



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

INGENIERÍA GEOFÍSICA

IDENTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS HIDROGEOLÓGICAS CON APOYO DE LA TÉCNICA GEOFÍSICA DE MAGNETOMETRÍA AÉREA

TESIS

Para obtener el título de

INGENIERO GEOFÍSICO

Presenta:

PEDRO ANTOLÍN RESÉNDIZ ORTIZ

ASESOR:

ING. FRANCISCO ALEJANDRO ARROYO CARRASCO



A mis padres, mi hermano y mi familia en general, por su apoyo incondicional en todo momento y especialmente durante toda mi trayectoria académica, les dedico este trabajo de tesis, pues gracias a ellos esto ha sido posible.

Agradecimientos

A mis padres, Lucia y Pedro, por brindarme todo su apoyo en cada decisión tomada y alentarme siempre a seguir adelante, sus enseñanzas, cariño y apoyo incondicional han sido fundamentales en mi vida.

A mi hermano y familiares, todos y cada uno de ellos han sido y seguirán siendo parte importante de mi vida, gracias por creer siempre en mí.

A Guadalupe Amador, por ser una excelente amiga, por ser una excelente compañera en esta vida, por todo el apoyo incondicional que me has brindado, por estar conmigo en las buenas y en las malas. Simplemente por formar parte de mi vida.

A todos mis amigos, gracias por brindarme su amistad, por todos los buenos momentos y porque realmente han hecho que mi trayectoria académica sea mucho más amena. A Wilebaldo Cruz, Miguel Soberano, Francisco Loera y por supuesto que no olvido a Marcos Villar, quien fue un excelente ejemplo de vida.

A mi asesor, el Ing. Francisco Alejandro Arroyo Carrasco, por haberme orientado durante esta etapa y cuando el camino parecía confuso siempre supo cómo aclarar mis dudas, gracias por el tiempo dedicado, por compartir sus conocimientos, experiencias y amistad conmigo.

A los sinodales, Dr. Andrés Tejero, M. C. Gerardo Cifuentes, Ing. Alberto Arias y M. C. Mauricio Nava, por la orientación y todos los comentarios durante la realización de este trabajo, principalmente en el procesamiento de los datos, realmente fueron de gran importancia pues me ayudaron a ampliar mis conocimientos y me dieron una mayor cantidad de posibilidades a realizar. También por haberse tomado el tiempo de revisar el trabajo culminado y por sus observaciones para mejorarlo.

Al Ing. Luis Alberto Castillo González, por todo el material de apoyo proporcionado para la realización de esta tesis, sin su ayuda hubiera sido muy complicado conseguir la información necesaria.

Al Ing. Francisco Javier Sancén Contreras del Comité Técnico de Aguas de San Juan del Río, por los datos de pozos proporcionados, sin su colaboración no hubiera sido posible contar con información actualizada de los pozos del acuífero.

RESUMEN

En esta tesis se busca probar el método geofísico de magnetometría aérea, en una porción del acuífero del Valle de San Juan del Río, la cual corresponde a la carta de INEGI F14 - C76 "La Estancia", mediante la aplicación de distintos métodos de detección de bordes como son: Primera Derivada Vertical, Gradiente Horizontal, Señal Analítica, Derivada Tilt y Deconvolución de Euler.

A partir de la respuesta magnética y los distintos procesos aplicados se identifican las principales estructuras del acuífero como son: Sierras y Valles (o cuencas), así como algunas fallas, fracturas y contactos. Posteriormente se localizaron y analizaron las principales zonas extractoras de agua subterránea, y en base a la respuesta magnética se identificaron otras posibles zonas de interés hídrico en las cuales finalmente se recomienda realizar un estudio a detalle que ayude a determinar la fiabilidad de la respuesta magnética o directamente realizar perforaciones exploratorias, ya que por lo menos se puede tener la certeza de que existen las mismas condiciones geofísicas que se pueden asociar a una geología que permita el almacenamiento de agua subterránea.

Finalmente, con esta tesis se plantea la necesidad de involucrar nuevas técnicas de estudio que comúnmente no son utilizadas en la Hidrogeología, como el análisis de la carta magnética, con la finalidad de tener más herramientas para la toma de decisiones.

1 Contenido

1	INTRODUCCIÓN	2
1.1	OBJETIVOS	2
1.1.1	<i>Objetivo general</i>	2
1.1.2	<i>Objetivos particulares</i>	3
1.2	HIPÓTESIS	3
1.3	ANTECEDENTES	4
2	MARCO GEOGRÁFICO DE REFERENCIA	7
2.1	LOCALIZACIÓN	7
2.2	VÍAS DE COMUNICACIÓN	8
2.3	SERVICIOS	9
2.4	CLIMA	9
2.5	PRECIPITACIÓN	9
2.6	TEMPERATURA	10
2.7	HIDROGRAFÍA	10
2.8	SUELO	11
3	MARCO HIDROGEOLÓGICO DE REFERENCIA	13
3.1	FISIOGRAFÍA	13
3.2	RELIEVE	14
3.3	GEOLOGÍA	16
3.4	ESTRATIGRAFÍA	17
3.5	ANÁLISIS ESTRUCTURAL	20
3.6	HIDROGEOLOGÍA	28
3.7	CENSO DE POZOS	30
3.8	PROPIEDADES HIDRÁULICAS	36
3.9	BALANCE DE AGUA SUBTERRÁNEA	38
3.10	CALIDAD DEL AGUA	39
3.11	DISPONIBILIDAD DE AGUA SUBTERRÁNEA	40
4	MÉTODO MAGNÉTICO	43
4.1	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	43
4.1.1	<i>Ecuaciones del Campo Magnético</i>	44
4.1.2	<i>Magnetización (M)</i>	47
4.1.3	<i>Susceptibilidad Magnética (χM)</i>	50
4.1.4	<i>Inducción Magnética</i>	52
4.1.5	<i>Postulados de la Prospección Magnética</i>	55
4.1.6	<i>Unidades</i>	56
4.1.7	<i>Componentes del Campo Magnético</i>	57
4.2	MAGNETISMO TERRESTRE	58
4.2.1	<i>Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre</i>	59
4.2.2	<i>Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)</i>	61
4.3	MAGNETOMETRÍA AÉREA	61
4.4	REDUCCIÓN AL POLO	64

4.5	SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS REGIONALES Y RESIDUALES.....	65
4.6	MÉTODOS PARA DETECCIÓN DE BORDES DE FUENTES MAGNÉTICAS.....	66
4.6.1	<i>Primera y Segunda derivada vertical</i>	67
4.6.2	<i>Gradiente Horizontal (THDR)</i>	67
4.6.3	<i>Señal Analítica (AS)</i>	68
4.6.4	<i>Derivada Tilt (TDR)</i>	69
4.6.5	<i>Gradiente Horizontal de la Derivada Tilt (THDR_TDR)</i>	71
4.6.6	<i>Derivada Tilt Horizontal (TDX)</i>	72
4.6.7	<i>Mejora de la Derivada Total Horizontal del Ángulo Tilt (ETHDR)</i>	72
4.6.8	<i>Deconvolución de Euler</i>	74
4.7	VENTAJAS DE LA DERIVADA TILT Y DECONVOLUCIÓN DE EULER.....	76
5	PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN MAGNÉTICA	80
5.1	REDUCCIÓN AL POLO.....	83
5.2	RESIDUAL	85
5.3	DERIVADAS VERTICALES.....	94
5.4	GRADIENTE HORIZONTAL.....	95
5.5	SEÑAL ANALÍTICA	96
5.6	DERIVADA TILT	97
5.7	DECONVOLUCIÓN DE EULER	99
6	CORRELACIÓN DE LA RESPUESTA MAGNÉTICA CON INFORMACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA	104
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	126
7.1	CONCLUSIONES.....	126
7.2	RECOMENDACIONES	127
	BIBLIOGRAFÍA.....	129



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

1 INTRODUCCIÓN

En el planeta Tierra aproximadamente el 97.5 % del agua es salada y solo el 2.5 % es agua dulce, de éste porcentaje de agua dulce, que equivale aproximadamente a 38 millones de kilómetros cúbicos, el 75 % se encuentra concentrado en los glaciares, el 21 % se encuentra en el subsuelo y el 4 % distribuido entre lagos, ríos, atmósfera y biosfera.

El agua subterránea es la principal fuente de abastecimiento de éste líquido vital para la sociedad por lo cual constituye un recurso invaluable para el ser humano. Los acuíferos son formaciones capaces de almacenar y transmitir el agua que se infiltra en el subsuelo. En México se han definido 653 acuíferos para fines de evaluación, manejo, distribución y administración de las aguas subterráneas nacionales.

El abastecimiento de éste recurso es posible gracias a la extracción de agua mediante la perforación de pozos, en zonas donde se encuentra un gran potencial y sea económicamente factible llevar a cabo su extracción y distribución. Sin embargo, debido al aumento exponencial de la población y crecimiento de las ciudades, también ha aumentado enormemente la demanda, provocando una sobreexplotación de los acuíferos. Por lo tanto, surge la necesidad de localizar nuevas zonas de interés capaces de proveer éste recurso y que sea posible llevar a cabo las obras necesarias para satisfacer la demanda de agua y al menor precio posible.

Este trabajo se enfoca en el estudio y localización de posibles zonas de interés hídrico en la zona centro del acuífero del Valle de San Juan del Río, la cual está comprendida dentro de la carta F14-C76 de INEGI denominada “La Estancia”, con la finalidad de proponer nuevos sitios para la perforación y extracción de agua subterránea. Para llevar a cabo el planteamiento anterior fue necesario hacer un análisis detallado de las condiciones en las que se encuentra el acuífero, por lo tanto se plantea la necesidad de involucrar nuevas técnicas de estudio que comúnmente no son utilizadas en la Hidrogeología, como el análisis de la carta magnética, con la finalidad de tener una herramienta más para la toma de decisiones.

Dicho lo anterior, se planea utilizar el método magnético como una herramienta de apoyo para delinear las estructuras de un acuífero en explotación para finalmente correlacionar la respuesta magnética con las zonas de mayor o menor productividad de agua.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

- Identificar estructuras hidrogeológicas con apoyo del método magnético.

1.1.2 Objetivos particulares

- Aplicar las técnicas de Deconvolución de Euler y derivada Tilt como herramientas para definir con mayor detalle estructuras geológicas presentes en una parte del acuífero del Valle de San Juan del Río en el estado de Querétaro.
- Correlacionar la información obtenida del procesado y análisis magnético con las condiciones hidrogeológicas del acuífero de San Juan del Río.
- Identificar nuevas áreas de oportunidad para orientar la perforación de pozos.

1.2 Hipótesis

México cuenta con una amplia base de datos aeromagnéticos, por parte del Servicio Geológico Mexicano, que proporciona información bastante confiable de estructuras geológicas en grandes áreas. Sin embargo, su principal aprovechamiento es en la exploración minera y petrolera, y muy pocas veces se ha usado para la exploración de otros recursos naturales como lo es el agua. Esto se debe a que no existe una relación directa entre el campo magnético y dicho recurso. No obstante, como el acuífero en estudio se ubica en un ambiente volcánico, con el campo magnético se pueden delinear algunas estructuras geológicas que conforman al acuífero.

Las cartas magnéticas de campo total se pueden utilizar para la delimitación de estructuras hidrogeológicas a partir de las correcciones y la utilización de técnicas de delimitación o realce de bordes. Por lo anterior se realizó una interpretación de los bordes y anomalías magnéticas obtenidas del procesamiento de los datos aeromagnéticos (cartas de campo magnético total, campo magnético reducido al polo, gradiente horizontal, derivada vertical, señal analítica y derivada Tilt). Esta respuesta se puede correlacionar con resultados de otras técnicas geofísicas (eléctrica y electromagnética), o como en éste caso con datos de pozos y la geología del lugar.

El uso de datos aeromagnéticos tiene numerosas ventajas entre las cuales destacan la posibilidad de abarcar extensas áreas de estudio en poco tiempo, tener datos en zonas de difícil acceso por vías terrestres y generalmente se tiene una buena resolución. Una de las características más útiles del método es que puede ser utilizado casi de manera directa para el mapeo de estructuras geológicas de una región. Estas características, combinadas con la disponibilidad de las cartas magnéticas a bajos costos, hacen que esta metodología sirva como una herramienta accesible y efectiva para la delimitación de acuíferos y la ubicación de posibles zonas con potencial hidráulico para su explotación. Cabe resaltar que esta herramienta es complementaria al conocimiento que ya se tiene de la zona de estudio.

De éste estudio se obtienen resultados distintos para las zonas de mayor potencial hidráulico en comparación con zonas de menor potencial, lo que permitió proponer la ubicación de nuevas perforaciones para la extracción de agua subterránea. Además, se propone un modelo estructural de la parte central del Acuífero del Valle de San Juan del Río a partir de la interpretación de datos aeromagnéticos, datos de pozos y la geología de la zona de estudio.

1.3 Antecedentes

La información disponible del área de estudio fue recopilada en el archivo bibliográfico de la Comisión Nacional del Agua donde se encontró información de 1990 a 2001; así como también por información más reciente obtenida a través de diferentes fuentes de información, de tipo verbal, de especialistas que han o están trabajando en el área de estudio.

La selección de la zona de estudio se hizo, aunque ya se ha definido con base en estudios geológico-geofísicos realizados sobre la continuidad hidráulica subterránea que existe entre el acuífero de San Juan del Río y el acuífero de Amealco, para identificar la continuidad de la estructura geológica que se presenta en la zona, así como identificar otras estructuras a las ya conocidas que hoy aportan agua. La carta magnética seleccionada fue la carta La Estancia, del Servicio Geológico Mexicano, que cuenta con un vuelo magnético.

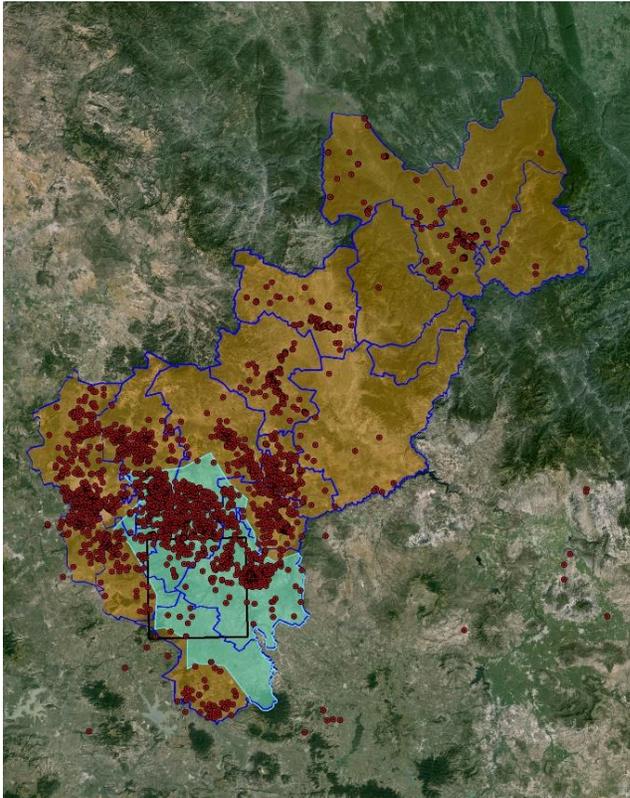


Figura 1.2 - Estado de Querétaro y Acuífero del Valle de San Juan del Río. (Modificado de Google Earth).

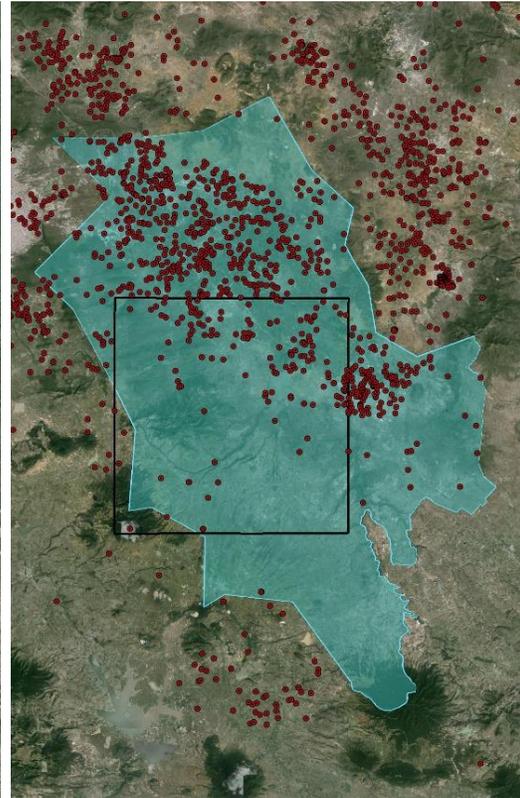


Figura 1.2 - Acuífero de San Juan del Río y área que cubre la carta F14-C76. (Modificado de Google Earth).

El acuífero de San Juan del Río se ubica aproximadamente en el centro de la República Mexicana, en la parte suroeste del estado de Querétaro. Abarca parte de los municipios de San Juan del Río, Tequisquiapan, Colón, Pedro Escobedo, Huimilpan, Amealco y El Marqués. Debido a que en los últimos años ha habido un crecimiento acelerado de la población e industria, la demanda de agua ha aumentado, lo que refleja un abatimiento acelerado de los niveles del agua subterránea.

Tan sólo al año de 1970 se habían perforado, en el acuífero de San Juan del Río, alrededor de 850 pozos para el abastecimiento de agua, para el año 2001 se sabe que se extraían aproximadamente 396 [hm³/año] (hectómetros cúbicos = millones de m³), con una recarga anual de solamente 279 [hm³/año] lo que indica que hay un desequilibrio de -117 [hm³/año], que ocasiona el abatimiento de los pozos de la región.



CAPÍTULO 2

MARCO GEOGRÁFICO



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

2 MARCO GEOGRÁFICO DE REFERENCIA

2.1 Localización

La zona de estudio se encuentra delimitada por la carta de INEGI de nombre “La Estancia” con clave F14-C76 perteneciente al estado de Querétaro. El estado de Querétaro se encuentra delimitado por las coordenadas geográficas al norte $21^{\circ} 40'$, al sur $20^{\circ} 01'$ de latitud norte; al este $99^{\circ} 02'$, al oeste $100^{\circ} 36'$ de longitud oeste. Colinda al norte con Guanajuato y San Luis Potosí; al este con San Luis Potosí e Hidalgo; al sur con Hidalgo, México y Michoacán de Ocampo; y al oeste con Guanajuato. El estado de Querétaro representa el 0.6% de la superficie total del país. La división política del estado de Querétaro está comprendida por 18 municipios, como se muestra en la figura 2.1.

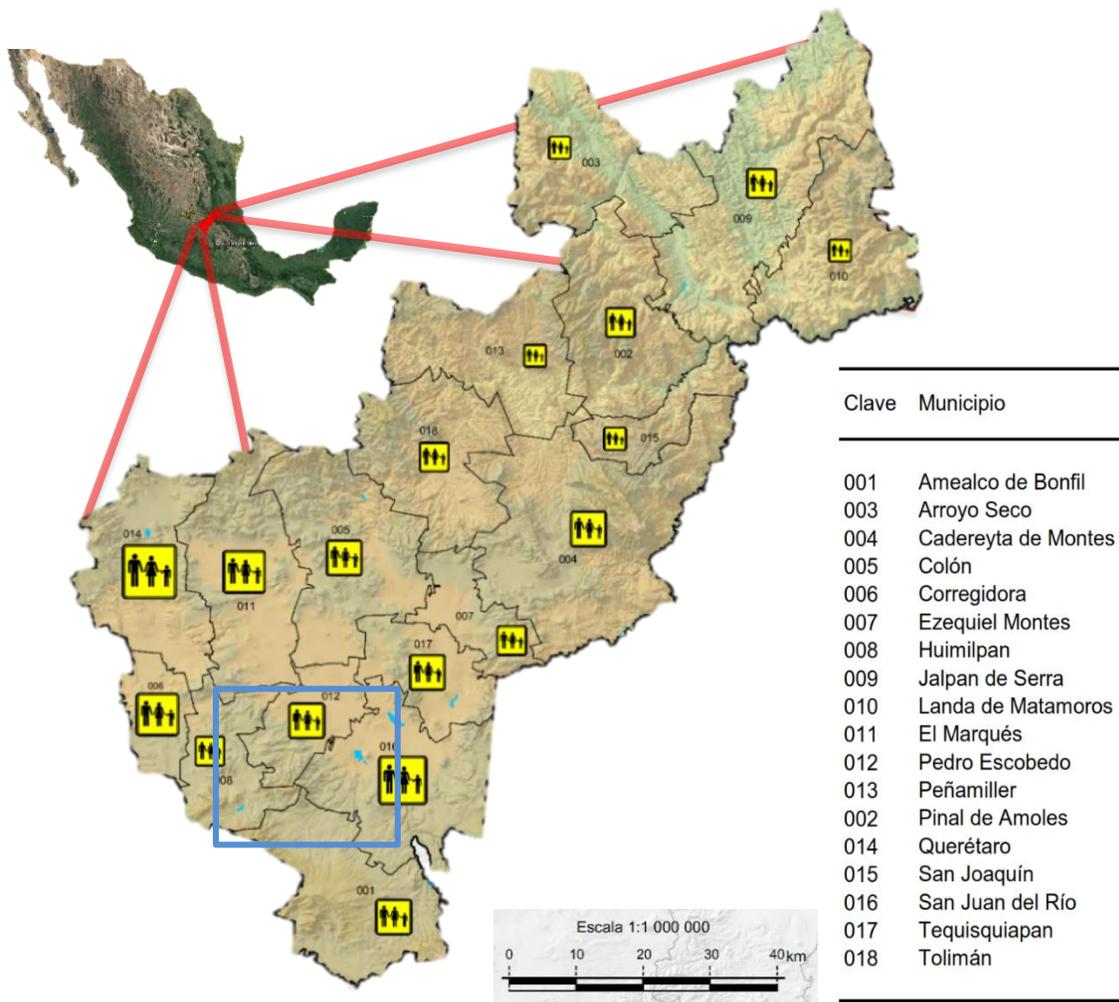
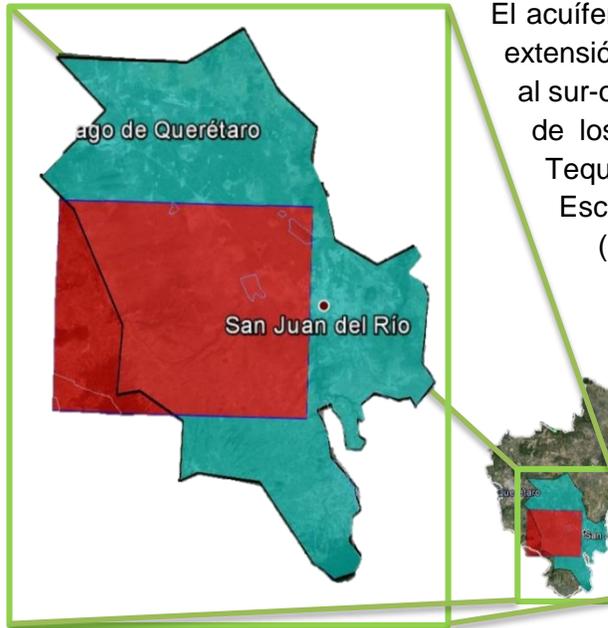


Figura 2.1 - Estado de Querétaro y su división en municipios. (Modificado de INEGI).



El acuífero del Valle de San Juan del Río tiene una extensión de 2,264.48 [km²], se encuentra ubicado al sur-oeste del estado de Querétaro, abarca parte de los municipios de San Juan del Río (016), Tequisquiapan (017), Colon (005), Pedro Escobedo (012), Huimilpan (008), Amealco (001) y El Marqués (011). La carta “La Estancia” cubre un área aproximada de 750 [km²] en la parte central del acuífero, está delimitada por las coordenadas UTM 365,000 – 395,000 al este y 2,240,000 – 2,265,000 al norte.

Figura 2.2 - Acuífero del Valle de San Juan del Río y Área de la Carta F14-C76. (Modificado de Google Earth).

2.2 Vías de Comunicación

Querétaro cuenta con una amplia red de carreteras que mantienen a éste estado comunicado con la capital del país y los demás estados colindantes. La principal vía de comunicación es la carretera federal 57, México - Querétaro que atraviesa casi en su totalidad al acuífero de San Juan del Río y la zona de estudio. La red de vías de comunicación se complementa con la gran cantidad de carreteras pavimentadas y de terracería que permiten una comunicación completa y ágil de extremo a extremo del estado. Además, Querétaro cuenta con un aeropuerto muy cercano a la zona de estudio. En total el estado de Querétaro cuenta con una longitud de carreteras de aproximadamente 3,464 [km] de los cuales 2,150 [km] son pavimentados, los municipios de San Juan del Río, Tequisquiapan, Colon, Pedro Escobedo, Huimilpan, Amealco y El Marqués (municipios que comprenden el acuífero de San Juan del Río) cuentan con aproximadamente el 45% de la red carretera.

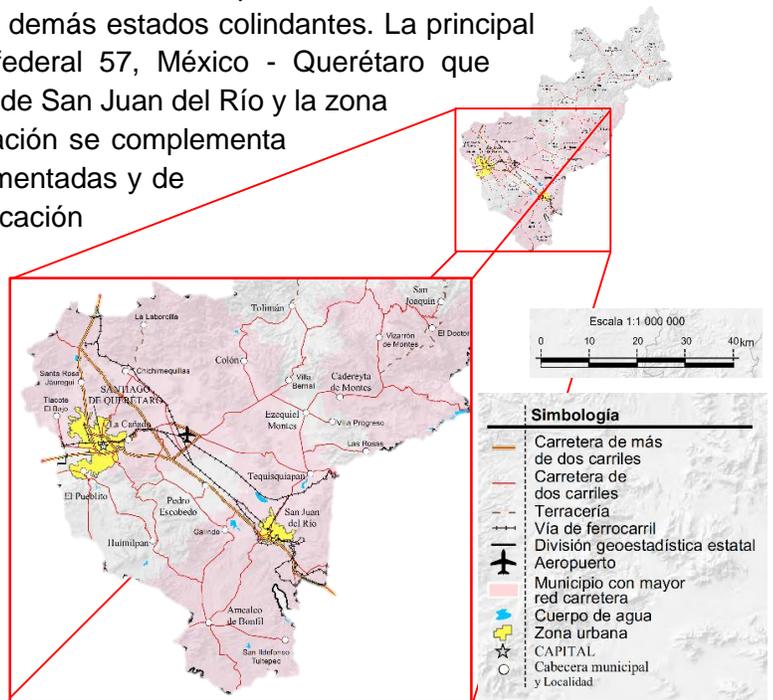


Figura 2.3 - Vías de comunicación. (Tomado de INEGI).

2.3 Servicios

La zona de estudio cuenta con servicios de energía eléctrica, alcantarillado, agua potable, teléfono y transporte urbano.

2.4 Clima

El clima en el estado de Querétaro es muy variado, es cálido hacia el norte, con algunas zonas templadas en las zonas más altas del norte, centro y sur del estado; sin embargo, el clima es predominantemente semiseco templado y cubre casi un 40 %. En la zona de estudio casi la totalidad de la carta se encuentra en la zona de clima semiseco templado y solamente una pequeña parte al sur pertenece al clima templado subhúmedo con lluvias en verano.

Las condiciones climatológicas del estado de Querétaro se registran en 6 estaciones meteorológicas, las cuales se encuentran ubicadas en Jalpan, Ayutla, Presa el Capulín, Querétaro, Tolimán y la más cercana a la zona de estudio en San Juan del Río.



Figura 2.4 - Clima del estado de Querétaro y la zona de estudio. (Tomado de INEGI).

2.5 Precipitación

La precipitación es uno de los parámetros de mayor relevancia en un estudio hidrogeológico. Como ya se mencionó en el rubro anterior el estado de Querétaro cuenta con 6 estaciones meteorológicas, las cuales han registrado una precipitación promedio de 636.8 [mm/año], en donde la mayor precipitación se ha detectado en la estación de Jalpan con 869.3 [mm/año] y la menor en la estación de Tolimán con 332.2 [mm/año]. Los meses más lluviosos son a partir de junio y hasta septiembre.

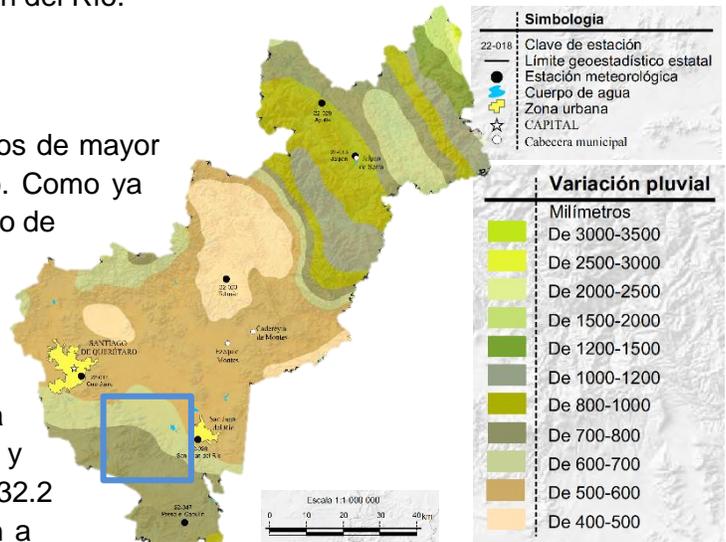


Figura 2.5 - Precipitación anual en el estado de Querétaro. (Tomado de INEGI).

La zona de estudio comprende tres distribuciones de precipitación. La parte sur y centro presenta una precipitación anual de 700 a 800 [mm], la parte oeste, norte y este presenta una precipitación anual de 600 a 700 [mm] y finalmente el extremo noreste presenta una precipitación anual de 500 a 600 [mm]. Se observa que la precipitación decrece hacia el centro del estado de Querétaro.

2.6 Temperatura

Las temperaturas promedio anuales que se reportan son de 19.9 °C, la mayor temperatura se registró en la estación de Jalpan con 23.7 °C, y la menor en la estación de Presa el Capulín con 14.9 °C. En la zona de estudio se observan tres rangos de temperaturas, la parte sur presenta un rango de temperaturas que van de 14 a 16 °C, la parte noreste y noroeste presenta un rango de temperaturas que van de los 16 a 18 °C y por último en la parte norte (al centro) se presentan temperaturas de 18 a 20 °C.

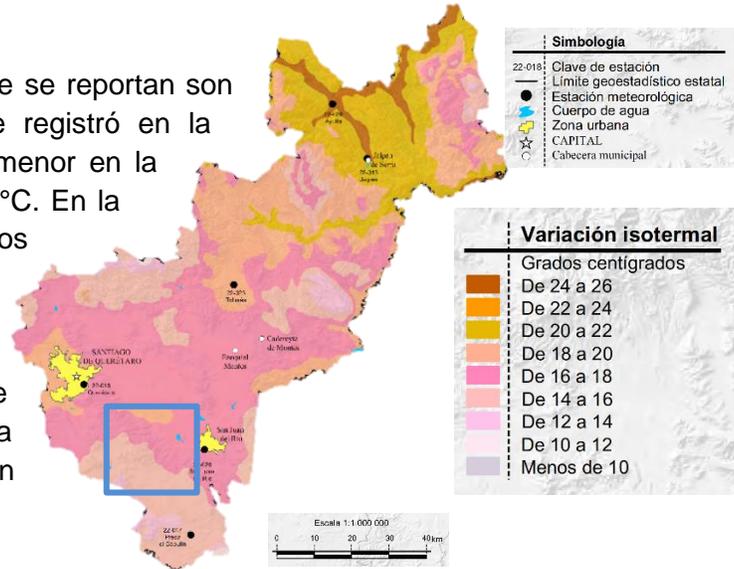


Figura 2.6 – Variación de la Temperatura en el estado de Querétaro. (Tomado de INEGI).

2.7 Hidrografía

El estado de Querétaro se encuentra entre dos regiones hidrológicas la RH-12 Lerma – Santiago, la cual está integrada por las cuencas Lerma - Toluca y La Laja; y la RH-26 Pánuco que se compone por las cuencas: Tamuín y Moctezuma.

La zona de estudio se encuentra entre las dos zonas hidrogeológicas. En la zona sur se presentan los ríos San Juan, Blanco, Tuna Mansa y Prieto, hacia la parte norte se encuentra el arroyo El Caracol, en la zona poniente se presentan los arroyos Los Zúñigas, Cocheros, Hondo e Higaderos; y hacia el norponiente se encuentra el canal Lomo del Toro.

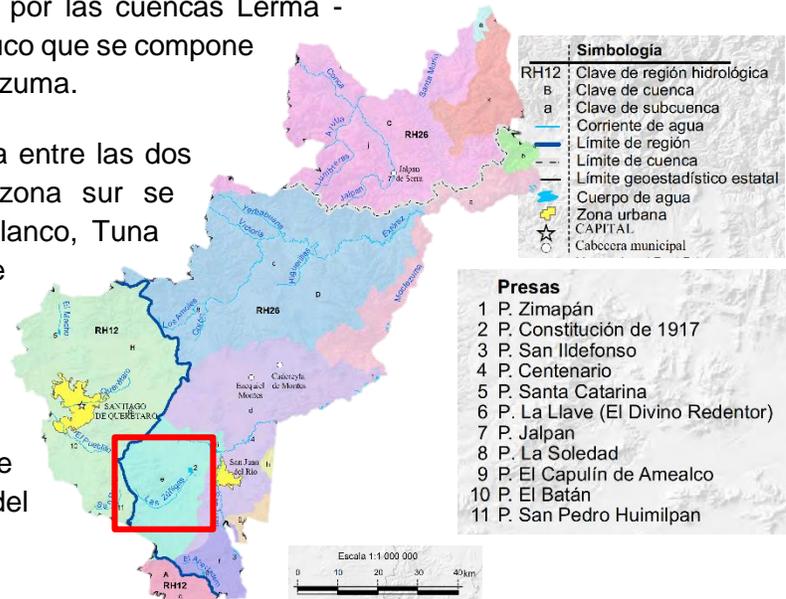


Figura 2.7 –Regiones Hidrográficas del estado de Querétaro. (Tomado de INEGI).

En la cuenca existen varios almacenamientos de agua superficial, de los cuales, los más importantes por los volúmenes que captan son: La presa Constitución de 1917 (con capacidad 65 [Mm³]), la presa El Centenario (con capacidad 13.8 [Mm³]) y la Laguna de El Divino Redentor o La Llave (con capacidad 9.30 [Mm³]). Gran parte de la zona agrícola del municipio se encuentra dentro del Distrito de Riego No. 23 y ocupa tanto los volúmenes del almacenamiento de estas presas, como agua subterránea a través de una infraestructura de pozos profundos.

Los principales cuerpos de agua de que dispone el estado de Querétaro, son los siguientes:

Tabla 2.1 - Principales cuerpos de agua que dispone el estado de Querétaro.

Nombre	Ubicación	Capacidad de almacenamiento en millones de [m ³]
RH-12 Lerma - Santiago		
Presa Santa Catarina	Querétaro	8.84
Presa el Batán	Corregidora	6.5
Ceja de Bravo	Huimilpan	6
Presa San Pedro Huimilpan	Huimilpan	5
Presa El Carmen	El Marqués	4
El Zorrillo	Huimilpan	3
San Rafael	Corregidora	3
RH-26 Pánuco		
Presa Constitución de 1917	San Juan del Río	6.5
Presa San Ildefonso	Amealco de Bonfil	52.7
Presa Centenario	Tequisquiapan	10.15
Presa La Llave (El Divino Redentor)	San Juan del Río	9.3
Presa Jalpan	Jalpan de Serra	8
Presa La Soledad	Colón	7.4
Colón	Colón	4.8
Presa El Capulín	Amealco de Bonfil	3.8
Paso de Tablas	Tequisquiapan	3

2.8 Suelo

Los tipos de suelo presentes en el estado de Querétaro son muy variados; sin embargo, en su mayoría todos los tipos de suelo presentes tienen una textura fina a media. El de mayor presencia en todo el estado es un suelo perteneciente al grupo Leptosol Lítico con aproximadamente el 20 % y el de menor presencia pertenece al grupo de Planosol Léptico con apenas 0.24 % del territorio.

En la zona de estudio, en la parte suroeste se encuentra una pequeña zona de suelo perteneciente al grupo Acrisol, en la parte oeste también se genera un tipo de suelo denominado Leptosol, de la parte central hacia abajo se puede observar un tipo de suelo Phaeozem, y finalmente en la parte superior de la carta se observa un tipo de suelo de nombre Vertisol.

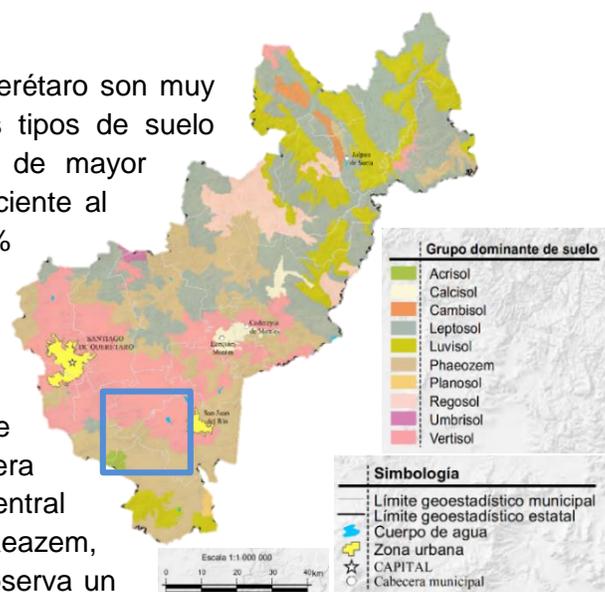


Figura 2.8 - Distribución de los tipos de suelo en el estado de Querétaro. (Tomado de INEGI).



CAPÍTULO 3

MARCO HIDROGEOLÓGICO



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

3 MARCO HIDROGEOLÓGICO DE REFERENCIA

3.1 Fisiografía

El estado de Querétaro se encuentra dividido por tres provincias fisiográficas, la Sierra Madre Oriental (al noroeste), la Mesa del Centro (al centro) y el Eje Neovolcánico Transmexicano (al sur).

Sierra Madre Oriental

Ocupa la parte Nororiental del estado e incluye la subprovincia del Carso Huasteco y se extiende por aproximadamente el 36 % del territorio. El relieve se caracteriza por una topografía abrupta, configurado por cordilleras alargadas y valles intramontañosos, con una alineación que prevalece principalmente del Noreste al Suroeste y elevaciones superiores a los 3,000 [msnm], con depresiones de 900 [msnm]. Su sistema de topofomas está conformado principalmente por sierra, aunque también llanura y cañón típico.

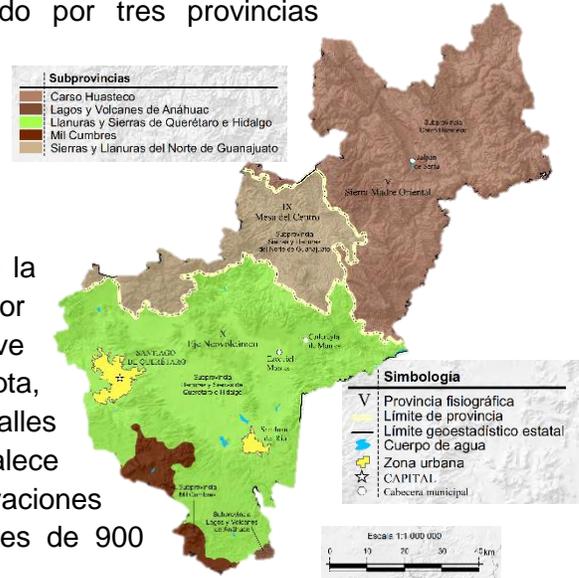


Figura 3.1 - Distribución Fisiográfica del estado de Querétaro. (Tomado de INEGI).

Mesa del Centro

Ocupa el Centro - Occidente, con una extensión equivalente a aproximadamente el 14 % de la superficie total del estado e incluye la subprovincia de Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato. Sus geoformas características están alineadas del Norte al Sur y forman una serie de mesetas con altitudes de 2,000 [msnm] en promedio, con algunos cerros que alcanzan elevaciones superiores a los 3,000 [msnm]. Se encuentra entre las dos grandes sierras de México, la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental, y su tectónica pertenece a ambas Sierras Madre, la parte norte pertenece a la Oriental y la parte sur a la Occidental. Su sistema de topofomas está conformado principalmente por sierra, aunque también una parte es meseta y meseta con cañada.

Eje Neovolcánico Transmexicano

Se localiza en la parte Central y Sur, ocupando una superficie que alcanza aproximadamente el 50 % del territorio e incluye las subprovincias de Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo, Mil Cumbres y, Lagos y Volcanes de Anáhuac. Su sistema de topofomas es variado, compuesto principalmente por sierras y lomeríos, aunque también prevalecen llanuras y valles. El paisaje es típicamente volcánico y geomorfológicamente presenta contrastes entre los cerros y mesetas situados entre los 2,000 y los 3,000 [msnm], y los valles que se ubican entre 1,800 y 1,900 [m] de altitud.

La zona de estudio correspondiente a la carta La Estancia se encuentra localizada dentro de la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico Transmexicano. La formación del relieve de esta zona se debe principalmente a procesos volcánicos de diferentes edades y también algunos procesos erosivos y de acumulación, su composición litológica es muy variada y genera una morfología de elevaciones topográficas abruptas con un relieve variado. Presenta zonas de valles intermontanos de gran extensión hacia las partes bajas rellenas por paquetes de rocas y sedimentos volcanoclásticos y lacustres.

Las principales elevaciones topográficas dentro de la zona de estudio son la Sierra de Vaquerías y la Sierra El rincón, las cuales dividen el Valle de San Juan del Río y el de Huimilpan, ambas sierras se ubican en la parte oeste de la zona de estudio.

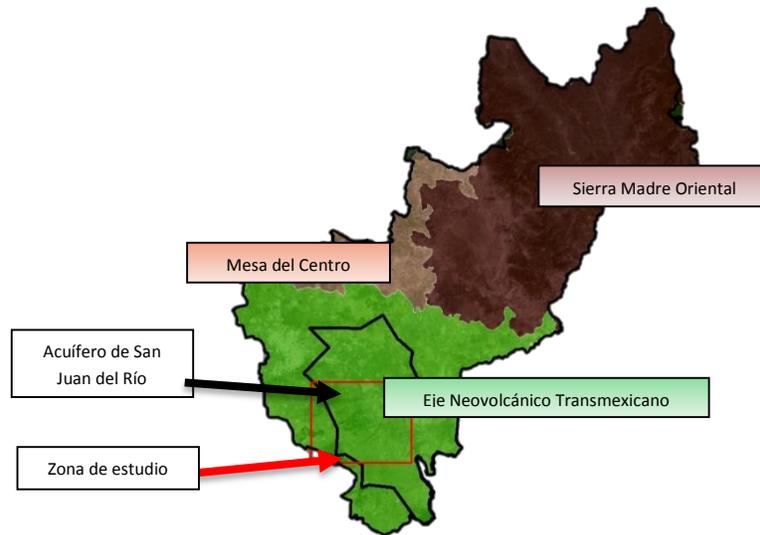


Figura 3.2 - Fisiografía del Estado de Querétaro, acuífero de San Juan del Río y la zona de estudio. (Modificado de Google Earth).

3.2 Relieve

El acuífero de San Juan del Río presenta una serie de morfologías compuestas de sierras y valles. A continuación se describe cada una de estas estructuras geológicas.

Sierra de Enmedio

Esta sierra se localiza en la parte central, presenta una alineación NW-SE con una longitud promedio de 40 [km]. Está constituida por rocas volcánicas ácidas y básicas principalmente ignimbritas, tobas y basaltos. En conjunto forman lomeríos con pendientes moderadas a abruptas, con una altitud promedio de 2100 [msnm], así como lomeríos de mediana altura que varía entre 100 y 200 [m], con escarpes de aproximadamente 30 [m], topografía característica de las rocas volcánicas ácidas. Las rocas básicas forman mesetas de poca extensión y pendientes suaves, localizándose en los terrenos occidental y oriental de la sierra. De igual forma se observa a estas mesetas intercaladas con material consolidado a

Éste valle forma un gran llano de pendientes suaves, en el cual sobresalen algunos lomeríos de colinas redondeadas e inclinaciones moderadas, los cuales están alineados en la misma dirección del valle.

La composición litológica de estos es volcánica ácida (ignimbrita, tobas y brechas volcánicas). El material de relleno del valle lo componen principalmente materiales piroclásticos y una capa de material aluvial, estando ausente en extensiones significativas. Se presenta en la porción central poniente de la zona de estudio.

3.3 Geología

La geología del estado de Querétaro es variada. Está compuesta principalmente de rocas ígneas y sedimentarias. La parte centro y norte del estado está integrada principalmente por rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico, dicha zona sedimentaria comprende casi el 50 % de la totalidad del estado de Querétaro. La parte centro y sur del estado tiene una litología variada entre rocas ígneas, sedimentarias y suelo. La mayoría son rocas ígneas

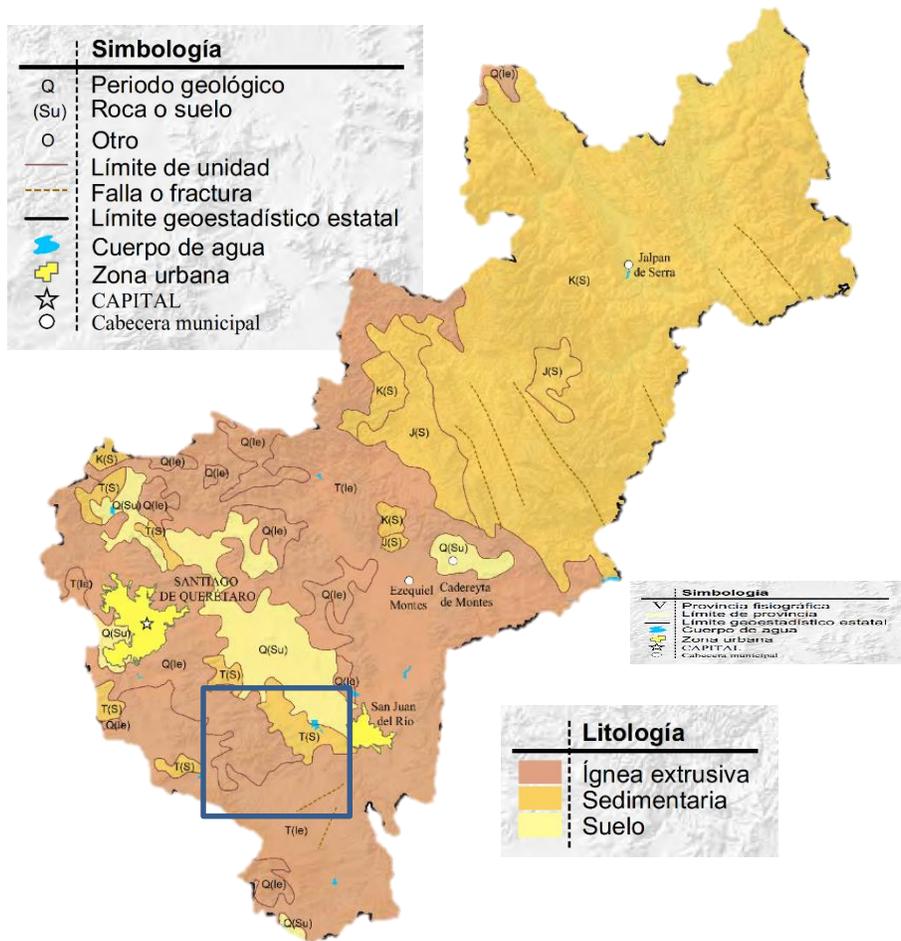


Figura 3.4 – Distribución y edad de la litología en el estado de Querétaro y zona de estudio. (Tomado de INEGI).

extrusivas de edades Terciarias y Cuaternarias que cubren el 43 % del estado, y el 6 % restante está conformado por suelo.

El área de estudio se encuentra en un ambiente volcánico de edad Terciaria y Cuaternaria con rocas de diferente composición, presenta un arreglo estructural producto de las emisiones volcánicas generadas por las calderas de Amealco y Huichapan. Se identifican seis unidades litológicas que cubren la superficie del terreno.

