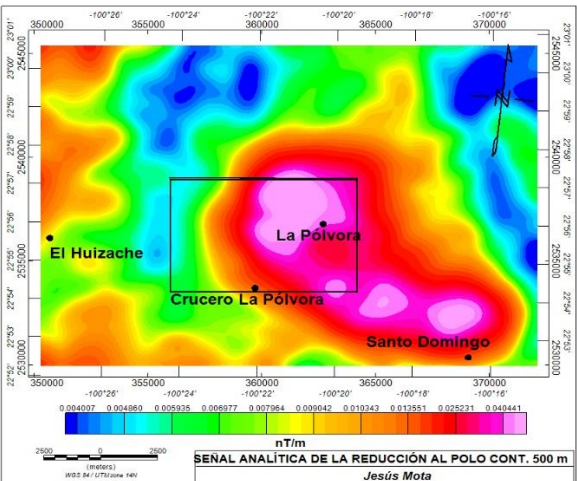


Figura 90. Señal analítica de datos aeromagnéticos continuación ascendente 500 m.

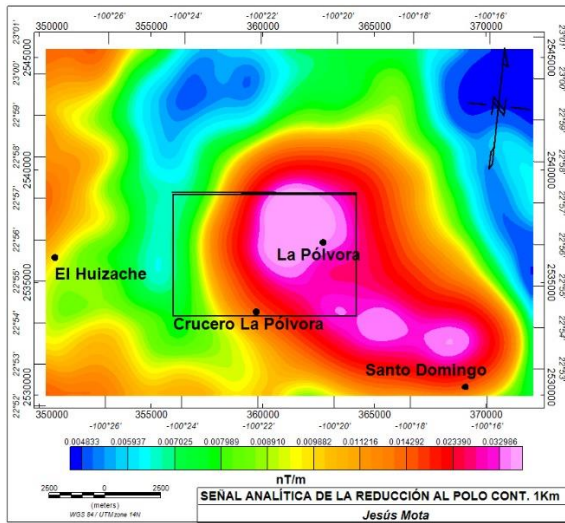


Figura 91

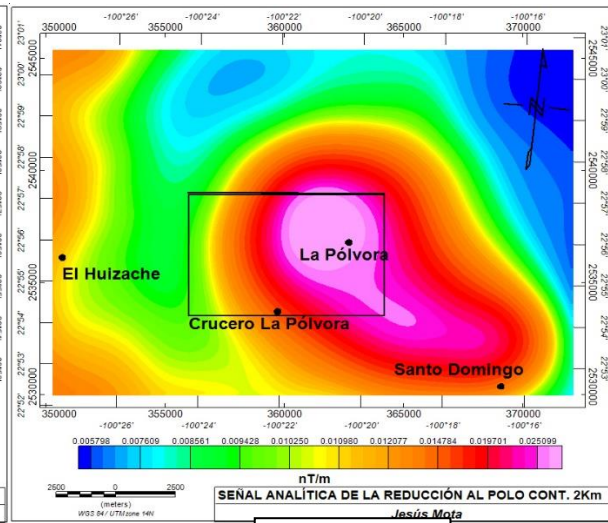


Figura 92

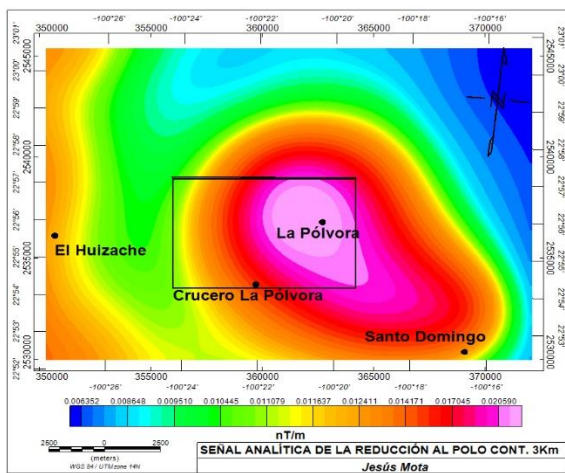


Figura 93

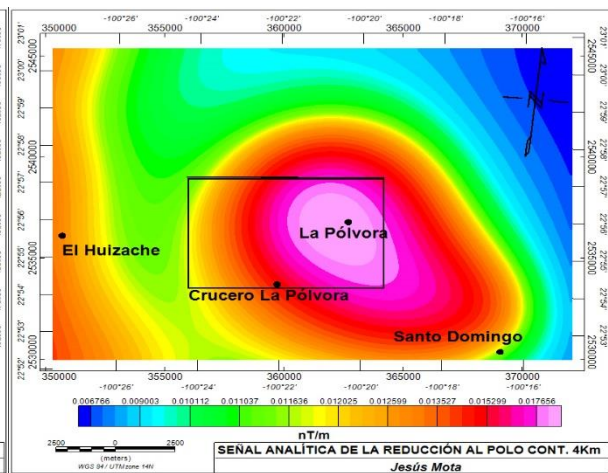


Figura 94

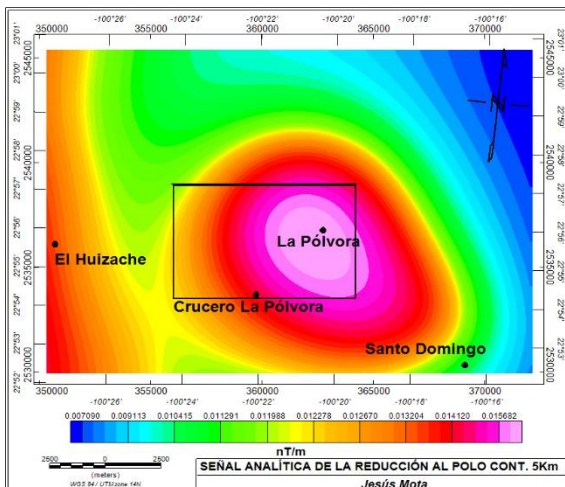


Figura 95

Figura 91, 92, 93, 94 y 95. Señal analítica de datos aeromagnéticos continuación ascendente a 1, 2, 3, 4 y 5 Km respectivamente.