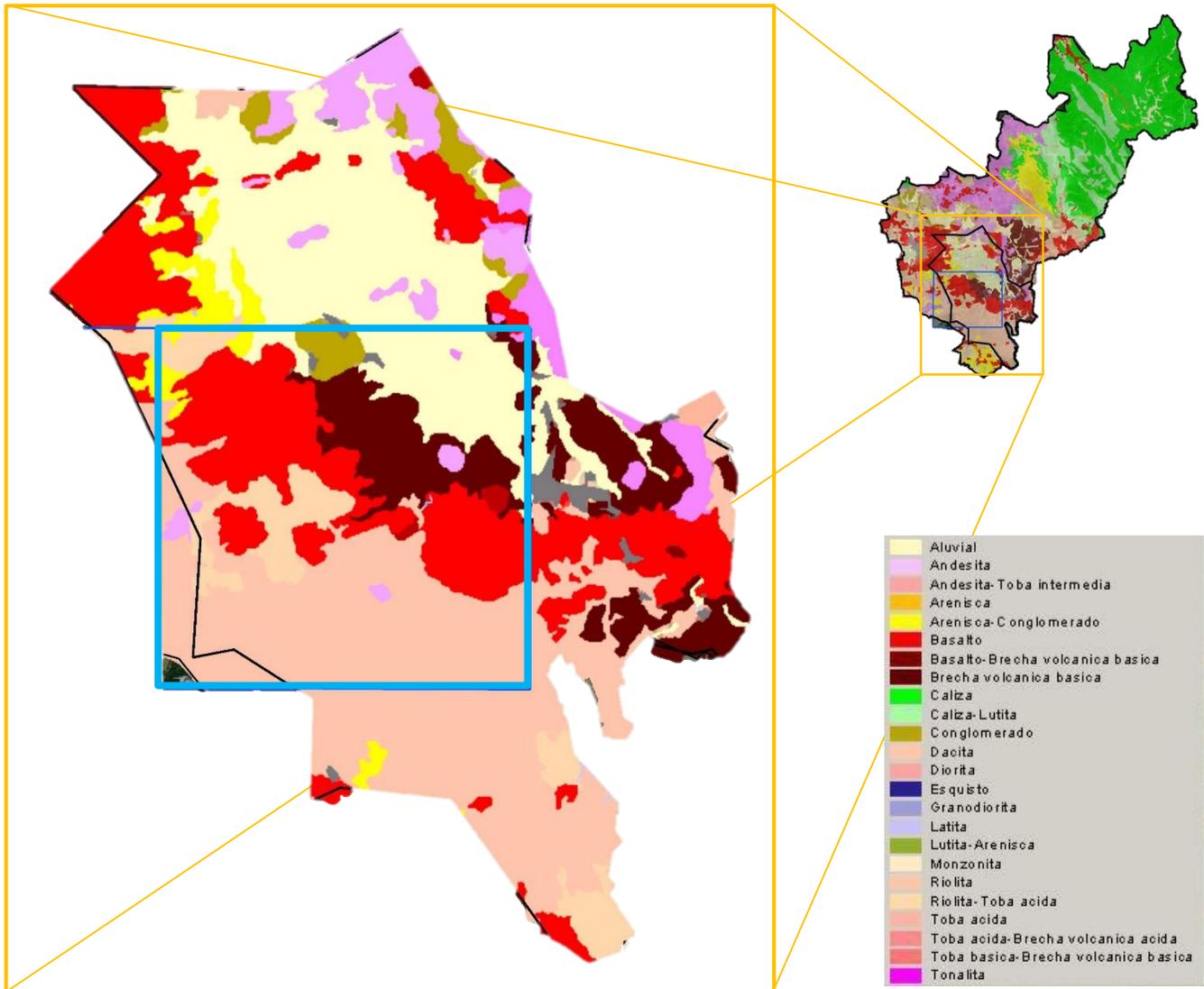


Figura 3.5 - Geología del acuífero del Valle de San Juan del Río y la zona de estudio. (Modificado de Google Earth e información de INEGI).

3.4 Estratigrafía

La zona Geohidrológica que comprende el acuífero de San Juan del Río está conformada por rocas de composición y edad variada. Dentro de la carta La Estancia afloran rocas volcánicas de edad Cenozoica. La columna estratigráfica está constituida por seis unidades,

emplazadas principalmente en el Mioceno–Plioceno, cubiertas por depósitos clásticos del Cuaternario.

A continuación se describe la columna estratigráfica de la carta F14-C76 de INEGI, la descripción se realiza de los eventos más antiguos a los más recientes, basados en la descripción estratigráfica hecha por Dávalos-Álvarez et al. (2005), quienes además de analizar la estratigrafía de la zona de Huimilpan, documentaron las fallas existentes, determinaron las fases de actividad del fallamiento y su relación con la sismicidad local.

Latita La Cuesta (Tlc)

Esta unidad aflora en la parte central de la Hoja La Estancia, donde se puede apreciar principalmente en dos complejos dómicos, uno al centro de la hoja, el cual forma la Sierra de Vaquerías, y otro que aflora en el extremo más occidental del área, entre los poblados de El Granjeno, La Cuesta y Piedra Lisa. También se pueden observar pequeños afloramientos al SW, en la porción norte de la Sierra El Rincón, entre los poblados de Pío Doce, La Beata y La Joya, (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Ésta unidad está constituida por una roca ígnea extrusiva de composición intermedia–félsica, leucocrática, color rosa a crema o gris violáceo, mesocristalina. Contiene fenocristales de sanidino, labradorita, escaso cuarzo y pocos máficos (hornblenda), emplazados en un matriz mesocristalina. Las rocas se encuentran muy fracturadas, siendo cubiertas e intrusionadas a manera de diques por rocas de la andesita Vaquerías. Es posible estimar un espesor mínimo de 150 a 200 [m], (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Andesita Vaquerías (Tav)

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en la parte norte de la hoja. Al NNW de la Sierra de Vaquerías (volcán y complejo dómico) ubicado entre los poblados de El Batán, Quiotillos, Vaquerías, Puerta de Alegrías y Galindo, está compuesto por una andesita basáltica, rocas de esta unidad forman una serie de mesetas, en las cuales se puede apreciar lineamientos de fuentes eruptivas en dirección ENE.

La andesita Vaquerías consiste de rocas ígneas extrusivas intermedias a máficas, melanocráticas, color gris oscuro a negro, mesocristalinas. Típicamente las rocas de ésta unidad se presentan como coladas lávicas y también se llegan a ver derrames del tipo pahoehoe; en ocasiones los derrames presentan estructuras columnares y texturas tanto afaníticas como seriadas y porfiríticas, y se llega a presentar escoriácea. Los espesores que presenta esta unidad son muy variables, considerando las curvas topográficas en los afloramientos mayores, se le estima entre 200 y 250 [m], (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Andesita Guadalupe (Tag)

Esta unidad se compone de rocas andesíticas y andesitas basálticas, aflora principalmente en el lado oeste de la Hoja La Estancia, formando tres pequeños cuerpos volcánicos emplazados a lo largo de la traza de una falla orientada al NNW del poblado de Santa

Isabel. Se trata de rocas con composición variable de intermedia a máfica, mesocráticas y mesocristalinas. La roca distintiva de esta unidad es de color pardo rojizo, contiene abundantes fenocristales de hornblenda y plagioclasa, algunos de feldespatos potásicos y escasos de cuarzo, en una matriz vítrea. A esta unidad se le estima un espesor mínimo de 50 [m] en su afloramiento principal, (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Riolita El Rincón (Trr)

El nombre de Riolita El Rincón fue propuesto informalmente por Aguirre-Díaz (1996) para designar a esta unidad. Se encuentra como domos riolíticos que afloran principalmente hacia la parte sur-suroeste de la Hoja La Estancia, muy cercanos a la Sierra El Rincón que se localiza al SW del área de estudio. Son seis domos con dimensiones que varían de uno a nueve kilómetros en su diámetro mayor, (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Las rocas que constituyen la riolita El Rincón son félsicas, leucocráticas, color blanco a rosa e intemperizan a café-amarillo. Son rocas que varían de porfíricas, granulares, con cristales de tamaño medio a fino (de 1 a 5 [mm] y <1 [mm]), a rocas afaníticas, contienen fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz vítrea. Los espesores para esta unidad son muy variables, con base en las dimensiones de sus diferentes afloramientos éstos pueden variar entre 50 y 300 [m], según el tamaño del domo, (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Toba Amealco (Tta)

Es una secuencia piroclástica originada por la caldera de Amealco. La toba Amealco ocupa aproximadamente el 30 % del área cubierta por la carta La Estancia, es la unidad más importante en términos de volumen y distribución, aflora con mayor extensión en la parte sur, y forma amplias planicies con alturas de 2,000 a 2,500 [msnm].

La unidad se presenta como una secuencia de tobas inter-estratificadas con ignimbritas, incluye tres eventos mayores de ignimbritas soldadas las cuales están entre capas de ignimbritas no soldadas, depósitos de pumicita de caída libre y depósitos de flujo de lodo.

La roca de esta unidad que típicamente se aprecia es una ignimbrita color gris a gris oscuro, consolidada, pobremente soldada y ligera, contiene abundante pómez negra y poca pómez blanca. También es común encontrarla como una roca de color café rojizo, muy dura, soldada y densa, que contiene abundante vidrio y presenta textura eutaxítica. Estas rocas intemperizan en tonos rojizos y forman juntas columnares.

El espesor de la toba Amealco se asigna con base en las relaciones del contacto entre la andesita Vaquerías y la toba Amealco, típicamente se observan espesores entre 15 y 30 [m], aunque llegan a alcanzar los 70 [m], (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Ignimbrita Huimilpan (Tih)

La ignimbrita Huimilpan aflora en la parte oeste de la Hoja La Estancia, principalmente en la porción central alrededor del poblado de Huimilpan. Es una roca félsica, leucocrática,

color gris claro que varía a tonos amarillos y café claro, es mesocristalina, dura y densa. Contiene fenocristales de sanidino y plagioclasa, los cristales son del tamaño de grano fino, presenta textura porfídica. Ésta unidad es la roca volcánica más joven que aflora en la zona. El espesor de la unidad varía de 5 a 10 [m], (Dávalos-Álvarez et al., 2005).

Clásticos continentales (Q)

Se encuentra una extensa zona al NE de la hoja La Estancia cubierta por aluvión donde abundan sedimentos arcillosos y depósitos epiclásticos. A lo largo del área, en pequeños afloramientos, se encuentra un conglomerado polimíctico con espesores de 1 a 3 [m], formado por fragmentos redondeados con diámetros que varían de unos cuantos milímetros a 5–10 [cm], llegando algunos clastos a medir hasta 40 [cm], compuesto por líticos de andesita y por rocas de composición félsica-intermedia alterados (al parecer riolita y/o latita); los clastos están mal clasificados, pobremente consolidados y contenidos en una matriz arcillosa.

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 2

Dávalos-Álvarez, Nieto-Samaniego, Alami-Álvarez, Gómez-González, Figura 2

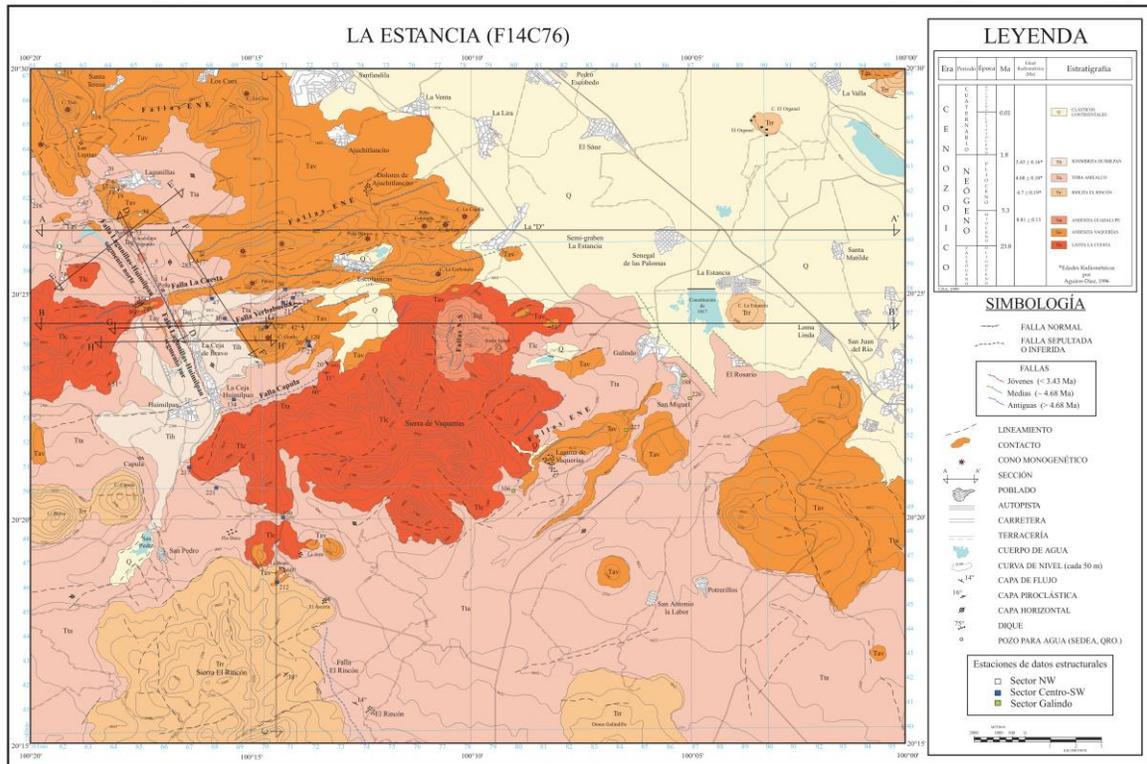


Figura 3.6 - Geología de la Carta F24-C76 "La Estancia". (Tomado de Dávalos-Álvarez, 2005).

3.5 Análisis Estructural

Puesto que la idea de este trabajo es la identificación de estructuras hidrogeológicas con ayuda de la magnetometría, resulta de suma importancia llevar a cabo una previa identificación de las posibles estructuras geológicas de la zona de estudio y, así posteriormente poder comparar y correlacionar con la respuesta magnética. Debido a que la zona de estudio está comprendida principalmente por rocas ígneas, el principal medio de

infiltración de agua hacia el acuífero es a través de fracturas en las rocas, motivo por el cual resulta importante su identificación para determinar las principales zonas de recarga del acuífero.

La identificación de las principales estructuras presentes en la zona se realizó con ayuda de una imagen satelital, las cartas topográfica y geológica de INEGI, el estudio realizado por la empresa GUYSA en el año 2003 para la CEA y el artículo publicado por Dávalos-Álvarez et al. (2005) en la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.

De la imagen satelital se pueden identificar diversos lineamientos estructurales los cuales se pueden inferir como posibles fallas o fracturas, las cuales posteriormente se corroboraron con las cartas de INEGI y los estudios antes mencionados, en los cuales ya se han identificado diversas estructuras.

Se identificó un número considerable de zonas de debilidad que bien pueden fungir como escurrimientos y que forman parte de la red de escurrimientos provenientes de las tres principales elevaciones de la región que son la Sierra de Vaquerías y Sierra El Rincón al oeste, y al este de la región los cerros Jingo y Buenavista.

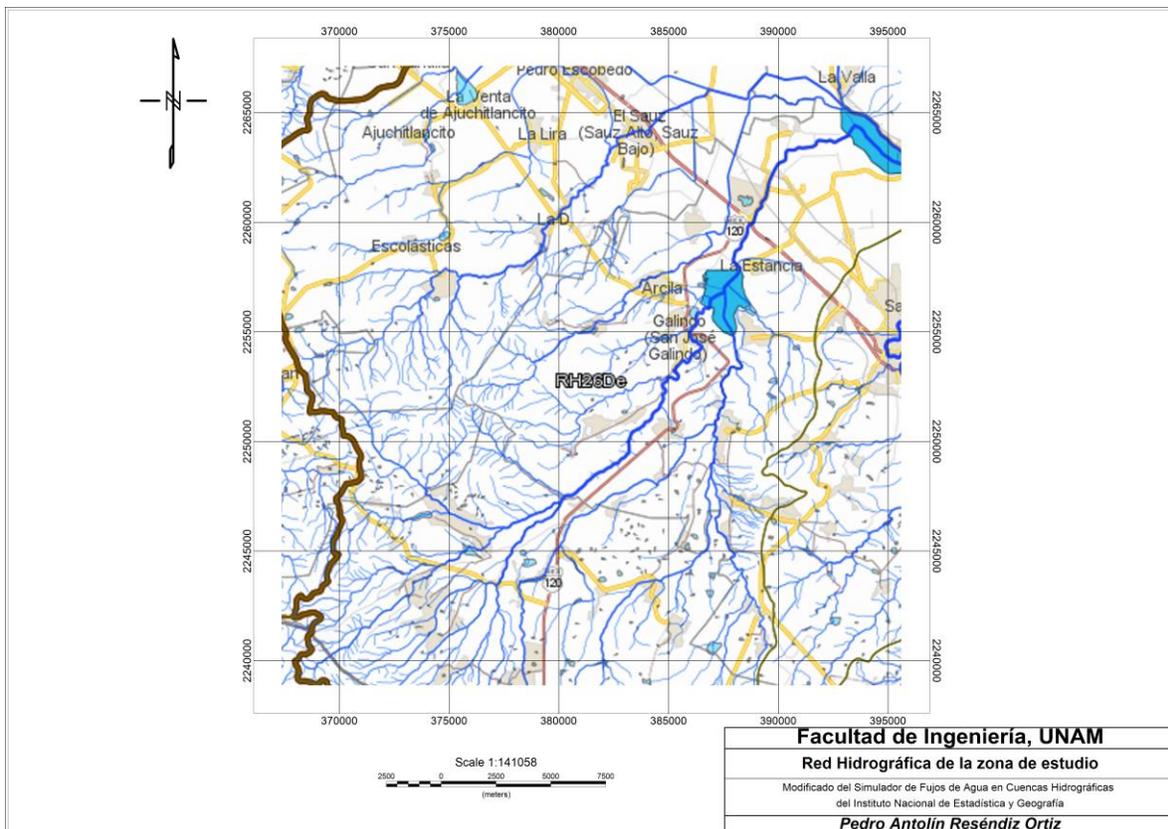


Figura 3.7 – Red hidrográfica de la zona de estudio. (Modificado de SIATL de INEGI).

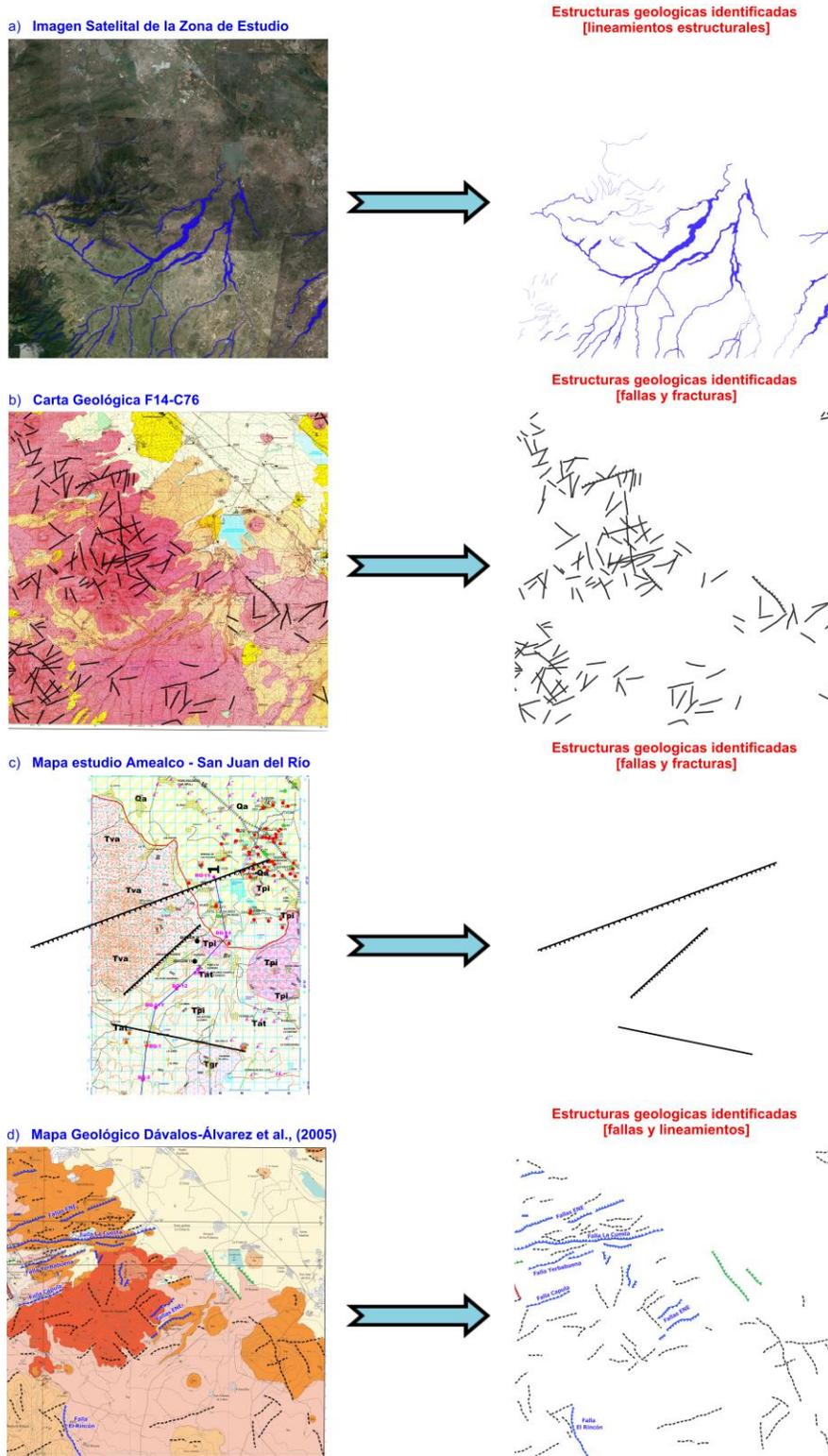


Figura 3.8 - Identificación de estructuras geológicas en la zona de estudio apoyado en cartas y estudios previos. a) Identificación de escurrimientos y lineamientos superficiales con base en la Imagen satelital de la zona de estudio (Tomado de Google Earth). b) Identificación de fallas y fracturas con base en la carta geológica F14-C76. (Tomado de INEGI). c) Identificación de fallas con base en mapa de estudio realizado en Amealco y San Juan del Río. (Tomado de GUYSA, 2003). d) Identificación de fallas y fracturas con base en mapa geológico. (Tomado de Dávalos-Álvarez, 2005).

De los rasgos estructurales identificados, la gran mayoría son fracturas distribuidas casi de manera uniforme aunque con mayor presencia en la parte sur-oeste de la hoja La Estancia, la cual comprende la Sierra de Vaquerías y Sierra El Rincón, por otro lado en la parte noreste de la región, la cual se encuentra cubierta por material aluvial, no resultan visibles éste tipo de rasgos estructurales; sin embargo, no se descarta la posibilidad de que se presenten numerosas fracturas y se espera poderlas identificar con ayuda de la geofísica (Deconvolución de Euler).

No obstante, además de la presencia de numerosas fallas destacan el corredor de rumbo SW - NE de 9 [km] de longitud en la estribación oriental de la Sierra de Vaquerías, el corredor Batán – Quiotillos – Galindillo de rumbo W NW - E SE de 12 [km] de longitud (GUYSA, 2003), así como diversas fallas normales las cuales forman parte de tres sistemas de fallas regionales que son el sistema de fallas Taxco–San Miguel de Allende (TSMA, orientación preferente NNW), el sistema de fallas Chapala–Tula(Ch–T, orientación preferente ENE) y un tercer sistema orientado preferentemente al NW, al cual Dávalos-Álvarez et al., (2005) denominaron Fallas y Fosas Tectónicas NW (FFTNW). Es de hacer notar que en la traza inferida Batán – Quiotillos – Galindillo, confluyen y se pierden por infiltración la abundante red de escurrimientos que descienden de la caldera Amealco (se encuentra hacia el sur fuera de la zona de estudio), y muchos de ellos cambian bruscamente su dirección al llegar a la traza del corredor Batán – Quiotillos – Galindillo. Además, cabe resaltar que el origen de estas barrancas es tectónico, (GUYSA, 2003).

Dentro de los sistemas de fallas Chapala–Tula y Taxco–San Miguel de Allende las más importantes documentadas por Dávalos-Álvarez et al., (2005) y que se encuentran dentro de la zona de estudio, son:

Falla La Cuesta

Esta falla está ubicada en la esquina noroeste de la Hoja La Estancia. Se trata de una falla normal con una ligera componente izquierda, orientada N75°E y buzante al NNW. Su traza se puede seguir por 18 [km] y hacia la esquina NE de la hoja ésta se pierde bajo depósitos clásticos continentales. La falla La Cuesta corta a la falla Lagunillas–Huimilpan y la divide en dos segmentos.

Falla Yerbabuena

Ésta falla se localiza en la parte centro-oriental de la Hoja La Estancia. Es una estructura con orientación N77°E, ubicada en el flanco norte del Cerro Gordo, 5 [km] al NE de Huimilpan, su traza se prolonga por 6 [km].

Falla Capula

En el flanco norte del domo Sierra de Vaquerías, se observa un desnivel topográfico que forma un rasgo morfológico lineal muy marcado. El lineamiento tiene una orientación general N70°E, y se infiere que la morfología es producto de una falla normal buzante al NW. Se ubica a 1 [km] al oriente de Huimilpan, su traza pasa por el poblado de Capula y se

puede seguir por aproximadamente 16 [km]. Los elementos morfológicos observados y la disposición de las unidades estratigráficas permiten interpretar que se trata de una falla sepultada.

Fallas ENE

Su mayor ocurrencia se observa hacia la porción NW de la hoja, son una serie de fallas subparalelas con movimiento de tipo normal, su presencia se infiere por la marcada morfología lineal con orientación ENE que se aprecia en las mesetas andesíticas y su expresión topográfica es clara.

Falla El Rincón

La estructura se ubica en la parte sur del área de estudio, en las cercanías del poblado El Rincón, en el sector oriental de la Sierra El Rincón. Sobre ese flanco de la sierra, se aprecia una morfología lineal muy marcada, que corresponde con el truncamiento de la Riolita El Rincón. Éste rasgo tiene orientación N10°W y longitud de 5 [km]. Se infiere que la estructura tiene un desplazamiento de tipo normal y el bloque hundido hacia el NE. La inferencia de la falla está más bien dada por la fuerte topografía lineal y el truncamiento de la unidad Riolita El Rincón observado en el flanco oriental de la sierra.

Fallas N–S

Son una serie de fallas menores de tipo normal que tienen orientación preferente N–S y se localizan en el centro de la hoja y hacia la esquina NW. Estas fallas se interpretan principalmente por la expresión topográfica de sus escarpes.

Semigraben La Estancia

En la porción NE del área de estudio hay un rasgo morfológico lineal muy marcado que tiene una orientación N40–50°W y que se observa como una depresión topográfica alargada. Éste rasgo se prolonga a nivel regional por varios kilómetros hacia el NW, y se puede seguir desde San Juan del Río hasta el oriente de la ciudad de Querétaro, donde el lineamiento es cubierto por mesetas de derrames de lava de composición máfica.

Forma un valle de aproximadamente 50 [km] de longitud y 18 [km] de ancho, cuyo límite SW es un rasgo lineal bien definido mientras que el límite NE es mucho más indefinido, a éste rasgo se le ha identificado como Valle de San Juan del Río.

El límite SW del semigraben La Estancia es una falla normal de alto ángulo, tiene aproximadamente 25 [km] de longitud y buza al NE. Dos fallas normales se asocian al semigraben La Estancia, ambas estructuras se ubican en las inmediaciones del poblado de Galindo, en la parte centro-oriental de la hoja, 10 [km] al oeste de San Juan del Río y al sur de la presa Constitución de 1917, ambas fallas se encuentran sepultadas por clásticos continentales, su orientación promedio es N40°W, buzanan al NE y se extienden posiblemente de 2 a 2.5 y hasta 5 [km].

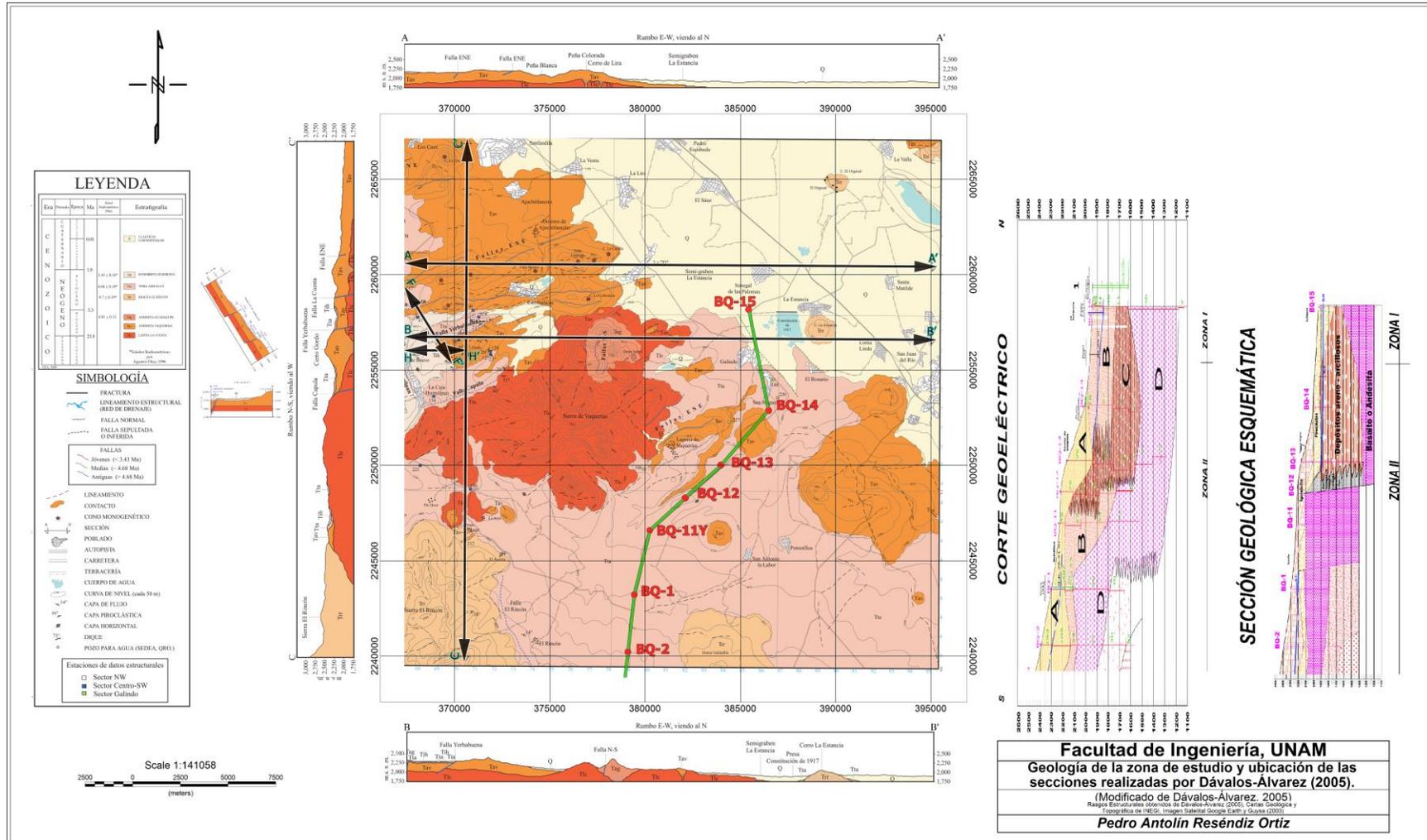


Figura 3.9 - Mapa geológico de la zona de estudio y secciones geológicas. (Modificado de Dávalos-Álvarez, 2005). Corte geoelectrónico y sección geológica esquemática realizados para un estudio en los valles de Amealco y San Juan del Río. (Tomado de GUYSA, 2003).

Para tener una idea de la respuesta magnética esperada de acuerdo a la litología antes descrita, cabe mencionar que los valores de intensidad magnética obtenidos con un estudio aeromagnético reflejan la cantidad y disposición de material o rocas magnetizables en un área determinada, es decir, el valor de la intensidad magnética registrada está en función de la susceptibilidad magnética de las rocas presentes. Debido a lo anterior se puede decir que la importancia del método radica en la identificación espacial de variaciones en la respuesta del Campo Magnético. Dichas variaciones están asociadas a cambios litológicos, por lo cual generalmente con éste método se espera lograr la identificación de cuerpos rocosos que contrastan con el medio que los rodea, ya sea que se busquen contrastes de altos magnéticos en un ambiente de bajos magnéticos o viceversa.

No obstante, para la identificación de estructuras o cuerpos rocosos (unidades litológicas) influye en buena medida el tipo de roca, su composición y, los ambientes de formación y deformación presentes en la zona de estudio.

Para el caso de la zona de La Estancia, resulta complicado identificar y delimitar claramente, únicamente con la respuesta magnética, la distribución litológica debido a que se trata de una zona predominantemente conformada por rocas volcánicas extrusivas, las cuales se formaron mediante una variada serie de eventos volcánicos provenientes de las calderas de Amealco y Huichapan, dando como resultado una zona con una litología un tanto compleja.

A pesar de ello, dado que se está trabajando en rocas volcánicas cuya susceptibilidad magnética suele ser alta comparada con rocas sedimentarias, se esperaría poder identificar por lo menos a grandes rasgos los principales cuerpos magnéticos provenientes de las estructuras volcánicas más sobresalientes que son la Sierra de Vaquerías al oeste y centro de la carta y, cerros Jingo y Buenavista en la porción centro-este, además de distinguirse un claro contraste con la zona cubierta por depósitos aluviales que forma el Valle de San Juan del Río (lo que Dávalos-Álvarez et al., 2005 denominan el Semigraben La Estancia).

De igual forma a pesar de que en su mayoría la zona de estudio está cubierta por rocas ígneas se puede esperar encontrar contrastes en la respuesta magnética debido a la composición de las rocas. Es decir, las rocas ígneas principalmente están constituidas por sílice (SiO_2), así como cantidades menores de aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio; por lo tanto la susceptibilidad magnética de la roca estará en función de la cantidad de elementos ferromagnesianos presentes. Debido a lo anterior, se podría esperar que exista un contraste entre las rocas de composición félsica (granítica) y las rocas de composición máfica (basáltica) o ultramáfica, ya que las rocas félsicas se caracterizan por un aumento en la cantidad de sílice, potasio y sodio, y por ende una disminución en la cantidad de hierro, magnesio y calcio, dando como resultado una menor susceptibilidad magnética (en el capítulo 4 se explica con mayor detalle el concepto de susceptibilidad magnética). Al contrario de las rocas félsicas, las rocas máficas y ultramáficas se caracterizan por tener una disminución de la cantidad de sílice, potasio y sodio, permitiendo entonces una mayor cantidad de hierro, magnesio y calcio, lo que se podría interpretar como mayores valores de susceptibilidad magnética.

Tabla 3.1 - Susceptibilidades magnéticas características de diversos tipos de rocas.
 (Modificado de Caballero Miranda, 2011).

SUSCEPTIBILIDADES CARACTERÍSTICAS DE DIVERSOS TIPOS DE ROCAS					
Tipo de Roca Sedimentaria	k (S.I. x 10 ⁻³)	Tipo de Roca Ígnea	k (S.I. x 10 ⁻³)	Tipo de Roca Metamórfica	k (S.I. x 10 ⁻³)
Limolita	25 - (20)	Andesita	13.500	Gneis	0.600
Lutita	1.26 - (10)	Basalto	(2.2) - 100 - 700 - (10000)	Esquisto	0.130
Arenisca	(0) - 1.26 - (20)	Riolita	25 - 100	Pizarra	0.130
Lechos rojos	0.063 - 0.63	Ígnea ácida	8.13		
Caliza	< 0.013 - 0.025 - (10)	Ígnea básica	32.6		
		Ignimbrita	25 - 2500		
		Gabro	10 - 10000		
		Diorita	0.600		
		Ultrabásicas	0.300		

Números en **negritas** indican los valores más comúnmente reportados
 Números entre paréntesis () indican valores extremos (altos o bajos)

Por otro lado, es posible que si bien a simple vista la respuesta del Campo Total no pueda delimitar claramente los principales cuerpos rocosos, pero posiblemente se pueda lograr con ayuda de las técnicas más comúnmente empleadas para los datos potenciales, comenzando por la Reducción al Polo que ayudará a ubicar adecuadamente las anomalías magnéticas sobre los cuerpos que las producen.

Además, existen numerosas técnicas para delimitar los bordes de las fuentes magnéticas que generan las anomalías, dándonos la posibilidad de identificar contactos u otras estructuras geológicas a partir de técnicas como las derivadas verticales, el gradiente horizontal, señal analítica, derivada tilt, entre otras que se abordaran en el siguiente capítulo.

3.6 Hidrogeología

El acuífero del Valle de San Juan del Río está delimitado por los siguientes vértices:

Tabla 3.2 - Límites del acuífero del Valle de San Juan del Río. (Tomado de INEGI).

Vértice	Longitud Oeste			Longitud Norte			Observaciones
	Grados	Minutos	Segundos	Grados	Minutos	Segundos	
1	-100.00	16.00	35.00	20.00	36.00	30.00	
2	-100.00	20.00	38.00	20.00	40.00	8.00	
3	-100.00	14.00	28.70	20.00	40.00	14.20	
4	-100.00	10.00	19.00	20.00	40.00	40.00	
5	-100.00	5.00	42.90	20.00	42.00	55.50	
6	-100.00	2.00	43.70	20.00	38.00	11.60	
7	-99.00	59.00	49.60	20.00	35.00	46.60	
8	-100.00	0.00	24.10	20.00	33.00	22.70	
9	-99.00	58.00	46.30	20.00	30.00	44.50	
10	-99.00	58.00	12.30	20.00	27.00	44.80	
11	-99.00	55.00	22.00	20.00	26.00	11.20	
12	-99.00	51.00	28.70	20.00	27.00	32.60	del 12 al 13 por el limite estatal
13	-99.00	50.00	31.20	20.00	16.00	53.40	del 13 al 14 por el limite estatal
14	-99.00	59.00	50.30	20.00	5.00	14.10	
15	-100.00	3.00	50.20	20.00	10.00	20.20	
16	-100.00	8.00	30.80	20.00	10.00	47.00	
17	-100.00	9.00	56.60	20.00	9.00	57.40	
18	-100.00	9.00	53.90	20.00	14.00	27.70	
19	-100.00	13.00	34.80	20.00	16.00	20.80	
20	-100.00	15.00	8.00	20.00	16.00	7.20	
21	-100.00	14.00	45.10	20.00	21.00	20.70	
22	-100.00	16.00	28.20	20.00	24.00	31.50	
23	-100.00	19.00	6.40	20.00	29.00	3.90	
24	-100.00	21.00	45.00	20.00	31.00	27.00	
1	-100.00	16.00	35.00	20.00	36.00	30.00	

Como ya se ha mencionado con anterioridad, el acuífero del Valle de San Juan del Río a la fecha se encuentra sobreexplotado debido al gran aumento en la demanda de agua como consecuencia del crecimiento poblacional y los sectores agrícola e industrial. Tan sólo al año de 1970 se habían perforado alrededor de 850 pozos para el abastecimiento de agua.

El sistema del agua subterránea se desarrolla preferentemente en una estructura tectónica integrada por una fosa limitada al sur por una cadena de cerros compuestos por material volcánico básico (andesitas) y ácido (ignimbritas) cuya permeabilidad es reducida, donde la presencia de pozos es mínima -es la parte donde se realizó el trabajo de tesis-. Al norte se encuentra la Sierra de Enmedio cuya composición volcánica es ácida, al norponiente se presentan rocas andesíticas. Todas estas rocas y por su posición geográfica actúan como zonas de recarga.

Por lo que respecta a la zona del valle, es una depresión que en su parte superficial contiene material aluvial, producto de la erosión de las rocas que se encuentran en las partes altas. Debajo de éste material se encuentran tobas de caída libre, producto de las calderas de Amealco y Huichapan, de composición arenosa poco consolidadas, pumicita y tobas arenosas las cuales en algunas partes se presentan intercalaciones de ignimbritas soldadas y fracturadas.

La zona de estudio corresponde en gran parte a la porción central del acuífero del Valle de San Juan del Río, aunque en el extremo sureste la zona de estudio incluye porciones muy pequeñas de los acuíferos de del Valle de Huimilpan, Valle de Amealco y Maravatio-Contepec-E. Huerta, la estructura que delimita estos acuíferos es la Sierra El Rincón, como se muestra en la figura 3.10.



Figura 3.10 – Delimitación de la zona de estudio dentro del acuífero del Valle de San Juan del Río y acuíferos aledaños. (Modificado de Google Earth e información de INEGI).

Debido a que el acuífero se encuentra albergado entre una serie de unidades litológicas de origen ígneo las principales fuentes de recarga radican en una serie estructuras volcánicas y principalmente los sistemas de fallas presentes.

Germán Sánchez (2011) agrupa las unidades estratigráficas, descritas por Dávalos-Álvarez et al., (2005) con base en su potencial hidráulico y características litológicas, en lo que denomina 6 unidades hidrogeológicas, de la siguiente forma:

Tabla 3.3 - Clasificación de la Estratigrafía de la zona de estudio en Unidades Hidrogeológicas (Tomado de Germán Sánchez, 2011).

UNIDAD HIDROGEOLÓGICA	FORMACIÓN GEOLÓGICA
Acuitardo	Clásticos Continentales
Acuitardo	Ignimbrita Huimilpan
Acuífero	Toba Amealco
Acuicludo	Riolita El Rincón
Acuifugo	Andesita Guadalupe Andesita Vaquerías
Acuitardo	Riolita La Cuesta

3.7 Censo de Pozos

La actualización del censo de aprovechamientos se ha realizado a partir del año de 1991 a la fecha, en ésta actualización se tiene registrados todos los aprovechamientos activos, su clasificación de acuerdo al uso, se lleva la hidrometría subterránea para conocer los volúmenes de extracción y la situación que guardan los pozos.

En la actualidad se tienen identificados un total de 245 pozos dentro del área comprendida por la hoja la Estancia, de los cuales 154 se encuentran activos. Del total de pozos activos 87 están destinados a uso agrícola, es decir, poco más de la mitad de los pozos, 30 están destinados al sector Público – Urbano, 10 son para uso industrial y los restantes 27 pozos tienen usos variados como se muestra en la figura 3.11.

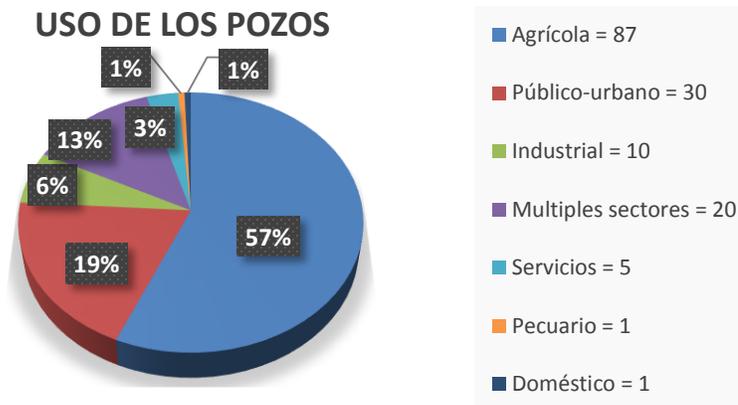


Figura 3.11 – Principales usos que se les dan a los pozos existentes en la zona de estudio para el año 2014. A la izquierda representación gráfica en porcentajes. A la derecha número de pozos por cada uso.

Profundidad

La profundidad promedio de los pozos para el año 2014 oscila alrededor de los 150 [m]; sin embargo, se han perforado un par de pozos a 400 [m] de profundidad. En la figura 3.12 se pueden distinguir 7 grupos en cuanto a las profundidades de perforación, de los cuales se puede observar que la mayoría de los pozos están perforados a una profundidad entre 100 y 150 [m], siguiéndole los pozos perforados en el intervalo de 150 a 200 [m].

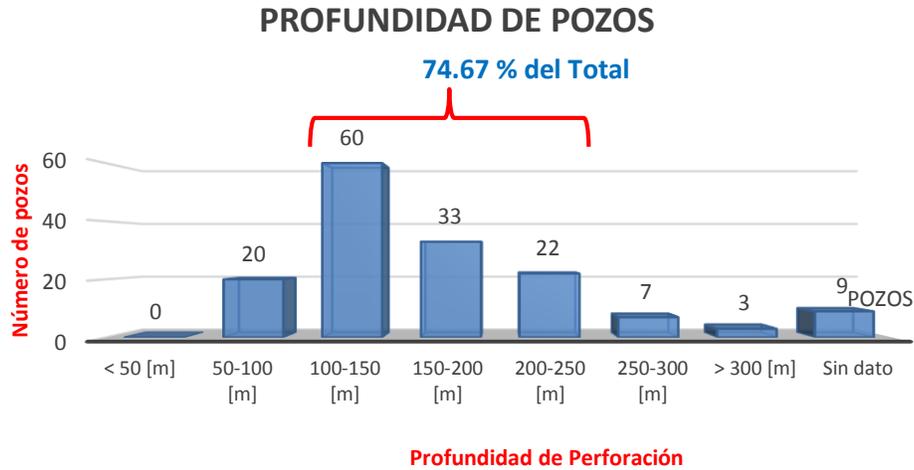


Figura 3.12 - Profundidad de perforación de los pozos existentes en la zona de estudio.

De la figura anterior se observa que 115 pozos, lo que representa casi el 75 % del total, delimitan el que podría ser el intervalo de búsqueda más adecuado a la fecha para la extracción de agua que va de 100 hasta 250 [m] de profundidad, por otro lado, es de esperarse que a futuro se tengan que considerar profundidades mayores para la extracción, prueba de ello son los dos pozos perforados hasta poco más de 400 [m] de profundidad. Se considera que el espesor económicamente explotable, con base en estudios geofísicos y los pozos existentes puede llegar a ser del orden de hasta 400 o 500 [m].

Caudal

De los 154 pozos activos, para el año 2014 solamente se cuenta con los valores de caudal de 128 pozos, no se cuenta con los datos restantes debido a que algunos pozos se encuentran encerrados y algunos otros no cuentan con medidor. Se pueden distinguir 6 grupos principales, como se muestra en la figura 3.13.

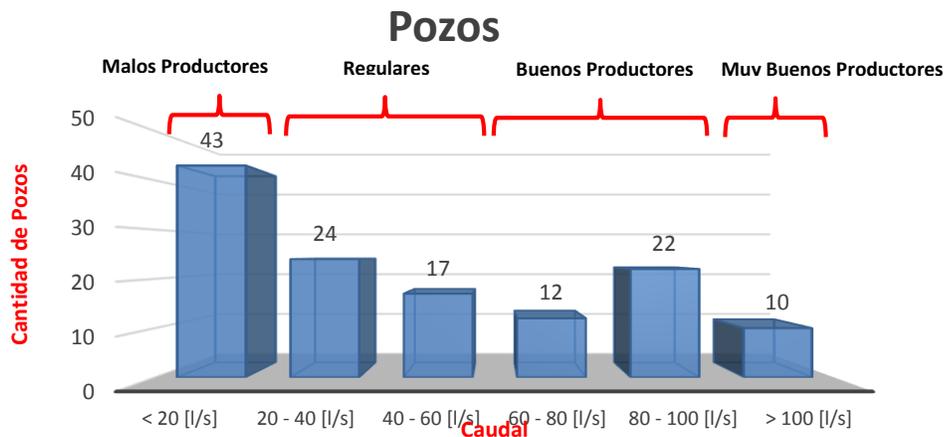


Figura 3.13 - Caudal de agua extraído de los pozos existentes para el año 2014.

De la información anterior se pueden clasificar los pozos como malos, regulares, buenas o muy buenas captaciones dependiendo de la cantidad de agua extraída. Se puede apreciar que una tercera parte de los pozos aportan caudales menores a 20 [l/s] por lo que se les considera pozos malos productores; aproximadamente otra tercera parte del total de los pozos aporta caudales de entre 20 y 60 [l/s] por lo que se les considera pozos productores regulares; por otro lado dentro del rango de pozos buenos productores se encuentran aquellos que aportan caudales del orden de 60 y hasta 100 [l/s]; finalmente se consideran como muy buenos productores aquellos pozos con caudales mayores a 100 [l/s] y solamente 10 pozos cumplen con ésta última característica.

Cabe mencionar que la clasificación anterior se hizo de manera subjetiva, ya que solamente está basada en el caudal producido por los pozos de la zona de estudio y no considera ningún otro aspecto. No obstante, para un análisis más a detalle para determinar si la cantidad de agua extraída de un pozo es buena, regular o mala, es indispensable saber para que se destinará el agua extraída; ya que mientras un pozo de 20 [l/s] resulta insuficiente para abastecer a una ciudad y por lo cual se pensaría que la cantidad de agua aportada por el pozo es muy pobre, para una comunidad muy pequeña quizás el mismo pozo resulte ser suficiente para abastecer la demanda.

Nivel Estático

Se cuenta con la información proporcionada por una red de pozos piloto que se utilizan para medir periódicamente la posición del nivel estático, dicha red está conformada por un total de 26 pozos dentro del área de estudio, la mayoría de los pozos (al igual que las captaciones de agua) se encuentran en la zona del Valle de San Juan del Río que comprende la parte NE del área de estudio.

Profundidad del Nivel Estático

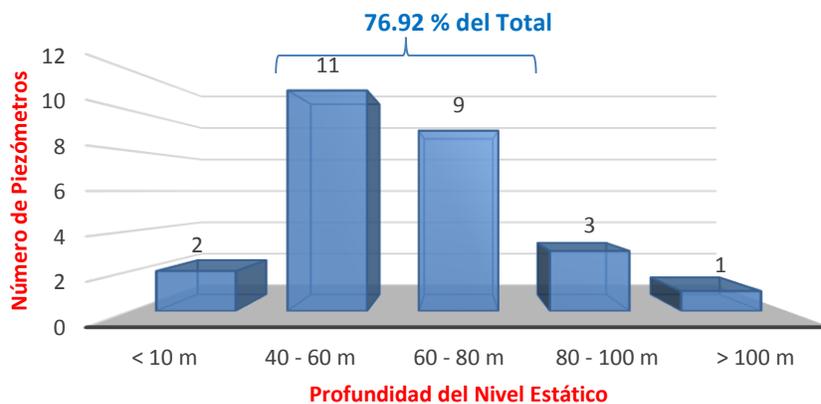


Figura 3.14 – Profundidad del Nivel Estático para el año 2014.

De ésta información se observa que el comportamiento de la profundidad al nivel estático varía entre 40 y hasta 110 [m], salvo un par de casos donde se detectó el nivel estático a una profundidad menor a los 10 [m], estos niveles se localizan en la parte NW de la zona

de estudio uno cerca de la comunidad de San Cirilo y el otro cerca de Ajuchitlancito. Por otro lado, más del 75 % de los pozos muestra una profundidad del nivel estático entre 40 y 80 [m].

Las demás zonas con niveles someros se localizan en la parte NE muy cercanos a los límites de la carta en cuestión, conforme se avanza hacia la zona centro del área de estudio, en dirección hacia la Sierra de Vaquerías, aumenta la profundidad del nivel estático y llega a una profundidad de 109 [m]. El único pozo que se encuentra en la porción SW de la zona de estudio indica la presencia del nivel estático a una profundidad cercana a los 80 [m].

Cabe mencionar que también es importante considerar la elevación topográfica de la zona donde se tomó el dato, por lo cual resulta comprensible que en las regiones más elevadas pueda aumentar la profundidad a la cual se encuentra el nivel estático. Considerando lo anterior resulta conveniente representar gráficamente la elevación del nivel estático a partir del nivel medio del mar en vez de representar las profundidades, como se observa en la figura 3.15.

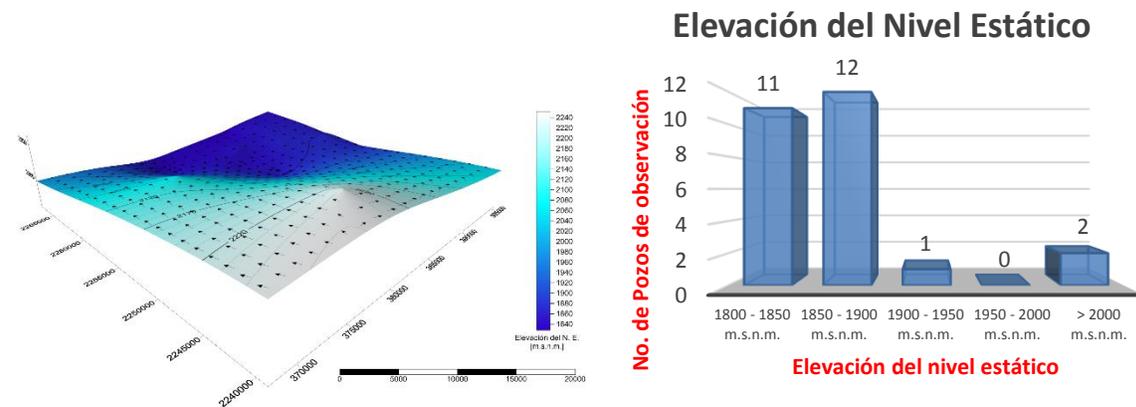


Figura 3.15 - Elevación del Nivel Estático a partir del nivel medio del mar para el año 2014. A la izquierda modelo gráfico de la interpolación de los valores de Nivel Estático. A la derecha gráfica de barras del Nivel Estático y número de pozos en cada intervalo establecido.

La región comprendida por el Valle de San Juan del Río donde se localizan la mayoría de los pozos (porción NE de la carta) no presenta grandes cambios topográficos, por lo cual los aumentos en la profundidad del nivel estático se podrían apreciar de manera similar en los valores de elevación.

En la figura anterior se muestra la interpolación obtenida con los valores reportados de la elevación del nivel estático para el año 2014, donde a manera representativa se puede observar la zona donde el nivel estático tiene una disminución, la cual coincide plenamente con la zona del Valle de San Juan del Río hacia el noreste (donde está la mayor presencia de pozos).

Por otro lado, en la figura 3.16 se puede observar la geología correspondiente a la carta F14-C76 de INEGI cuya simbología se encuentra del lado izquierdo, también se observan las curvas resultantes de la interpolación de los valores de elevación del nivel estático y

finalmente una serie de puntos que representan la localización de los pozos piloto donde se llevó a cabo la medición del nivel estático, el color indica la profundidad del nivel estático que se puede leer de la escala de colores a la derecha.

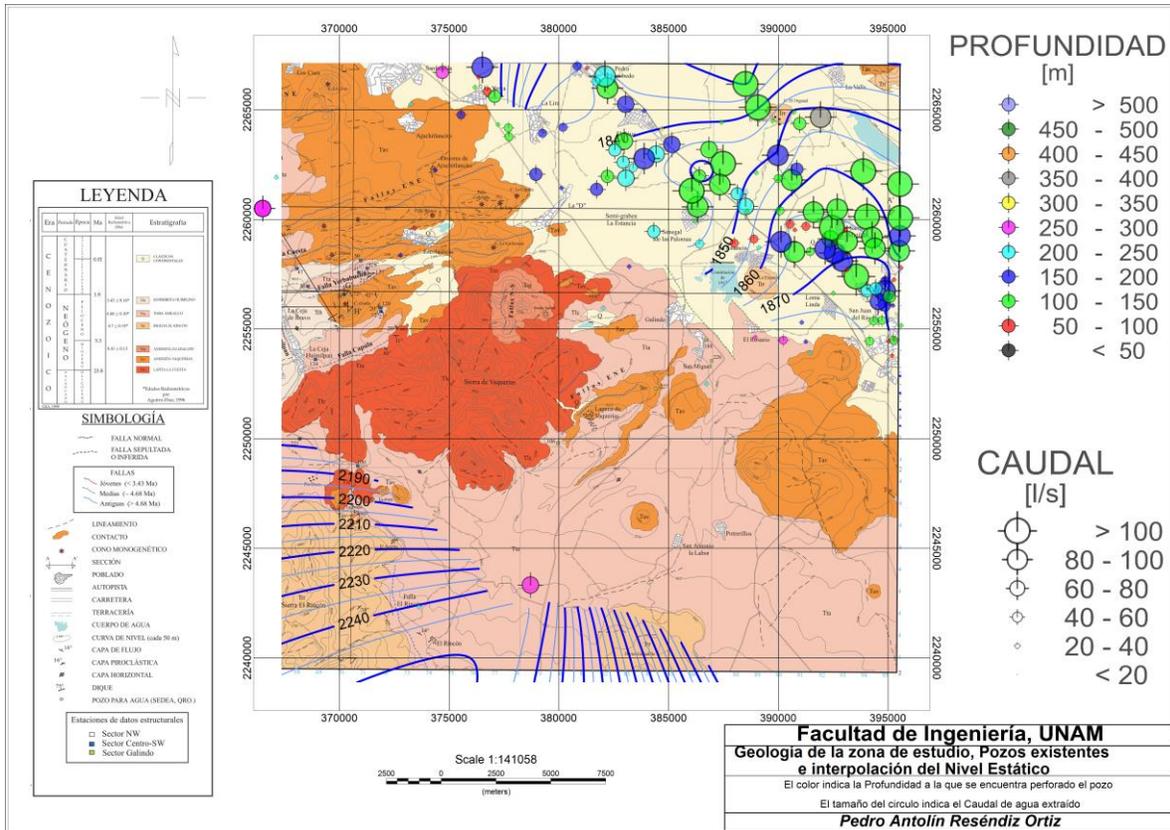


Figura 3.16 - Geología de la zona de estudio, líneas de interpolación de la elevación al Nivel Estático y ubicación de pozos.

Fácilmente se puede identificar que la mayor parte de los pozos se encuentran en la porción cubierta por material aluvial (Clásticos Continentales Q) y solo uno de los pozos se encuentra hacia el sur en la Toba Amealco (Tta). En la porción noroeste de la carta se observan los dos pozos que indican una profundidad del nivel estático menor a 10 [m], en la porción noreste sobre los límites de la carta geológica se localiza otra zona con nivel estático somero (entre 40 y 60 [m]) y finalmente hacia el centro de la carta (rumbo al contacto con material volcánico) se aprecian profundidades del nivel estático del orden de 60 hasta 100 [m] de profundidad.

Cabe mencionar que al centro de la figura 3.16, donde predominan las rocas volcánicas que forman las principales elevaciones, no se ha interpolado la elevación del nivel estático debido a dos razones fundamentales; 1) La falta de datos propiciaría que la interpolación fuera poco exacta y principalmente 2) Toda esta serie de elevaciones de origen volcánico actúan como barrera dentro del sistema acuífero, separando lo que es el acuífero del Valle de San Juan del Río de lo que son los acuíferos de Amealco y Huimilpan. Prueba de ello es el estudio realizado por la empresa Guysa en el año 2003, donde se concluye que:

1. Por los elementos hidrogeológicos y geofísicos se puede concluir que la disposición de las unidades geológicas de las andesitas de la Sierra Vaquerías, las lavas no diferenciadas del cerro Jingó y del Aire, así como el domo riolítico de Galindillo impiden, por lo menos hasta los 210 m de profundidad, la continuidad hidráulica entre Quiotillos y el valle de San Juan del Río.
2. El análisis estructural indica que el flujo subterráneo en la zona III parece seguir trayectorias de E al W NW tal como se aprecia en el corredor estructural donde se ubican los pozos Quiotillos, Granjeno y Batán. También puede observarse que sobre la Sierra de Vaquerías no se observan lineamientos en esta dirección al NW y que representa una barrera al flujo de la zona entre Quiotillos y San Juan del Río.
3. Por lo que respecta a la continuidad hidráulica entre la zona de Amealco y San Juan del Río, aunque las cargas hidráulicas infieran un flujo al N-NE, esto no puede confirmarse cuando menos hasta la profundidad promedio de los pozos observados que es de 200 m. Además, el abatimiento en los últimos 24 años del pozo Quiotillos prácticamente es nulo, de existir esta posible continuidad la explotación a la que está siendo sometido el valle de San Juan del Río habría abatido el nivel de este pozo.
4. La carga hidráulica que se encuentra en la zona III se ubica a los 2226 msnm (pozo Quiotillos), mientras que en la zona I a los 1860 msnm (zona de la presa Constitución 1917). La diferencia de 366 m en una distancia de 17 km lo que da un gradiente hidráulico de 0.021. Sin embargo, si esta condición existiera en la zona del cañón de Los Zúñigas el agua subterránea debería de manifestarse a través de manantiales o bien a través de un nivel de agua muy profundo. Es en esta parte donde el control estructural juega un papel muy importante.
5. Los elementos hidrogeológicos analizados permiten inferir que los límites del acuífero del Valle de San Juan del Río son diferentes a los planteados en la publicación en el Diario Oficial de la Federación de fecha 31 de enero del 2003. La zona de El Batán – Quiotillos hasta el poblado de Amealco tiene un comportamiento hidrogeológico diferente al del valle de San Juan del Río, con base en:
 - a. Los eventos volcánicos más antiguos se ubican entre los poblados de Quiotillos y Puerta de Alegrías, sitio donde la denominada Toba Amealco presenta menor espesor. Corresponde a la Andesita de la Sierra de Vaquerías y a los depósitos volcánicos no diferenciados (brechas, lava y escorias de composición media) que separan al valle de San Juan del Río con el de la parte norte del Valle de Amealco. Estas unidades de roca pueden estar funcionando como una barrera hidráulica
 - b. El Intervalo productor de agua en la zona III se asocia a una ignimbrita fracturada, mientras que en la zona I es una secuencia de eventos volcánicos compuestos principalmente por arenas, pumicita y depósitos de caída libre.

El abatimiento medio anual del acuífero es de 1.1 [m]. Los mayores abatimientos se localizan en la porción oriente de la ciudad con 2.25 [m], y es donde se extrae la mayor cantidad de agua para uso potable; donde las condiciones de las rocas son de baja a media permeabilidad. En la porción poniente del acuífero el abatimiento anual es del orden de 1.07 [m].

3.8 Propiedades hidráulicas

Para entender el comportamiento del acuífero resulta de suma importancia conocer los parámetros fundamentales que describen la capacidad que tienen las rocas para almacenar y transmitir agua. Estos parámetros son la Transmisibilidad (T), Conductividad Hidráulica (K) y el Coeficiente de almacenamiento (S), y se obtienen mediante la interpretación de pruebas de bombeo.

Una prueba de bombeo consiste en operar un pozo de agua subterránea, mientras se miden a diferentes intervalos de tiempo la descarga del pozo de bombeo y el abatimiento que sufren los niveles del agua en el pozo de bombeo (y en pozos o piezómetros de observación localizados a distancias conocidas).

El principio de éstas pruebas involucra el aplicar un estrés al sistema acuífero mediante la extracción de agua subterránea, por medio de pozos de bombeo, y midiendo la respuesta del acuífero al estrés aplicado monitoreando el descenso del nivel del agua en función del tiempo. Estas mediciones son incorporadas a una ecuación de flujo apropiada y correspondiente al sistema en estudio y se obtienen los parámetros hidráulicos del acuífero. Por otro lado, la medición de los niveles del agua, después del cese de bombeo en el propio pozo de bombeo y/o, en los pozos y piezómetros de observación, se llama prueba de recuperación, (Germán Sánchez, 2011).

Respecto a la realización de pruebas de bombeo en la zona de estudio, se realizaron algunas por parte de la Empresa GUYSA en el año de 1993, quienes además llevaron a cabo la interpretación de pruebas de bombeo existentes realizadas por otras empresas de servicio o instituciones, las cuales sirvieron como apoyo para conocer las características hidráulicas del acuífero.

Transmisibilidad (T)

Es una medida de la cantidad de agua que puede transmitirse horizontalmente a través de un ancho unitario por el espesor saturado de un acuífero o de estrato permeable, bajo un gradiente unitario.

Del total de pruebas de bombeo existentes y disponibles, 69 fueron interpretables en etapa de abatimiento y 37 en etapa de recuperación. Por otro lado, la empresa GUYSA realizó 27 pruebas de bombeo en etapa de abatimiento, de los cuales en 7 se obtuvieron lecturas en etapa de recuperación. La duración de las pruebas varió de 8 a 1 horas en etapa de abatimiento y de 1 horas a 8 minutos en etapa de recuperación, (GUYSA, 1993).

Para la obtención de los valores de transmisibilidad se utilizaron varios métodos, el más utilizado fue el de JACOB, según el cual, el coeficiente de transmisibilidad está dado por:

$$T = \frac{(0.183 \times Q)}{\text{Delta } S} \quad (3.1)$$

donde:

$T = \text{Coeficiente de transmisibilidad } [m^2/s]$

$Q = \text{Caudal de bombeo en } [m^3/s]$

$\Delta S = \text{Pendiente de la recta}$

Finalmente realizaron el análisis con 106 valores de coeficiente de transmisibilidad, los valores variaron desde $257.46 \times 10^{-3} [m^2/s]$ a $0.23 \times 10^{-3} [m^2/s]$.

En la mayor parte del Valle de San Juan del Río así como en la parte de la ciudad del mismo nombre, los valores varían de 1 a $25 \times 10^{-3} [m^2/s]$ incrementándose de 25 a $50 \times 10^{-3} [m^2/s]$ en la zona de salida por La Cañada.

Capacidad Específica

La capacidad específica es un parámetro importante que determina de una manera objetiva la capacidad transmisora de una formación rocosa. El comportamiento general en el área correspondiente al Valle de San Juan del Río presenta valores promedio entre los 10 a $30 [lps/m]$ de abatimiento. Sin embargo, para el resto del área los valores promedio oscilan entre 1 a $10 [lps/m]$ de abatimiento.

Conductividad Hidráulica (K)

La Conductividad Hidráulica o Coeficiente de permeabilidad (K), es un coeficiente de proporcionalidad que describe la capacidad que tiene el agua para moverse a través de un medio permeable. De este coeficiente depende el rendimiento de las captaciones y la velocidad de circulación del agua subterránea, su conocimiento es esencial para cuantificar caudales específicos y la velocidad de propagación de contaminantes, pero resulta más importante para simular el comportamiento de un acuífero mediante un modelo matemático, (GUYSA, 1993).

El rango de conductividades hidráulicas para el valle oscila de 20 a $3000 \times 10^{-6} [m/s]$; y analizándolo por zonas más específicas se observa que en los alrededores de la ciudad de San Juan del Río y el Río San Juan los rangos van de 20 a $150 \times 10^{-6} [m/s]$. En el ejido Espíritu Santo a la altura del Canal Lomo de Toro, las conductividades oscilan entre 1000 y $2000 \times 10^{-6} [m/s]$. En zonas aledañas al arroyo El Caracol los valores oscilan entre 500 y $3000 \times 10^{-6} [m/s]$. En los alrededores de los poblados del Sauz y Guadalupe Septien estas conductividades disminuyen su rango a valores entre 20 y $80 \times 10^{-6} [m/s]$.

De los resultados proporcionados por GUYSA (1993), tanto de las pruebas de bombeo existentes y las pruebas de bombeo realizadas en el mismo estudio, para la

Transmisibilidad (T) y la Conductividad Hidráulica (K), los que se encuentran dentro de la zona de estudio son los siguientes:

Tabla 3.4 - Propiedades hidrodinámicas del Acuífero del Valle de San Juan del Río, (Tomado de Guysa, 1993).

NÚMERO DE POZO	X	Y	T [x 10 E-3 m ² /s]	N. E. [m]	PROF. TOTAL [m]	b [m]	K [x 10 E-6 m/s]
129	389000	2260140	173.4	31.09	80	48.91	3545.28
138	389755	2262415	126.09	32.76	100	67.24	1875.22
1012	394640	2257440	206.46	33.44	100	66.56	3101.41
1030	385700	2265175	3.559	44.7	150	105.3	33.79
1032	384130	2262860	8.22	54.15	150	95.85	85.75
1255	387550	2261190	5.06	34.79	150	115.21	43.91
104	390255	2259545	10.72	18.39	100	81.61	131.35
133	390840	2262050	1.9	19.37	150	130.63	14.54
138	389755	2262415	118.9	26.76	100	73.24	1623.42
1013	392530	2258450	6.5	32.81	151	118.19	54.99
1246	393230	2258765	257.46	34.06	150	115.94	2212

3.9 Balance de Agua Subterránea

De acuerdo al estudio realizado por GUYSA (1993), la ecuación de balance considerada para el Valle de San Juan del Río es de la siguiente forma:

$$E + S = AV * S \quad (3.2)$$

Donde: E = entradas totales al sistema
 S = salidas totales del sistema
 AV = cambio de almacenamiento
 S = coeficiente de almacenamiento

La ecuación anterior expresa la diferencia entre los volúmenes de recarga y descarga para un sistema acuífero y equivale al cambio en el volumen de almacenamiento para un periodo de tiempo determinado.

Los términos que involucran a las entradas totales al sistema, se expresan por la siguiente formula:

$$E = Es + Rr + Rv \quad (3.3)$$

Donde: Es = entradas subterráneas
 Rr = retornos por riego
 Rv = recarga vertical

Los términos que involucran a las salidas totales del sistema, se expresan por la siguiente formula:

$$S = B + Ss \quad (3.4)$$

Donde: $B = \text{extracción por bombeo de pozos}$
 $Ss = \text{salidas subterráneas}$

De igual forma el Almacenamiento del sistema se expresa de la siguiente forma:

$$Av * S \quad (3.5)$$

Donde: $\pm Av = \text{cambio de almacenamiento}$
 $S = \text{coeficiente de almacenamiento}$

De esta forma involucrando todos los términos mencionados anteriormente en la ecuación general de balance se tiene:

$$(Es + Rv + Rr) - (B - Ss) = \pm Av * S \quad (3.6)$$

En la ecuación anterior el coeficiente de almacenamiento es un dato obtenido en el estudio de 1993 realizado por GUYSA. El valor calculado para el coeficiente de almacenamiento regional es de 0.092, el cual corresponde muy razonablemente con la litología y el semiconfinamiento de los estratos productores del valle, (GUYSA, 1993).

3.10 Calidad del Agua

Muchas veces cuando se realizan estudios hidrogeológicos el objetivo principal es identificar zonas con potencial hídrico para su extracción; sin embargo, un factor importante que también hay que tomar en cuenta es la calidad del agua, ya que para determinar si es factible o no su extracción es necesario tener claro cuál es la calidad del recurso y si es adecuada para el uso que se le pretenda dar, esto es importante principalmente cuando el objetivo del pozo es el abastecimiento de agua potable para consumo humano, ya que muchas veces puede ser necesario aplicar algún tratamiento correctivo para su consumo, y si dicho tratamiento resulta demasiado costoso no será factible la extracción del recurso.

La calidad de un agua subterránea depende mucho de las condiciones litológicas del acuífero, de la velocidad de la circulación, de la calidad del agua de infiltración, de su relación con otras aguas o acuíferos y de las leyes del movimiento de sustancias transportadas por el agua. La cantidad de constituyentes químicos encontrados en el agua es influencia directa de la composición de las rocas por las cuales se mueve el agua subterránea, (GUYSA, 1993). En ésta zona de estudio, el acuífero se localiza predominantemente entre rocas ígneas de composiciones básicas, intermedias y ácidas.

Muchas veces el agua subterránea se puede llegar a contaminar a consecuencia de las actividades humanas, principalmente por el mal manejo de desechos domésticos e industriales. Uno de los motivos principales por los que se puede alterar la calidad del agua es debido a la interacción con aguas negras o desechos fecales, donde las principales fuentes contaminantes son fosas sépticas, sistemas de alcantarillado inadecuados o rotos y desechos en granja; ya que la falta de conocimiento, descuidos y mal manejo de los desechos puede tener consecuencias graves en los acuíferos.

Otra forma de contaminación del agua que se presenta, principalmente en zonas costeras, es la intrusión salina, éste efecto suele ocurrir debido a que el agua dulce es menos densa que el agua salada y al estar sometiendo el acuífero a un bombeo constante descienden los niveles de agua dulce permitiendo la intrusión de agua salada que terminará contaminando el suministro de agua dulce.

Son muchas y muy variadas las fuentes de contaminación del agua debido a que éste fluido es un buen disolvente. Y por el contrario las soluciones son relativamente pocas y generalmente costosas.

Para la zona de estudio la empresa GUYSA (1993) realizó distintos tipos de análisis a muestras de agua para determinar su calidad y finalmente dictaminó que la calidad del agua que se muestreó, no rebasa las normas de concentración máximas establecidas por la Organización Mundial de la Salud (OMS), razón por la cual, el agua se puede emplear para su uso potable, (GUYSA, 1993).

3.11 Disponibilidad de Agua Subterránea

Actualmente se tienen vedas para el aprovechamiento de Agua del Subsuelo desde el año de 1949 mediante Decreto oficial publicado en el Diario Oficial de la Federación. Mediante decreto presidencial de fecha 13 de noviembre de 1957, 17 de marzo de 1964, 24 de septiembre de 1964 y 30 de diciembre de 1957 que señalan que por causa de interés público y para protección de los mantos acuíferos se establece veda por tiempo indefinido, dentro de los municipios de San Juan del Río, Tequisquiapan, Pedro Escobedo, El Marqués, Colón y parcialmente el municipio de Huimilpan, quedando el municipio de Amealco en zona de libre alumbramiento, (CONAGUA, 2009).

La actualización de la disponibilidad media anual de las aguas subterráneas publicada por CONAGUA el 20 de abril de 2015 en el Diario Oficial de la Federación para el acuífero del Valle de San Juan del Río corresponde a una fecha de corte en el Registro Público de Derechos de Agua al 30 de junio de 2014 y contiene la siguiente información:

Tabla 3.5 - Disponibilidad media anual de agua subterránea del acuífero del Valle de San Juan del Río para el año 2014.

CLAVE	ACUÍFERO	R	DNCOM	VCAS	VEXTET	DAS	DEFICIT
CIFRAS EN MILLONES DE METROS CÚBICOS ANUALES							
2203	Valle de San Juan del Río	191.5	0.00	321.138289	284.1	0.000	-129.638299

Donde:

***R** = recarga media anual*

***DNCOM** = descarga natural comprometida*

***VCAS** = volumen concesionado de agua subterránea*

***VEXTET** = volumen de extracción de agua subterránea consignado en estudios técnicos*

***DAS** = disponibilidad media anual de agua subterránea*

De los datos anteriores es posible concluir que a la fecha el acuífero no contiene volúmenes de agua subterránea disponibles para su extracción, y de manera opuesta a cómo debería de ser se están extrayendo volúmenes de agua mayores a los volúmenes de recarga del acuífero, generando un déficit de -129.638299 [Mm³/año].



CAPÍTULO 4

MÉTODO MAGNÉTICO



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

4 MÉTODO MAGNÉTICO

La prospección magnética es uno de los métodos geofísicos más antiguos en exploración, dado que es un método potencial, tiene sus fundamentos en la teoría del potencial. Éste método se basa en la medición de pequeñas variaciones espaciales del campo magnético total, identificando y separando, por un lado, las variaciones propias del suelo y las de las estructuras que se investigan y, por otro lado, las variaciones que sufre el campo terrestre a causa de fenómenos externos. Estas variaciones o anomalías magnéticas se deben, en parte, a la inducción causada por una fuerza de magnetización asociada con el campo terrestre, y a la magnetización remanente, la cual conserva la historia magnética (dirección de magnetización) y térmica del cuerpo o de la estructura en cuestión.

Con el método magnético se buscan anomalías originadas por cambios en las propiedades físicas de las rocas subyacentes (Dobrin, 1998), teniendo como objetivo principal la localización de rocas caracterizadas por su alta susceptibilidad, generalmente rocas ígneas y metamórficas, ya que, las rocas sedimentarias (en su mayoría) ejercen poco efecto magnético. Por lo tanto, las anomalías magnéticas que generan las rocas pueden representar el relieve de la superficie del basamento, ya que los efectos magnéticos de las rocas pueden en gran parte estar influenciados por pequeños vestigios de ciertos minerales, aunque esto dependerá principalmente de los materiales subyacentes, o de la variación de la susceptibilidad magnética (asociada a cambios litológicos).

4.1 Fundamentos Teóricos

El campo magnético terrestre se asemeja al campo magnético generado por una barra de gran tamaño alineada con el eje de la Tierra o aquel que sería producido por una esfera de magnetización uniforme, (Escorza Reyes, 2010). El campo magnético terrestre presenta líneas de flujo o de fuerza que van del polo sur geográfico (norte magnético) al polo norte geográfico (sur magnético), como se muestra en la figura 4.1. La dirección de las líneas de fuerza del campo magnético es vertical en los polos magnéticos, y horizontal en el ecuador magnético, y su intensidad está en función de la densidad de las líneas de flujo. Bajo ciertas condiciones, un campo magnético puede ser determinado únicamente por un potencial escalar, (Blakely, 1996).

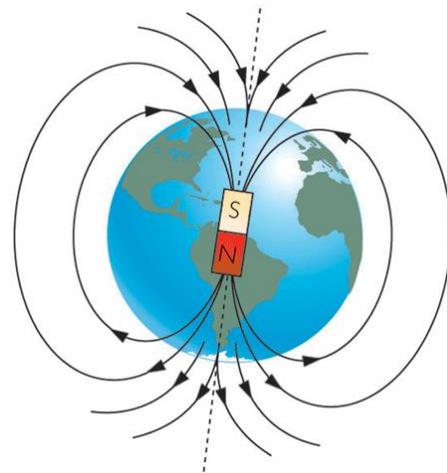


Figura 4.1 - Líneas de Fuerza generadas por el campo magnético terrestre.

El campo geomagnético principal es predominantemente dipolar y el considerarlo como un dipolo es una buena primera aproximación (Blakely, 1996). El campo magnético medido en

la superficie terrestre es el resultado de la suma de distintos campos generados por distintas fuentes, es decir:

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 + \mathbf{B}_r + \mathbf{B}_c + \mathbf{B}_t \quad (4.1)$$

donde:

- \mathbf{B} = Valor del campo geomagnético medido en la superficie terrestre.
- \mathbf{B}_0 = Valor de un campo teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra.
- \mathbf{B}_r = Se le conoce como Campo Residual y puede ser asociado con varios dipolos más pequeños y localizados más superficialmente que \mathbf{B}_0 , ubicados en diferentes regiones del planeta.
- \mathbf{B}_c = Se le conoce como Campo Cortical, tiene su origen en la corteza terrestre en regiones aún más pequeñas, sus efectos son localizados y también se les conoce como Campo de Anomalías.
- \mathbf{B}_t = Es la parte del campo medido en la superficie que varía más sensiblemente con el tiempo que las otras componentes. Este campo se origina en el exterior de la Tierra.

Usualmente, la suma del campo dipolar con el campo residual es llamada *Campo Principal* y a la suma de este con el campo cortical, se le denomina *Campo Interno*, mientras que el término \mathbf{B}_t recibe el nombre de *Campo Externo* (Muniz, 1997).

4.1.1 Ecuaciones del Campo Magnético

En 1938, Carl Friedrich Gauss utilizó la teoría del potencial para describir el campo principal de la Tierra. Con su análisis Gauss concluyó que el campo observado en la superficie terrestre se origina completamente en su interior. En la actualidad se sabe que esto no es completamente cierto gracias al uso de satélites y sondas espaciales, los cuales han revelado que hay una pequeña parte del campo geomagnético que se origina en su exterior (Blakely, 1996).

Gauss postuló que el potencial escalar en cualquier punto está dado por una suma de funciones armónicas esféricas y que el campo de la Tierra se debe en su gran mayoría a la contribución del núcleo, (Escorza Reyes, 2010).

De las ecuaciones de Maxwell, para el campo magnético se tiene que:

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J}_f \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4.3)$$

Por lo cual se trata de un *Campo Solenoidal* que indica que sólo existen fuentes de vórtices (Kaufman, 1992). Su característica es que la integral de flujo a través de cualquier superficie cerrada dentro del volumen es cero y, por lo tanto, un campo solenoidal proviene exclusivamente del rotacional de una función vectorial.

De la ecuación 4.3 y de acuerdo al Teorema de Helmholtz, un potencial vectorial \vec{A} existe de tal manera que (Blakely, 1996):

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} \quad (4.4)$$

donde:

$$\vec{A} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V'} \frac{\vec{J}_f dV'}{R(\vec{r}, \vec{r}')} \quad (4.5)$$

El potencial vectorial para \vec{B} siempre existe, pero un potencial escalar solo existe bajo ciertas circunstancias (Blakely, 1996). Sabiendo que un campo magnético es producido por corrientes de conducción verdaderas o corrientes libres \vec{J}_f , y que la forma más sencilla de crear un campo magnético es a través de un dipolo magnético cuya representación más simple es una espira donde se hace circular una corriente de I amperes (figura 4.2).

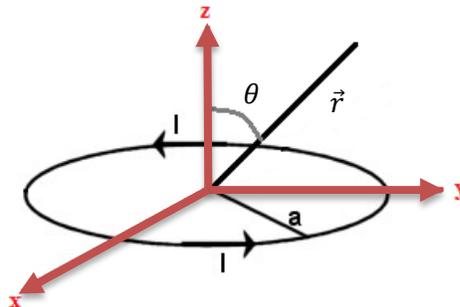


Figura 4.2 - Dipolo magnético producido por una espira por la que circula una corriente eléctrica de I amperes. (Modificado de Argote, 2008).

Si se considera que el radio a de la espira es despreciable con respecto a la distancia r de observación, se tiene que el dipolo magnético con potencial vectorial \vec{A} es:

$$\vec{A}_{dip}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\vec{m} \times \vec{r}_u}{r^2} \quad (4.6)$$

Donde \vec{m} es el momento magnético y su dirección siempre es perpendicular al plano de la bobina.

El módulo del momento magnético es igual al área A por la corriente I que conduce, es decir:

$$|\vec{m}| = AI = \pi a^2 I \quad (4.7)$$

Donde I es la corriente verdadera. Por lo tanto si se hace circular una corriente de I amperes sobre una bobina de radio a , se crea un campo magnético en el cual si se tendrían corrientes de conducción distintas a cero ($\vec{J}_f \neq \mathbf{0}$).

Sin embargo, en el caso de los materiales magnéticos como un imán o un mineral como la magnetita no existen corrientes de conducción, es decir; ($\vec{J}_f = \mathbf{0}$) y aun así produce un campo magnético el cual es similar al producido por la espira (Argote Espino, 2008). Véase figura 4.3.

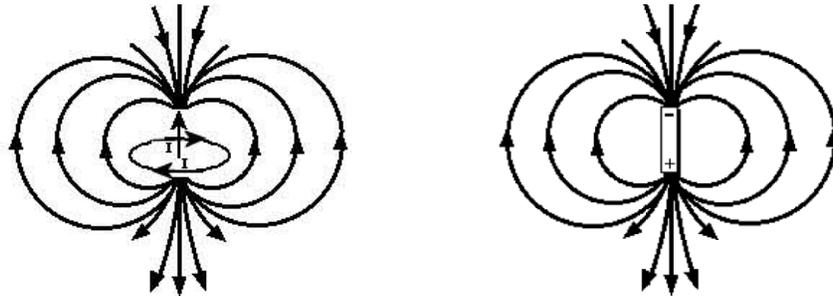


Figura 4.3 - A la izquierda líneas de fuerza del campo magnético generado por un dipolo magnético (espira). A la derecha líneas de fuerza del campo magnético generado por un imán (Tomado de Argote, 2008).

La forma de explicar este fenómeno se basa principalmente en la suposición de que existen *corrientes magnéticas* (\vec{J}_M). Ampere fue quien propuso estas corrientes y además dijo que el dipolo más elemental que puede existir en la naturaleza es el electrón dando vueltas en su orbital, similar al dipolo creado por una espira donde las corrientes de conducción son los mismos electrones, a estos se les conoce como *circuitos amperianos* (figura 4.4).

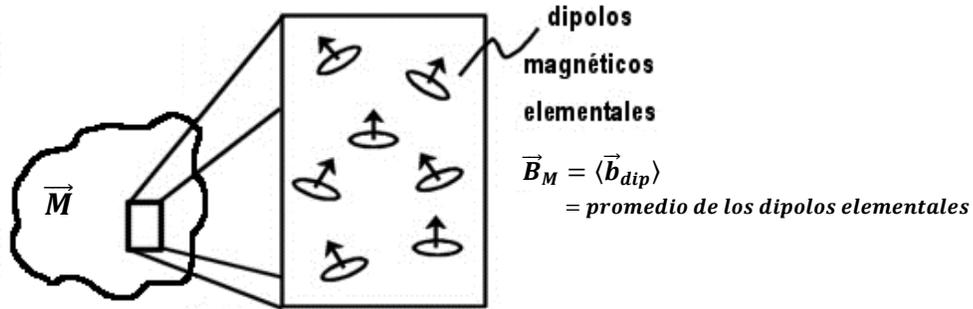


Figura 4.4 - Todo cuerpo sólido está conformado por una infinidad de dipolos elementales (circuitos amperianos) y cada uno tiene un momento magnético (Modificado de Argote, 2008).

Por lo tanto, el campo magnético \vec{B} observable a nivel macro es el promedio de todos los campos magnéticos generados por cada dipolo elemental a nivel microscópico.

4.1.2 Magnetización (\vec{M})

La Magnetización es la influencia que ejerce un campo magnético (\vec{B}_0) sobre un material o un cuerpo. Es decir, cuando se expone un material magnético a un campo magnético (campo primario) se inducen sobre la superficie del material polos magnéticos secundarios. En geofísica, los materiales generalmente son poco magnéticos y el campo primario es débil, por lo tanto la magnetización que se induce en estos cuerpos se encuentra en dirección del campo primario y su intensidad es también proporcional a la intensidad del mismo campo externo.

La magnetización se puede dar de dos formas; 1) Por orientación: se dice que la magnetización es inducida, si los electrones (dipolos magnéticos elementales) libremente orientados en un material, se alinean en una dirección preferencial en presencia de un campo magnético externo, y se cumple que $\vec{M} = 0$ si $\vec{B}_{ext} = 0$ y $\vec{M} \neq 0$ si $\vec{B}_{ext} \neq 0$. 2) Remanente: se denomina magnetización remanente sí, aún en ausencia de campo inductor, la magnetización es distinta de cero, es decir; $\vec{M} \neq 0$ si $\vec{B}_{ext} = 0$ o $\vec{B}_{ext} \neq 0$. (Argote Espino, 2008).

La magnetización está en función de los dipolos magnéticos por unidad de volumen y se define como:

$$\vec{M}(\vec{r}) = \frac{\text{momento magnético}}{\text{volumen}} = \frac{d\vec{m}(\vec{r})}{dv} \quad (4.8)$$

Donde:

$$\vec{m}(\vec{r}) = \int_v \vec{M}(\vec{r}) dV \quad (4.9)$$

Por lo tanto, la magnetización de un volumen v se define como el vector suma de todos los momentos magnéticos dipolares individuales, dividido entre el volumen, (Blakely, 1996). La magnetización se reporta en unidades de [$ampere \cdot m^{-1}$] en el Sistema Internacional (SI) y en unidades de [$gauss$] en el sistema electromagnético (emu), donde $1 [gauss] = 10^3 [A \cdot m^{-1}]$.

De las ecuaciones 4.2 y 4.3, y suponiendo que el campo producido por la magnetización del cuerpo se debe a corrientes magnéticas (\vec{J}_M), se tiene que:

$$\nabla \times \vec{B}_M = \mu_0 \vec{J}_M \quad (4.10)$$

$$\nabla \cdot \vec{B}_M = 0 \quad (4.11)$$

Por lo tanto, si existe un campo exterior \vec{B}_0 y el cuerpo se magnetiza debido al campo exterior, entonces en cualquier punto del espacio el campo total observado (\vec{B}_t) será la suma del campo primario (exterior) y el campo secundario (inducido). Es decir,

$$\vec{B}_t = \vec{B}_0 + \vec{B}_M \quad (4.12)$$

De acuerdo con el teorema de Helmholtz para el campo total \vec{B}_t ,

$$\nabla \times \vec{B}_t = \mu_0 \vec{J}_f + \mu_0 \vec{J}_M \quad (4.13)$$

$$\nabla \cdot \vec{B}_t = 0 \quad (4.14)$$

Debido a que las corrientes magnéticas \vec{J}_M se relacionan con la magnetización \vec{M} a través del rotacional, de la siguiente forma:

$$\vec{J}_M = \nabla \times \vec{M} \quad (4.15)$$

Y sustituyendo en las ecuaciones 4.13 y 4.14 se obtiene:

$$\nabla \times \vec{B}_t = \mu_0 \vec{J}_f + \mu_0 (\nabla \times \vec{M}) \quad (4.16)$$

$$\nabla \cdot \vec{B}_t = 0 \quad (4.17)$$

Donde \vec{B}_t es el campo de inducción magnética total y sus unidades se dan en [teslas]. Entonces, si existe la magnetización de un cuerpo, para conocer el campo magnético se necesitan conocer tanto las corrientes libres (si existen) como las corrientes de magnetización (Argote Espino, 2008).

A partir de aquí se puede definir al **campo de intensidad magnética** (\vec{H}) a través de la expresión:

$$\nabla \times \left[\frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M} \right] = \vec{J}_f \quad (4.18)$$

Por lo tanto, se define a \vec{H} como el campo que relaciona al campo de inducción magnética (\vec{B}) menos la magnetización (\vec{M}) en un mismo punto en el espacio, es decir;

$$\vec{H} = \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M} \quad (4.19)$$

Entonces el rotacional de \vec{H} es igual a las corrientes de conducción:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J}_f \quad (4.20)$$

De acuerdo al teorema de Helmholtz, la divergencia de \vec{H} es:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{H} &= \frac{1}{\mu_0} \nabla \cdot \vec{B}_t - \nabla \cdot \vec{M} = -\nabla \cdot \vec{M} \\ \nabla \cdot \vec{H} &= -\nabla \cdot \vec{M} \end{aligned} \quad (4.21)$$

ya que la divergencia del campo de inducción magnética siempre es cero (ecuación 4.3). El campo de intensidad magnética es un campo complejo debido a que tiene fuentes de vórtices y fuentes escalares, y del teorema de Helmholtz (Argote Espino, 2008):

$$\vec{H} = -\nabla \phi_H + \nabla \times \vec{A}_H \quad (4.22)$$

Donde

$$\varphi_H(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_v \frac{-\nabla' \cdot \vec{M}(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv \quad (4.23)$$

$$\vec{A}_H(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_v \frac{\vec{J}_f(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv \quad (4.24)$$

Por otro lado, se puede expresar a \vec{B} en función de los potenciales definidos para \vec{H} a través de las ecuaciones 4.19 y 4.22, y despejando a \vec{B} :

$$\vec{B} = -\mu_0 \nabla \varphi_H + \mu_0 \nabla \times \vec{A}_H + \mu_0 \vec{M} \quad (4.25)$$

4.1.3 Susceptibilidad Magnética (χ_M)

Para un medio lineal homogéneo e isótropo, la magnetización de un cuerpo es directamente proporcional a la intensidad \vec{H} , de la siguiente forma:

$$\vec{M} = \chi_M \vec{H} \quad (4.26)$$

Donde χ_M es la susceptibilidad magnética del material.

Las propiedades magnéticas en un material se generan por el movimiento de partículas cargadas eléctricamente. Así, un electrón tiene una magnetización asociada tanto con su giro axial (spin axial), como con su movimiento orbital alrededor de su núcleo. Cuando un material se expone a un campo magnético, el giro de sus electrones se bambolea hasta producir un momento magnético paralelo al campo al que está expuesto; esto es, en el material se ha inducido una magnetización (\vec{M}) que es proporcional (χ) al campo de exposición (\vec{H}), (Caballero Miranda, 2011). (Véase ecuación 4.26).

Si se coloca un cuerpo magnetizable bajo la influencia de una fuerza de magnetización los momentos dipolares del cuerpo se alinearán en la misma dirección de la fuerza de magnetización por lo tanto el grado de magnetización de este cuerpo será proporcional a la fuerza de magnetización. Entonces, la susceptibilidad magnética χ es una medida del caso de magnetización y puede considerarse como una medida del número de dipolos elementales por unidad de volumen del material y de su movilidad, o la facilidad con la que pueden ser orientados (Nettleton, 1976).

La susceptibilidad magnética es una constante adimensional para cada material, cuando un material tiene una susceptibilidad magnética positiva ($\chi > 0$) entonces se dice que el material es paramagnético, y cuando la susceptibilidad es negativa ($\chi < 0$) se dice que el material es diamagnético.

No todos los materiales a nivel atómico se comportan de la misma manera al exponerse a un campo magnético externo. En la mayoría, el momento magnético producido paralelo al campo externo se pierde tan pronto como el campo es retirado –esto es, tienen susceptibilidades magnéticas bajas– y sólo unos cuantos –aquellos con susceptibilidades magnéticas mucho más altas– son capaces de conservar una magnetización remanente, (Caballero Miranda, 2011).

Por lo tanto, los materiales se pueden clasificar magnéticamente, según el valor de su susceptibilidad magnética, en tres grupos principales:

4.1.3.1 Materiales Diamagnéticos

Son aquellos materiales cuyos espines de sus átomos se orientan paralela pero inversamente al campo externo; su magnetización es débil y en sentido opuesto al campo, por lo tanto su susceptibilidad k es negativa y de valor bajo, estos materiales son repelidos muy ligeramente ante un campo magnético. Se tienen numerosos ejemplos de ellos entre los principales constituyentes de las rocas, tales como el sílice (cuarzo), el carbonato de calcio (calcita), los silico-aluminatos (feldespatos), el Carbono y los materiales orgánicos, así como la mayoría de los metales de la tabla periódica: Cobre, Zinc, Plata, Cadmio, Oro, Plomo y Bismuto, (Caballero Miranda, 2011).

Tabla 4.1 - Valores de susceptibilidad magnética para algunos minerales y rocas.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ALGUNOS MATERIALES					
Material	Susceptibilidad (S.I. $\times 10^{-3}$)	Material	Susceptibilidad (S.I. $\times 10^{-3}$)		
MINERALES	Anfíboles	0.5 – 5	ROCAS	Arcilla	
	Biotita	1 – 3		Arenisca	0 - 20, 1.26
	Calcita	-0.001 - 0.01, -13		Basalto	(2.2) - 100 - 700 - (10000)
	Cuarzo	-14.5 - (-0.01)		Caliza	0 - 3 - (10)
	Esfalerita	0.40		Diorita	0.60
	Goethita	1.3 – 5		Esquisto	0.13
	Hematita	0.5 - 50		Gabro	10 - 10000
	Ilmenita	300 - 3500		Granito	0 - 50
	Magnetita	1200 - 19200		Gneis	0.60
	Otras micas	0.05 - 1		Ígnea ácida	8.13
	Pirita	0.05 - 5		Ígnea básica	32.6
	Piroxenos	0.5 – 5		Ignimbrita	25 - 2500
	Pirrotina	50 - 300		Limolita	25 - (20)
	Siderita	3.8 - 4.2		Lutita	1.26 - (10)
		Peridotita	90 - 200		
		Pizarra	0.13		
		Riolita	25 - 100		
		Ultrabásicas	0.3		

Números en **negritas** indican los valores más comúnmente reportados

Números entre paréntesis () indican valores extremos (altos o bajos)

4.1.3.2 Materiales Paramagnéticos

Son aquellos materiales que al exponerse a un campo externo, los espines de sus átomos se orientan paralelos y en el mismo sentido que el campo externo, su magnetización es débil y en el mismo sentido del campo. Su susceptibilidad χ es positiva y de magnitud baja (poco mayor que los materiales diamagnéticos). Estos materiales se pueden distinguir porque son ligeramente atraídos por un campo magnético. Se tienen numerosos ejemplos de estos materiales entre los constituyentes formadores de rocas, principalmente los silicatos de hierro (biotita, clorita, anfíboles, piroxenos, olivino), así como carbonatos de hierro y magnesio, y arcillas, (Caballero Miranda, 2011).

4.1.3.3 Materiales Ferromagnéticos

Son aquellos materiales que conservan una magnetización remanente, aun en ausencia de un campo externo, son materiales fácilmente identificables ya que son atraídos por un campo magnético (o un imán). En ellos los espines de sus electrones se acoplan de forma espontánea, alineándose paralelamente mediante una interacción que permanece aún en ausencia de campo externo. Ejemplos de materiales ferromagnéticos son el hierro, níquel, cobalto y sus compuestos, (Caballero Miranda, 2011).

4.1.4 Inducción Magnética

El flujo magnético total dentro de un material medido también conocido como *inducción magnética* \vec{B} , que es la suma de los campos externo e interno, y proporcional a la intensidad del campo exterior, se puede expresar como (Kaufman, 1992 y Blakely, 1996):

$$\begin{aligned}\vec{B} &= \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \chi_M \vec{H} \\ \vec{B} &= \mu_0 (1 + \chi_M) \vec{H} \\ \vec{B} &= \mu \vec{H}\end{aligned}\tag{4.27}$$

Donde μ es la permeabilidad magnética. Cuando se usa esta relación, se asume que la magnetización \vec{M} es debida exclusivamente a procesos de inducción y no a una magnetización de tipo permanente (Argote Espino, 2008).

Para un medio lineal homogéneo e isótropo el rotacional y la divergencia de \vec{H} son:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J}_f\tag{4.28}$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0\tag{4.29}$$

Para el caso del **Campo Magnético Terrestre** no existen corrientes de conducción. Éste, en general, es un campo que varía con el tiempo y teóricamente se tendrían ecuaciones del tipo:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (4.30)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J}_f + \frac{\partial}{\partial t} \epsilon_0 \vec{E} \quad (4.31)$$

Debido a que las variaciones temporales son muy lentas se consideran como despreciables, de igual forma con las corrientes verdaderas, por lo tanto:

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad (4.32)$$

$$\nabla \times \vec{H} = 0 \quad (4.33)$$

Entonces, las ecuaciones del campo magnético terrestre serian:

$$\nabla \times \vec{H} = 0 \quad (4.34)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = -\nabla \cdot \vec{M} \quad (4.35)$$

De acuerdo a lo anterior y al teorema de Helmholtz \vec{H} puede ser obtenido a partir del gradiente negativo del potencial escalar φ_H de la siguiente forma:

$$\vec{H} = -\nabla \varphi_H \quad (4.36)$$

Donde el potencial satisface que $\nabla^2 \varphi_H = \nabla \cdot \vec{M}$, facilitando entonces el cálculo de \vec{B} :

$$\vec{B} = -\mu_0 \nabla \varphi_H + \mu_0 \vec{M} \quad (4.37)$$

Por lo tanto, el tratamiento que se le da al campo magnético terrestre es el de un campo conservativo. Sin embargo, físicamente el campo magnético terrestre es un campo solenoidal (dipolar).

De la ecuación 4.23 el potencial de \bar{H} se puede escribir como:

$$\varphi_H = \frac{1}{4\pi} \int_{v'} \nabla' \frac{1}{R} \cdot \bar{M} dv' \quad (4.38)$$

Donde v' es sólo la región ocupada por el cuerpo.

Cuando se usa esta representación, se dice que el cuerpo está constituido por dipolos magnéticos escalares. Una segunda representación del potencial, utilizada para fines de comprensión del campo, se escribe la siguiente manera (Wangness, 1979):

$$\varphi_H(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{v'} \frac{-\nabla' \cdot \bar{M}(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv' + \frac{1}{4\pi} \oint_{s'} \frac{\bar{M} \cdot \vec{n}}{R(\vec{r}, \vec{r}')} ds' \quad (4.39)$$

De la expresión anterior, las cantidades $-\nabla' \cdot \bar{M}(\vec{r}')$ y $\bar{M} \cdot \vec{n}$ son análogas a la densidad volumétrica y densidad superficial, respectivamente. De hecho, estas cantidades pueden ser tratadas como distribuciones de carga magnetostática volumétrica y superficial de la siguiente forma:

$$\rho_M = -\nabla \cdot \bar{M} \quad \text{densidad volumétrica de carga magnética}$$

$$\sigma_M = \bar{M} \cdot \vec{n} \quad \text{densidad superficial de carga magnética}$$

Por lo tanto, la ecuación anterior también se puede expresar como:

$$\varphi_H(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{v'} \frac{\rho_M(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv' + \frac{1}{4\pi} \oint_{s'} \frac{\sigma_M}{R(\vec{r}, \vec{r}')} ds' \quad (4.40)$$

Por último, es bueno aclarar que el campo de intensidad magnética \bar{H} y el campo de inducción magnética \bar{B} son campos totalmente distintos, porque sus fuentes son distintas.

$$\bar{B} \quad \{ \text{fuentes de vórtice} \}$$

$$\bar{H} \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{fuentes de vórtice} \\ \text{fuentes escalares} \end{array} \right\}$$

4.1.5 Postulados de la Prospección Magnética

Se sabe que \vec{H} en el interior es la suma de dos campos (Kaufman, 1992):

$$\vec{H}_{int} = \vec{H}_M + \vec{H}_0 \quad (4.41)$$

Sustituyendo la expresión anterior en la ecuación 4.26, se tiene que:

$$\vec{M} = \chi_M \vec{H}_M + \chi_M \vec{H}_0 \quad (4.42)$$

Pero \vec{H}_M siempre se opone a la magnetización, es decir:

$$\vec{H}_M = -N\vec{M} \quad (4.43)$$

donde N es denominado como *factor de demagnetización*. Por lo tanto, \vec{M} puede expresarse como:

$$\begin{aligned} \vec{M} &= \chi_M \vec{H}_0 + N\chi_M \vec{M} \\ \vec{M} &= \frac{\chi_M}{1 + N\chi_M} \vec{H}_0 \end{aligned} \quad (4.44)$$

Pero la *susceptibilidad magnética* aparente es igual a:

$$\chi_a = \frac{\chi_M}{1 + N\chi_M} \quad (4.45)$$

Por lo tanto, \vec{M} se puede escribir como:

$$\vec{M} = \chi_a \vec{H}_0 \quad (4.46)$$

La susceptibilidad magnética aparente depende de la susceptibilidad magnética del cuerpo y del *factor de demagnetización*; este factor depende exclusivamente de la geometría del cuerpo y no del campo. De aquí surge un problema ya que, para conocer la magnetización verdadera de un cuerpo, se necesita conocer al cuerpo y lo que precisamente se busca en la magnetometría es encontrar dicho cuerpo. Por lo tanto, es necesario manejar los siguientes postulados (Argote Espino, 2008):

- a) La magnetización \vec{M} es constante, lo que lleva a considerar medios lineales homogéneos e isótropos.
- b) \vec{M} es exclusivamente debida a un proceso de inducción.
- c) Los procesos de demagnetización son despreciables. Según la ecuación 4.43, para conocer a \vec{M} se necesita conocer a N , pero esto implica conocer al mismo cuerpo que se está buscando. Se dice pues que $N \times \vec{M} \ll 1$ y $\chi_a = \chi_M$. Por lo tanto $\vec{H}_M \cong 0$.
- d) No hay interacción de los cuerpos magnéticos entre sí. De esta manera, se pueden sumar y restar cuerpos magnéticos sin importar la interacción.

- e) El cuerpo magnético se considera suspendido en el vacío. Esto se sustenta en que la roca sedimentaria no presenta características magnéticas apreciables, por lo que las rocas de origen ígneo (incluyendo las metamórficas de origen ígneo) tendrán propiedades magnéticas mucho mayores y más contrastantes.

4.1.6 Unidades

Los dos sistemas de unidades generalmente usados en aplicaciones geofísicas son el Sistema de Unidades cgs y el Sistema Internacional de Unidades (SI); aunque éste último ha sido el de mayor aceptación y el que se utiliza en la mayoría de publicaciones y/o literatura científica (incluyendo el presente trabajo). A continuación se muestra una tabla con factores de conversión entre ambos sistemas de unidades, ya que el sistema cgs era mayormente usado anterior a 1980 y se puede observar en literatura de esa época.

Tabla 4.2 - Unidades más utilizadas en la exploración magnética en diferentes sistemas de unidades y sus factores de conversión, (Modificado de Peredo Fuentes, 2008).

Termino magnético	Símbolo	SI Unidades	CGS Unidades	Factor de conversión
Inducción magnética	B	Tesla [T]	Gauss [G]	1 [T] = 10 ⁴ [G]
Campo magnético	H	A/m	Oersted [Oe]	1 [A/m] = 4π/10 ³ [Oe]
Magnetización	M	A/m	emu/cm ³	1[A/m] = 10 ⁻³ [emu/cm ³]
Magnetización de masa	s	Am ² /kg	emu/g	1 [Am ² /kg] = 1 [emu/g]
Momento magnético	m	Am ²	emu	1 [Am ²] = 10 ³ [emu]
Susceptibilidad volumétrica	χ	adimensional	adimensional	4π [SI] = 1 [cgs]
Susceptibilidad de masa	c	m ³ /kg	emu/Oe·g	1 [m ³ /kg] = 10 ³ /4πemu/Oe·g
Permeabilidad del espacio libre	μ_0	H/m	adimensional	4π x 10 ⁻⁷ [H/m] = 1 [cgs]

4.1.7 Componentes del Campo Magnético

La dirección y la magnitud del campo geomagnético en cualquier punto de la superficie terrestre están representadas por un vector paralelo a la dirección del campo, apuntando en la dirección de la fuerza en un polo positivo, y que tiene una longitud proporcional a la fuerza del campo en ese punto (Nettleton, 1976). La inducción magnética \vec{B} tiene carácter vectorial, es decir, en cada punto de la superficie terrestre donde se encuentra presente, cuenta con un módulo, dirección y sentido. Debido a ello se le ha llamado comúnmente vector de campo geomagnético, dicho vector cuenta con siete componentes magnéticas actuando en todo momento sobre la superficie de nuestro planeta, cinco de las cuales son modulares y dos angulares (Nava Flores, 2005). Véase figura 4.5.

T = Intensidad Total o modulo del vector \vec{B} .

X = Componente Norte – Sur, es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al norte geográfico.

Y = Componente Este – Oeste, es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al este geográfico.

Z = Componente Vertical, es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje vertical.

H = Componente Horizontal, es la proyección del vector \vec{B} sobre un plano horizontal.

D = Ángulo de Declinación, es el ángulo entre la dirección de las componentes horizontal H (Norte Magnético) y X (Norte Geográfico).

I = Ángulo de Inclinación, es el ángulo formado por la componente H y el vector \vec{B}

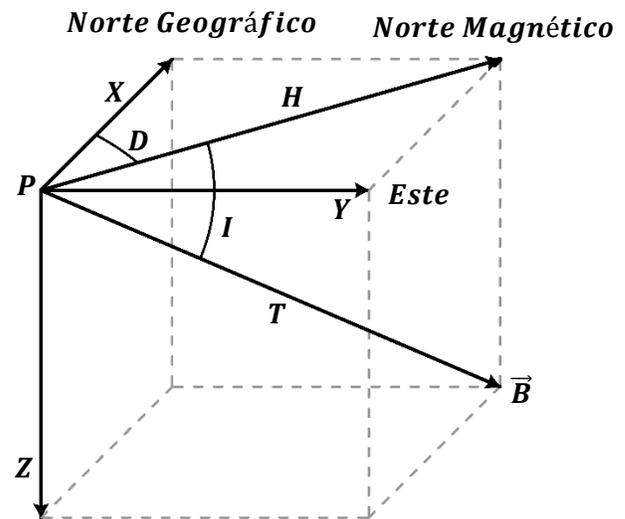


Figura 4.5 - Definición y representación geométrica de las componentes del vector de Campo Geomagnético referido a un punto P.

Las componentes del vector de Campo Geomagnético se relacionan de la siguiente forma:

$$T = \frac{H}{\cos I}$$

$$T^2 = H^2 + Z^2$$

$$X = H \cos D$$

$$Y = H \sin D$$

$$\frac{T}{H} = \tan I$$

De acuerdo con estas expresiones deducidas de la figura 4.5 es posible derivar también las expresiones para la inclinación i y la declinación d magnéticas:

$$I = \tan^{-1} \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}$$

$$D = \sin^{-1} \frac{Y}{\sqrt{X^2 + Y^2}}$$

La intensidad total y la inclinación son las dos componentes más importantes implicadas en la exploración magnética; la primera da el campo de fondo en el que se efectúan las

mediciones de intensidad total, y la segunda da la dirección del campo y (comúnmente) la dirección de magnetización de las rocas.

4.2 Magnetismo Terrestre

Hasta el momento la teoría más aceptada para explicar cómo es que se genera el campo magnético de la Tierra explica que el flujo gradual de hierro fundido en el núcleo externo es una parte importante del proceso. Aunque aún no se entiende bien su funcionamiento el punto de vista más ampliamente aceptado propone que existe una relación entre la magnetización de la Tierra y su rotación. Se ha intentado elaborar una teoría en la cual se compara la acumulación del campo magnético, su relación con la rotación de la Tierra y la conductividad de los materiales de alta temperatura del núcleo, en la cual el núcleo se comporta como un **dinamo** que se autoalimenta, un proceso *magnetohidrodinámico* desencadenado por la circulación del núcleo exterior de la tierra, un fluido altamente conductor constituido principalmente de hierro. Las fuerzas conductoras de este sistema son la rotación de la Tierra y la disminución desigual del calor en el interior, que impulsa el hierro fundido del núcleo externo. Por lo tanto, mientras continúe el flujo en el interior del núcleo externo de hierro fundido, se producirán corrientes eléctricas y se mantendrá el campo magnético de la Tierra. Estos estudios también han propuesto mecanismo por los cuales la polarización de la Tierra puede revertirse.

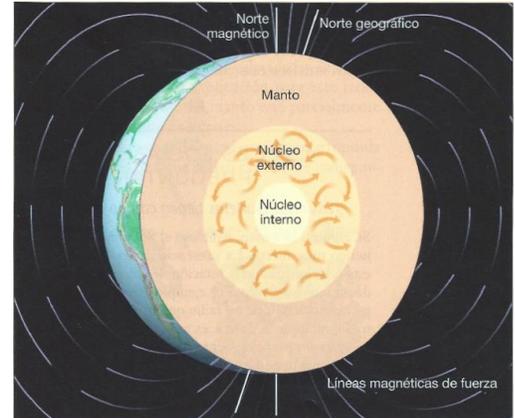


Figura 4.6 - Líneas de campo magnético terrestre, el cual se genera por el efecto de dinamo en el núcleo externo. (Tomado de Tarbuck, 2005).

En la actualidad el dipolo terrestre o eje geomagnético se encuentra formando unos 11.5 grados con respecto al eje de rotación de la tierra. Aplicando la teoría potencial al campo terrestre ha sido posible descomponer este campo en una serie de componentes cuyas fuentes proceden: 1) del interior de la Tierra, 2) del exterior de ella, y 3) de la misma superficie terrestre.

El campo interno.

Por medio del análisis del campo terrestre se ha deducido que el 94 % de él depende de fuentes internas de la Tierra. Se puede expresar el campo interno observado como el efecto de una serie de dipolos magnéticos teóricos, cada uno de orientación diferente, situados en el centro de la Tierra o como el efecto que ocasionaría la Tierra como una, no del todo uniforme, simple esfera polarizada con un polo magnético cerca del polo norte geográfico y el otro polo cerca del polo sur (aunque esto solo sería una primera aproximación ya que se sabe que el origen del magnetismo de la Tierra es mucho más complejo).

Este campo de origen interno no es constante ni uniforme, sino que presenta una variación lenta en el tiempo que se conoce como variación secular.

El campo externo.

Se dice que el análisis matemático del campo terrestre ha demostrado la existencia de otra fuente de magnetismo fuera de la Tierra, al efecto inductivo de corrientes eléctricas que circulan en la ionosfera, es decir, que es debido principalmente a la actividad del Sol sobre la ionosfera y la magnetosfera. Este campo externo presenta variaciones periódicas siendo la más importante la variación diaria con un período de 24 horas, es decir, que se repite aproximadamente en ciclos diarios y se le conoce como variación diurna, es una parte relativamente pequeña comparada con el efecto interno de la Tierra. Sin embargo, puede tener fuertes perturbaciones de corta duración debido a la presencia de tormentas magnéticas.

Anomalías regionales.

Se consideran como anomalías regionales las desviaciones localizadas en el campo magnético terrestre respecto de la distribución que habría en el supuesto de que el campo magnético terrestre fuese originado por un solo imán orientado según el eje magnético (Dobrin, 1998). Es decir, que parte del campo magnético es causado por las irregularidades y/o inhomogeneidades en la distribución de material magnetizado en la corteza exterior de la Tierra.

Son variaciones menores en el campo magnético que cambian de un lugar a otro dependiendo de los rasgos geológicos presentes y la distribución de material, el hecho de que existan variaciones en el campo magnético que tienen su origen dentro de la corteza exterior de la Tierra indica que esta corteza no es magnéticamente homogénea. Estas variaciones del campo magnético son la parte de principal interés en la prospección magnética, y son conocidas como **anomalías**. El propósito de la prospección magnética es medir dichas anomalías e interpretar las heterogeneidades magnéticas en función de estructuras geológicas y el material presente.

4.2.1 Variaciones Temporales del Campo Magnético Terrestre

La intensidad magnética terrestre cambia su dirección de una forma lenta e irregular, estos cambios ocurren lentamente a través de los siglos y son conocidos como variaciones seculares. También se han observado cambios que ocurren de manera cíclica asociada a la periodicidad de la rotación de la Tierra y son conocidos como variaciones diurnas, por último existen cambios que ocurren de manera súbita y se deben principalmente a ráfagas de partículas solares conocidas como tormentas magnéticas.

4.2.1.1 Variaciones Seculares

Las variaciones seculares del campo se relacionan con la geodinámica del núcleo terrestre que ocurren en periodos de décadas o siglos, y que se reflejan en la deriva de zonas anómalas sobre la superficie terrestre. Este tipo de variaciones no son igualmente predecibles que las variaciones diurnas debido a que sus periodos de ocurrencia son mucho mayores.

Estos cambios tienen su origen en el acoplamiento electromagnético cíclico del núcleo y el manto inferior terrestre. Sin embargo, para los propósitos de la prospección geofísica estas variaciones son poco importantes pues normalmente se llevan a cabo en tiempos relativamente cortos en comparación con los largos periodos en los que ocurren las variaciones seculares, con excepción de que si se requieren hacer comparaciones con bases de datos adquiridos en décadas pasadas es necesario contar con las cartas históricas para tener conocimiento de las posibles desviaciones que puedan existir entre los datos nuevos y los adquiridos en el pasado.

4.2.1.2 Variaciones Diurnas

La variación diurna es una variación temporal con duración de un día. Estas variaciones son causadas principalmente por la interacción de las corrientes eléctricas del viento solar con la ionósfera terrestre, las cuales pueden alcanzar varias decenas de nanoteslas [nT] entre el día y la noche. Es bien sabido que la atmósfera superior se ioniza, esta ionización es causada por la radiación ultravioleta del sol y también quizás por electrones disparados fuera del sol. Cualquier variación en el número de iones o la velocidad de su movimiento también provoca un cambio en el campo magnético en la superficie de la Tierra. La amplitud de la variación diaria es mayor en verano que en invierno. El rango de la variación diaria de la intensidad vertical o total puede ser tan grande como 100 [γ] pero comúnmente es de 10 a 30 [γ].

Al sustraerle la variación diurna a las mediciones en campo se cancela la contribución de estas variaciones magnéticas naturales en los datos medidos por lo cual es necesario monitorear independientemente estas variaciones en el transcurso de una campaña de medición.

Los registros, en general, muestran dos tipos de variación: En los «días tranquilos» la variación es suave, regular y de poca amplitud; puede ser descompuesta en componentes que pueden ser predichas y que tienen periodicidades solares y lunares. En los «días inquietos», la variación es menos regular y está asociada a tormentas magnéticas.

4.2.1.3 Tormentas magnéticas

En ocasiones se presentan otro tipo de variaciones que afectan las mediciones de campo magnético son aquellas producidas por ráfagas de partículas cargadas que provienen del sol como resultado de explosiones en su superficie, están relacionadas con las manchas solares y el viento solar. Este tipo de variaciones son conocidas como tormentas magnéticas y suelen ser de muy corta duración (unas cuantas horas o incluso pueden llegar a 1 o 2 días). Este término se reserva para cuando se produzcan cambios relativamente violentos y rápidos en la intensidad magnética. Las tormentas pueden ser lo suficientemente graves como para interferir seriamente con la topografía magnética precisa o incluso hacer que sea temporalmente imposible realizar una medición. Por lo cual estas variaciones no se pueden corregir por lo que es conveniente suspender la obtención de datos cuando se presentan dichas condiciones (Dobrin, 1998).

4.2.2 Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) es un modelo matemático del campo magnético terrestre y sus variaciones temporales. Consiste en los coeficientes de Gauss de grado 10, ya que estos representan en gran parte el campo producido por el núcleo de la tierra. El modelo fue desarrollado en 1965 por la IAGA, la cual publica sus cálculos cada cinco años (y se les conoce como épocas), asumiendo que cada coeficiente de Gauss cambia linealmente con el tiempo (Blakely, 1996). De este modo el IGRF predice el campo magnético; sin embargo, cada coeficiente tiene un término que es conocido como deriva que impide que predicciones mayores a cinco años sean exactas.

4.3 Magnetometría Aérea

La magnetometría aérea es un método geofísico de gran importancia en la exploración y que ha mostrado en particular ser un excelente medio para el estudio rápido de zonas extensas, además de que es más económico que un estudio terrestre y generalmente se obtienen buenas mediciones. Este método se basa en la medición de la variación espacial del campo magnético total que adquieren las rocas que presentan en su composición minerales magnéticos generando así, valores anómalos en la intensidad magnética. Es utilizado, entre otras muchas cosas, para mapear la distribución y extensión de rocas volcánicas y metamórficas magnéticas.

La forma de adquisición es remolcar el magnetómetro a través de un cable con una longitud de 24 a 30 [m] para eliminar el efecto magnético del avión, el magnetómetro viaja dentro de un estuche aerodinámico con aletas para una mejor estabilidad y evitar que el dispositivo rote durante el vuelo. Algunas compañías geofísicas han transportado el magnetómetro sobre o dentro del avión y buscan compensar los efectos causados por la misma aeronave. La geometría de las líneas de adquisición depende de la magnitud y extensión en superficie de las anomalías buscadas, de la variación diurna esperada, de la precisión exigida por el mapa final, y de la ubicación de las estaciones transmisoras necesarias para la localización electrónica de las posiciones, ya que las líneas de vuelo se determinan de manera que las observaciones en el avión se puedan relacionar adecuadamente con su posición en el terreno. La trayectoria consiste, generalmente, en una serie de líneas de vuelo paralelas llamadas líneas primarias a una distancia fija, generalmente la mitad de la profundidad de la altura del avión al basamento y esta distancia no se cambia incluso aunque haya grandes variaciones en la profundidad a la que se encuentra el basamento. Estas líneas de vuelo están controladas mediante líneas de cruce o de amarre que son perpendiculares a las líneas primarias y tienen una distancia de separación mayor, esto con el objetivo de tener diferentes medidas del campo magnético en las intersecciones, en tiempos diferentes, para poder eliminar los efectos de variaciones temporales y los de deriva del instrumento.

Para los estudios de reconocimiento en áreas muy grandes, con un presupuesto limitado, por lo general es preferible usar "bandas de vuelo" en lugar de las líneas primarias individuales muy espaciadas. Una banda de vuelo está conformada por dos o preferiblemente tres líneas de vuelo paralelas con un espaciamiento constante, en base al

criterio antes mencionado, posteriormente se deja una distancia mucho mayor y se lleva a cabo la adquisición de una nueva banda de vuelo, y así sucesivamente si es que se desean adquirir más bandas de vuelo. De esta forma con un determinado número de bandas de vuelo se obtendrá un mejor panorama regional de las principales características geológicas que el mismo número de líneas con un espaciamiento contante a mayor distancia.

Lo ideal para una adquisición aeromagnética es orientar las líneas principales perpendiculares al echado geológico esperado o a tendencias tectónicas de la zona de estudio, esta alineación implicaría que las características magnéticas de origen geológico se cruzarían de la mejor manera posible, de modo que las correcciones de acimut que son parte de los cálculos de la profundidad del basamento sean más pequeños y se determinen con mayor precisión (Nettleton, 1976).

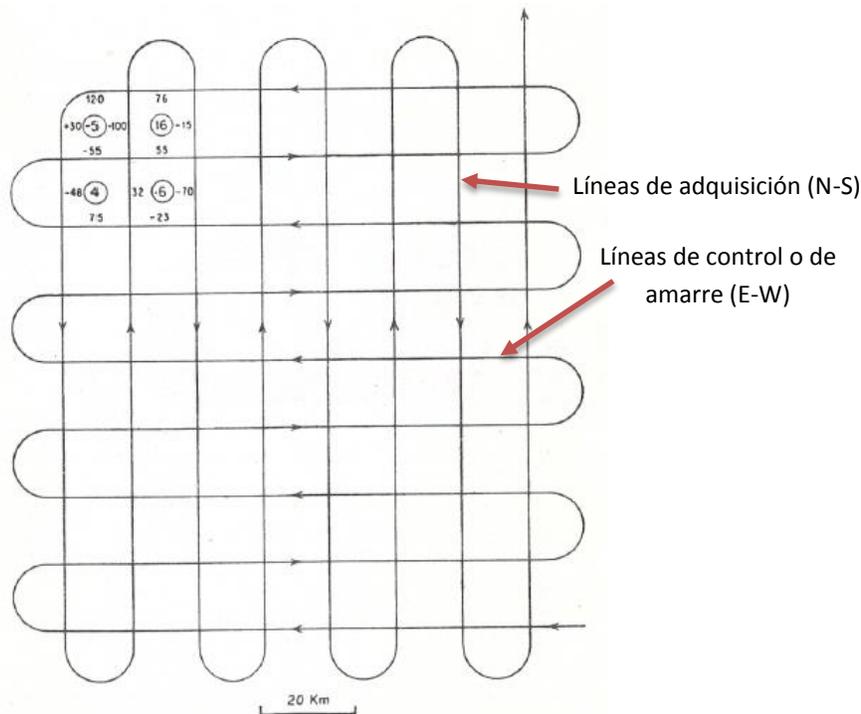


Figura 4.7 - Modelo estándar de vuelo para facilitar la eliminación de la variación diurna y otros errores. (Tomado de Dobrin, 1998).

Sin embargo, también Nettleton (1976) menciona que es preferible volar de Norte a Sur, sin importar el echado geológico, en las latitudes magnéticas bajas donde una fuente simple produce una anomalía compleja con una baja en el lado norte ya que las características magnéticas pueden ser mejor determinadas de esta forma. Entonces, generalmente las líneas de vuelo primarias están orientadas Norte-Sur y son las primeras en adquirirse, posteriormente se llevan a cabo las líneas de amarre en una orientación Este-Oeste.

Como se sabe, todos los métodos de exploración geofísica están caracterizados por presentar ciertas ventajas (aunque también desventajas) dependiendo de los objetivos, de las condiciones geológicas de la zona de estudio e incluso intervienen aspectos administrativos y económicos.

Algunas de las principales ventajas del método aeromagnético son:

1. **Velocidad:** la principal ventaja del método aeromagnético es la velocidad de adquisición, ya que se pueden cubrir grandes áreas de estudio y en mucho menos tiempo que con una exploración terrestre.
2. **Variación diurna:** debido a la ventaja antes mencionada la adquisición de datos aeromagnéticos se ve menos afectada por las variaciones diurnas debido a que se realiza en un corto plazo de tiempo.
3. **Deriva del Instrumento:** de igual forma la rapidez con la que realiza la exploración magnética es un factor clave que ayuda a disminuir al mínimo los efectos de la deriva del instrumento. Tanto esta ventaja como la anterior se verán reflejadas en el tiempo de procesamiento de los datos.
4. **Recursos Humanos:** debido a que la adquisición de los datos se realiza remolcando el magnetómetro por medio de una aeronave (avión o helicóptero) se requiere un número menor de personas.
5. **Menor Costo:** debido a las ventajas de mayor velocidad de adquisición y menor número de operadores, se ve drásticamente reducido el costo de la prospección magnética aérea comparado principalmente con una exploración magnética terrestre. Esta ventaja principalmente aplica cuando se trata de realizar trabajos de exploración en aéreas lo suficientemente grandes para justificar los gastos fijos que implica el método (uso de avión, combustible, equipo necesario, transporte a la zona de estudio, etc.).
6. **Zonas de Difícil Acceso:** con este método se pueden tomar datos en zonas de difícil acceso, donde una exploración terrestre sería casi imposible, como son pantanos, lagos, sobre el mar, zonas montañosas, entre otras, donde es muy complicado transportar el equipo terrestre.
7. **Disminución del Ruido:** debido a que las líneas de vuelo se realizan a una determinada altura, disminuye drásticamente el ruido ocasionado por materiales magnéticos en la superficie del terreno, como son: tuberías, mallas de acero, infraestructura, etc.
8. **Anomalías Profundas:** como ya se mencionó, debido a la altura a la que son adquiridos los datos disminuyen los efectos ocasionados por fuentes muy someras (en la superficie) permitiendo caracterizar mejor las anomalías producidas por fuentes a mayor profundidad.
9. **Datos Regulares:** como la adquisición de los datos se realiza mediante líneas de vuelo paralelas entre si y separadas a una distancia constante, los datos adquiridos son más regulares y se prestan mejor para el uso de métodos analíticos mediante mallas de datos.

Así como este método aéreo presenta ciertas ventajas a comparación de los métodos terrestres, también presenta algunas desventajas que dependen del objetivo de estudio, por ejemplo:

1. **Precisión de los Resultados:** La precisión de las adquisiciones aéreas esta siempre limitada por la exactitud de los mapas en los que se transcriben los datos

magnéticos. Y en algunas ocasiones los mapas con los que se dispone son demasiado inexactos o incompletos.

2. **Se usa en Áreas Extensas:** Debido a que este método implica ciertos gastos fijos (avión, combustible y equipo) no es factible su utilización para pequeñas zonas de estudio ya que el costo mínimo es bastante elevado, por lo cual su uso se restringe a estudios que abarquen extensas áreas.

4.4 Reducción al Polo

Como se puede observar en la figura 4.5, las líneas magnéticas se encuentran muy juntas en los polos magnéticos, lo que indica que el campo es mucho más fuerte en los polos que en otras partes del planeta. Cerca del ecuador el campo tiene aproximadamente la mitad de su intensidad en los polos, es paralela a la superficie, y los puntos del norte. Las flechas en la mitad izquierda de la figura 4.5 indican la dirección del campo geomagnético respecto a la superficie y su longitud es proporcional a la magnitud del campo en determinado punto. A medida que nos acercamos hacia los polos, el ángulo entre las líneas de fuerza y la superficie, o la inclinación magnética, aumenta rápidamente hasta estar en posición vertical en los polos magnéticos. El aumento de la inclinación y el aumento de la fuerza contribuyen a un aumento en la componente vertical del campo de la tierra a medida que avanzamos hacia los polos. La mayoría de las anomalías se producen por inducción del campo de la Tierra y la forma que tendrá la anomalía, incluso para el mismo cuerpo geométrico, será muy diferente en función de su latitud magnética. Por lo tanto, la forma de una anomalía magnética no sólo depende de la forma y la susceptibilidad del cuerpo perturbador, sino también de la dirección de su magnetización y la dirección del campo regional.

Dado que el campo magnético terrestre es dipolar, las anomalías magnéticas producidas por un cuerpo suelen tener un sesgo, debido a que el vector de magnetización y el campo magnético no están ambos en dirección vertical, es decir que, una distribución uniforme de material magnético producirá una anomalía sesgada si el campo magnético inductor no es vertical (Blakely, 1996), lo cual hace más compleja su visualización en términos de las probables fuentes magnéticas en el subsuelo.

Por lo tanto, se ha desarrollado un método con el objetivo de obtener el campo de anomalías magnéticas que sería observado si el campo magnético inductor y la magnetización fueran verticales. A éste proceso se le denomina Reducción al Polo.

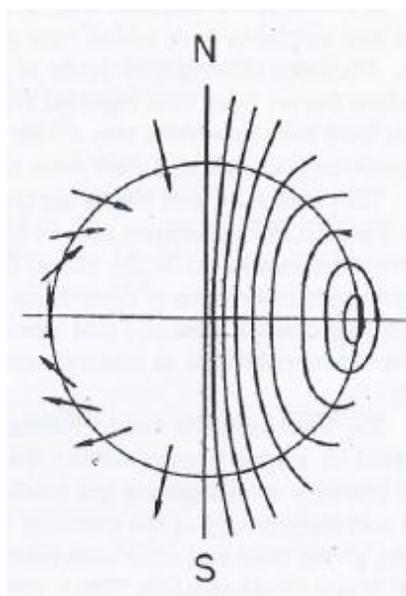


Figura 4.8 - Líneas de fuerza magnética. A la derecha una representación de la distribución de las líneas de fuerza. A la izquierda se representa la dirección del campo magnético y su magnitud es proporcional al tamaño del vector. (Tomado de Nettleton, 1976).

Se puede utilizar esta herramienta matemática para transformar el campo magnético dipolar a su forma mono polar, preferentemente cuando el magnetismo remanente sea despreciable, y entonces asumir que el campo de magnetización es vertical (como en los polos Norte y Sur de la Tierra). Este proceso en principio permite remover la dependencia que tienen las anomalías en función de la inclinación y la declinación, asumiendo que el campo magnético inducido tiene un inclinación de 90° y una declinación de 0°, pudiendo así asociar las anomalías magnéticas directamente sobre los cuerpos que las producen.

El proceso de reducción al polo es una transformación utilizada para facilitar la interpretación de la información magnética en donde se elimina la distorsión producida por la inclinación del campo geomagnético, eliminando o minimizando la asimetría y los desplazamientos laterales de las anomalías del campo magnético total, relacionados con las desviaciones de las direcciones de magnetización. Este método permite obtener anomalías que responden a la verdadera ubicación de las heterogeneidades del medio.

La expresión de la Reducción al Polo es (Nava Flores, 2010):

$$RTP(p, q) = \frac{k^2}{\left[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2} \right] \left[ip\alpha_M + iq\beta_M + \gamma_M\sqrt{p^2 + q^2} \right]} \quad (4.47)$$

Donde:

$$\begin{aligned} \alpha &= \cos(I) \cos(D) & \alpha_M &= \cos(I_M) \cos(D_M) \\ \beta &= \cos(I) \sin(D) & \beta_M &= \cos(I_M) \sin(D_M) \\ \gamma &= \sin(I) & \gamma_M &= \sin(I_M) \\ k &= \sqrt{p^2 + q^2} \end{aligned}$$

4.5 Separación de anomalías regionales y residuales

Este proceso consiste en separar los efectos profundos de los superficiales, considerando que las fuentes que generan las amplitudes y longitudes en las anomalías están fuertemente afectadas por la profundidad a la que se encuentren, así como, extensión, espesor y susceptibilidad magnética de los cuerpos rocosos. Por lo tanto, este procedimiento consiste en separar las longitudes de ondas largas generadas por fuentes profundas, de las longitudes de ondas cortas generadas por fuentes superficiales. Hacer esta separación resulta bastante útil ya que podemos separar las anomalías magnéticas de los efectos generados por el campo interno de la Tierra y los campos externos, permitiéndonos así analizar y procesar únicamente los datos que nos interesan que son los generados por las heterogeneidades presentes en la corteza terrestre.

4.6 Métodos para detección de bordes de fuentes magnéticas

Con la finalidad de mejorar la señal magnética y facilitar la interpretación de los datos magnéticos en función de las posibles estructuras geológicas presentes en el subsuelo, se han desarrollado diversos métodos que ayudan a realzar aspectos importantes que ayuden a identificar la geometría de las fuentes causales de las anomalías medidas, así como la profundidad a la que se encuentran. Estos métodos se han enfocado principalmente en la detección y delimitación de los bordes de las fuentes magnéticas, y a partir de ello se han complementado dichas metodologías para estimar también la profundidad de los cuerpos anómalos.

Las propiedades físicas de la estructura de una fuente magnética se pueden determinar a partir de una malla de datos magnéticos incluyendo su forma (plana), la ubicación de sus bordes, profundidad de los bordes superiores, inmersión, y el contraste de susceptibilidad de la roca (Verduzco, Fairhead, Green, & Mackenzie, 2004).

La interpretación de anomalías magnéticas se complica por factores tales como; el desplazamiento horizontal entre la ubicación real del cuerpo, la naturaleza dipolar de las anomalías magnéticas, la forma asimétrica de las anomalías magnéticas debido a la inclinación del vector de magnetización y la forma asimétrica de las anomalías magnéticas correspondientes a las estructuras no verticales.

Un objetivo importante en la interpretación de los datos de campo magnético es mejorar la resolución de los datos observados. Las técnicas de detección de bordes se usan para distinguir entre diferentes tamaños y diferentes profundidades de las discontinuidades geológicas, generalmente éstas técnicas de detección de bordes hacen uso de las derivadas horizontales y verticales de los datos magnéticos (por lo cual también se les conoce como métodos de derivadas balanceadas o normalizadas) para mejorar los bordes de las anomalías y así mejorar significativamente la visibilidad de tales características.

Los problemas que hay que superar en el realce de los datos es identificar y mapear:

- a) anomalías finas atenuadas en el rango dinámico debido a la presencia de anomalías magnéticas de gran amplitud,
- b) la continuidad de los cuerpos individuales donde hay cambios laterales en la susceptibilidad y/o la profundidad de enterramiento y
- c) los bordes de las estructuras sean los adecuados por parte de la naturaleza de la magnetización de la roca.

Se han desarrollado muchas técnicas para delinear y mapear dichas características estructurales, y así facilitar la estimación de los bordes y profundidades de las fuentes magnéticas a partir de mallas de datos magnéticos. A continuación se mencionan algunos de los métodos más usados en la detección de bordes.

4.6.1 Primera y Segunda derivada vertical

La primera y segunda derivada vertical se usan principalmente para el realce de las fuentes someras. Cuando varias fuentes magnéticas se encuentran muy próximas unas de otras, sus anomalías se sobreponen, y se tiene una anomalía compuesta. Para estos casos se recurre a las derivadas verticales (de primero y segundo orden). Cabe señalar que éste proceso favorece o realza la información asociada a altas frecuencias pero oculta la información debida a bajas frecuencias; la información ligada a bajas frecuencias está asociada a fuentes de carácter regional (Alldrege, 1965); entonces se puede decir que un mapa de la derivada vertical está libre de los efectos de estas estructuras regionales o profundas.

La primera derivada vertical físicamente equivale a medir simultáneamente el campo magnético en dos puntos a diferentes alturas sobre la misma vertical y después obtener la diferencia de los datos obtenidos y dividiendo el resultado entre la separación vertical de los puntos de medición. Este cálculo, como ya se mencionó, elimina las longitudes onda larga, los efectos regionales y ayuda a separar los efectos de las anomalías adyacentes, asociadas a rocas cercanas a la superficie.

Las derivadas verticales amplifican información de longitudes de onda corta a expensas de la información de longitudes de onda larga. De la derivada vertical de los mapas, por lo general la primera o segunda derivada vertical, acentúan gradientes largos de los bordes de las fuentes magnéticas someras. De ahí que a veces se utilizan para localizar los bordes de los cuerpos magnéticos y hacer hincapié en las fuentes a poca profundidad.

4.6.2 Gradiente Horizontal (THDR)

El Gradiente Horizontal o Derivada Total Horizontal (THDR) es un método que se utiliza para amplificar rasgos relacionados con los bordes laterales de las fuentes del campo magnético, ya que estos pueden estar relacionados con estructuras en las que se involucren cambios considerables de magnetización como fallas o diques (Nava Flores, Modelado por métodos potenciales de estructuras salinas inferidas por sismología de reflexión, 2010).

Este método sirve para detectar bordes de fuentes magnéticas debido a que los máximos obtenidos son los que reflejan la presencia de los bordes de la fuente magnética que causa la anomalía. Sin embargo, Li, (2006) afirma que los datos no se ubicarán directamente sobre los límites de las estructuras cuando los contactos no sean verticales o semiverticales, cuando se tengan varios contactos muy cercanos y la superficie de observación sea ondulada. Como podemos observar este método también tiene ciertas limitaciones.

El gradiente horizontal (THDR) es un filtro de detección de bordes, y está definido por (Cordell y Grauch, 1985) como:

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (4.48)$$

donde T es el campo magnético, $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$ son las dos derivadas horizontales ortogonales del campo magnético.

4.6.3 Señal Analítica (AS)

Otro método muy común para la detección de bordes de fuentes magnéticas es la Señal Analítica. La expresión de Señal Analítica para estructuras 2D es:

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (4.49)$$

donde: T es la magnitud de la Intensidad Magnética Total (TMI, por sus siglas en inglés).

La expresión para calcular la amplitud de la señal analítica (AS) para estructuras 3D está dada por Roest *et al* (1992) como:

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (4.50)$$

donde $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$ son las dos derivadas horizontales ortogonales y $\partial T/\partial z$ es la derivada vertical del campo magnético. La máxima AS es muy útil para delinear bordes de fuentes magnéticas, debido a la amplitud de los picos de la señal analítica sobre las fuentes magnéticas (algo similar a lo que ocurre con el gradiente horizontal). Por lo tanto, la AS también se puede utilizar para encontrar las ubicaciones horizontales y profundidades de los contactos magnéticos. Este método es muy útil en las latitudes magnéticas bajas, ya que es independiente de la inclinación del campo magnético, (Rajaram, 2009). El beneficio más importante de la señal analítica es que, su respuesta es independiente del campo geomagnético y la dirección de magnetización ya que no presenta variaciones con inclinaciones y declinaciones distintas o con magnetización remanente, presenta una forma de campana en la cual los máximos se ubican directamente sobre los bordes de los cuerpos anómalos, donde además su amplitud es proporcional a su profundidad de sepultamiento (Nabighian, 1972).

En el caso 3D, la ubicación de los máximos de la señal analítica depende de la profundidad de sepultamiento, tamaño y ángulo de inclinación de los cuerpos causantes de anomalías, tendiendo a ubicarse directamente sobre los límites de las fuentes magnéticas, en la medida en que dichos límites (contactos) se aproximen a la vertical y la profundidad de sepultamiento de los cuerpos sea pequeña, con respecto a su extensión vertical (Li, 2006), independientemente de los efectos de interferencia debidos a cuerpos cercanos.

Un método que ayuda a situar con mayor precisión los máximos de amplitud de la señal analítica, al mismo tiempo de mejorar la resolución en planta, a través de la disminución de los efectos de interferencia, es el método propuesto por Hsu et al. (1996) llamado **señal analítica mejorada**, utilizado tanto para delimitar cuerpos en planta, como para calcular su profundidad, (Nava, 2010) y su amplitud está definida como:

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \delta f_x\right)^2 + \left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \delta f_y\right)^2 + \left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \delta f_z\right)^2} \quad (4.51)$$

Donde:

δf_x = derivada parcial de la anomalía del campo magnético respecto a X

δf_y = derivada parcial de la anomalía del campo magnético respecto a Y

δf_z = derivada parcial de la anomalía del campo magnético respecto a Z

El Gradiente Horizontal y la Señal Analítica son dos herramientas efectivas que tradicionalmente se utilizan para detectar los bordes de estructuras magnetizadas (Pilkington y Keating, 2004; Cooper y Cowan, 2008; Cooper, 2009). Sin embargo, cuando los datos contienen anomalías magnéticas con una amplia gama de amplitudes, los resultados de los filtros THDR y AS están dominados frecuentemente por anomalías de alta amplitud, oscureciendo anomalías tenues (Muzaffer & Ünal, 2013). Debido a que la amplitud de las anomalías magnéticas depende de la intensidad de campo magnético y la profundidad de las fuentes anómalas, las anomalías de menor amplitud pueden ser suprimidas a expensas de las anomalías de amplitudes mayores. Es decir, si están presentes diversas fuentes magnéticas, entonces las fuentes superficiales se podrán delimitar bien, pero las fuentes profundas no.

Por esta razón se han propuesto numerosos métodos para hacer más visibles las anomalías tenues. Los métodos de derivadas normalizadas se han introducido para superar este problema.

4.6.4 Derivada Tilt (TDR)

El primer filtro desarrollado para el propósito de hacer más visibles las anomalías tenues debido a grandes contraste en las amplitudes fue el ángulo de inclinación o ángulo Tilt y fue propuesto por Miller y Singh en 1994, también conocido como derivada Tilt o derivada de inclinación, que es la relación de la derivada vertical respecto al valor absoluto de la derivada horizontal del campo magnético:

$$TDR = \tan^{-1}\left(\frac{VDR}{THDR}\right) \quad (4.52)$$

donde VDR y THDR son la primera derivada vertical y la derivada total horizontal, respectivamente, de la intensidad magnética total (TMI). Mientras VDR puede ser positiva

o negativa, THDR es siempre positiva, por lo tanto, sustituyendo las expresiones para la derivada vertical y el gradiente horizontal, la derivada tilt puede reescribirse como:

$$Tilt = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (4.53)$$

donde T es el campo magnético total, $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ son las dos derivadas horizontales ortogonales y $\frac{\partial T}{\partial z}$ es la derivada vertical del campo magnético.

Debido a la naturaleza de la función trigonométrica *arc tan*, todas las amplitudes del ángulo de inclinación están restringidas a valores entre $-\pi/2$ y $+\pi/2$ (-90° y $+90^\circ$) independientemente de las amplitudes de VDR o THDR; así el método delimita las variaciones de amplitud en un cierto rango. Por lo tanto, el ángulo Tilt funciona como un filtro automático de control de ganancia (AGC) y tiende a igualar la amplitud de respuesta de las anomalías débiles y fuertes de la TMI, por lo tanto, responde igualmente bien tanto a las fuentes someras como a las fuentes profundas, (Verduzco, Fairhead, Green, & Mackenzie, 2004). Además la derivada de inclinación parece actuar como un discriminador de señal efectiva en la presencia de ruido.

La amplitud del ángulo de inclinación es positiva sobre las fuentes magnéticas, cruza por cero en o cerca del borde de la fuente, y es negativo fuera de la fuente, motivo por el cual esta técnica resulta muy efectiva para mapear bordes geológicos.

Salem et al. (2007) han demostrado que la mitad de la distancia entre $\pm\pi/4$ contornos proporciona una estimación de la profundidad de la fuente para los contactos verticales o la distancia entre cero y $+\pi/4$ o $-\pi/4$ del contorno obtenido de la TDR corresponde a la profundidad de la parte superior del modelo de contacto vertical.

Algunos autores han utilizado esta técnica de realce de bordes obteniendo buenos resultados, por mencionar algunos están Verduzco (2004), quien aplicó la derivada inclinada en datos de Namibia y, Muzaffer & Ünal (2013) quienes compararon diversas técnicas y además implementaron una mejora de la Derivada Inclinada, tanto para datos sintéticos como para datos aeromagnéticos de la región de Eskisehir, Turquía.

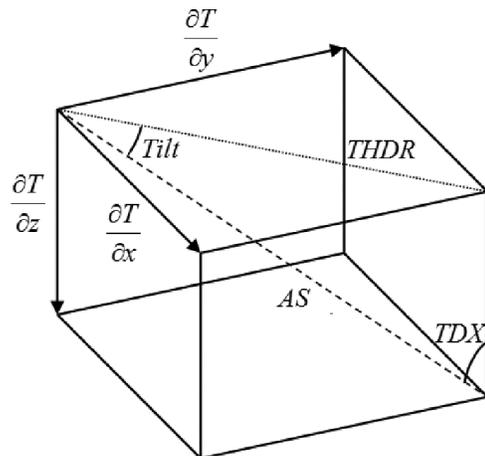


Figura 4.9 - Definiciones Geométricas de la THDR, AS, Tilt y TDX. (Tomado de Muzaffer, 2013).

El realce de las amplitudes de la derivada de inclinación se puede realizar a través de su derivada total horizontal en las anomalías con bordes prominentes e invariantes a la inclinación geomagnética, haciendo así esta derivada efectiva para mapear bordes geológicos.

En las siguientes imágenes se pueden ver y comparar algunos de los resultados obtenidos por *Muzaffer & Ünal (2013)* de los cuales permite identificar que la derivada inclinada resulta ser un buen método para delinear las fuentes magnéticas incluso a mayores profundidades.

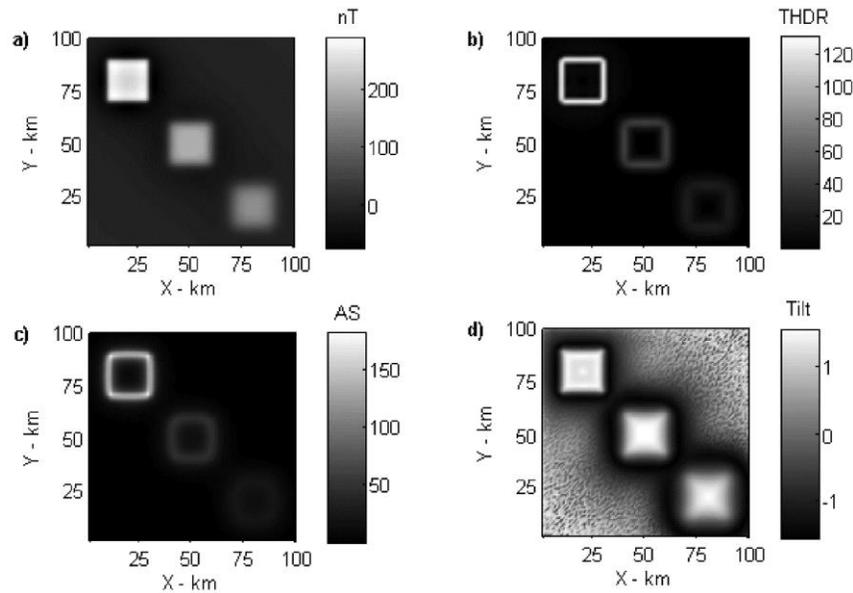


Figura 4.10 - Comparación de filtros basados en derivadas: a) Datos magnéticos sintéticos resultado de tres cuerpos prismáticos con profundidades de 1, 3 y 5 km de la esquina noroeste de la esquina sur-este, respectivamente. b) Derivada total horizontal de datos magnéticos. c) Señal Analítica de datos magnéticos. d) Derivada Tilt de los datos magnéticos. (Tomado de Muzaffer, 2013).

4.6.5 Gradiente Horizontal de la Derivada Tilt (THDR_TDR)

Verduzco (2004) presentó un detector de borde, que es la Derivada Total Horizontal del Ángulo de Inclinación (THDR_Tilt) definida como:

$$THDR_Tilt = \sqrt{\left(\frac{\partial Tilt}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial Tilt}{\partial y}\right)^2} \quad (4.54)$$

El THDR_Tilt es independiente del campo geomagnético y genera valores máximos a lo largo de los bordes de los cuerpos magnetizados. La THDR_Tilt delinea bien el modelo de bordes, como la amplitud de los picos THDR_Tilt sobre fuentes magnéticas, pero los resultados para los cuerpos más profundos no son tan eficientes. Además, en la presencia de ruido, el THDR_Tilt tiende a amplificar fuertemente el ruido en los datos debido a que utiliza derivadas de las derivadas del campo magnético.

El gradiente Horizontal de la TDR es teóricamente independiente de la inclinación geomagnética y así generará respuestas magnéticas útiles para los cuerpos con magnetización inducida o remanente, o una mezcla de ambas.

La derivada de inclinación y, por asociación, su derivada total horizontal son independientes de la amplitud de la anomalía TMI y se controlan más por el recíproco de las profundidades de las fuentes cuando las áreas de estudio son pequeñas.

4.6.6 Derivada Tilt Horizontal (TDX)

Cooper y Cowan (2006) presentaron el método del ángulo de inclinación horizontal (TDX) como un detector de bordes:

$$TDX = \tan^{-1} \left(\frac{THDR}{\left| \frac{\partial T}{\partial z} \right|} \right) \quad (4.55)$$

El ángulo de inclinación horizontal es el ángulo tangente del cociente entre el gradiente horizontal y la primera derivada vertical del campo. Según Muzaffer & Ünal (2013) la TDX responde igualmente bien a los cuerpos someros y profundos, y también delinea los bordes de todos los cuerpos, además tiene un gradiente mucho más agudo sobre los bordes de los cuerpos magnetizados.

4.6.7 Mejora de la Derivada Total Horizontal del Ángulo Tilt (ETHDR)

El ETHDR es la derivada total horizontal de la relación entre la derivada vertical y la derivada total horizontal de la amplitud de la señal analítica de primer orden.

El filtro ETilt es la relación de la derivada vertical respecto a la derivada total horizontal de la AS:

$$ETilt = \tan^{-1} \left(k \cdot \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (4.56)$$

Donde:

$$k = \frac{1}{\sqrt{dx^2 + dy^2}} \quad (4.57)$$

k es el factor de corrección dimensional, dx y dy son el intervalo de muestreo en las direcciones x e y , respectivamente. El factor de corrección dimensional k , no tiene un efecto sobre la respuesta Etilt.

El gradiente horizontal de la ETilt se usa como un detector de bordes (mejora de la derivada total horizontal del ángulo de inclinación - ETHDR):

$$ETHDR = \sqrt{\left(\frac{\partial ETilt}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial ETilt}{\partial y}\right)^2} \quad (4.58)$$

El ETHDR delimita los bordes de todos los cuerpos mejor que los filtros descritos anteriormente, ya que produce un gradiente muy agudo sobre los bordes de los cuerpos.

El método de ETHDR produce una resolución muy clara, no sólo en los cuerpos superficiales, sino también en los cuerpos más profundos. Por lo tanto, si más de una fuente magnética está presente, y algunas de las fuentes están muy cerca una de la otra, el filtro ETHDR describe los bordes de los cuerpos muy bien. Los picos de ETHDR sobre los bordes del modelo y la distancia de la caída a la mitad de la amplitud del pico son muy estrechas, como se espera de un detector de bordes. El método es dependiente de la inclinación geomagnética. Por esta razón, los datos previamente deben reducirse al polo.

Una desventaja del método presentado es que, debido a que el filtro de ETHDR utiliza derivadas de un filtro basado en derivadas, amplifica fuertemente el ruido en los datos. El ruido debe ser más pequeño en amplitud que los bordes reales de las fuentes (niveles de ruido de 1 % y 2 %). En este caso, los bordes se obtienen claramente. Para niveles relativamente altos de ruido, el método no será capaz de discriminar entre los bordes y el ruido. (Muzaffer & Ünal, 2013).

Básicamente el ETHDR produce una imagen que está cerca de $\pi/2$ cuando la derivada vertical es positiva y está cerca de $-\pi/2$ cuando derivada vertical es negativa. De ahí que el detector de bordes ETHDR muestra un comportamiento similar al contorno cero de la derivada vertical.

A continuación se muestran los resultados de algunas mejoras que han surgido de la derivada tilt, como son; la derivada tilt horizontal y la mejora propuesta por Muzaffer y Ünal conocida como Mejora de la Derivada Total Horizontal del Ángulo de Inclinación (ETHDR).

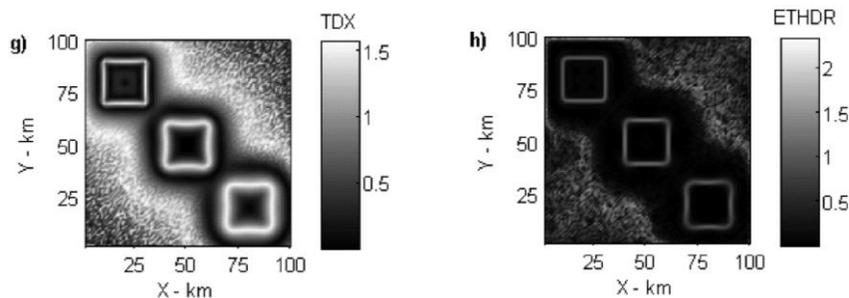


Figura 4.11 - g) Derivada Tilt Horizontal (TDX) de los datos magnéticos. h) Mejora de derivada total horizontal del ángulo de inclinación (ETHDR) de los datos magnéticos. (Tomado de Muzaffer, 2013).

De la imagen anterior se puede observar que ambos métodos tienen buenos resultados en cuanto a la delimitación de los bordes de las fuentes magnéticas, por lo cual pueden ser utilizados en conjunto con la derivada tilt.

4.6.8 Deconvolución de Euler

El método de Deconvolución de Euler es muy utilizado en la interpretación de datos magnéticos (y en general de datos potenciales) debido a que puede ser utilizado aun con presencia de magnetismo remanente ya que los resultados son independientes de la dirección del campo magnético de la Tierra. Por tal motivo, éste método puede ser utilizado en datos de campo magnético total sin necesidad de llevar a cabo la reducción al polo o realizando la reducción al polo, y esto dependerá del intérprete y los resultados que se busquen obtener.

El método consiste en la solución de la ecuación de homogeneidad de Euler para localizar fuentes magnéticas y estimar su profundidad, además de identificar el tipo de estructura geológica al que se asocian las anomalías presentes mediante el uso de un Índice Estructural para cada tipo de estructura.

El método de Deconvolución de Euler (ED) utiliza las derivadas de primer orden para la estimación de la profundidad y posición de las fuentes magnéticas, pero requiere una suposición acerca de la naturaleza de la fuente (índice estructural). Si (x_0, y_0, z_0) es la posición de una fuente magnética cuyo campo total f se mide en (x, y, z) y el campo total tiene un valor regional de B , entonces la ecuación de Euler 3D se escribe como (Reid et al, 1990; Thompson, 1982):

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N(B - f) \quad (4.59)$$

donde (x, y, z) son las coordenadas de un punto de observación, (x_0, y_0, z_0) son las coordenadas de la ubicación de la fuente, y B es un nivel de base. El índice estructural (SI, por sus siglas en inglés) N o grado de homogeneidad, define la tasa de atenuación de la anomalía en el punto de observación (Oruç & Selim, 2011), es decir, es una medida de la tasa de cambio que tiene el campo respecto a la distancia (Rajaram, 2009) y depende de la geometría de la fuente. En otras palabras, el índice estructural indica el tipo de fuente que representa mejor a la anomalía.

Dos parámetros importantes de la deconvolución de Euler son la elección de la ventana y el índice estructural N , el valor N debe asumirse como información a priori, pero si no se sabe con certeza el tipo de estructuras que se busca delimitar será necesario probar con diferentes índices estructurales de acuerdo a la tabla propuesta por la *Northwest Geophysical Associates*, Reid (1990) y Thompson (1982) demostraron que el índice estructural óptimo generalmente da el grupo de soluciones más ajustado. Es decir, el índice correcto para una característica particular ofrece la mejor agrupación de soluciones y en

consecuencia, las mejores estimaciones de profundidad. Por lo tanto, la elección de un índice estructural apropiado es crucial para que las soluciones converjan sobre las estructuras magnéticas y se puedan estimar las profundidades con mayor certeza.

Un índice que es demasiado bajo estima profundidades que son demasiado someras y un índice que es demasiado alto da estimaciones que son muy profundas. Schmidt (2006) ha mostrado que el valor N también se podría resolver y la precisión de la ED al tensor de gradiente magnético se mejora.

Tabla 4.3 - Índices estructurales y modelo geológico recomendados por "Northwest Geophysical Associates". (Tomado de Pacheco, 2008).

ÍNDICE ESTRUCTURAL	MODELO GEOLÓGICO SIMPLE
0	Dipolos aislados. Rocas magnéticas aisladas.
0.5	Lineamientos.
1	Líneas de dipolos magnéticos, fallas, fracturas.
1.5	Líneas de dipolos finitos, contactos, fallas.
2	Estructuras bidimensionales, diques, galerías bien delimitadas.
2.5	Estructuras cuasidimensionales en 2D, cuerpos de magnetización contrastante con respecto al medio que se extiende horizontalmente.
3	Cuerpos de volumen finito.

El otro parámetro importante antes mencionado es el tamaño de la ventana, se debe de elegir una que sea lo suficientemente grande para incorporar la variación sustancial de la anomalía de campo total y sus gradientes (Ravat, 1996). Según Pacheco (2008), debe de tenerse en mente dos aspectos importantes cuando se elija el tamaño de la ventana. En primer lugar, el tamaño debe de ser lo suficientemente pequeño como para no incluir efectos debidos a fuentes múltiples, sin embargo, debe tenerse precaución ya que las anomalías de longitud de onda grande debidas a fuentes profundas no son bien representadas por ventanas chicas. Lo mejor es probar para distintos tamaños de ventanas y quedarse con la que ofrece resultados más satisfactorios. Reid (1990) sugiere el uso de una ventana de 10x10 elementos de grid porque es relativamente rápido y ofrece buenos resultados.

Los puntos de origen que se calculan como soluciones para ED se posicionan en la frontera estimada de las heterogeneidades de la susceptibilidad y las estimaciones de profundidad resultantes se refieren principalmente a las áreas de las heterogeneidades del basamento identificados como distintas fuentes del campo, (Oruç & Selim, 2011).

Siempre que la relación de señal a ruido sea suficientemente alta, el método se puede aplicar a derivadas de orden superior para localizar las fuentes someras. De acuerdo con ello, Hsu (2002) dio la fórmula general para la ecuación de Euler como:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right) (x - x_0) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right) (y - y_0) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right) (z - z_0) = -N \left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right) \quad (4.60)$$

donde n es el orden del gradiente utilizado.

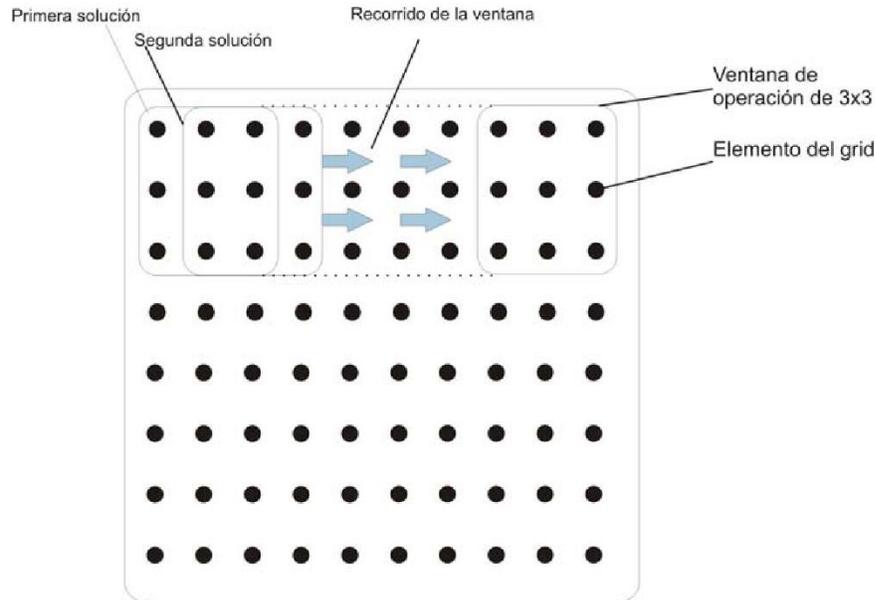


Figura 4.12 - Ventana de operación de 3x3 unidades de matriz. (Tomado de Pacheco, 2008).

4.7 Ventajas de la Derivada Tilt y Deconvolución de Euler

Son diversas las ventajas que proporciona la Derivada Tilt respecto a otras metodologías, aunque este método también tiene sus limitaciones principalmente en cuanto a la resolución o precisión de los bordes conforme aumenta la profundidad, ya que la respuesta se vuelve un tanto difusa; sin embargo, este es un problema universal que presentan la mayoría de métodos basados en derivadas.

Tanto la THDR como la AS son métodos que frecuentemente se utilizan para delimitar bordes de estructuras magnéticas. Pero cuando los datos contienen anomalías magnéticas de más de una fuente y además presentan una amplia gama de amplitudes, los resultados están dominados frecuentemente por anomalías de gran amplitud, oscureciendo las anomalías tenues. Es decir, que estos métodos podrán delimitar bien los bordes de fuentes magnéticas someras pero presentarán complicaciones con fuentes profundas y los resultados no serán muy precisos.

A pesar de las ventajas que pueden tener los filtros tradicionales también presentan diversas desventajas por las cuales ha surgido la necesidad de crear nuevos métodos que

ayuden a delinear mejor los bordes de los cuerpos magnéticos. Varias de las desventajas de estos métodos se refieren a que a menudo solamente identifican difusamente la ubicación de la fuente y sus bordes. Éstos generalmente sólo enfatizan anomalías de longitud de onda corta a expensas de la señal procedente de fuentes magnéticas más profundas (longitud de onda larga). Además, algunos filtros tradicionales enfatizan el ruido con un impacto resultante en la interpretación de los límites de la fuente. A pesar de ello, una observación interesante es que todos los métodos tienen la misma predicción de los bordes de las fuentes aunque al final la diferencia está en la exactitud de la respuesta obtenida y la calidad de las imágenes que podemos obtener a partir de estos filtros.

Dentro de las principales ventajas de la Derivada Tilt está que éste método restringe todas las amplitudes del ángulo de inclinación a valores entre $\pm\pi/2$ ($\pm 90^\circ$) lo cual permite a la derivada fungir como un filtro automático de control de ganancia permitiendo discriminar entre señal y ruido, y así tiende a igualar la amplitud de respuesta tanto de anomalías débiles (profundas) y anomalías fuertes (someras).

Otra cualidad importante en la respuesta proporcionada por la Derivada de Inclinación es que la amplitud del ángulo de inclinación es positiva sobre las fuentes magnéticas, cruza por cero en (o cerca de) los borde de la fuente, y es negativo fuera de la fuente, lo cual permite una mejor interpretación, ya que el mapa de la TDR facilita el reconocimiento de la ubicación horizontal y la extensión de los bordes de las fuentes anómalas si suponemos un modelo de contacto vertical. Además de que la distancia media entre los contornos $\pm\pi/4$ (± 90) se puede utilizar para estimar la profundidad del borde de las fuentes magnetizadas.

La TDR es de gran utilidad para inferir la ubicación de los límites de litologías magnetizadas ya que su análisis se basa únicamente en los contornos de tres ángulos de 0 , $-\pi/4$ y $+\pi/4$ radianes.

Recientemente, gracias al nuevo método de interpretación de datos magnéticos basado en la derivada tilt desarrollado por Salem (2008), se encuentra con que el método de la derivada de inclinación no sólo calcula la ubicación de la fuente y la profundidad, también es capaz de resolver las fuentes a diferentes profundidades y con algunas modificaciones incluso puede resolver el tipo de fuente magnética.

Algunas de las cualidades de la derivada total horizontal de TDR son que es independiente de la inclinación, similar a la AS. La diferencia entre estas derivadas es que la primera es más aguda y genera máximos mejor definidos centrados sobre los bordes del cuerpo, que persisten con características más estrechas antes de incorporarse en un único pico. Otra ventaja importante es que la profundidad a la parte superior del cuerpo está inversamente relacionada con la amplitud de la derivada total horizontal para los contactos, por lo tanto se puede configurar un filtro de corte que actué como un discriminador de profundidad que aislará las fuentes someras de las profundas.

En cuanto al método de Deconvolución de Euler, algunas ventajas importantes radican en poder determinar el tipo de estructura geológica que genera la anomalía por medio de los

índices estructurales, además el método no requiere información a priori acerca de la dirección de la fuente de magnetización por lo tanto sus resultados no se ven afectados por la presencia de magnetización remanente (Ravat, 1996). Esta técnica puede ser aplicada tanto a datos magnéticos de Campo Total como a datos de Reducción al Polo.

Por medio de la Deconvolución de Euler no solo es posible determinar la ubicación de la fuente magnética ya que también se puede estimar su profundidad.

Finalmente, otra característica importante en esta técnica es el control que se puede tener sobre la cantidad y calidad de soluciones generadas, ya que se pueden discriminar las posibles soluciones tanto por medio de los índices estructurales, como por medio de técnicas de control de calidad como son el manejo de una tolerancia de profundidad máxima para la aceptación de las soluciones con la cual se puede tener el control para mantener solo las soluciones que se encuentren dentro del rango de profundidad de investigación y el uso de una distancia máxima de búsqueda de soluciones a partir del punto central de la ventana en cuestión.

Con esta técnica se puede decidir la profundidad de interés y entonces hacer énfasis solo en las soluciones adecuadas al estudio. Esta característica marca una diferencia considerable con otros métodos que generalmente solo obtienen buenos resultados para las fuentes someras y atenúan los efectos generados por fuentes profundas.



CAPÍTULO 5

PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN MAGNÉTICA



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

5 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN MAGNÉTICA

En la prospección geofísica un dato es una representación numérica de la medición de alguna propiedad o fenómeno físico del medio; sin embargo, como tal no se le ha atribuido ningún valor o sentido, para esto debemos de contextualizar el dato, es decir, tener claro qué representa, con qué fines se ha adquirido y corregir los errores de medición generalmente representados por datos incongruentes. El siguiente paso es el procesamiento de los datos, el cual consiste a grandes rasgos en el manejo de los mismos por medio de técnicas matemáticas para obtener información significativa, para ello se suele hacer uso de filtros para atenuar el ruido presente en la señal o realzar la parte de la señal que es de mayor interés.

Como se ha mencionado con anterioridad, para éste estudio, se cuenta con información aeromagnética de la carta F14-C76 “La Estancia” adquirida por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el año de 1995, para la adquisición se utilizó un avión Islander BN2-B27 equipado con un magnetómetro Scintrex de bombeo óptico de vapor de cesio con una sensibilidad de 0.001 [nT], como estación base se utilizó un magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19 con una sensibilidad de 0.01 [nT], el rumbo de las líneas de vuelo fue norte-sur, con una distancia entre líneas de vuelo de 1,000 [m] y líneas de control (este-oeste) cada 10,000 [m] a una altura constante de 450 [m] sobre el nivel del terreno.

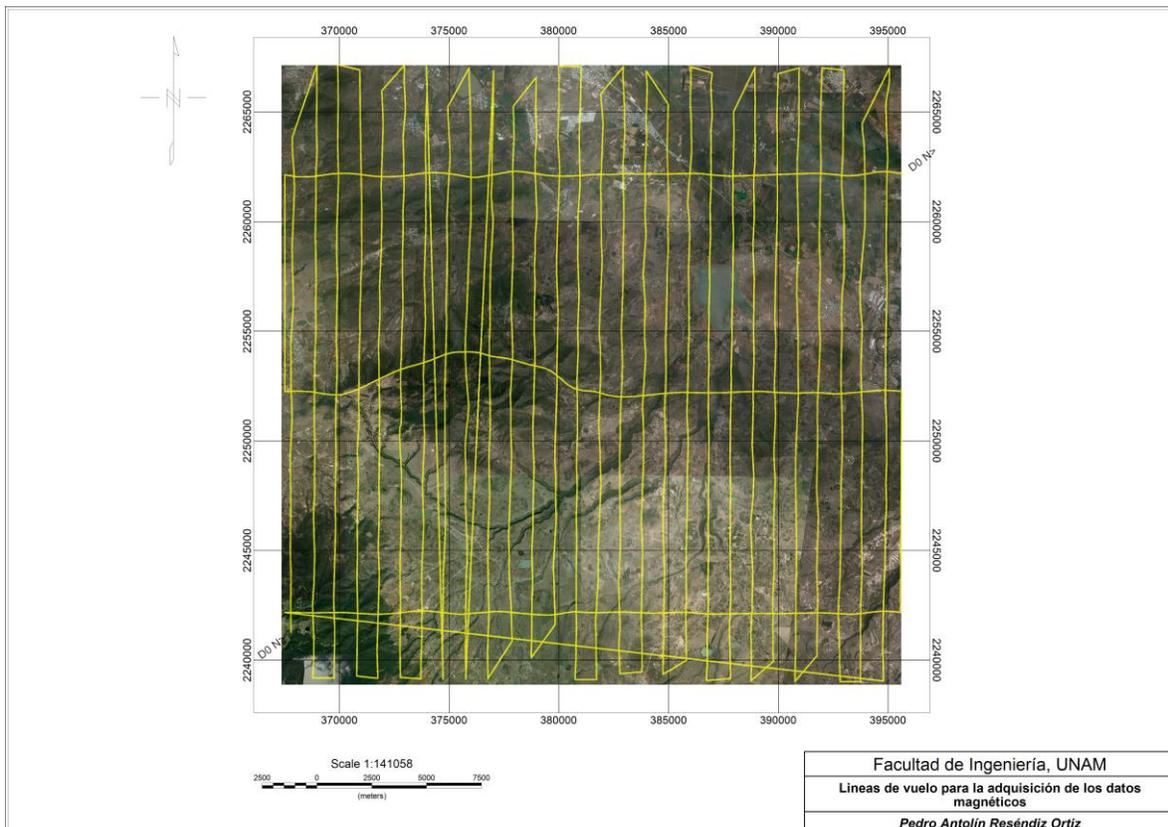


Figura 5.1 - Imagen Satelital de la zona de estudio y ruta de vuelo para la adquisición de los datos aeromagnéticos.

Según las especificaciones de la carta magnética se han aplicado los siguientes procesos a los datos: corrección por deriva diaria y líneas de control, corrección por movimiento del avión (compensación magnética), sustracción del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF 1995) y continuación descendente a 300 [m], dichos procesos generalmente forman parte de lo que se podría considerar como un Pre-Procesado, ya que lo que se busca es corregir los errores presentes en la señal, que son ajenos a la geología, ya que estos generalmente se deben tanto a la forma de adquisición de los datos, el equipo utilizado, fuentes externas, entre otros factores, todos estos efectos que contaminan la señal ya han sido estudiados y se han desarrollado métodos matemáticos para eliminar en lo posible los efectos que causan en la señal original.

Los datos con los que se cuenta representan la intensidad de Campo Magnético Total en nano Teslas [nT], lo siguiente es manejar los datos mediante algunas metodologías que ayuden a localizar, delimitar y realzar los efectos generados por las fuentes magnéticas, así mismo determinar su geometría y disposición.

Para todos los procesos que se presentan en adelante, es indispensable hacer una interpolación de los datos magnéticos y a su vez generar una malla (preferentemente cuadrada). Para decidir la distancia de muestreo de la malla, es decir, la distancia entre renglones y columnas, es preciso tomar en cuenta la profundidad a la cual se piensa investigar, así como la distancia entre las líneas de adquisición ya que la idea es buscar una distancia de muestreo apropiada para el estudio que se está realizando. Tomando en cuenta que entre mayor sea la distancia de muestreo mayor será la profundidad de investigación y a su vez procurando que dicha distancia de muestreo tampoco sea demasiado pequeña (a comparación de la distancia que existe entre las líneas de adquisición) para evitar que la interpolación se vea afectada debido a la falta de datos, en éste trabajo se decidió crear una malla cuadrada cada 250 [m] en ambas direcciones. Experimentalmente se comprobó que independientemente de la distancia de muestreo la interpolación mantiene ciertos rasgos característicos y entre mayor sea dicha distancia las curvas tienden a suavizarse.

Otro aspecto importante que puede marcar ciertas diferencias en la representación de los datos es el método de interpolación a utilizar, en éste trabajo se usó el método de mínima curvatura para todas las interpolaciones de los procesos aplicados a los datos magnéticos. Las diferencias entre los métodos de interpolación están en los algoritmos matemáticos utilizados para calcular los pesos durante la interpolación de cada nodo de la malla, por lo tanto, cada método genera una representación diferente de los datos debido a que las curvas de nivel generadas generalmente se basan en los valores de la interpolación de cada nodo y no en los datos iniciales, de ahí la importancia de conocer los métodos y elegir el más adecuado para cada tipo de datos.

El método de mínima curvatura suele ser muy utilizado en Ciencias de la Tierra, ya que la superficie interpolada es análoga a una placa delgada elástica que pasa a través de cada uno de los datos originales con la mínima flexión permisible y se genera una superficie lo más lisa posible tratando de mantener los datos lo más parecidos a los reales. Esto se logra

ajustando los datos originales a un plano por medio de una regresión lineal por mínimos cuadrados, posteriormente se obtiene la diferencia (residuo) entre el dato real y el dato generado por el modelo planar. Consecutivamente el algoritmo interpola los residuos para cada uno de los nodos de la malla y finalmente a los valores del modelo planar se les suma el valor interpolado de los residuos. Debido al proceso anterior el algoritmo de mínima curvatura resulta bastante útil para representar formas geométricas curvas, las cuales podemos asociar a estructuras geológicas, motivo por el cual se decidió trabajar con este método.

Resulta importante mencionar que en éste trabajo, después de una serie de pruebas realizadas con los datos magnéticos, se decidió trabajar sin las líneas de control o líneas de amarre (figura 5.1, para mayor información véase capítulo 4, figura 4.4) debido a que en la representación gráfica de los datos magnéticos se presenta un efecto conocido como *huella de adquisición* (figura 5.2), el cual consiste en la presencia de ciertas tendencias o lineamientos sobre la ruta de vuelo, una posible solución a este efecto podría ser cambiar la distancia de muestreo para la malla de datos usando un valor mayor; sin embargo, se pudo observar que en ambos casos al aplicar algunos filtros, derivadas u otros procesos dicho efecto resalta y se vuelve más notorio en los mapas, sobre todo con el gradiente horizontal.

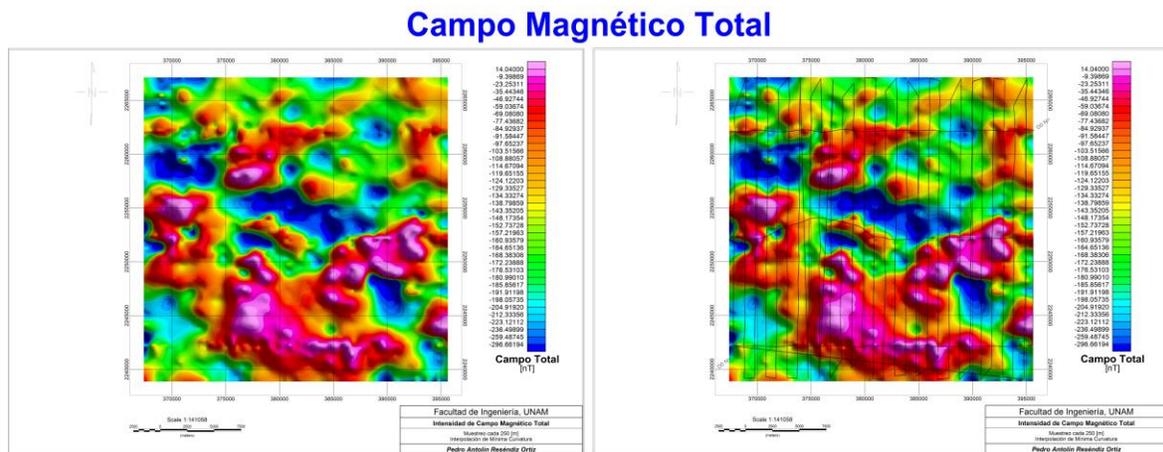


Figura 5.2 - Mapa de Intensidad del Campo Magnético Total donde se observa el efecto de huella de adquisición que coincide con las líneas de control de la ruta de vuelo.

Otra posible solución al problema podría ser aplicar un método conocido como *micronivelación* o *decorrugado* el cual consiste a grandes rasgos en la aplicación de un doble filtrado para obtener una malla de datos de error que posteriormente se tiene que sustraer de los datos iniciales, es decir, primero se aplica un filtro pasa bajas en dirección de las líneas de vuelo con una longitud de onda de corte igual a la separación entre líneas de amarre, posteriormente se aplica un filtro pasa altas en dirección perpendicular a las líneas de vuelo con longitud de onda de corte de 2 a 4 veces la distancia entre líneas de vuelo y finalmente se resta el resultado a la malla de datos iniciales (Nava Flores, Clase de Procesamiento de Datos Geofísicos [diapositivas de PowerPoint]). A modo de prueba se realizó la *micronivelación* siguiendo la nota técnica de Geosoft "Microlevelling Using FFT Decorrugation" donde primero se aplica un filtro tipo butterworth, posteriormente un filtro de

coseno direccional para generar la malla de error y finalmente restarla a la malla inicial, no obstante los resultados no favorecieron a la eliminación de los lineamientos generados por las líneas de control, motivo por el cual finalmente se decidió no tomar en consideración los datos de las líneas de amarre para la interpolación y consecuentemente para la serie de procesos que a continuación se describen.

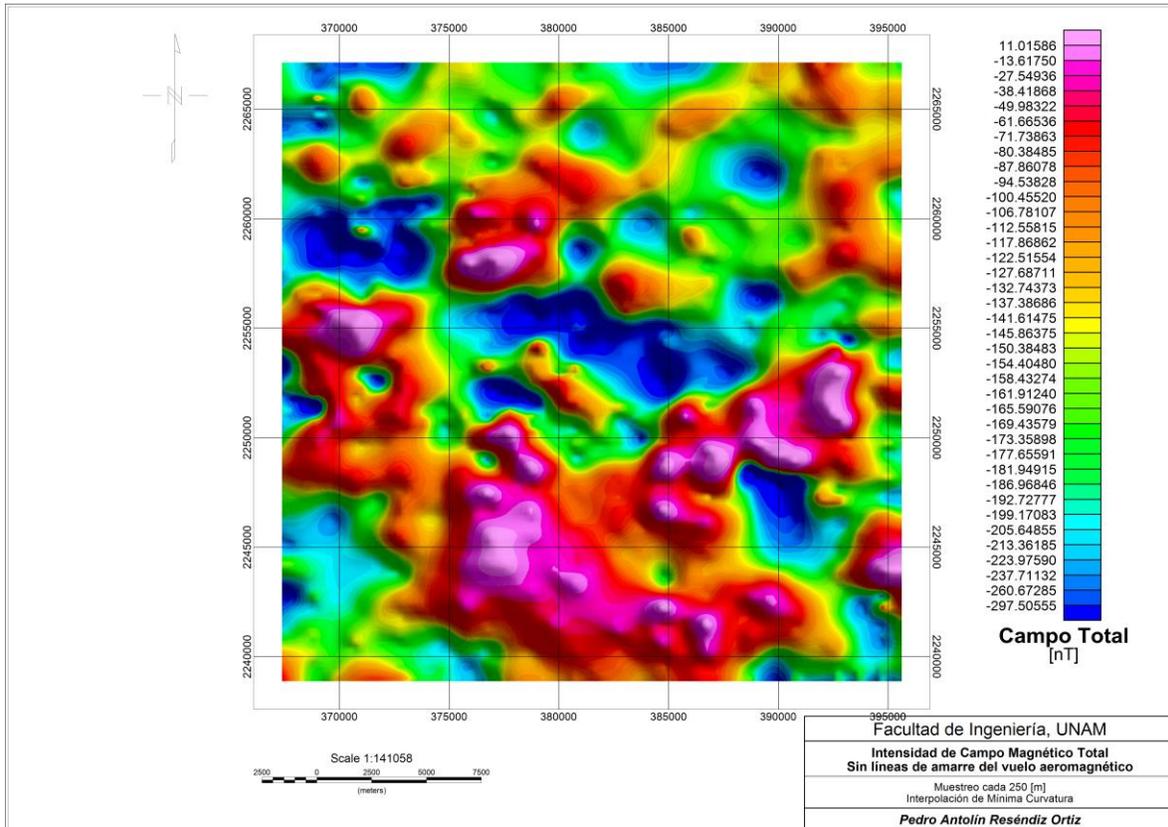


Figura 5.3 – Mapa de Intensidad de Campo Magnético Total sin tomar en cuenta los datos adquiridos durante las líneas de amarre en la ruta de vuelo.

Son variadas las técnicas que se pueden utilizar para analizar los datos magnéticos (y en general para datos potenciales), los procesos más comunes ya han sido expuestos durante el capítulo 4. A continuación se presenta la metodología y resultados obtenidos para cada uno de ellos durante éste proyecto. Todo el manejo de los datos magnéticos y la creación de mapas se realizaron con ayuda del Software de Geosoft, Oasis Montaj.

5.1 Reducción al Polo

La Reducción al Polo es uno de los procesos más utilizados durante el procesamiento de datos magnéticos. Su importancia radica en remover la dependencia que tienen las anomalías en función de la inclinación y la declinación magnética, es decir, se aplica la Reducción al Polo para eliminar la distorsión producida por la inclinación del campo geomagnético y posicionar las anomalías magnéticas sobre las fuentes que las generan, algo similar a lo que se obtendría si el campo magnético fuese vertical (como en los polos magnéticos) en la zona de estudio, este proceso resulta bastante útil para identificar con

mayor precisión las heterogeneidades magnéticas que presenta el medio y correlacionarlas con la geología de la zona, por lo tanto, facilita la interpretación de los datos magnéticos.

A pesar de que ésta técnica es bastante útil puede haber ocasiones en que no se pueda utilizar ya que su uso se limita a que no haya presencia de magnetismo remanente, en cuyos casos los datos no serán tratados de manera correcta ya que el vector de magnetización será distinto al vector del campo magnético de la Tierra. Por otro lado, su utilización depende de los objetivos que se busquen, así como de la persona que procesa e interpreta los datos, por lo cual aquí se ha decidido probar ambas formas de procesado (con reducción al polo y sin reducción al polo) con la finalidad de compararlas.

La expresión que se utilizó para la Reducción al Polo está definida de la siguiente manera:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I_a) + \cos^2(I_a) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (5.1)$$

$$\text{si } (|I_a| < |I|), \quad I_a = I$$

Donde:

θ dirección del número de onda

I inclinación geomagnética

I_a inclinación para corrección de amplitud (nuca es menor a I)
(por defecto Geosoft usa $\pm 20^\circ$)

D declinación geomagnética

De la expresión anterior es posible percatarse de que la Reducción al Polo depende de los datos de inclinación y declinación magnética de la zona de estudio, estos datos generalmente se obtienen del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) para el año y lugar en cuestión. Por otro lado una mejor opción sería tener los datos reales registrados mediante un observatorio magnético ya que el IGRF es un modelo matemático que tiene cierta discrepancia con los valores reales. En éste trabajo se utilizaron valores del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan para el año de 1995 (año en que se realizó la adquisición de los datos aeromagnéticos) debido a la relativa cercanía con la zona de estudio. Por lo tanto, los datos utilizados fueron los siguientes:

Tabla 5.1 - Componentes del Campo Magnético Terrestre medidos en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan para el año 1995.

YEAR	DEC		INC		H	X	Y	Z	F
1995.5	[°]	[']	[°]	[']	[nT]	[nT]	[nT]	[nT]	[nT]
	6	53.4	47	45	28541	28335	3423	31421	42449

Al convertir los valores de inclinación y declinación, de grados y minutos a grados decimales se obtuvieron los siguientes valores:

INCLINACIÓN [decimales]: 47.75 [°]

DECLINACIÓN [decimales]: 6.884444 [°]

Debido a que en éste trabajo es prioridad principalmente analizar los efectos generados por los cuerpos someros, en adelante se trabaja fundamentalmente con el residual tanto del Campo Magnético Total y de su Reducción al Polo.

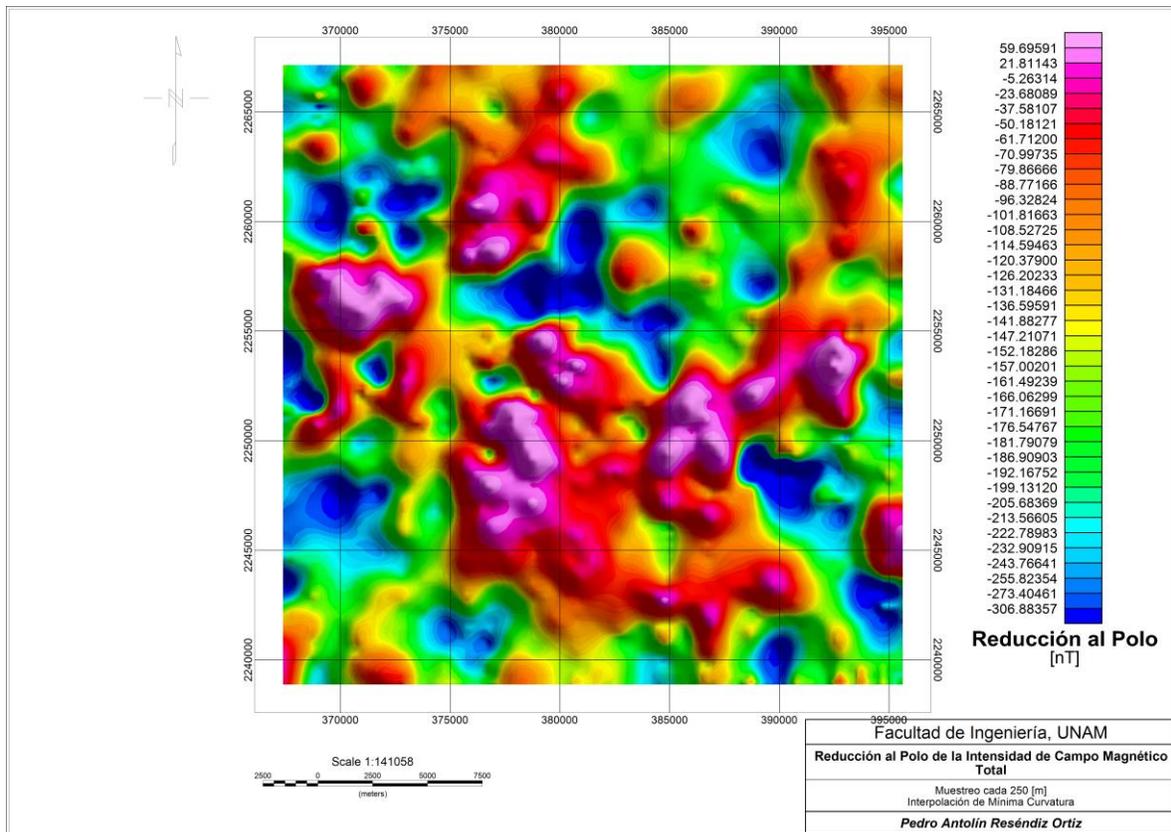


Figura 5.4 - Mapa de la Reducción al Polo de los datos de Intensidad Magnética.

5.2 Residual

En el capítulo anterior se mencionó también la separación de regional y residual, la cual consiste en separar los efectos generados por las fuentes someras (residual) de los efectos generados por las fuentes profundas (regional), dependiendo de los objetivos del estudio resultará útil una u otra parte de la señal. Para éste caso se busca identificar estructuras hidrogeológicas, las cuales están asociadas a cuerpos rocosos no muy profundos, es por eso que se trabaja con la parte residual, la cual contiene solamente las altas frecuencias.

Hay distintas formas de obtener el residual, cuál será la mejor dependerá de los objetivos de estudio y de los resultados obtenidos, en ésta tesis primero se busca obtener el que se considera podría ser el mejor residual, de acuerdo a los objetivos establecidos y los resultados obtenidos, y para ello se siguieron principalmente dos caminos de los cuales en cada uno se desglosaron distintas opciones y en cada camino se tomaron en cuenta ciertas consideraciones para decidir con que residual trabajar, como se muestra en el siguiente diagrama:

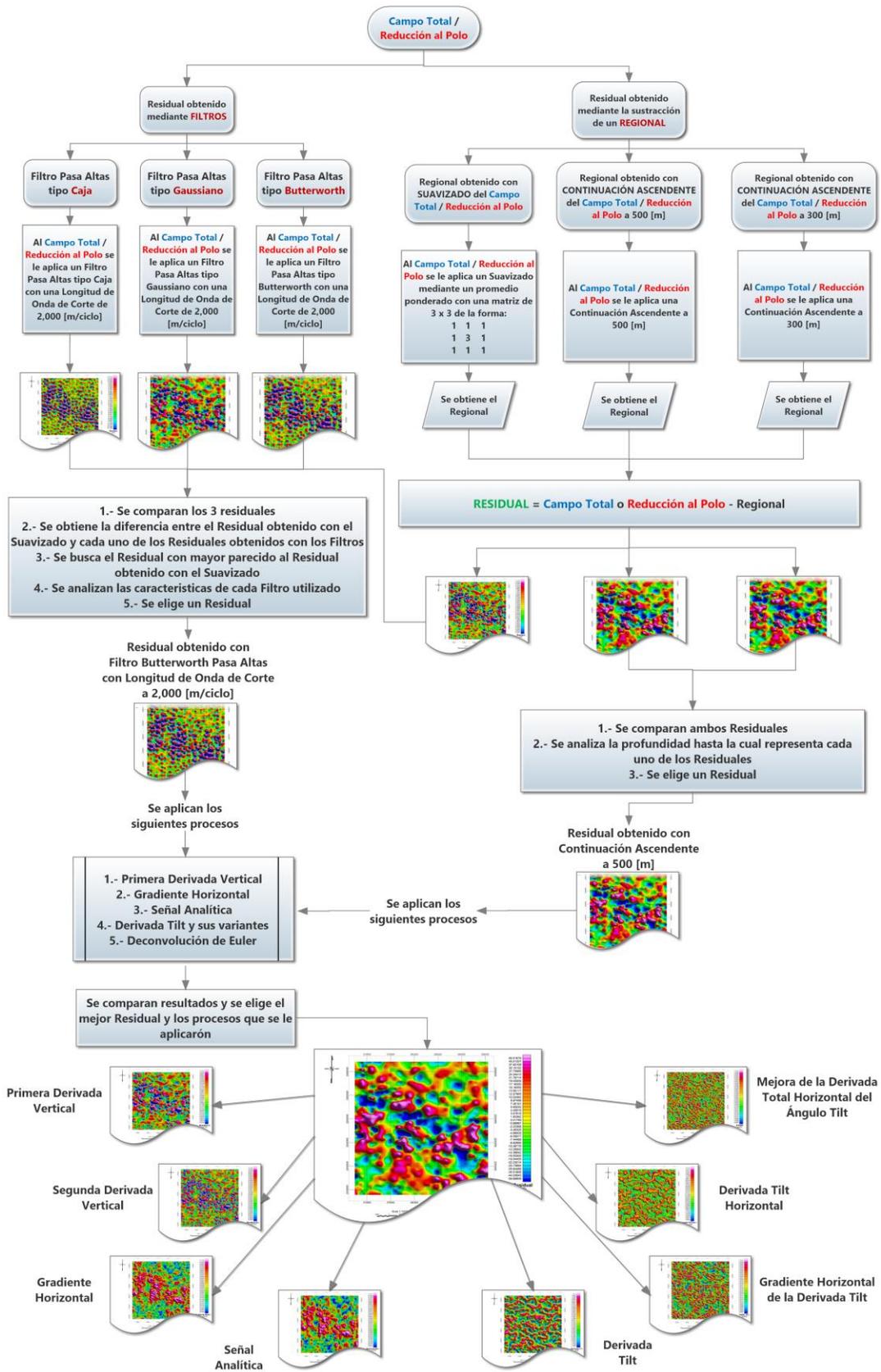


Figura 5.5 - Diagrama de Flujo del proceso de obtención del Residual y los procesos posteriores.

Se obtuvieron un total de seis Residuales para el Campo Total y 6 para la Reducción al Polo, aunque en el diagrama de flujo se muestran solamente los resultados obtenidos para el Campo Total dicho proceso se aplicó de igual forma a los datos de Reducción al Polo, los dos caminos principales que se siguieron fueron; 1) la separación del Residual por medio de Filtros en el dominio de las frecuencias y 2) la separación del Residual obteniendo primero un regional y posteriormente restándosele al Campo Total y/o Reducción al Polo. Luego de seguir ambos caminos se optó por elegir un Residual de cada metodología y comparar los resultados para llegar a una decisión final con un solo Residual.

En el caso de los Residuales obtenidos mediante filtros se usó como base de comparación el residual obtenido mediante el Suavizado del Campo Total (o la Reducción al Polo) dicho proceso se realizó con ayuda del software Surfer, el cual consistió en obtener un promedio ponderado o suavizado del Campo Magnético Total (o Reducción al Polo) y posteriormente restar dicho suavizado a los datos iniciales. Es decir:

$$\begin{aligned} \text{Residual} &= \text{Campo Magnético Total} - \text{Suavizado} \\ \text{Residual} &= \text{Reducción al Polo} - \text{Suavizado} \end{aligned} \quad (5.2)$$

Donde el suavizado se obtuvo mediante un promedio móvil ponderado de los datos de Campo Total asignando un mayor peso a los valores centrales de la matriz de la siguiente forma:

1	1	1
1	3	1
1	1	1

El residual obtenido dio la pauta para elegir el residual más adecuado de los que se obtuvieron mediante filtros en el dominio de las frecuencias.

Residual obtenido mediante la sustracción del Regional que se obtuvo con el Suavizado

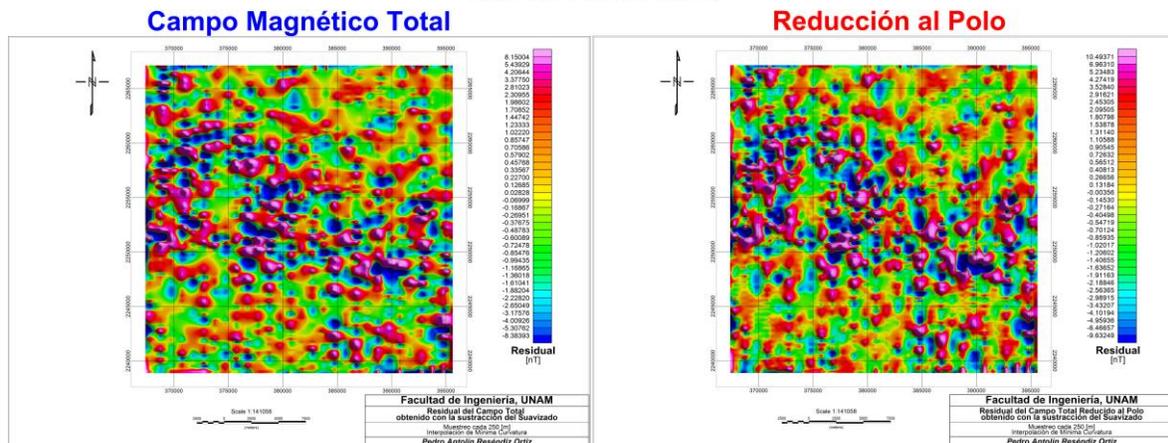


Figura 5.6 -Mapas del Residual obtenido mediante la sustracción del Regional que se obtuvo con el suavizado.

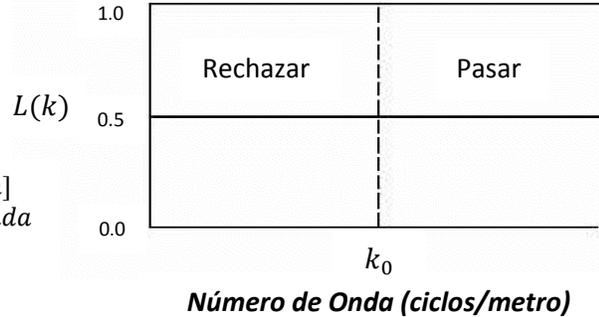
De los siguientes tres residuales que se obtuvieron mediante filtros en el dominio de las frecuencias. Para el primer residual, se aplicó a los datos de Campo Magnético Total y Reducción al Polo un filtro pasa altas tipo caja con una longitud de onda de corte de 2,000 [m/ciclo], el filtro estuvo definido de la siguiente forma:

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_0$$

$$L(k) = 1, \text{ para } k \geq k_0$$

Donde:

k_0 es el número de onda de corte [ciclo/m]
(se eliminaron todos los numeros de onda por debajo de este valor)



Este tipo de filtro es muy robusto ya que literalmente trunca la señal en la longitud de onda asignada lo que propicia una mayor pérdida de datos.

Residual obtenido con Filtro Pasa Altas tipo caja
Longitud de Onda de Corte: 2,000 [m/ciclo]
Campo Magnético Total **Reducción al Polo**

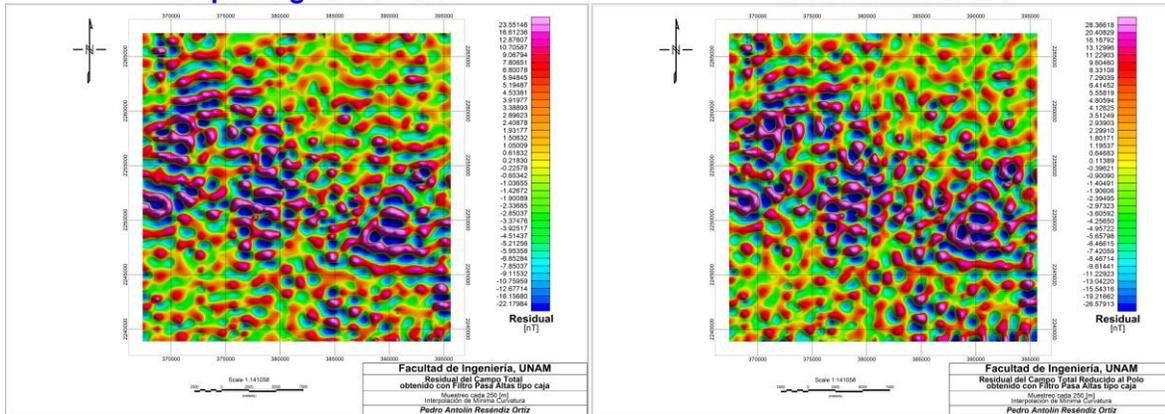


Figura 5.7 - Mapas del Residual obtenido con Filtro Pasa Altas tipo caja usando una longitud de onda de corte de 2,000 [m/ciclo].

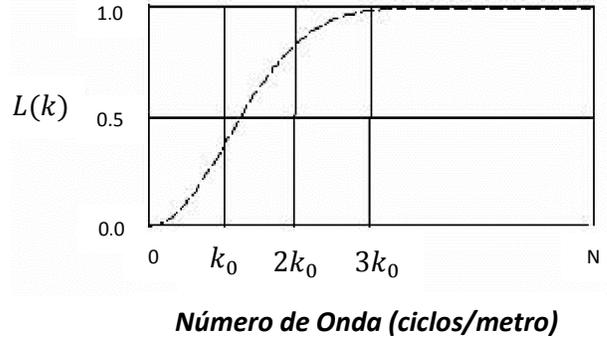
Para el segundo residual en el dominio de las frecuencias se aplicó el filtro que por defecto el software de Geosoft usa para hacer la separación de regional y residual, un filtro tipo Gaussiano pasa altas con longitud de onda de corte de 2,000 [m/ciclo], el filtro esta definido de la siguiente manera:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}} \tag{5.3}$$

Donde:

k_0 es la desviación estándar de la función de Gauss [ciclo/m], similar a un punto de corte con amplitud 0.39

0/1 0 es un filtro pasa altas (residual),
1 es un filtro pasa bajas (regional)



Residual obtenido con Filtro Pasa Altas tipo Gaussiano
Longitud de Onda de Corte: 2,000 [m/ciclo]
Campo Magnético Total **Reducción al Polo**

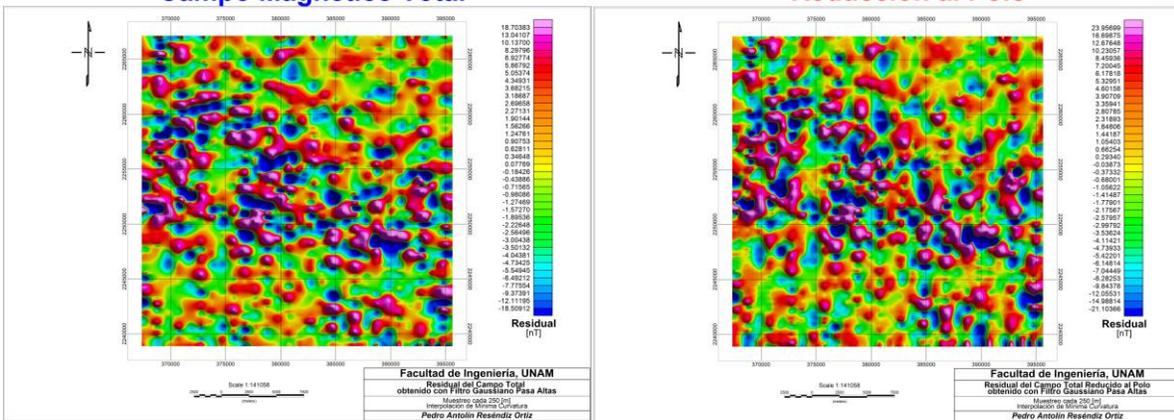


Figura 5.8 - Mapas del Residual obtenido con Filtro Pasa Altas tipo Gaussiano con una longitud de onda de corte de 2,000 [m/ciclo].

Finalmente se obtuvo un residual mediante la aplicación de un filtro tipo Butterworth pasa altas de grado 8 con una longitud de onda de corte de 2,000 [m/ciclo], el filtro está definido de la siguiente manera:

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n\right]} \quad (5.4)$$

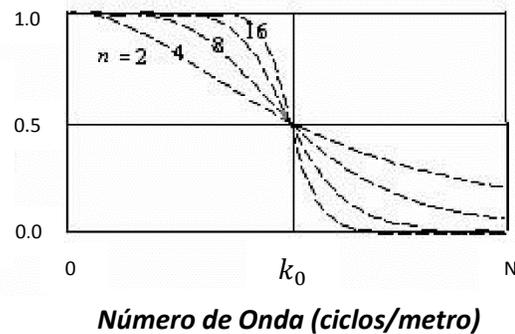
Donde:

k es la longitud de onda de corte [m/ciclo]

k_0 es el número de onda central del filtro

n es el grado de la función del Filtro Butterworth

0/1 0 es un filtro pasa altas (residual),
1 es un filtro pasa bajas (regional)



Residual obtenido con Filtro Pasa Altas tipo Butterworth Longitud de Onda de Corte: 2,000 [m/ciclo]

Campo Magnético Total

Reducción al Polo

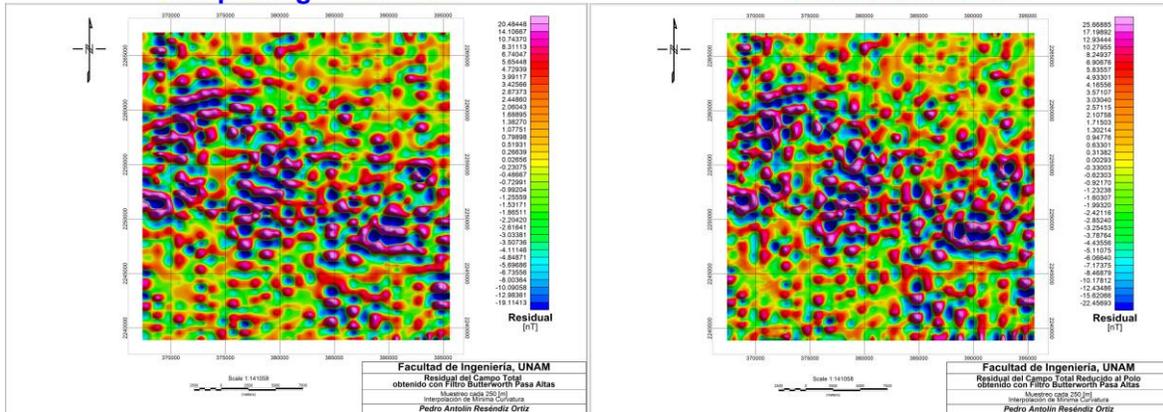


Figura 5.9 - Mapas del Residual obtenido con Filtro Pasa Altas tipo Butterworth con una longitud de onda de corte de 2,000 [m/ciclo].

Adicionalmente, para la comparación de los residuales, se obtuvo la diferencia resultante entre el residual obtenido mediante el suavizado y cada uno de los residuales obtenidos en el dominio de las frecuencias, con base en ello se descartó en primera instancia el residual resultante del filtro Pasa Altas tipo caja, ya que la diferencia es mayor, por otro lado la decisión de qué residual utilizar también depende de las características de cada filtro utilizado. Finalmente se concluyó que el mejor Residual obtenido en el dominio de las frecuencias se generó con el filtro Butterworth pasa altas, el cual atenúa mejor la cantidad de ruido y presenta un parecido aceptable con el residual obtenido con el suavizado.

Por otro lado, respecto a los Residuales obtenidos mediante la continuación ascendente a 300 y a 500 [m] (figura 5.5), el proceso consistió en generar un Regional por medio de la continuación ascendente del Campo Total y de la Reducción al Polo, y posteriormente restar este Regional al campo inicial.

La técnica de la continuación ascendente se puede considerar como un proceso relativo a obtener la respuesta magnética desde un plano de observación más elevado, lo cual atenúa las variaciones residuales y da un efecto de suavizamiento en la respuesta del Campo Total o la Reducción al Polo. Además, si la continuación ascendente se realiza a 300 [m] esto implica que el Regional obtenido contendrá los efectos generados por los cuerpos presentes a 300 [m] de profundidad en adelante, es decir, se eliminan los efectos generados por los cuerpos presentes en la corteza terrestre y hasta una profundidad aproximada de 300 [m].

Sin embargo, para éste caso el interés se enfoca en la parte superficial que se está eliminando con la continuación ascendente por lo cual consecuentemente habrá que eliminar de los datos iniciales el regional generado por la continuación ascendente y así obtener un residual que contiene únicamente los efectos generados por cuerpos que se encuentran hasta la profundidad deseada, de ahí que se decidió aplicar la continuación ascendente a 300 y 500 [m], ya que la gran mayoría de los pozos presentes en la zona de

estudio están perforados hasta una profundidad aproximada de 300 [m] y pensando a futuro se considera razonable realizar la investigación hasta una profundidad de 500 [m] debido a que la demanda de agua y la sobreexplotación de los acuíferos se ha visto reflejada en captaciones cada vez a mayores profundidades.

Cabe aclarar que aunque aquí se ha manejado la obtención del residual con lo que parecieran ser dos técnicas distintas en esencia el concepto es el mismo, ya que se busca separar los efectos someros, asociados a altas frecuencias, de los profundos, asociados a bajas frecuencias. Análogamente podemos entonces considerar la continuación ascendente como un filtro pasa bajas y lo que nos interesa es obtener el complemento de esa señal.

Residual obtenido mediante la sustracción del Regional generado con la Continuación Ascendente

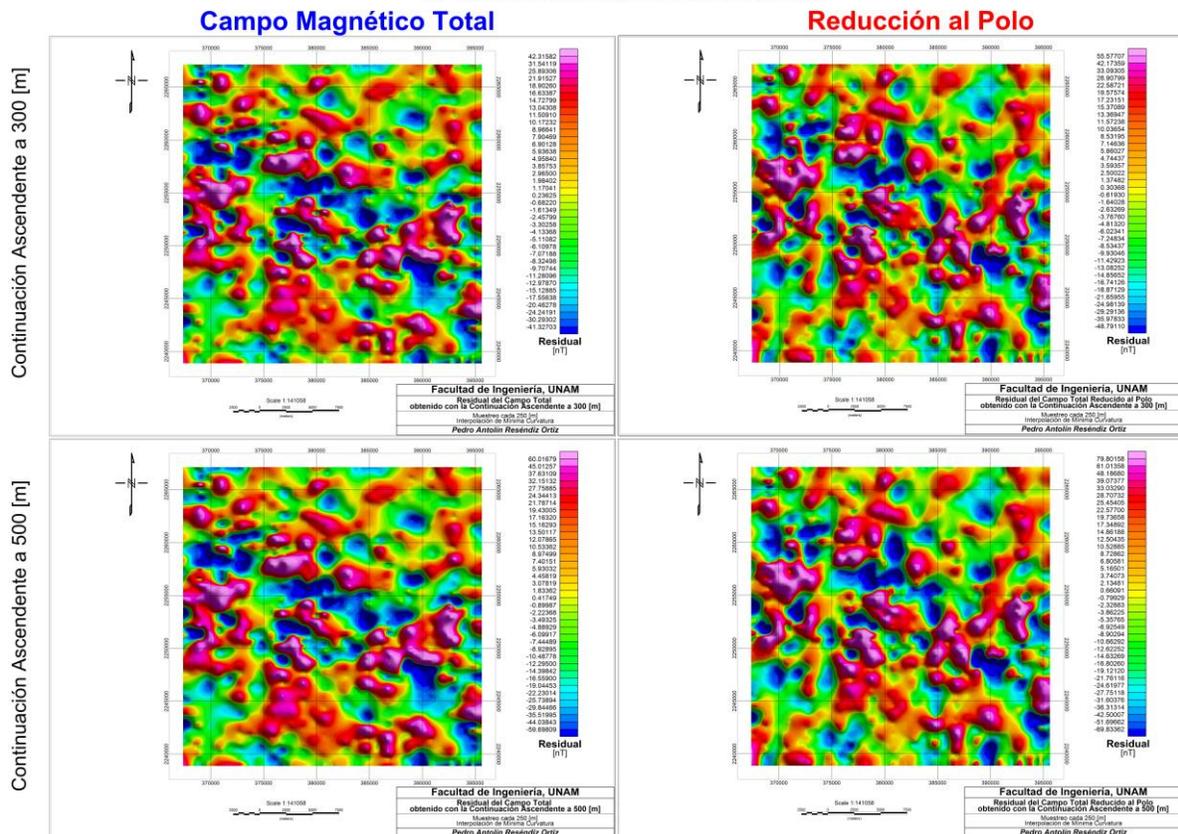


Figura 5.10 - Mapas del Residual obtenido mediante la sustracción del Regional generado con la continuación ascendente a 300 [m] y a 500 [m].

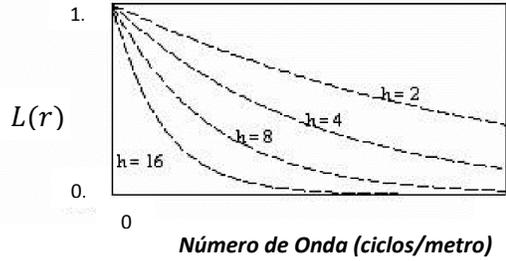
La continuación ascendente se ha calculado de la siguiente manera:

$$L(r) = e^{-hr} \quad (5.5)$$

$$r = 2\pi k$$

Donde:

- h es la distancia para la continuación con relación al plano de observación en [m]
- r es el número de onda [radianes/m]
- k en [ciclo/m]



En la figura 5.10 se muestran los Residuales obtenidos con la continuación ascendente tanto del Campo Total como de la Reducción al Polo, se puede observar que los resultados son prácticamente los mismos y las diferencias que pueda llegar a haber entre el Residual a 300 [m] y el Residual a 500 [m] son mínimas e imperceptibles, básicamente la única diferencia es la amplitud en [nT] de cada mapa, ya que el Residual a 500 [m] muestra una mayor amplitud debido a que contiene los efectos magnéticos generados hasta una mayor profundidad, motivo por el cual se considera que para éste caso es un mejor Residual que el Residual a 300 [m].

Por último, para elegir el residual más apropiado para trabajar, se llevó a cabo la comparación entre el Residual generado por el filtro Butterworth Pasa Altas y el Residual de la continuación ascendente a 500 [m].

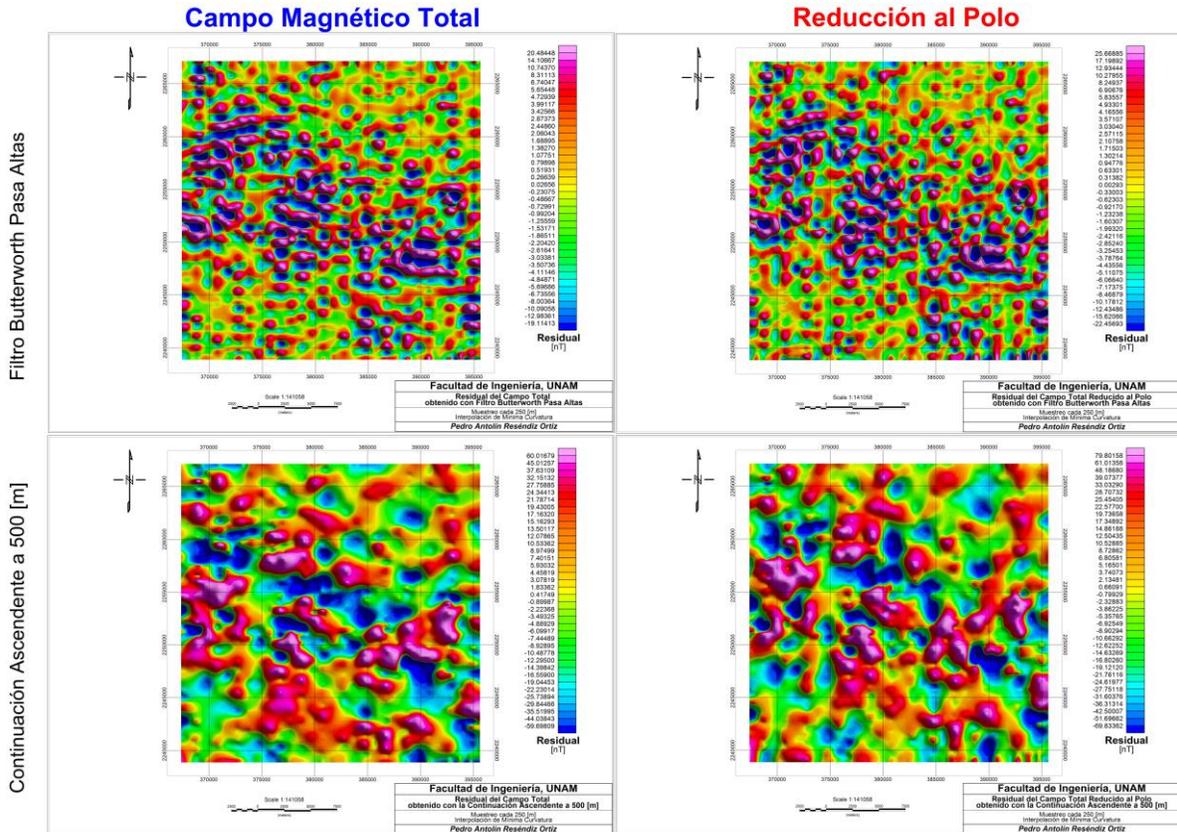


Figura 5.11 – Comparación entre los Mapas del Residual obtenido con Filtro Butterworth y el Residual obtenido con Continuación Ascendente a 500 [m].

De la comparación directa entre los dos residuales es posible percatarse que realmente no hay parecido entre ambos resultados. No obstante, ambos Residuales mantienen ciertas tendencias en común entre las cuales destacan 3 regiones contrastantes entre altas y bajas intensidades magnéticas. Las zonas contrastantes prevalecen tanto en el Mapa de Campo Total como en el de Reducción al Polo y, su forma y posición son similares.

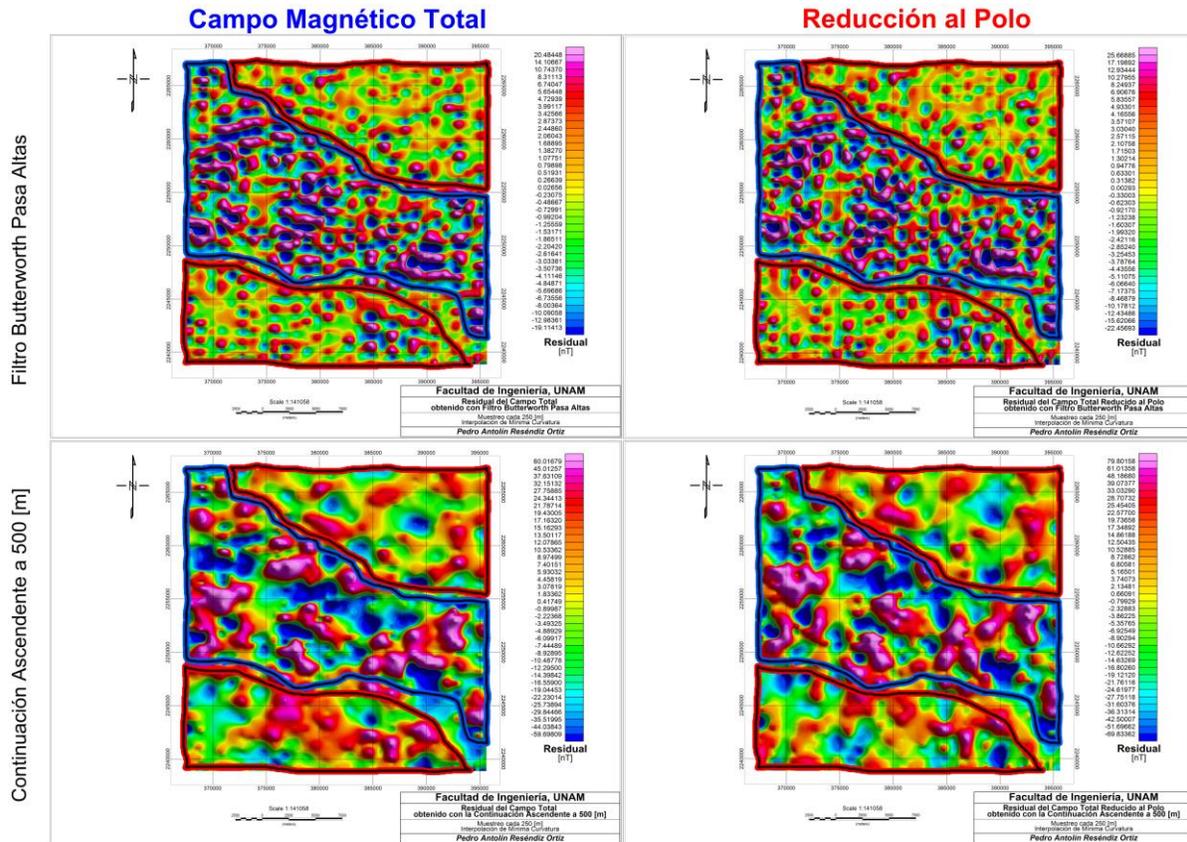


Figura 5.12 - Comparación entre Mapas del Residual e identificación de 3 principales zonas a nivel regional con respuesta magnética contrastante.

Partiendo de la idea de que un Regional muestra una respuesta muy suavizada de los datos originales (y entre mayor profundidad represente, más suavizada será dicha respuesta) y un Residual muestra todas las variaciones superficiales (y entre más superficial sea, presentará una mayor cantidad de variaciones), se puede suponer que el Residual del Filtro Butterworth realmente está mostrando los efectos generados por fuentes mucho más superficiales que el Residual obtenido con la Continuación Ascendente, debido a que el Residual del Filtro Butterworth presenta una gran variación entre altas y bajas intensidades magnéticas (tonalidades rojas y azules respectivamente), es muy probable que dichas variaciones se deban a fuentes muy superficiales, motivo por el cual hay demasiados contrastes.

Otro aspecto importante en ambos mapas es la amplitud en nano teslas [nT] de la intensidad magnética representada; ambos mapas representan rangos de amplitud distintos; con el Residual del filtro Butterworth se identifican contrastes de intensidad magnética de hasta 46 [nT] en Campo Total y 57 [nT] en la Reducción al Polo, mientras que para el Residual

de la continuación ascendente los contrastes de intensidad magnética son de 123 [nT] y 153 [nT] respectivamente.

Debido a que ambos Residuales son de la misma zona de estudio y fueron realizados a partir de los mismos datos, se puede inferir que estos rangos de intensidad magnética dan una idea de manera cualitativa de la profundidad que están representando, es decir, entre mayor es el rango de intensidad magnética mayor es la profundidad representada y viceversa; criterio que de igual manera se observó en el Residual obtenido con la continuación ascendente a 300 [m] y algunas pruebas con el filtro Butterworth a distintas longitudes de onda de corte, aunque aparentemente que no existe una relación directa lineal entre la amplitud representada y la profundidad (motivo por el cual no se puede estimar la profundidad de las fuentes magnéticas a partir de ésta relación) por lo menos es posible hacer la distinción entre algo más profundo y algo más somero.

Consecuentemente se tomó la decisión de trabajar con el Residual obtenido con la sustracción de la continuación ascendente a 500 [m], ya que representa los efectos generados por fuentes magnéticas hasta una profundidad aproximada de 500 [m], la cual es una profundidad adecuada para la búsqueda de recursos hídricos con una calidad aceptable y que además sea factible su extracción.

Se aplicaron las siguientes técnicas al Residual y se analizaron los resultados obtenidos; Derivadas Verticales, Gradiente Horizontal, Señal Analítica, Derivada Tilt y Deconvolución de Euler. La ventaja de aplicar estas técnicas directamente sobre el Residual es que así es posible asegurar que los resultados obtenidos corresponden únicamente a fuentes someras dentro del rango de profundidades deseado.

5.3 Derivadas Verticales

En ocasiones cuando se encuentran múltiples fuentes magnéticas muy cercanas sus efectos suelen sobreponerse y formar una anomalía compuesta en la cual es difícil determinar los bordes de cada fuente, con la finalidad de detectar algún caso similar en el mapa magnético se aplicaron la primera y segunda derivada vertical al mapa del Residual (con reducción al polo y sin reducción al polo), además ésta técnica ayuda a realzar los efectos generados por las fuentes más someras y atenuar los efectos de fuentes profundas.

Al comparar los Residuales obtenidos con la continuación ascendente a 500 [m] de la figura 5.11 con su respectivo resultado de aplicarle la primera derivada vertical (figura 5.13) es posible observar que, efectivamente, se separan los efectos de las fuentes magnéticas generando anomalías de menor tamaño que pertenecen a fuentes más someras pero que mantienen la misma posición permitiendo distinguir las mismas tendencias del Residual inicial, este efecto se puede observar en ambos casos (Campo Total y Reducción al Polo). Ésta observación apoya la idea de que el Residual antes descartado (Residual del Filtro Butterworth) y en general los residuales obtenidos por medio de filtros en el dominio de las frecuencias manifestaban efectos de fuentes muy someras.

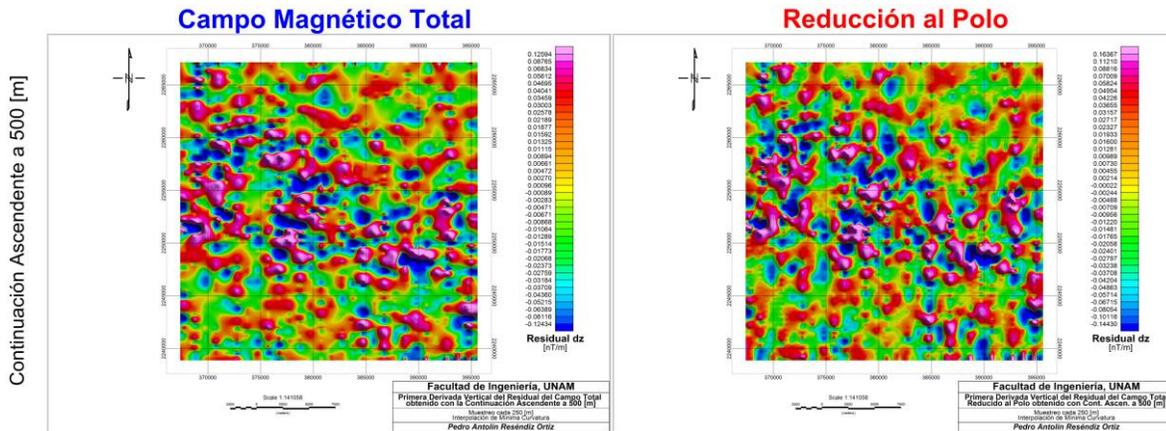


Figura 5.13 – Mapas de la Primera Derivada Vertical de los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m].

Para el caso de la Segunda Derivada Vertical, al comparar ahora los mapas resultantes de la Primera Derivada (figura 5.13) con los de la Segunda Derivada (figura 5.14) es posible percatarse de que sucede algo similar a lo anterior, lo que ocasiona que resalten los efectos de fuentes aún más someras dando como resultado anomalías de menor tamaño, de las cuales quizás no resultará sencillo extraer información útil con fines hidrogeológicos.

Es importante mencionar que en la segunda derivada se presenta un efecto adicional que da la apariencia de un rasgado lateral que principalmente se observa en las altas intensidades magnéticas y se intensifica con el mapa de la reducción al polo magnético.

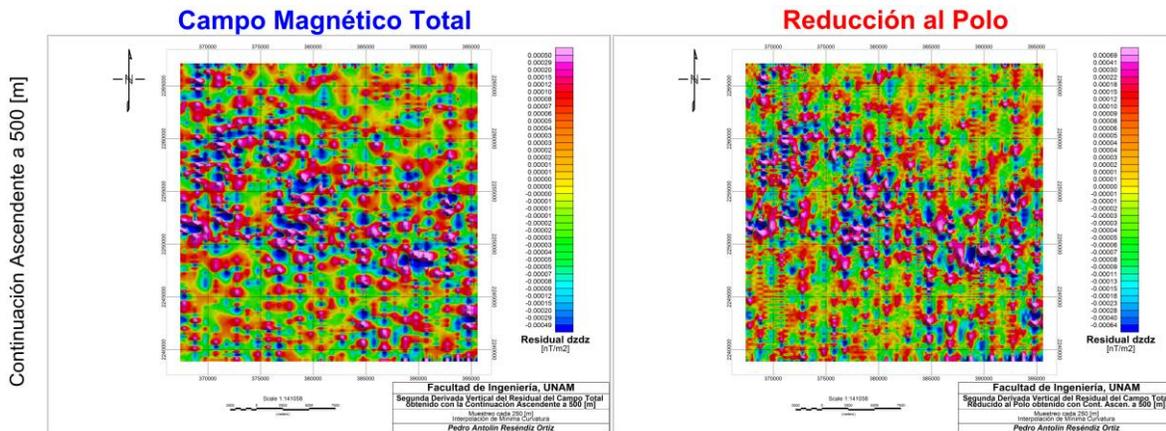


Figura 5.14 – Mapas de la Segunda Derivada Vertical de los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m].

5.4 Gradiente Horizontal

Se utilizó esta técnica con la finalidad de detectar los bordes laterales de las estructuras magnéticas, de la ecuación 4.48 es posible observar que el Gradiente Horizontal (THDR) depende de las derivadas horizontales del campo magnético, por lo tanto fue necesario obtener dichas derivadas de los mapas de Residual (con reducción al polo y sin reducción al polo). Los altos valores magnéticos son los que reflejan la presencia de los bordes de las fuentes magnéticas.

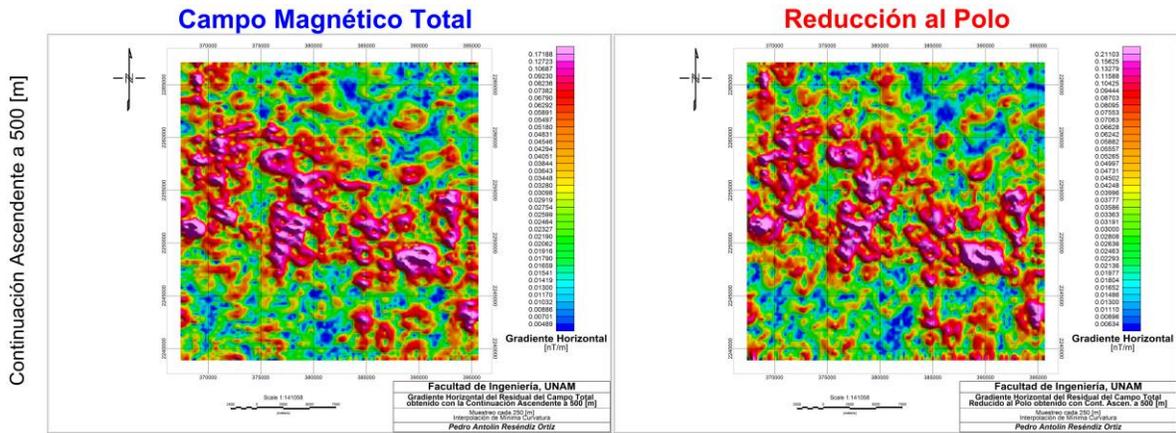


Figura 5.15 - Mapas del Gradiente Horizontal de los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m].

En la figura anterior (figura 5.15) se puede observar que a comparación de las Derivadas Verticales el Gradiente Horizontal presenta un claro contraste de altas intensidades magnéticas (predominantemente en el centro del mapa) y delimita bastante bien los bordes de las fuentes que generan las anomalías.

5.5 Señal Analítica

Esta técnica al igual que el gradiente horizontal se utiliza para delinear los bordes de las fuentes magnéticas, la expresión para obtenerla es bastante parecida a la del THDR la diferencia está en que la AS también considera la variación vertical del campo magnético, es decir, la derivada vertical, por lo tanto puede ser útil no solo para ubicar las fuentes, también para estimar su profundidad ya que los altos magnéticos indican los bordes de la fuente y su intensidad es proporcional a su profundidad. Para ellos se utilizaron las derivadas direccionales en X, Y y Z del Residual (con reducción al polo y sin reducción al polo). Dado que ésta técnica es muy conocida y utilizada, el software Oasis Montaj la incluye dentro de los procesos para datos magnéticos.

En la figura 5.16 se puede observar que los resultados obtenidos de la Señal Analítica mantienen cierta similitud con los del Gradiente Horizontal en cuanto a la posición de las fuentes que generan las anomalías, aunque la forma de la anomalía cambia un poco.

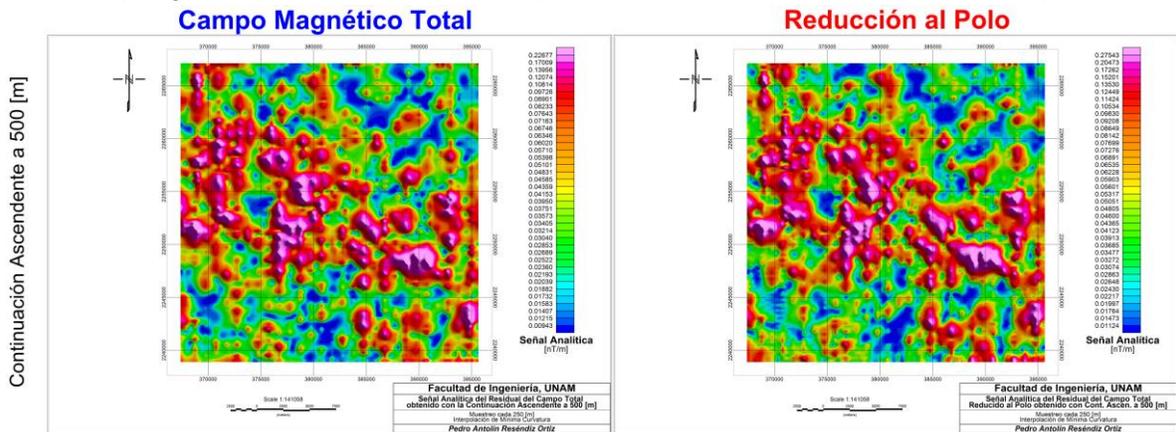


Figura 5.16 - Mapas de la Señal Analítica de los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m].

5.6 Derivada Tilt

A pesar de que anteriormente se han probado distintos métodos de detección de bordes de fuentes magnéticas, dentro de los objetivos de ésta tesis está dar un mayor énfasis a la Derivada Tilt (TDR) y la Deconvolución de Euler (ED), para probar su efectividad en comparación con otros métodos, eso no significa que los métodos anteriores no sean bastante útiles dentro de la interpretación de los datos magnéticos, ya que incluso en algunas ocasiones pueden resultar de mayor utilidad.

Como se puede observar, algo que tienen en común todos los métodos es la utilización de las derivadas direccionales del campo magnético (para ésta tesis se usan derivadas del Residual). La principal diferencia de la TDR con los métodos anteriores es que se busca obtener una respuesta magnética no solo de los bordes de fuentes someras sino también de las fuentes profundas es por eso que la expresión hace uso de la función \arctan o \tan^{-1} (véase capítulo 4, ecuación 4.53) la cual limita la respuesta a valores entre -90° y $+90^\circ$ impidiendo que haya grandes variaciones de amplitud igualando de cierto modo las amplitudes de anomalías débiles (profundas) y las amplitudes de anomalías fuertes (someras).

Al igual que los métodos anteriores, la TDR hace uso de derivadas direccionales ya que se trata del ángulo tangente del cociente de la derivada vertical respecto al gradiente horizontal. Como ya se cuenta con todas las derivadas direccionales ortogonales del residual magnético, incluso con el gradiente horizontal, solo es cuestión de aplicar la expresión. El software de Geosoft, Oasis Montaj, incluye esta técnica dentro de las opciones de procesado de datos magnéticos.

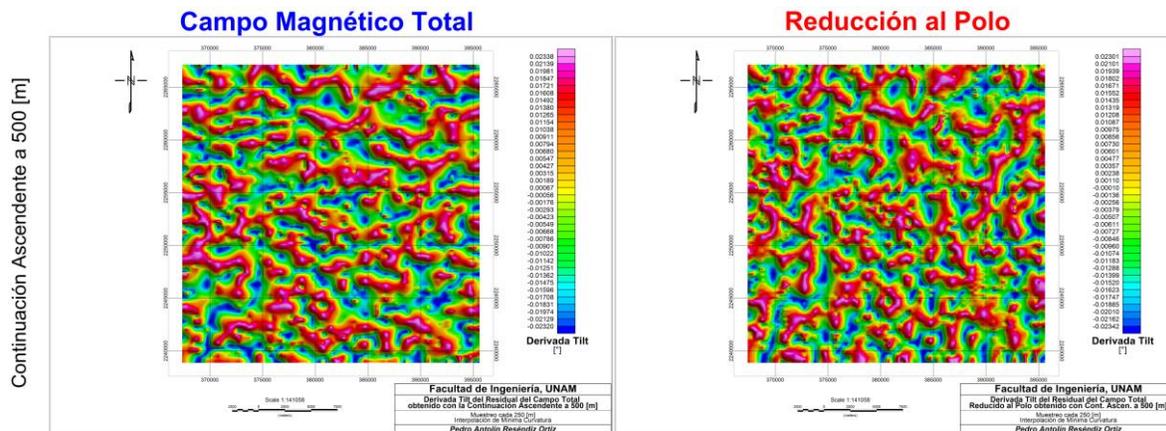


Figura 5.17 - Mapas de la Derivada Tilt de los Residuales obtenidos con la continuación ascendente a 500 [m].

Como era de esperarse la respuesta de éste método presenta una mayor cantidad de fuentes magnéticas, al comparar los mapas con su correspondiente residual (figura 5.11) es posible percatarse de que existe cierta relación entre las anomalías, ya que mantienen la misma posición que en el residual, solo que con la derivada tilt se identifican un mayor número de fuentes dentro de la misma anomalía.

A partir de ésta técnica han surgido algunas variaciones que buscan obtener resultados cada vez más certeros para la localización y estimación de profundidad de las fuentes magnéticas causantes de las anomalías, estos métodos generalmente realizan combinaciones de otras técnicas, como por ejemplo, el método presentado por Verdúzco (2004) en el que obtiene el gradiente horizontal de la derivada tilt (THDR_Tilt). En la ecuación 4.54 se observa que el método consiste en primero obtener la TDR y posteriormente usar ésta como el campo magnético del cual habrá que obtener las derivadas horizontales para finalmente obtener el gradiente.

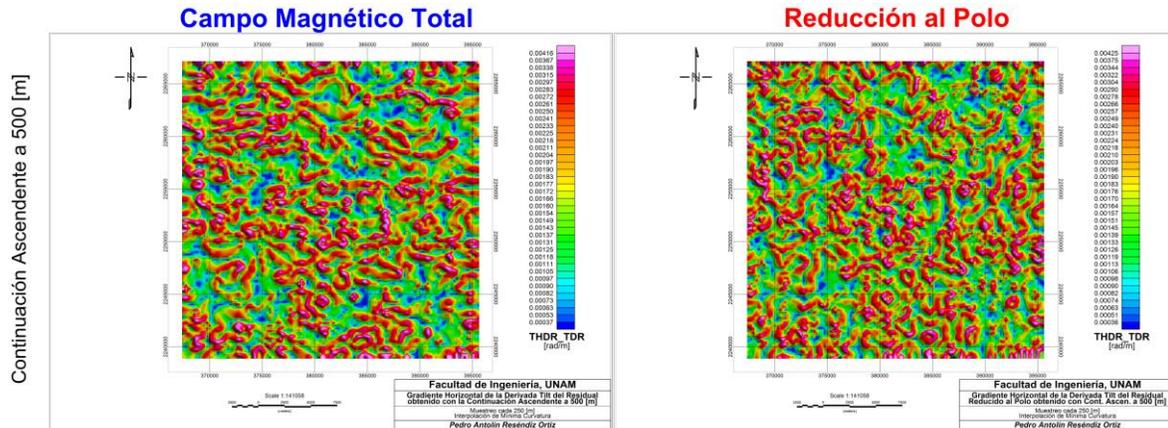


Figura 5.18 - Mapas del Gradiente Horizontal de la Derivada Tilt para los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m].

Otro ejemplo de variación de la Derivada Tilt es la Derivada Tilt Horizontal (TDX) donde a diferencia de la TDR el ángulo tangente se obtiene del cociente entre el gradiente horizontal respecto a la derivada vertical (inverso a la derivada tilt convencional) como se puede observar en la ecuación 4.55 del capítulo 4.

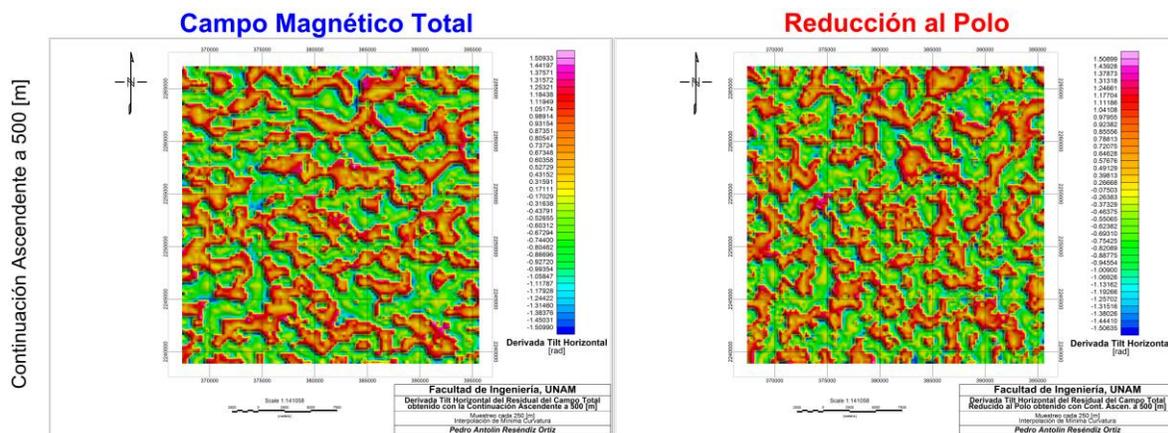


Figura 5.19 - Mapas de la Derivada Tilt Horizontal de los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m].

Para finalizar el tratamiento de la Derivada Tilt se usó una última modificación, la cual conlleva una mayor dificultad de elaboración, este método fue propuesto por Muzaffer & Ünal (2013) y es conocido como la *Mejora de la Derivada Total Horizontal del Ángulo Tilt* (ETHDR), es decir, que con esta técnica se pretende mejorar el método presentado por

Verduzco (2004). De la ecuación 4.58 se observa que la estructura de la expresión es similar a la del Gradiente Horizontal (THDR), pero para llegar a ello primero se calcula una variación de la Derivada Tilt que a su vez incluye la derivada vertical del Campo Total (para ésta tesis se usó el Residual), las derivadas horizontales de la Señal Analítica y un factor de corrección. Véase *Capítulo 4*.

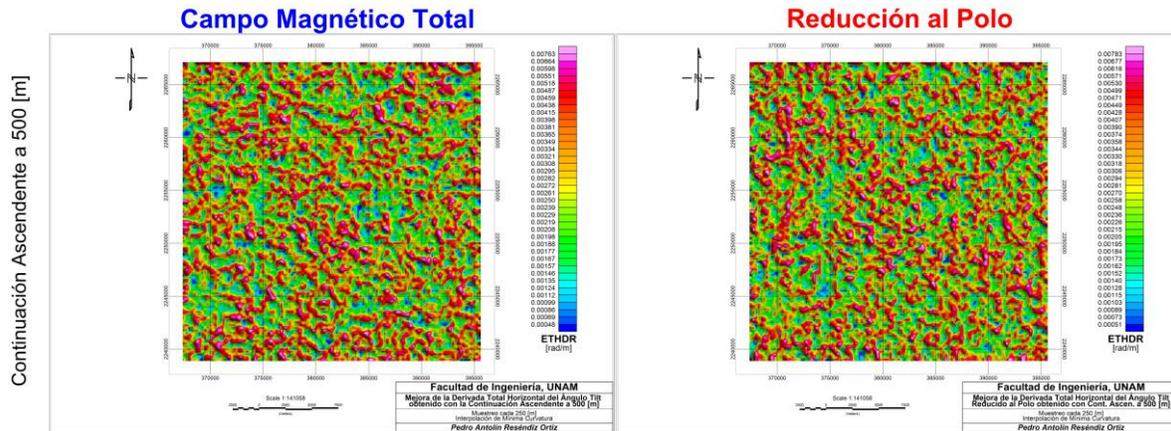


Figura 5.20 - Mapas de la Mejora del Gradiente Horizontal del Ángulo Tilt para los Residuales obtenidos con continuación ascendente a 500 [m]. (Método propuesto por Muzaffer y Ünal, véase capítulo 4).

Analizando los resultados obtenidos de las distintas variantes de la Derivada Tilt se puede observar que los Gradientes realmente no resultan de mucha utilidad ya que operan con derivadas derivadas. Además, las fuentes que detectan parecen ser demasiadas y muy pequeñas, lo que impide una buena interpretación a primera vista.

Por otro lado, la respuesta de la Derivada Tilt Horizontal puede resultar un poco más útil, ya que opera con las mismas derivadas que la Derivada Tilt, y realmente identifica las mismas fuentes magnéticas en la misma posición y con la misma forma que la derivada tilt original pero con un contraste mucho más claro entre los cuerpos magnéticos y el medio que los rodea, permitiendo una mejor identificación. A parte de la gama de colores y los contrastes, una de las principales diferencias entre la derivada tilt (TDR) y la derivada tilt horizontal (TDX) es la forma de los bordes de las fuentes magnéticas, ya que la TDR generalmente identifica bordes redondeados mientras que la TDX identifica bordes con esquinas o angulares.

5.7 Deconvolución de Euler

El uso de ésta técnica tiene como finalidad identificar espacialmente las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio, así como inferir su profundidad y finalmente por medio del uso de índices estructurales identificar el tipo de estructura. En el capítulo anterior se desglosaron las bases teóricas que fundamentan éste método y en la tabla 4.3 se muestran algunos índices estructurales y la estructura geológica a la que corresponde cada uno.

Anteriormente se mencionó que, de acuerdo a la ecuación 4.59, la Deconvolución de Euler depende de 3 aspectos fundamentales, en primera instancia es necesario obtener las derivadas direccionales del campo magnético, para éste caso es necesario entonces obtener las derivadas direccionales del residual (con Reducción al Polo y sin Reducción al Polo), el segundo aspecto importante es decidir el tamaño de la ventana, el cual depende de la profundidad de investigación, lo más recomendable puede ser realizar distintas pruebas y elegir el que mejor se ajuste a algún modelo geológico de la zona de estudio.

Deconvolución de Euler del Residual del Campo Reducido al Polo obtenido con Continuación Ascendente a 500 [m]

Campo Magnético Total

Reducción al Polo

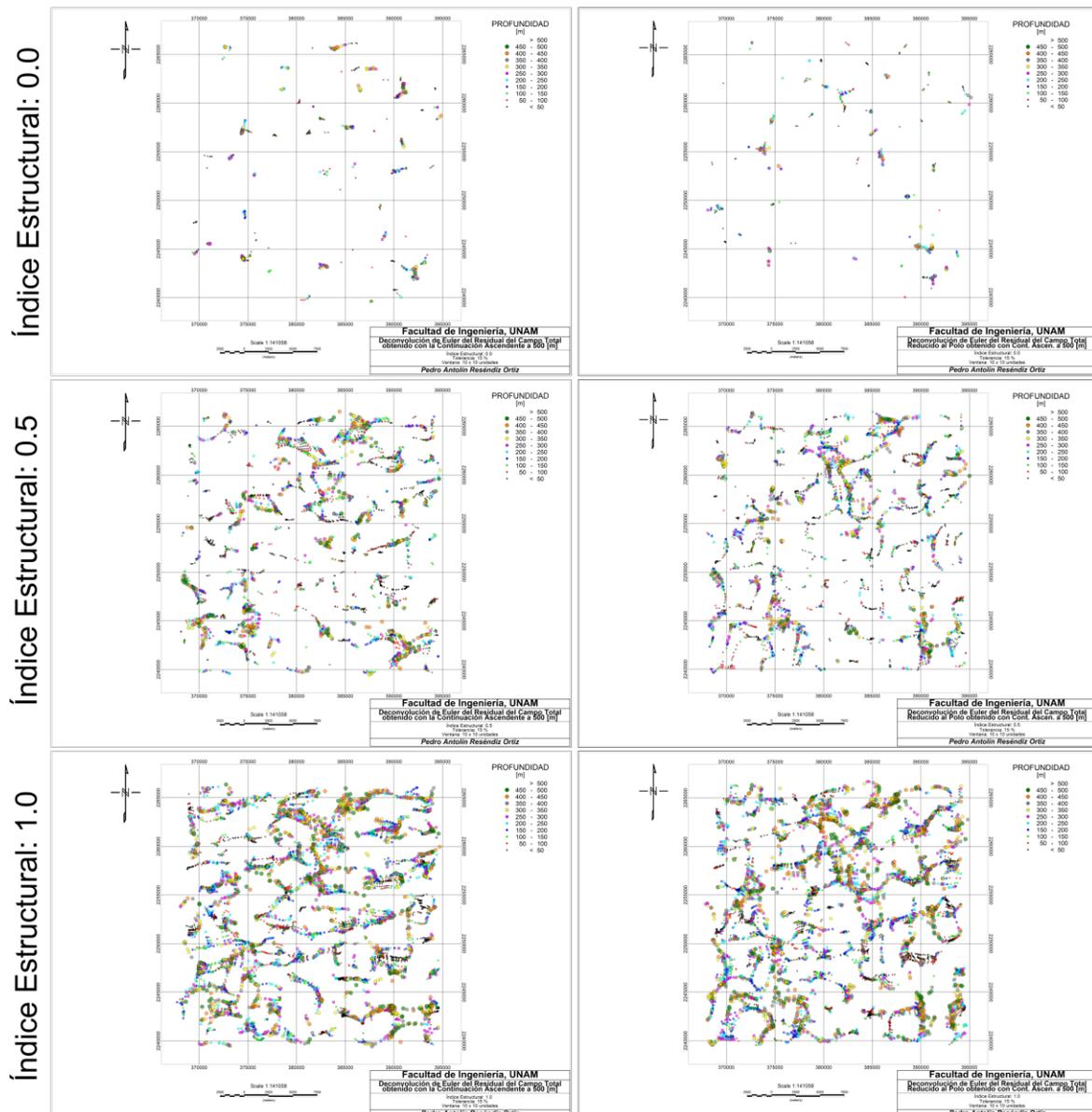


Figura 5.21 - Soluciones obtenidas con la Deconvolución de Euler para los Residuales obtenidos con la continuación ascendente a 500 [m] con los índices estructurales 0.0, 0.5 y 1.0.

En este trabajo, siguiendo la propuesta de Reid (1990) y el ejemplo de Pacheco (2008), se utilizó una ventana de 10 x 10 unidades. Por último queda elegir un índice estructural de acuerdo a la tabla 4.3, si no se tiene claro el tipo de estructura que se busca no queda más remedio que llevar a cabo distintas pruebas con cada uno de los índices. Adicionalmente, debido a que la ED genera soluciones a partir de un modelo matemático, éstas pueden llegar a ser demasiadas por lo tanto resulta bastante útil fijar un porcentaje de tolerancia para la profundidad máxima para discriminar la cantidad de soluciones y mantener solo las que cumplan con cierta calidad, y aun así eso no nos asegura que todas las soluciones mostradas existan en la zona de estudio.

Deconvolución de Euler del Residual del Campo Reducido al Polo obtenido con Continuación Ascendente a 500 [m]

Campo Magnético Total

Reducción al Polo

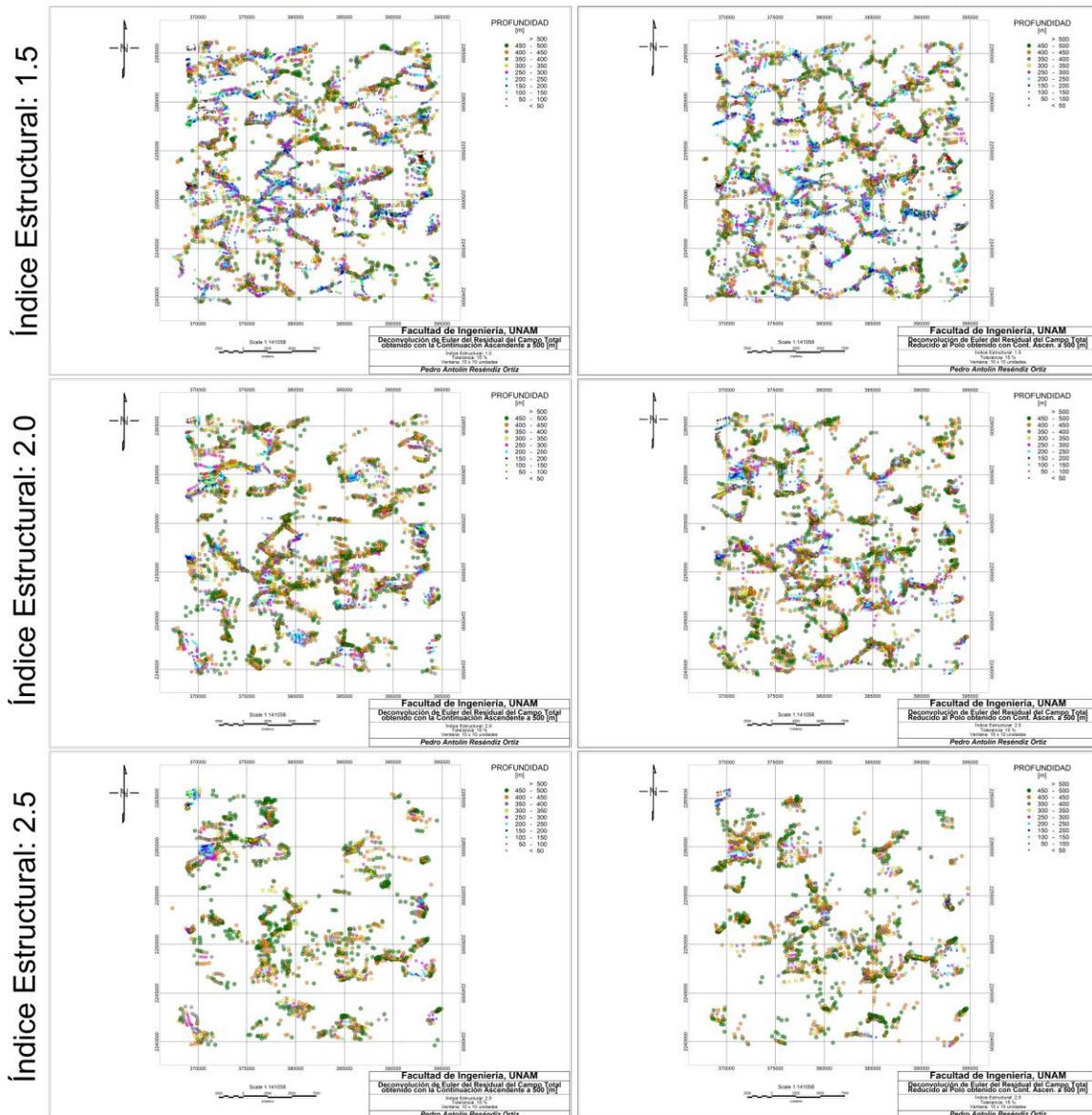


Figura 5.22 - Soluciones obtenidas con la Deconvolución de Euler para los Residuales obtenidos con la continuación ascendente a 500 [m] con los índices estructurales 1.5, 2.0 y 2.5.

En éste trabajo se realizaron pruebas con los distintos índices estructurales para la Deconvolución de Euler del residual usando en todas una ventana de 10 x 10 unidades y con tolerancias de profundidad máxima del 10, 15, 20 y 30 %, cabe mencionar que entre mayor sea la tolerancia mayor será la cantidad de soluciones aceptadas pero será menor la certeza de las soluciones y viceversa, entre menor sea la tolerancia menor será la cantidad de soluciones pero matemáticamente será mayor la fiabilidad de cada solución debido a que presenta un menor porcentaje de error, por lo tanto, es importante mantener un equilibrio para tener una cantidad aceptable de soluciones y que además sean soluciones fiables acordes a la geología del lugar.

Inicialmente se descartaron las respuestas obtenidas con una tolerancia de 10 % debido a que la cantidad de soluciones es demasiado escasa, además de que las soluciones suelen ser muy dispersas y no forman lineamientos. Ocurre lo contrario con las soluciones obtenidas con una tolerancia de 30 %, ya que el mapa resultante contiene demasiadas soluciones (que incluso podrían no ser reales, ya que solamente son soluciones matemáticas) lo que ocasiona que resulte complicado identificar lineamientos o algún rasgo característico. Finalmente se decidió tomar como mejor solución las respuestas obtenidas con 15 % de tolerancia, ya que es donde se puede observar una cantidad considerable de soluciones que conforman agrupaciones o lineamientos, ya que incluso con 20 % de tolerancia para algunos índices estructurales se observaron demasiadas soluciones dispersas en la zona de estudio que no resultan muy útiles para llevar a cabo una interpretación.

Deconvolución de Euler del Residual del Campo Reducido al Polo obtenido con Continuidad Ascendente a 500 [m]

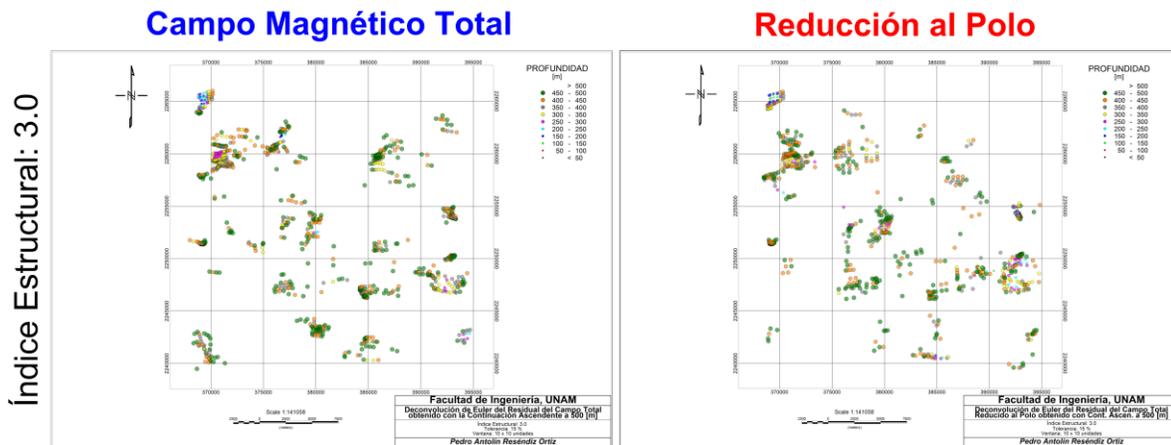


Figura 5.23 - Soluciones obtenidas con la Deconvolución de Euler para los Residuales obtenidos con la continuación ascendente a 500 [m] con el índice estructural 3.0.



CAPÍTULO 6

CORRELACIÓN DE LA RESPUESTA MAGNÉTICA CON INFORMACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

6 CORRELACIÓN DE LA RESPUESTA MAGNÉTICA CON INFORMACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA

En el capítulo anterior se aplicaron una serie de procesos sobre los datos magnéticos con la finalidad de obtener mapas que permitan una mejor delimitación de las principales fuentes magnéticas, así como la identificación de algunos lineamientos y por lo tanto una mejor interpretación de la distribución de los cuerpos magnéticos. Para continuar con el análisis desde un punto de vista geológico-geofísico, después de una rápida comparación entre las respuestas obtenidas sin reducción al polo y con reducción al polo con la geología de la zona de estudio, se decidió continuar el análisis con los mapas con reducción al polo ya que la configuración obtenida en la respuesta magnética ciertamente es más precisa en cuanto a la localización de las anomalías. Por lo tanto, en éste capítulo se busca realizar un análisis tomando en consideración no solamente la forma de las anomalías (como en el capítulo anterior), sino también la geología, los rasgos estructurales que se identificaron en el capítulo 3 y, la ubicación, profundidad y caudal extraído de los pozos presentes en la zona de estudio. Éste análisis es de suma importancia ya que a pesar de la respuesta obtenida con los métodos geofísicos, siempre será la geología y las condiciones de la zona de estudio las que condicionarán la respuesta geofísica.

A grandes rasgos, se puede decir que un acuífero es un cuerpo de roca con las condiciones necesarias para almacenar y transmitir agua subterránea, desde una zona de recarga a una zona de descarga (natural o artificial), por lo tanto las rocas que constituyen los acuíferos tienen en común dos propiedades físicas importantes; la porosidad y la permeabilidad. Estas propiedades son las más importantes debido a que la porosidad es el volumen total de roca ocupado por fluidos (agua, aire o hidrocarburos) y es la que permite el almacenamiento del agua, y la permeabilidad es la capacidad que tiene la roca para transmitir un fluido a través de sus poros interconectados.

Debido a que la zona de estudio está conformada por rocas volcánicas, que son rocas compactas y densas con cristales muy unidos, la porosidad que predomina en la zona es de origen secundario, los procesos que pueden causar que estas rocas de origen impermeable se vuelvan permeables, pueden ser de origen mecánico y/o químico. Para la zona de estudio se sabe que la porosidad y permeabilidad provienen principalmente de procesos mecánicos o tectónicos, por lo tanto la porosidad y permeabilidad la proporcionan principalmente las fallas, fracturas y contactos (aunque también las vesículas pueden formar parte de la porosidad de la roca, su aportación es prácticamente despreciable).

Con base en lo anterior, se puede decir que con la respuesta magnética se busca identificar zonas de fracturamiento, mediante la interpretación de lineamientos, las cuales se pueden asociar a zonas permeables.

El fundamento teórico que permite usar el método magnético para la identificación de las estructuras antes mencionadas proviene de la analogía de que la Tierra se comporta como

un gran imán ubicado al centro de la misma y la presencia de dos polos (positivo y negativo), donde, para una zona en específico se considera que la fuerza del campo magnético es la misma y que el valor de la intensidad magnética va a estar en función de la susceptibilidad magnética de las rocas, (López Loera, 2014).

Según López Loera (2014), si se considera una roca volcánica que contiene materiales ferromagnesianos y no está fracturada, ésta generará una respuesta magnética caracterizada por tener una anomalía representada por un alto y un bajo magnético. Es decir, la respuesta magnética tiene un lado positivo y uno negativo. Haciendo la suposición de que la roca se comporta como un imán el cual tiene un polo positivo y un polo negativo, y si dicho imán se fractura en dos partes, cada uno de los fragmentos de imán tendrá un par de polos, generando dos anomalías magnéticas, que tendrían dos altos y dos bajos magnéticos en una secuencia de la forma alto-bajo-alto-bajo magnéticos y así sucesivamente si el imán se sigue fracturando. Por lo tanto, en una zona ligeramente fracturada y/o afallada, se tendrá una respuesta magnética con altos y bajos secuenciados, con frecuencias medias, pero en una zona con alto grado de fracturamiento y/o fallamiento, se tendrá una respuesta magnética caracterizada por altas frecuencias y, por una serie de altos y bajos magnéticos secuenciados (López Loera, Urrutia Fucugauchi, & Alva Valdivia, 2010). Esto mismo es lo que se puede identificar en la zona de estudio, la cual está conformada por una serie de eventos geológicos de diferente composición, distribución y espesor distribuidos en toda el área, como lo describe Aguirre Díaz (1996).

La identificación de lineamientos mediante mapas generados con métodos de detección de bordes se basa en la delimitación de cuerpos magnéticos para la identificación de contactos que de igual forma podrían ser zonas de fallas, principalmente con la presencia de cuerpos intrusivos. Por otro lado con ayuda de la Deconvolución de Euler es posible identificar fallas y fracturas gracias al uso de índices estructurales.

Es importante mencionar que con la magnetometría se pueden identificar zonas de fallas o fracturas que por lo tanto son zonas con porosidad y permeabilidad, por lo cual son posibles zonas con potencial de agua ya que presentan las condiciones geológicas adecuadas; sin embargo, aún será necesario averiguar si dichas zonas realmente contienen agua o humedad por medio de algún método que presente alguna relación directa entre la propiedad física que se está midiendo y la presencia de humedad (agua) en la roca en cuestión, principalmente métodos de resistividad. Para identificar éste tipo de relación, se utilizaron principalmente los valores de caudal de agua extraído de los pozos presentes en la zona de estudio.

Retomando lo que se mencionó en el capítulo 3 respecto a la respuesta magnética que se podría esperar de la litología presente en la zona de estudio, ciertamente la respuesta magnética no define claramente toda la litología con gran detalle (o a nivel local) debido a que se trata de un ambiente proveniente de diversos eventos volcánicos, convirtiéndose en un complejo volcánico que se ve reflejado en una respuesta magnética igual de compleja ya que contiene los efectos de numerosas fuentes magnéticas sobrepuestas.

En general las coincidencias identificadas al analizar la respuesta magnética con la geología, la topografía, los rasgos estructurales y los datos de los pozos, son escasas a nivel local (con mayor detalle). A pesar de ello, es posible obtener información relevante de la respuesta magnética sobre todo a nivel regional, lo cual quizá no es de mucha ayuda para identificar y proponer un punto exacto para la extracción de agua, pero que si ayuda a delimitar a grandes rasgos las zonas con mayor potencial hídrico para posteriormente enfocar un análisis con más detalle.

No obstante, a pesar de los inconvenientes antes mencionados, en algunos mapas es posible identificar algunas coincidencias entre los contactos litológicos, rasgos estructurales y la respuesta magnética, permitiendo incluso delimitar algunos cuerpos a profundidad en las zonas que no afloran. Generalmente es posible identificar las mismas características en los mapas; principalmente en el residual, la primera derivada vertical, el gradiente horizontal, la señal analítica y la derivada tilt, el resto de los procesos aplicados no suelen ser muy útiles para llevar a cabo una correlación de la información debido a que su respuesta identifica demasiadas fuentes magnéticas de menor tamaño que los mapas antes mencionados.

Para iniciar el análisis de manera un tanto regional es preciso resaltar que a simple vista es posible identificar, en el residual y algunos de los procesos aplicados, tres principales zonas a nivel regional con contrastes en la respuesta magnética. Con el residual, la primera y segunda derivada vertical, es posible apreciar que en general hay diversas anomalías con altos magnéticos en todo el mapa; sin embargo, hay un claro contraste entre las partes superior e inferior, y la parte central donde se observa una disminución en los valores de la respuesta magnética (Figura 6.1).

Para el caso del gradiente horizontal y la señal analítica se observan las mismas tres zonas contrastantes aunque la respuesta magnética parece invertirse resaltando con valores altos la parte central y con valores bajos las zonas superior e inferior, a pesar de ello la forma y posición de la anomalía predominan en todos los mapas excepto en la derivada tilt, donde realmente no se aprecian los mismo contrastes.

No obstante, el cuerpo (o conjunto de cuerpos) rocoso(s) que generan la anomalía en la parte central del área de estudio coinciden plenamente con las principales elevaciones topográficas de la zona que son la sierra de Vaquerías y cerros aledaños en la parte centro y oeste, y los cerros Jingo y Buenavista en la parte este, los cuales se pueden ver como un parte aguas entre el Valle de San Juan del Río y, la zona de Quiotillos y el Valle de Amealco.

En un estudio aplicando método electromagnético en el dominio del tiempo, realizado por la empresa GUYSA en el año 2003, se comprobó que no existe continuidad hidráulica entre la parte SW del Valle de San Juan del Río y la parte NE de la zona de Quiotillos y el Valle de Amealco, por lo cual se puede afirmar que el cuerpo que genera la anomalía que se puede observar en la respuesta magnética (parte central de la zona de estudio) realmente representa una barrera o el límite que separa el acuífero de San Juan del Río del acuífero de Amealco, obviamente éste límite no coincide con el límite administrativo presentado en

el capítulo 3 (tabla 3.2 y figura 3.10) debido a que el límite administrativo no está basado en las condiciones geológicas de la región, e incluso en la parte SE el límite del acuífero del Valle de San Juan del Río está basado en el límite territorial del estado de Querétaro (Véase capítulo 3, figura 3.10).

REDUCCIÓN AL POLO

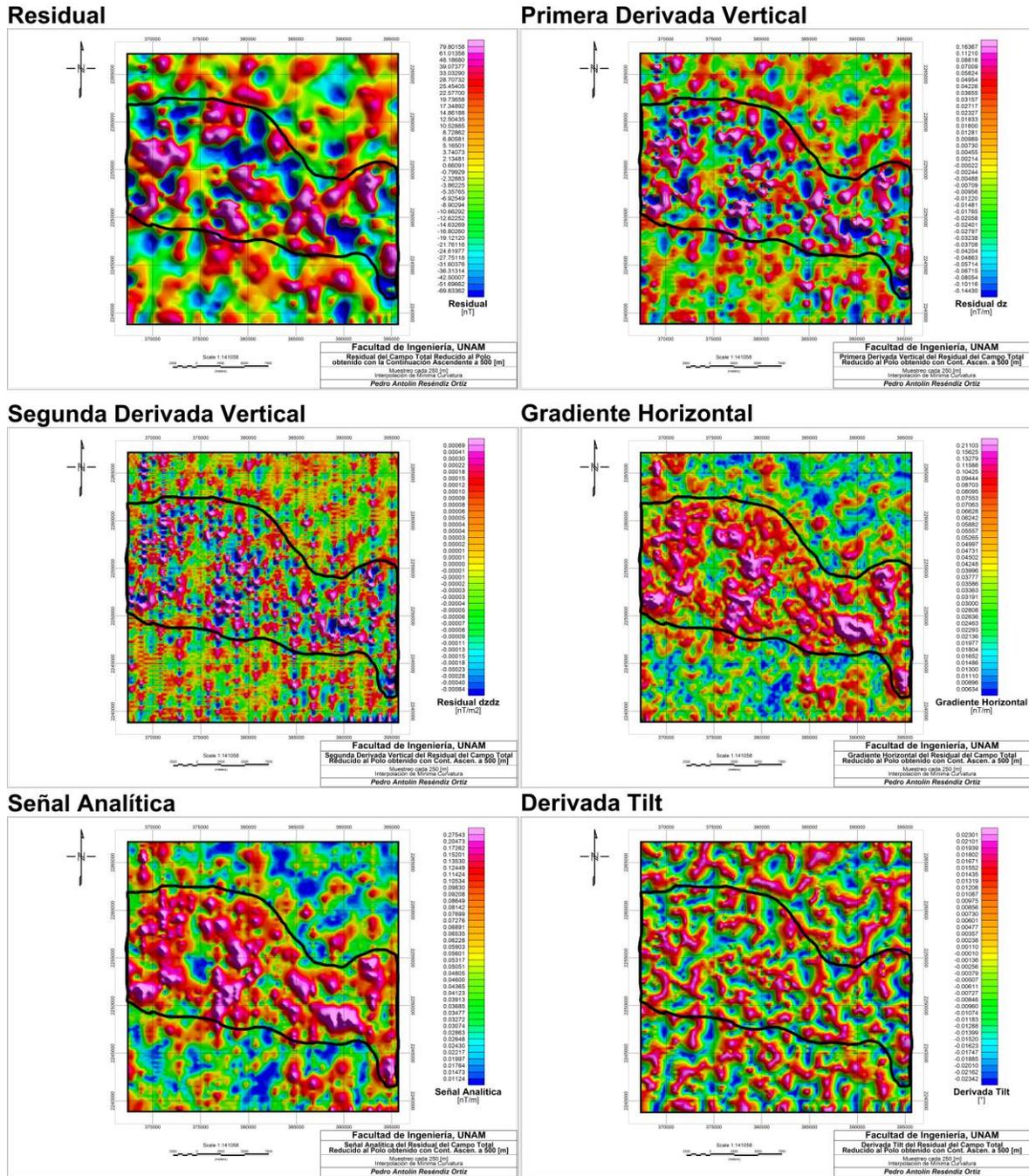


Figura 6.1 - Análisis de la respuesta magnética a nivel Regional en la zona de estudio. Se delimita la principal anomalía observada a nivel regional, que coincide con la principal cadena de elevaciones topográficas y se puede asociar a una barrera que divide el Valle de san Juan del Río y el Valle de Amealco.

Continuando con el análisis de la información, desde un punto de vista más local y enfocado en la identificación de las anomalías producidas por algunos cuerpos (elevaciones topográficas) y su delimitación, se pueden identificar algunos rasgos característicos que coinciden entre la geología descrita por Dávalos-Álvarez (2005), la topografía y la respuesta magnética, y estos mismos generalmente se mantienen en algunos de los mapas obtenidos del procesamiento. Estructuralmente se puede decir que en la mayoría de los mapas obtenidos del procesamiento no existen muchas coincidencias entre las fallas y fracturas, y los contrastes de valores magnéticos representados en el mapa. En general la mayoría de los mapas obtenidos del procesamiento mantiene muy pocas coincidencias entre los rasgos estructurales y los contrastes de la respuesta magnética debido a la complejidad geológica de la zona de estudio y a que en general toda la zona está conformada por rocas ígneas, que en algunas zonas podrían no aflorar, pero que se encuentran a profundidad. A continuación se describen los principales rasgos identificados en los mapas, de acuerdo a la unidad estratigráfica a la que pertenecen y en orden de lo más antiguo a lo reciente.

Latita La Cuesta (Tlc)

Resulta difícil identificar una respuesta magnética clara que coincida con la presencia de ésta unidad (más allá de lo que ya se ha mencionado) y que además contraste claramente con el entorno que lo rodea. En la figura 6.2 se puede observar que la Latita La Cuesta no está representada por una sola anomalía ya sea de altas o bajas intensidades magnéticas, sino que se observa una combinación de anomalías entre altas y bajas intensidades ubicadas principalmente en los cerros que conforman parte de la Sierra de Vaquerías, sabiendo que la Sierra de Vaquerías es una de las zonas con mayor cantidad de fallas y fracturas (por lo menos de manera superficial), es de esperarse que se presente una respuesta dominada por altas y bajas intensidades magnéticas sucesivas. Las elevaciones que presentan altas intensidades magnéticas son cerro Blanco, cerro Número Cuatro y cerro San Mateo, y las que presentan bajas intensidades magnéticas son cerro La Cruz, Cerros Cuates y cerro El Aserrín, aunque en los últimos la disminución en la respuesta magnética podría deberse a la presencia de pequeños cuerpos rocosos pertenecientes a la Andesita Vaquerías. También es posible apreciar algunas coincidencias entre los contrastes de la intensidad magnética y algunas fracturas.

Andesita Vaquerías (Tav)

La Andesita Vaquerías es la segunda unidad más grande que se encuentra en la zona de estudio, después de la Toba Amealco, parte de ella cubre la parte NW de la zona de estudio junto a la Sierra de Vaquerías, una pequeña porción en el centro de la carta y una tercera porción localizada al SE de la zona de estudio, en lo que corresponde a la cabecera municipal de San Juan del Río hasta los cerros Jingo y Buenavista. En ésta última porción existe cierta coincidencia entre la respuesta geofísica y la geología, principalmente en los contactos de la Andesita con la Toba Amealco y con el material Aluvial (en las cercanías de la cabecera municipal de San Juan del Río). A pesar de que se trata de la misma formación geológica la respuesta magnética es totalmente contrastante en cada uno de sus extremos, ya que los cerros Jingo y Buenavista se caracterizan por una notable disminución en la intensidad magnética, mientras que en la cabecera municipal se observa un aumento considerable en la misma propiedad, la cual coincide con la presencia de termalismo hasta

una profundidad máxima de 200 [m]. Algo similar ocurre en la porción localizada en la Sierra de Vaquerías, donde la respuesta magnética varía entre altas y bajas intensidades magnéticas, y parece haber una mayor coincidencia entre la geología y la respuesta magnética cerca de los contactos con el material aluvial (o clásticos continentales), principalmente en el cerro La Carbonera y cerro La Capilla.

Pese a lo que se mencionó respecto al termalismo en la cabecera municipal de San Juan del Río, la mejor explicación de los contrastes en la intensidad magnética presenten en la zona de estudio sigue siendo la presencia de numerosas fracturas en la roca, ya que ambas porciones de la Andesita presentan numerosas fracturas. Más adelante en éste capítulo se verá que tanto coinciden los rasgos estructurales identificados previamente con los obtenidos de la Deconvolución Euler.

La porción central es una zona cercana a las comunidades de Cerritos y San Miguel que se encuentra a unos 3 [km] hacia el NW del cerro Jingo, y lo perteneciente al cerro del Aire. En ésta zona la respuesta magnética resulta ser distinta en ambos casos, ya que en cerritos se presenta una anomalía de altas intensidades magnéticas que podría continuar e incluso conectarse (o ser el mismo cuerpo) con la porción que aflora en el cerro Jingo, mientras que en el cerro del Aire, la respuesta magnética tiende a tener valores bajos de intensidad magnética y dicha configuración sugiere que el cuerpo perteneciente a la Andesita podría ser de mayor tamaño, como se muestra en la figura 6.2.

Al igual que con la Latita La Cuesta, existen dos pequeños cuerpos de Andesita en lo que corresponde a cerros Cuates y cerro el Aserrín, donde se observa una disminución en la intensidad magnética, por lo cual resulta difícil identificar cuál de las dos unidades es la responsable de dicha anomalía, pues ambas unidades geológicas han presentado resultados magnéticos muy variados por lo que no es posible asignar el aumento o disminución de la intensidad magnética a una sola litología.

Andesita Guadalupe (Tag)

Ésta unidad es de las de menor tamaño en la región, pues solamente aflora en la Sierra de Vaquerías en lo que se conoce como cerro La Virgen, para éste caso es muy claro que la intensidad magnética es muy baja y siendo éste el único lugar donde aflora ésta unidad podría incluso asociarse su presencia a dicha anomalía y con base en la configuración de intensidades magnéticas del mapa del residual se podría asumir que la distribución de dicho cuerpo a profundidad es como se observa en la figura 6.2. La respuesta magnética presente en ésta zona contrasta claramente con la de la Andesita Vaquerías.

Riolita El Rincón (Trr)

El Cerro La Estancia, se encuentra hacia el NE de la parte central de la zona de estudio y forma parte de la Riolita el Rincón. Al analizar el residual del campo magnético (Figura 6.2) es posible percatarse de que coinciden bastante bien la geología y la topografía con la posición y forma de la respuesta magnética, la cual refleja la presencia de un cuerpo a través de una anomalía caracterizada por intensidades magnéticas muy bajas. En el mismo mapa, un caso similar se presenta en el cerro El Organal, localizado hacia el extremo NE

de la zona de estudio, perteneciente a la misma formación, donde de igual forma los valores de intensidad magnética se ven afectados tendiendo a disminuir, permitiendo a su vez la posibilidad de suponer que el cuerpo se extiende a profundidad (ya que no aflora) aproximadamente 3 [km] más hacia el sur e incluso la intensidad magnética disminuye aún más que en el cerro, lo que podría indicar un mayor espesor de la roca. Finalmente un tercer ejemplo que presenta la misma configuración magnética que los anteriores se localiza en el extremo SE de la zona de estudio, en la localidad de Tuna Mansa, donde de igual forma es posible suponer la presencia del mismo cuerpo a profundidad, como se muestra en la figura 6.2.

Con estos dos ejemplos se podría comenzar a suponer que la Riolita El Rincón es la responsable de la disminución en los valores de intensidad magnética, e incluso la respuesta magnética en el Domo Galindillo, ubicado en el extremo sur de la zona de estudio, apoya aunque no comprueba dicha teoría ya que es posible percibir una disminución en la intensidad magnética con la misma forma y posición que el Domo, aunque de menor intensidad, que contrasta claramente con las altas intensidades magnéticas de la Toba Amealco que lo rodea; sin embargo, no es posible afirmarlo con certeza debido a que la Sierra El Rincón, que da el nombre a ésta formación debido a que es el cuerpo de roca de mayor volumen perteneciente a la Riolita, no presenta la misma configuración caracterizada por una notable disminución en la intensidad magnética y, su respuesta magnética presenta heterogeneidades entre valores altos y bajos de intensidad magnética. Por otro lado, como se ha mencionado en las unidades estratigráficas anteriores, lo anterior se podría deber y/o asociar al alto grado de fracturamiento presente en la sierra El Rincón.

Toba Amealco (Tta)

Es el cuerpo de mayor extensión territorial dentro de la zona de estudio (y posiblemente también de los alrededores no comprendidos en ésta tesis), su respuesta geofísica se caracteriza por tener intensidades magnéticas que van de altas a medias y solo muy pocas zonas presentan bajas intensidades. Dado que esta unidad es muy extensa y rodea a algunas de las unidades antes mencionadas, las coincidencias entre la geología y la respuesta magnética son las mismas que se han identificado con las otras unidades. En general los contactos están representados por altas intensidades magnéticas.

Ignimbrita Huimilpan (Tih)

Solamente se encuentra en una pequeña porción al W de la zona de estudio, en las orillas de la Sierra de Vaquerías, es difícil asociar su presencia a alguna anomalía magnética presente en esa región debido a que su distribución es muy escasa a comparación de las demás unidades a su alrededor y no hay coincidencia con la forma de la unidad. Por lo tanto se puede concluir que la respuesta magnética de ésta zona es generada principalmente por otras unidades de mayor importancia (en cuanto a distribución y espesor) como pudiera ser Latita La Cuesta o Andesita Vaquerías. Véase figura 3.9 en capítulo 3.

Clásticos Continentales (Q)

Cubren toda la parte NE de la zona de estudio y pertenece al extremo SW del Valle de San Juan del Río. Ésta unidad estratigráfica es la última que describe Dávalos-Álvarez (2005),

siendo entonces la más reciente, la respuesta magnética que se aprecia en esta región realmente no corresponde al aluvión, por lo cual se puede concluir que la respuesta magnética realmente corresponde a las unidades que se encuentran por debajo de ésta unidad, las cuales resulta complicado identificar y delimitar de forma precisa. No obstante, es posible tener una idea del material que se encuentra por debajo por medio de los pequeños cuerpos que afloran en la región como son los cerros El Organal y La Estancia, así como pequeños cuerpos cerca del cerro La Carbonera y al extremo NE de la zona de estudio, pidiendo entonces afirmar que existen algunos eventos volcánicos como la Andesita Vaquerías y la Riolita El Rincón que son los que generan la respuesta magnética que se aprecia en la figura 6.2. A pesar de que la respuesta magnética no refleja directamente la presencia del aluvión, después de haber aplicado algunos procesos como la señal analítica y el gradiente horizontal, es posible observar un contraste entre la región cubierta con el aluvión de las demás zonas, como se comentó anteriormente en el análisis a nivel regional, y como se puede observar en la figura 6.4.

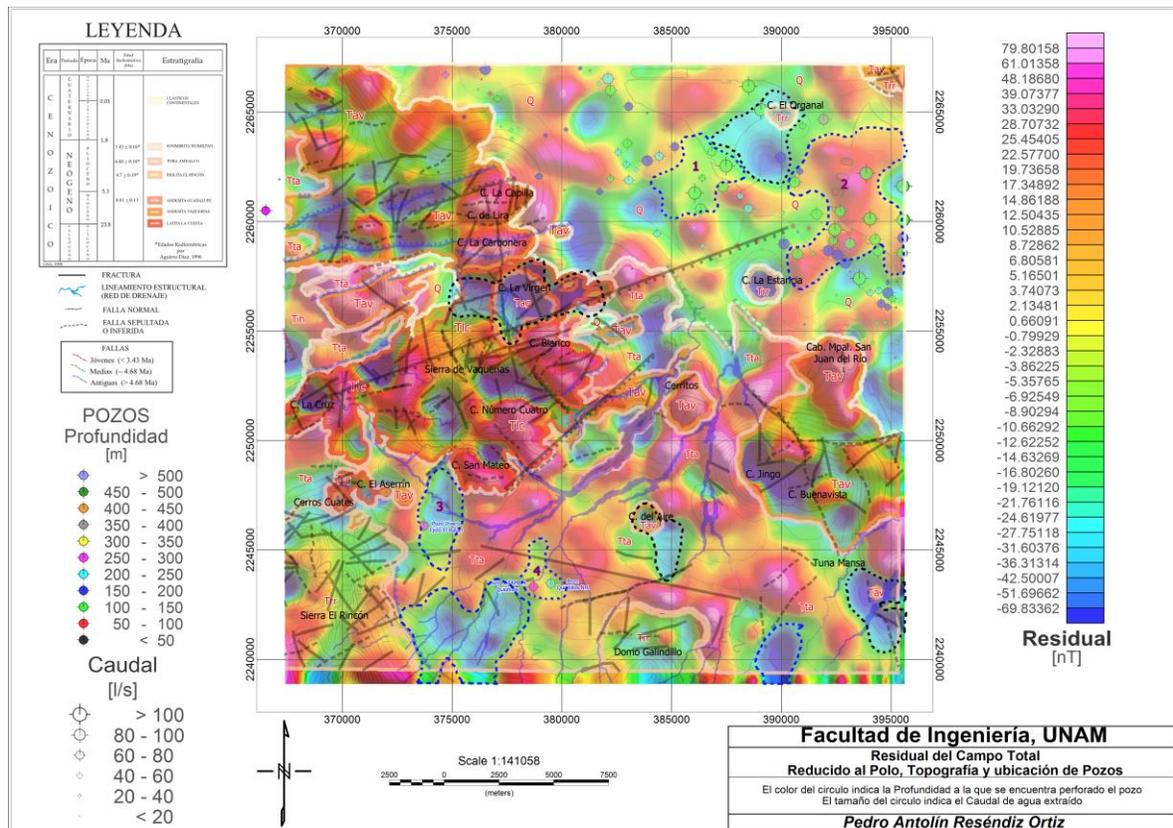


Figura 6.2 - Residual del Campo Magnético Reducido al Polo, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

Analizando las mismas zonas descritas en el mapa anterior, ahora con el mapa de la Primera Derivada Vertical (Figura 6.3), es posible identificar las mismas anomalías descritas del mapa del Residual, pero con algunos pequeños cambios en su forma y los valores de la respuesta obtenida, lo que indica que los cuerpos que están produciendo las anomalías

son someros (menores a 500 [m] de profundidad) pues la derivada vertical ayuda a resaltar las fuentes magnéticas superficiales.

El cambio más notorio es en el cerro El Organal donde, a comparación del mapa anterior, no es muy notoria la disminución de los valores y es mucho más notoria hacia el sur, coincidiendo plenamente con la suposición anterior de que el cuerpo presenta una mayor distribución a profundidad y además un mayor espesor, lo que indica que de ser cierto lo anterior, su presencia es muy somera y con un espesor mayor al cerro El Organal.

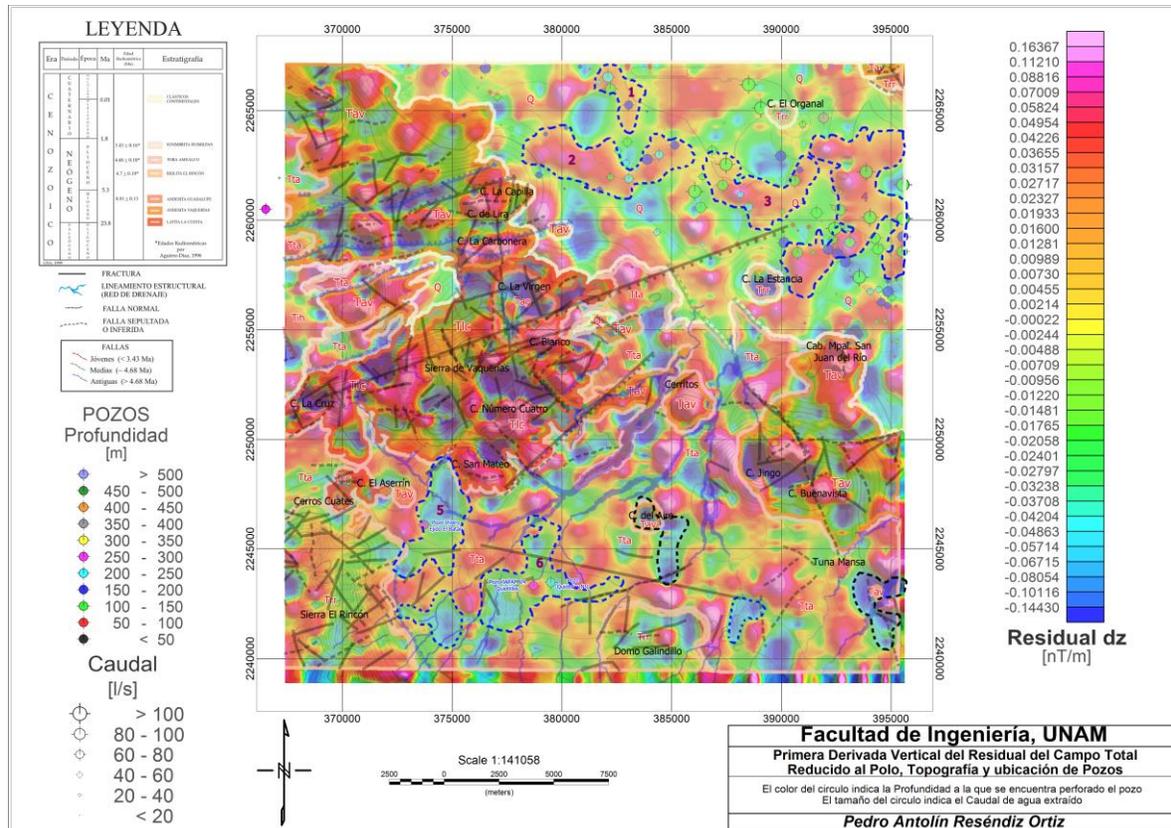


Figura 6.3 – Primera Derivada Vertical del Residual del Campo Magnético Reducido al Polo, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

Con el Gradiente Horizontal y la Señal analítica, como ya se mencionaba anteriormente en el análisis a nivel regional, se identifican 3 principales zonas contrastantes, donde las principales anomalías magnéticas se localizan en la porción central donde la respuesta magnética obtenida realza las fuentes magnéticas con valores altos para ambos mapas, esto se debe a que estos métodos realzan principalmente los efectos generados por las fuentes someras, por lo tanto las anomalías de la porción central se deben principalmente a las elevaciones topográficas de mayor tamaño. Por otro lado, en determinadas zonas la respuesta parece invertirse, a comparación de los mapas anteriores, como ocurre principalmente en el cerro la Estancia que igualmente queda bastante bien representado e incluso presenta la posibilidad de suponer la forma del cuerpo a profundidad y entonces

redefinir sus límites, cosa que con los dos mapas anteriores no era perceptible, aunque el cambio es mínimo y principalmente se enfoca en la forma de la anomalía ya que mantiene la misma ubicación. En el Domo Galindillo ocurre algo similar a lo anterior, pero únicamente con el gradiente horizontal, ya que lo que en mapas anteriores se manifestaba como disminuciones en los valores obtenidos de cada proceso, aquí muestra mayormente valores altos con la misma forma y posición del Domo, en cambio para el cerro El Organal y la Sierra El Rincón parece no haber coincidencias claras entre la respuesta geofísica y la geología.

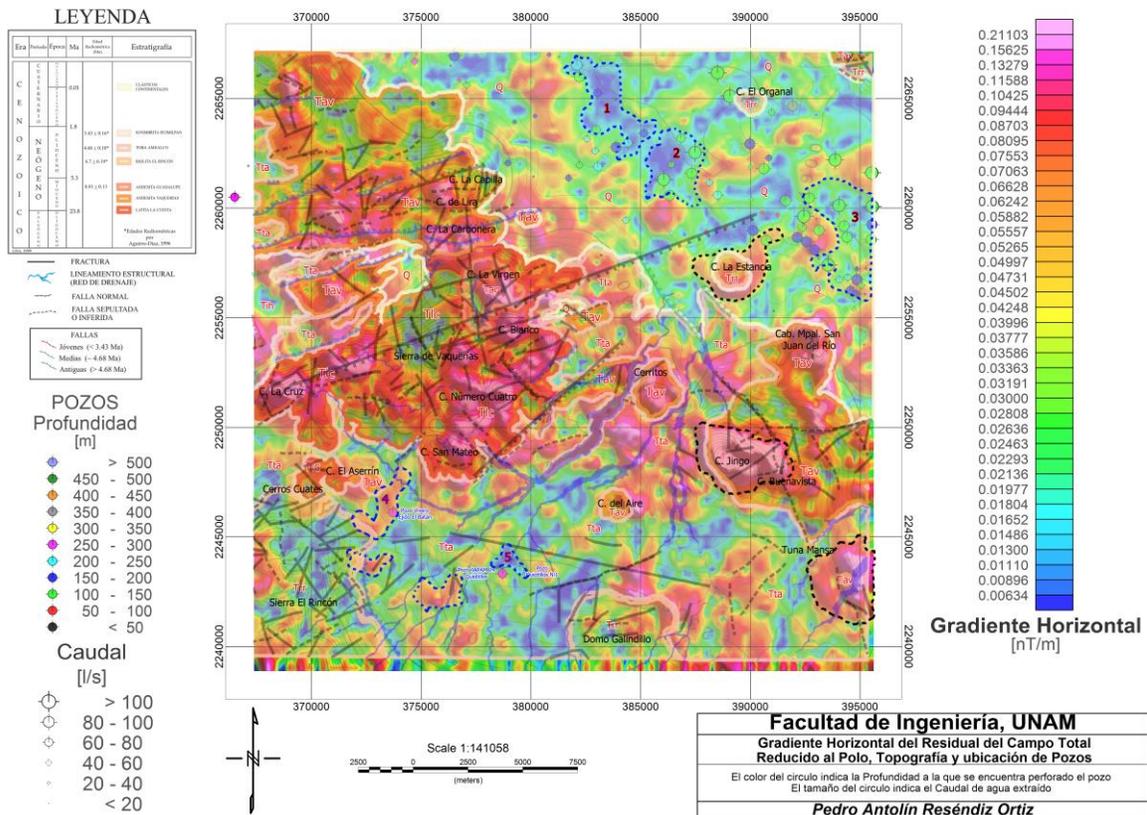


Figura 6.4 – Gradiente Horizontal del Residual del Campo Magnético Reducido al Polo, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

Los cerros Jingo y Buenavista, al igual que el cerro La Estancia, reflejan aproximadamente la misma forma de la anomalía que los mapas anteriores, con la diferencia de que en el mapa del gradiente horizontal y la señal analítica, la anomalía se realza con altos valores de la respuesta magnética; lo mismo ocurre en el cerro del Aire, Cerros Cuates, cerro El Aserín, cerro La Cruz, cerro La Virgen y en general todo lo correspondiente a la Sierra de Vaquerías.

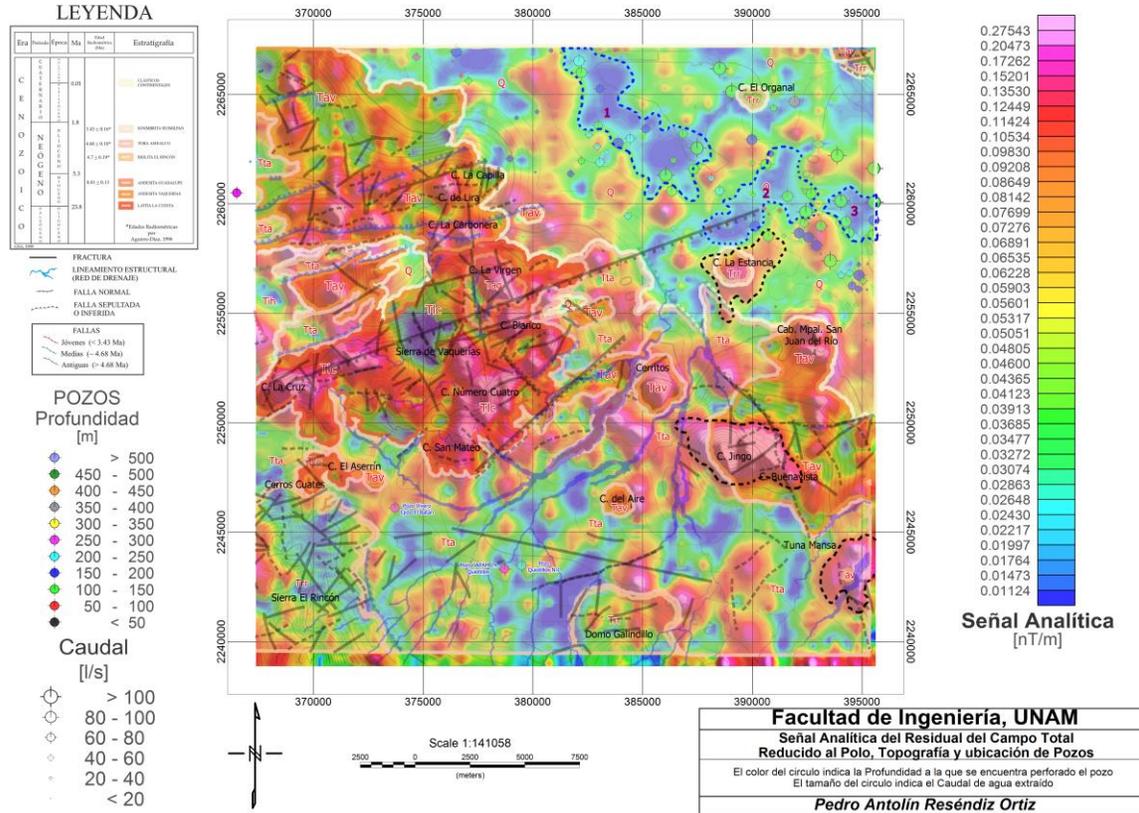


Figura 6.5 – Señal Analítica del Residual del Campo Magnético Reducido al Polo, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

A diferencia de los mapas anteriores, en el mapa de la Derivada Tilt (figura 6.6) el método realza no solo las fuentes magnéticas someras sino también las profundas, motivo por el cual se observa una gran variedad de fuentes que mantiene cierta coincidencia con el mapa inicial del residual (figura 6.2).

En general en los primeros mapas se pudo llegar a concluir que, de acuerdo a la respuesta obtenida en el cerro La Estancia, el cerro El Organal y el domo Galindillo, la Riolita El Rincón puede ser la causante de una disminución en los valores de intensidad magnética, por lo que se podría asumir que ésta formación no es una fuente magnética o un cuerpo magnetizable. Es con el mapa de la Derivada Tilt con el que en parte se puede llegar a corroborar dicha hipótesis ya que en la respuesta obtenida con éste método, el cerro La Estancia, cerro el Organal y el Domo Galindillo siguen presentando valores muy bajos, en éste caso ángulos muy bajos, lo que indica que no se trata de una fuente magnética, pues recordando el capítulo 4, en la derivada Tilt los ángulos positivos indican una fuente magnética, el cero indica el borde de la fuente y los ángulos menores a cero se posicionan fuera de las fuentes magnéticas. El único aspecto incongruente respecto a la respuesta magnética de la Riolita el Rincón sigue siendo la Sierra el Rincón donde se observan diversas heterogeneidades en los valores del procesamiento magnético posiblemente

ocasionados por otras litologías presentes en la misma zona a mayores profundidades y por las fracturas que presenta la roca, las cuales son bastantes.

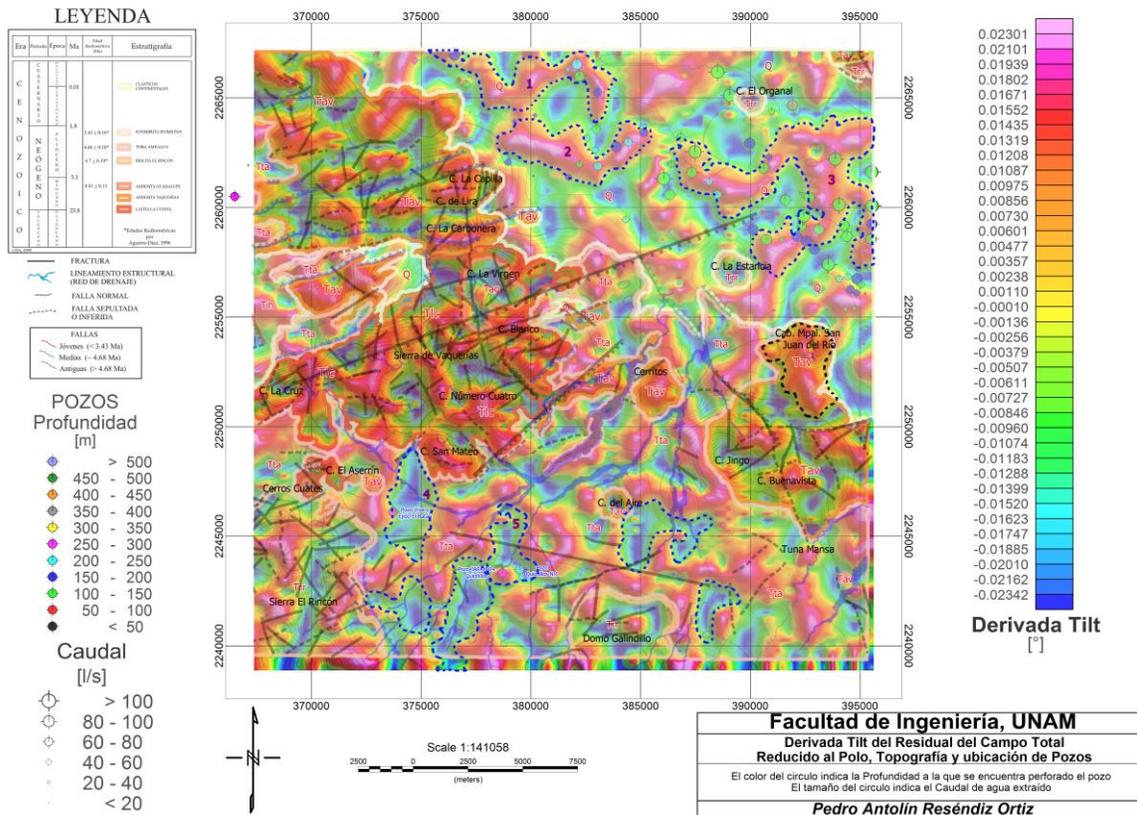


Figura 6.6 – Derivada Tilt del Residual del Campo Magnético Reducido al Polo, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

Las variantes de la derivada Tilt muestran demasiadas fuentes magnéticas y de tamaños muy pequeños a comparación de los mapas anteriores; sin embargo, la que quizás pueda llegar a resultar de utilidad es la derivada Tilt horizontal ya que realmente identifica exactamente las mismas fuentes magnéticas que la derivada Tilt pero además las resalta de una forma más clara a través de un mayor contraste de colores dando como resultado un mayor realce de los cuerpos magnéticos y atenuando todo lo demás, lo cual ayuda a delimitar de forma más clara los bordes de las fuentes magnéticas. En cambio los gradientes horizontales del ángulo Tilt realmente no resultan de utilidad ya que al depender de una mayor cantidad de derivadas incrementan el ruido presente en los mapas y terminan identificando o delimitando una cantidad mucho mayor de fuentes magnéticas con dimensiones menores lo que dificulta su correlación con la geología de la zona de estudio.

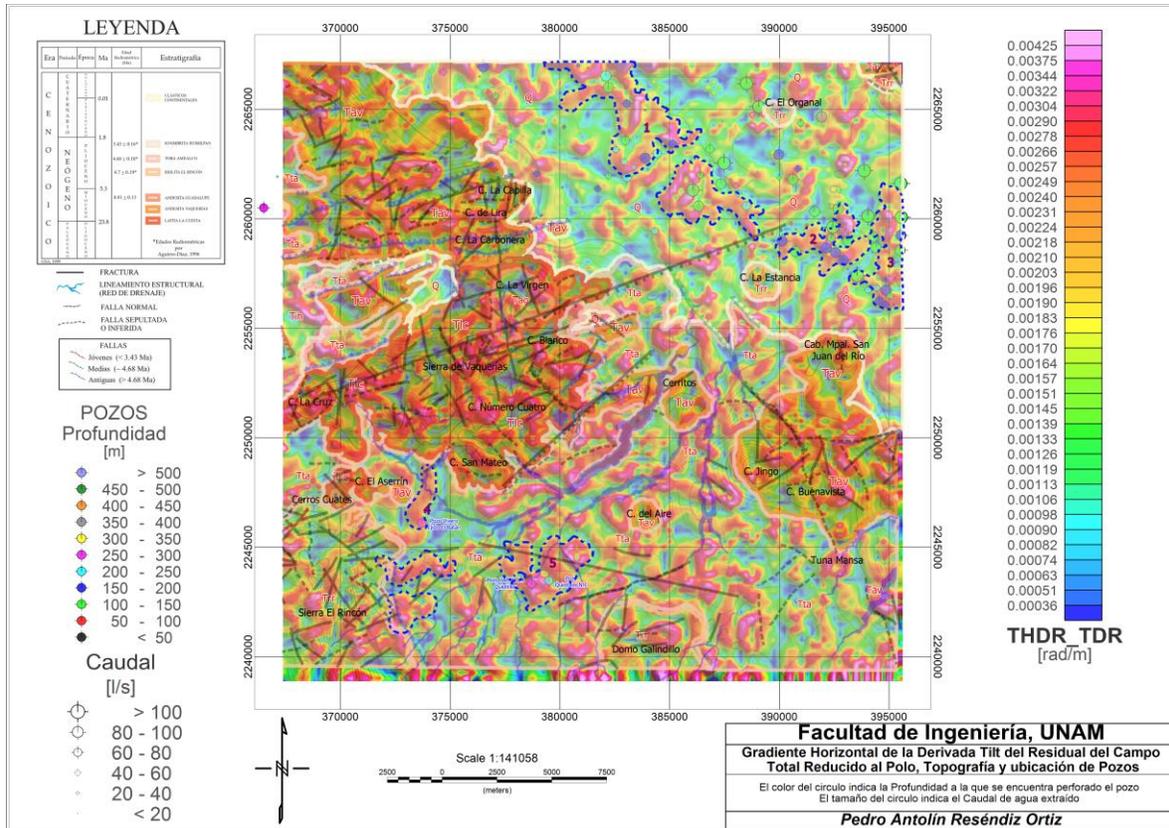


Figura 6.7 – Gradiente Horizontal de la Derivada Tilt, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

Análisis Hidrogeológico

Posterior al análisis anterior, que estuvo enfocado en la identificación y delimitación de las principales fuentes magnéticas, y su relación con la geología presente, se realizó un análisis enfocado en la identificación de posibles zonas con potencial hídrico a partir de la respuesta geofísica y la ubicación de pozos existentes en la región, buscando entonces patrones en la respuesta magnética que ayuden a proponer nuevos puntos de perforación.

En primer lugar lo que se puede identificar en los mapas del Gradiente Horizontal y la Señal Analítica (figuras 6.4 y 6.5 respectivamente) es que todos los pozos se localizan en las zonas con valores bajos en la respuesta de ambos mapas, es decir, se localizan principalmente en el Valle de San Juan del Río y algunos pocos en la región cercana a Quiotillos y hacia el Valle de Amealco, por lo tanto, en primera instancia es posible anticipar que las zonas propuestas para perforar seguramente se identificarán en alguna de estas dos regiones. Difícilmente se podrá extraer agua de la porción central pues, como ya se mencionó, ésta estructura geológica sirve como barrera y parteaguas entre ambos valles, además de que existen algunos pozos ubicados en dicha región y en todos ellos se extraen menos de 20 [l/s] a distintas profundidades.

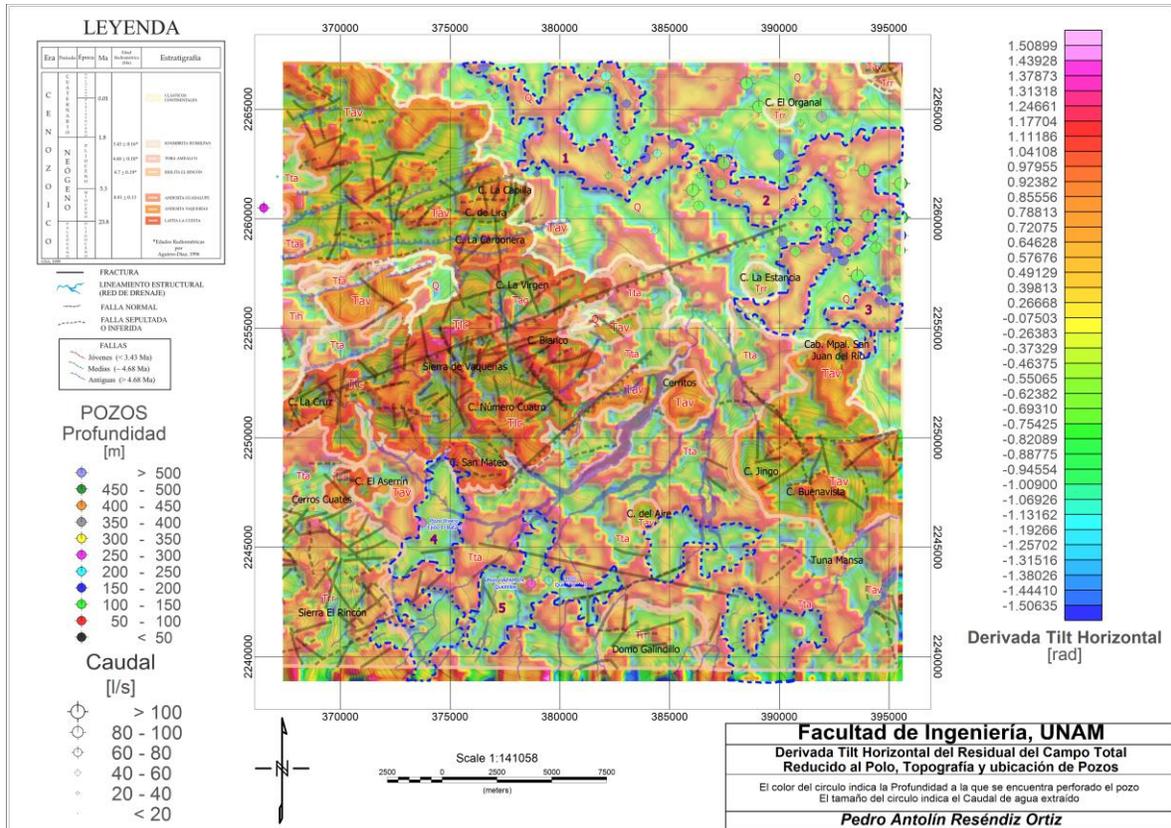


Figura 6.8 – Derivada Tilt Horizontal del Residual del Campo Magnético Reducido al Polo, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos. Las líneas punteadas de color negro indican la posible distribución del cuerpo que produce la anomalía. Las líneas punteadas de color azul indican las zonas propuestas para una exploración a detalle en busca de agua subterránea o la perforación directa de un pozo exploratorio.

En general, como se puede observar en cada una de las figuras anteriores, resulta difícil identificar un patrón específico en la configuración de la respuesta magnética que tengan en común todos los pozos, por lo cual resulta complicado proponer una zona en la que se tenga la suficiente certeza de encontrar agua subterránea, pues en general los pozos se ubican sobre distintas zonas ampliando el rango de posibilidades. Pese a lo anterior, el único patrón observable aunque no ocurre de manera general en los pozos ni en un solo mapa del procesamiento magnético, es que la ubicación de numerosas captaciones coinciden con lo que se podría llamar el contorno cero, es decir, que numerosos pozos se encuentran localizados en el contorno amarillo de algunos de los mapas, lo que en teoría indica que se ubican sobre los bordes de las fuentes magnéticas. Este fenómeno es observable en los mapas a partir de la Primera Derivada Vertical, aunque con muy pocos ejemplos, y resulta más notorio con las variantes de la derivada Tilt donde se identifica un mayor número de fuentes magnéticas, aunque de menor tamaño.

A pesar de lo anterior, es posible identificar ciertos grupos de pozos que presentan algunas características en común. Por lo tanto, en base a las características que presentan los pozos con mayor caudal se han identificado y marcado con una línea punteada de color azul, en cada uno de los mapas anteriores, algunas de las zonas en las que se podría esperar encontrar agua, basados en la respuesta magnética y la ubicación de los pozos

existentes en la zona de estudio. No obstante, cabe aclarar que no se tiene la suficiente certeza de poder extraer agua subterránea en éstas zonas hasta que no se haga un estudio más detallado y resolutivo que indique la presencia de dicho recurso o que directamente se perfora algún pozo exploratorio.

Como se puede observar en cada uno de los mapas del procesamiento de los datos magnéticos (Figuras 6.2 – 6.8) se identificaron algunas zonas que se considera podrían ser zonas con potencial hídrico. En general las zonas delimitadas coinciden debido a que se identificaron en base a la localización y distribución de los pozos existentes (dando prioridad a los de mayor caudal), así como la respuesta magnética; con la idea de identificar un patrón común entre los pozos y así suponer que las zonas con la misma respuesta magnética posean condiciones hidrogeológicas similares que permitan el almacenamiento de agua.

Las zonas delimitadas cerca de la localidad de Quiotillos se hicieron con base en la localización de los pozos El Batán y Quiotillos, que en sus inicios fueron pozos muy importantes de los cuales se llegaron a extraer más de 100 [l/s] de agua, hoy en día el caudal de agua extraído de estos pozos ha disminuido; sin embargo, siguen siendo pozos muy importantes para esta localidad. Debido a que estas zonas han sido delimitadas con base en un solo pozo, puede haber una mayor discrepancia en cuando a la posibilidad de encontrar el recurso en cuestión.

Por otro lado, desde el punto de vista estructural, existe cierta coincidencia entre la presencia de fallas y/o fracturas con la respuesta magnética; sin embargo, ésta no es muy clara debido a la gran abundancia de dichos lineamientos estructurales, además de que la respuesta magnética obtenida contiene los efectos hasta una profundidad de 500 [m], mientras que las fallas y fracturas identificadas en la zona de estudio son muy superficiales y solo muy pocas logran tener una continuidad a tal profundidad.

Deconvolución de Euler

La ventaja de la Deconvolución de Euler es la posibilidad de utilizar índices estructurales para discriminar y/o separar la cantidad de soluciones dependiendo de las estructuras geológicas de mayor interés. En el capítulo 4 en la tabla 4.3 se muestran algunos índices estructurales recomendados por la “Northwest Geophysical Associates” y la estructura geológica que representan.

El índice que resulta ser la mejor solución es aquel en el que la cantidad de soluciones es abundante y además, mantiene una continuidad en dichas soluciones (quizás en forma de lineamientos) y no hay tantas soluciones dispersas ya que estas últimas para fines interpretativos pueden resultar poco útiles.

Para el caso de los datos magnéticos con los que se está trabajando, los resultados mismos y la representación geológica de cada índice estructural permitieron descartar algunas opciones debido a que la cantidad de soluciones obtenidas por la Deconvolución de Euler es escasa, muy dispersa y no corresponde a las estructuras geológicas de interés.

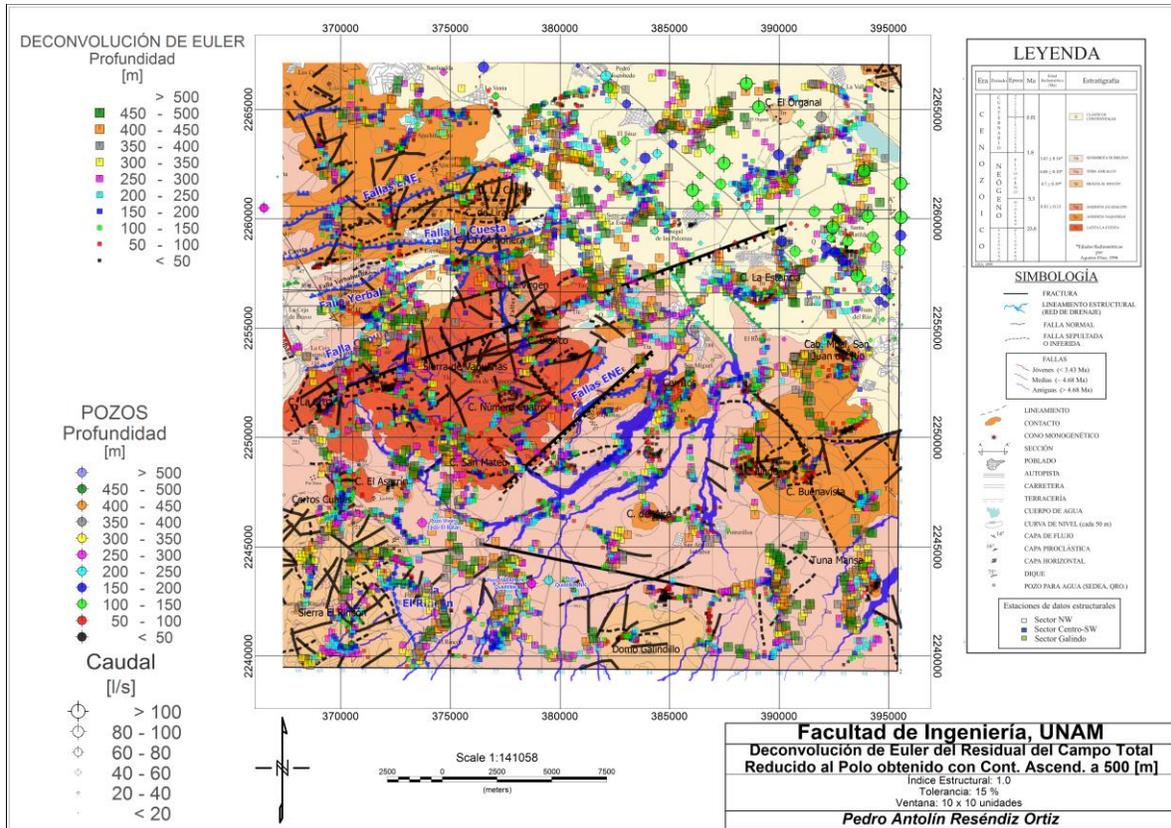


Figura 6.9 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 1.0, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos.

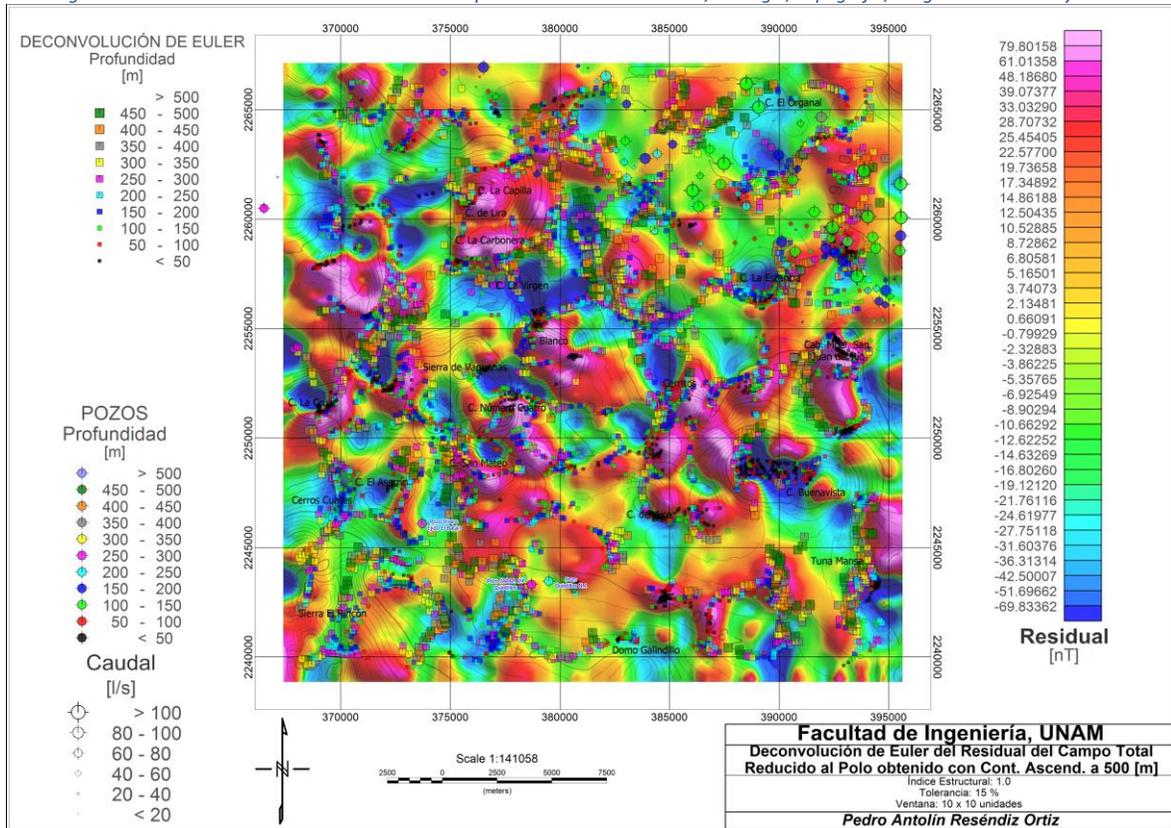


Figura 6.10 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 1.0, Residual, Topografía y Pozos.

Finalmente se decidió trabajar con las soluciones generadas por los índices estructurales 1.0, 1.5, 2.0 y 2.5, ya que son las estructuras de mayor importancia para éste caso pues ayudarán a identificar fallas, fracturas, contactos y los principales cuerpos contrastantes con el medio que los rodea, lo cual resulta útil para determinar las principales zonas que cuenten con las características de porosidad y permeabilidad adecuadas para el almacenamiento de agua subterránea.

Analizando las soluciones obtenidas con la Deconvolución de Euler para los índices estructurales antes mencionados y la geología de la zona de estudio, es posible percatarse de que realmente son pocas las coincidencias entre las soluciones obtenidas de la Deconvolución con las fallas, fracturas y lineamientos cartografiados por los estudios mencionados en el capítulo 3 durante el análisis estructural, lo que indica entonces que son pocas las estructuras superficiales que tienen una continuación a profundidad, a pesar de ello siguen siendo muchas las estructuras presentes a profundidades mayores a los 100 [m] y hasta los 500 [m], lo que favorece el almacenamiento de agua subterránea.

Un aspecto importante que se puede observar en las figuras 6.9, 6.11, 6.13 y 6.15, es que la mayor cantidad de soluciones se encuentran sobre la Sierra de Vaquerías y Sierra El Rincón, no obstante, también se identifican numerosos lineamientos sobre la región cubierta por los clásticos continentales (o aluvión), los cuales coinciden bastante bien con las estructuras que afloran en esa región como son el cerro La Estancia (Riolita El Rincón) y el afloramiento de la Andesita Vaquerías cerca del cerro La Carbonera, donde se identifican bastante bien los contactos entre estas unidades y las que los rodean.

Aunque geológicamente las soluciones generadas por la Deconvolución de Euler parecen no ser muy resolutivas, pues no hay gran coincidencia con la geología superficial, en las figuras 6.10, 6.12, 6.14 y 6.16, se observa como comparando éstas soluciones con el Residual del campo magnético reducido al polo, hay una gran coincidencia con las principales anomalías identificadas reforzando la idea de cuáles son las principales estructuras magnéticas y la delimitación de dichos cuerpos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la Deconvolución de Euler resulta bastante útil, ya que analizando la respuesta de los cuatro índices estructurales (figuras 6.9 a 6.16) se pueden identificar numerosas coincidencias entre la ubicación de los pozos y las soluciones de la Deconvolución, principalmente en la porción NE de la zona de estudio (Valle de San Juan del Río), lo que corrobora la idea de que las captaciones de agua están ubicadas en zonas con alto grado de fracturamiento (aunque superficialmente no se aprecia claramente debido al material aluvial que cubre el Valle de San Juan del Río), ya sea en fallas, fracturas o contactos.

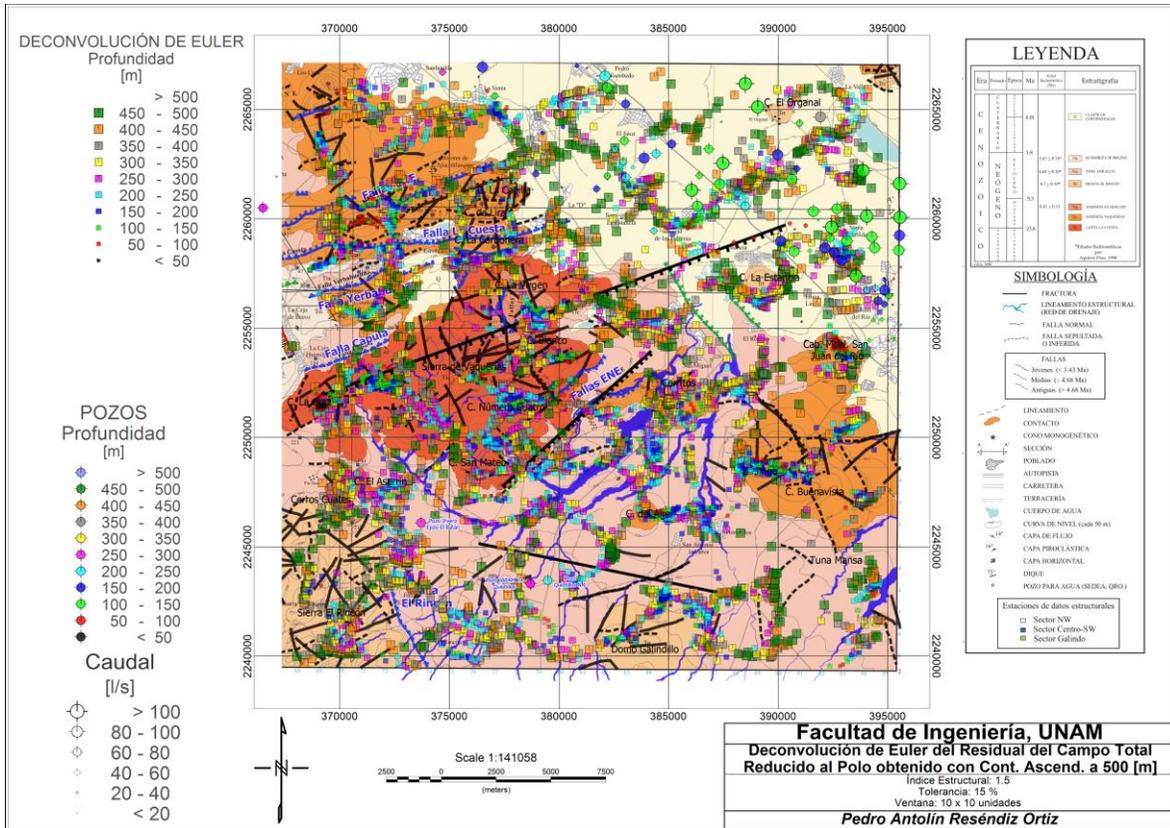


Figura 6.11 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 1.5, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos.

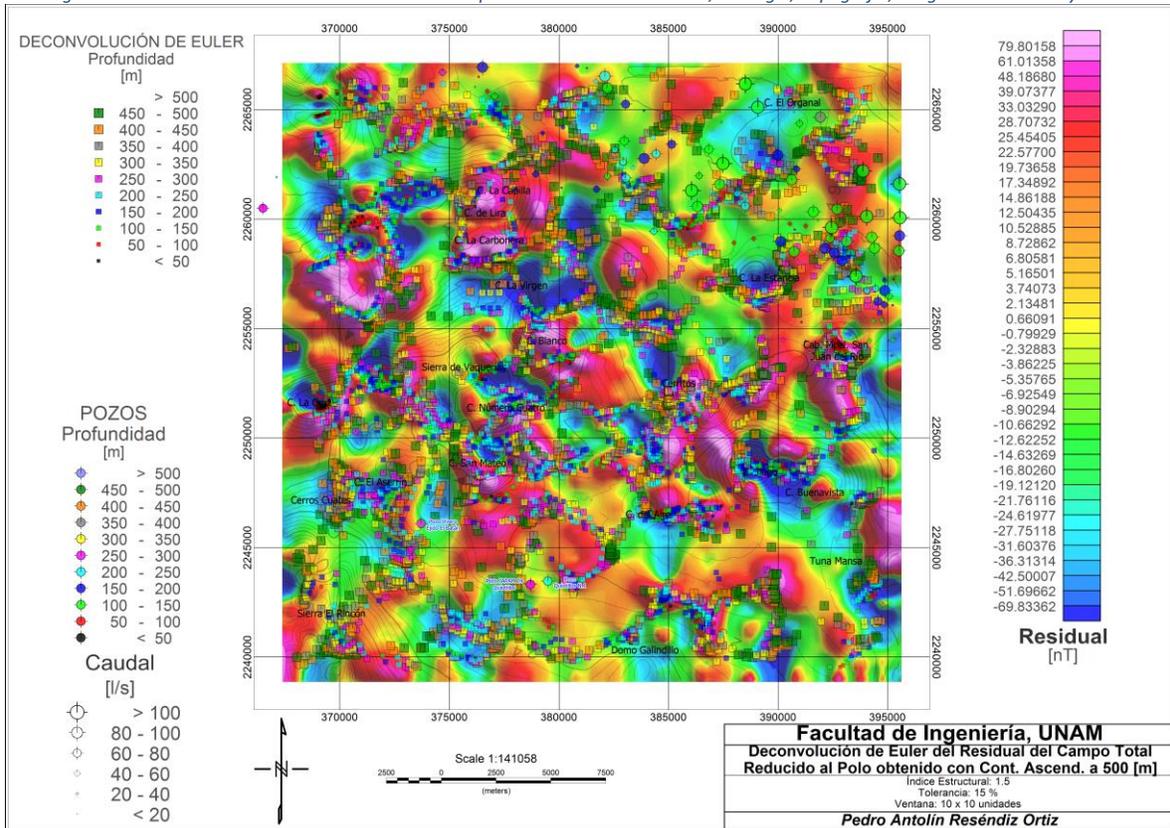


Figura 6.12 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 1.5, Residual, Topografía y Pozos.

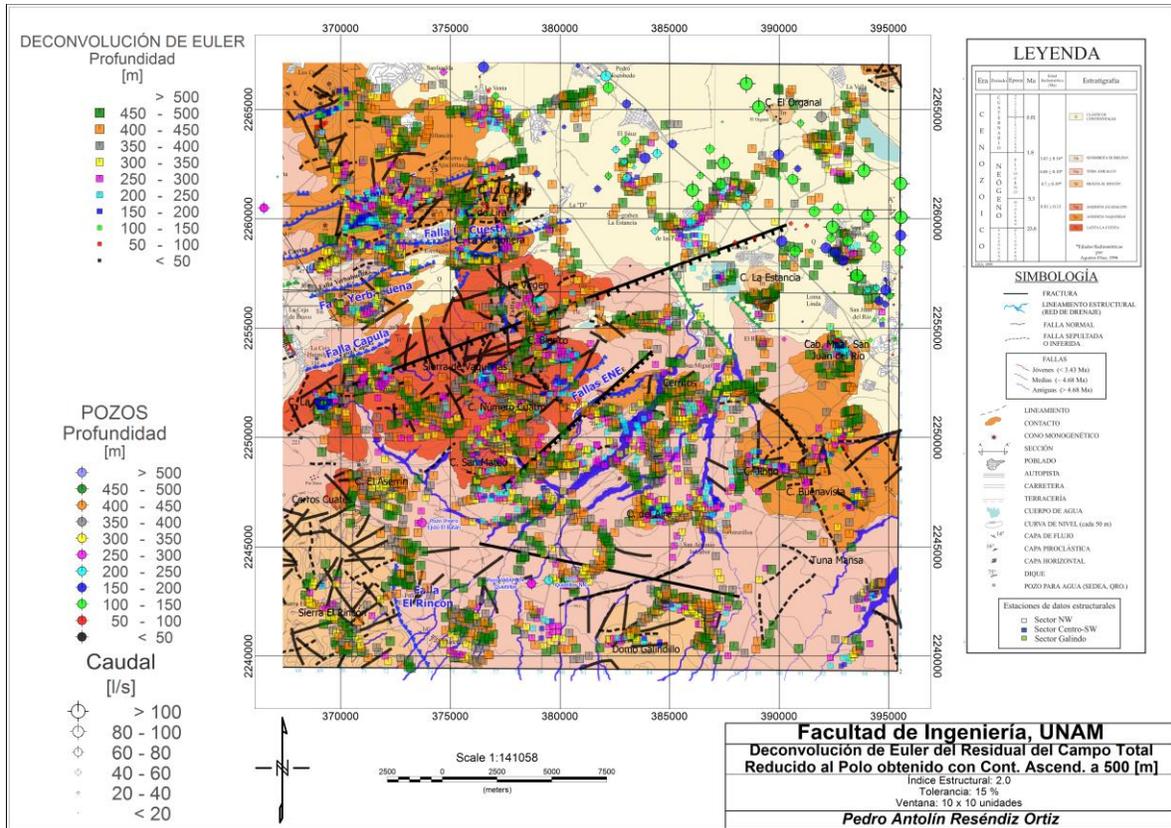


Figura 6.13 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 2.0, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos.

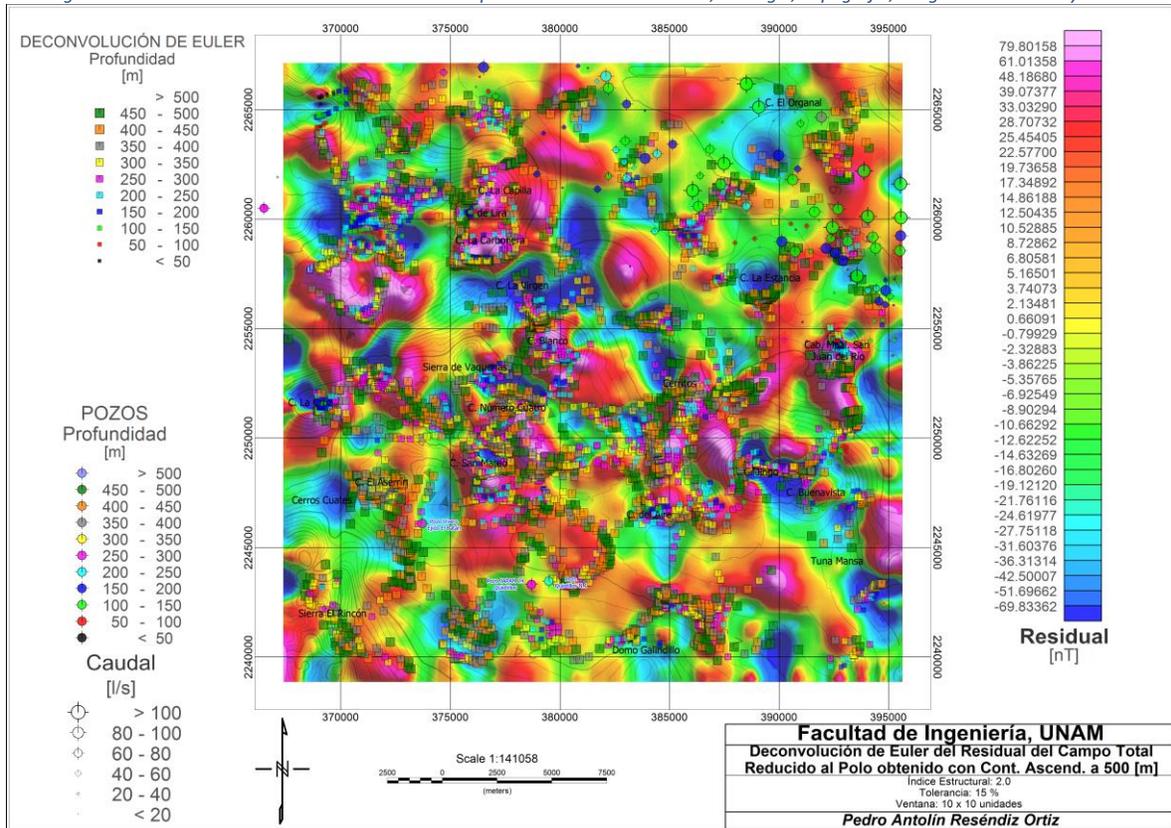


Figura 6.14 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 2.0, Residual, Topografía y Pozos.

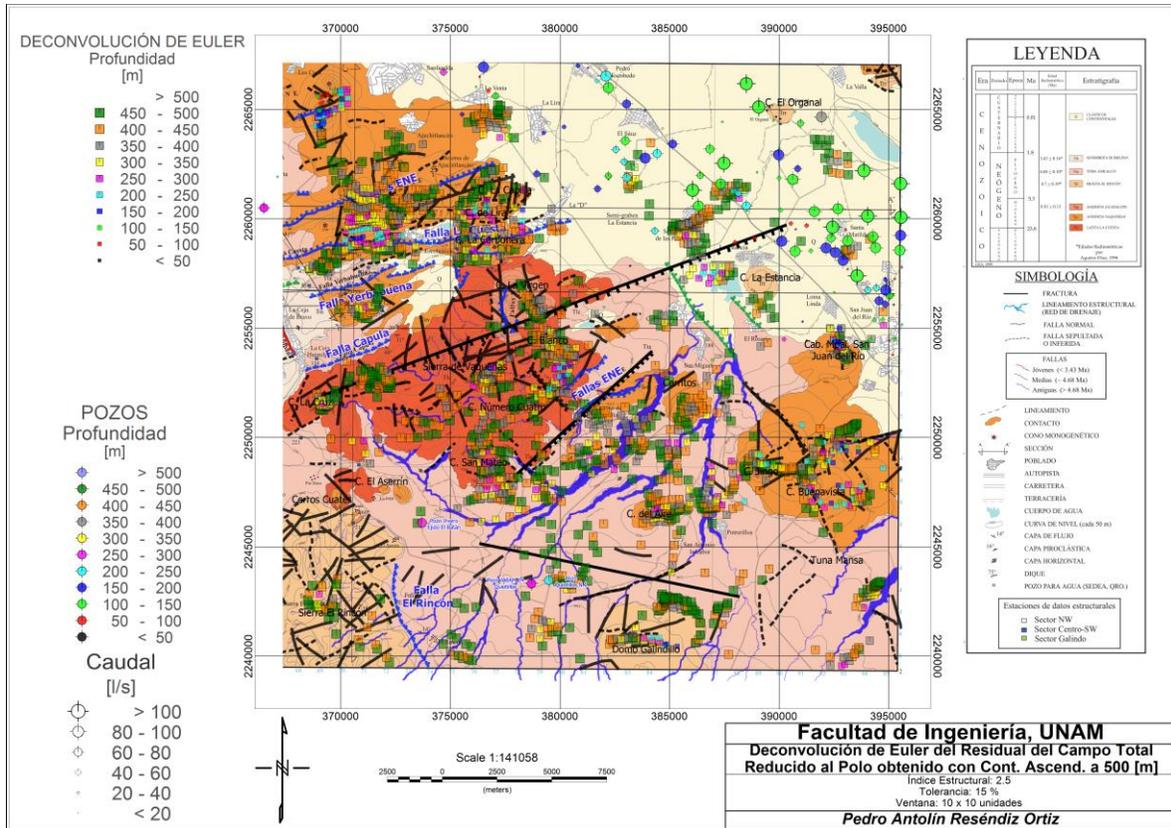


Figura 6.15 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 2.5, Geología, Topografía, Rasgos Estructurales y Pozos.

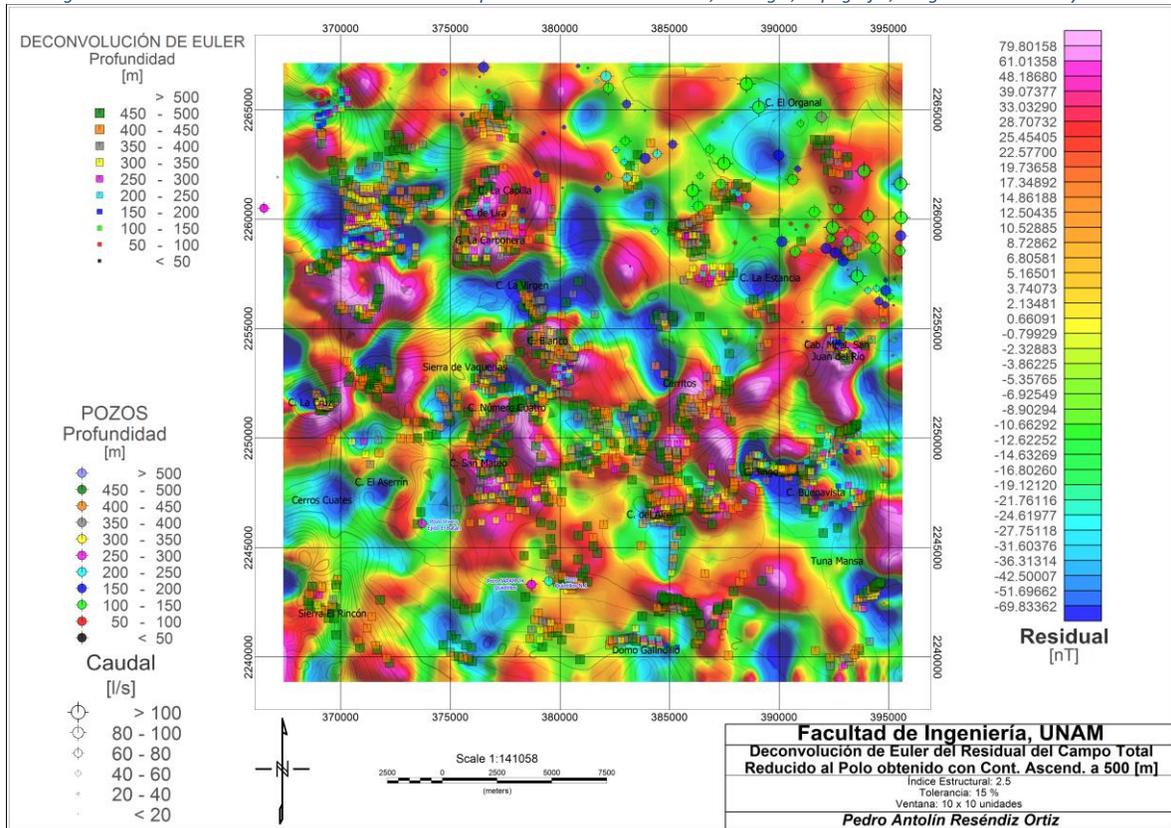


Figura 6.16 - Soluciones de la Deconvolución de Euler para el índice estructural 2.5, Residual, Topografía y Pozos.

En los mapas anteriores se pueden identificar diversas zonas en donde coinciden los pozos y los lineamientos de la Deconvolución de Euler, que junto con las zonas propuestas en los mapas del procesamiento aplicado al Residual (figuras 6.2 a 6.8) pueden ayudar a identificar y establecer con mayor certidumbre las zonas en donde se deba enfocar un estudio detallado o directamente una perforación exploratoria.



CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



Pedro Antolín Reséndiz Ortiz

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones

1. La aplicación de la metodología presentada en ésta tesis está condicionada a un conocimiento geológico e hidrogeológico previo de la zona de estudio, ya que se trata de un método que ayuda a identificar zonas con potencial hídrico dentro de un área extensa para posteriormente enfocar un estudio resolutivo.
2. La magnetometría en primera instancia no es un método resolutivo con fines hidrogeológicos ya que no existe una relación directa entre la propiedad física medida y la presencia de agua subterránea; sin embargo, al aplicar algunas técnicas de procesamiento es posible identificar algunos rasgos característicos de las zonas donde actualmente se extrae agua y así suponer la posible presencia de agua subterránea en zonas que cumplan con las mismas características geofísicas.
3. En algunos de los mapas del procesamiento de los datos magnéticos es posible observar que difícilmente corresponde la respuesta magnética (métodos de detección de bordes y Deconvolución de Euler) con la geología y/o los rasgos estructurales identificados en estudios previos, debido en parte a que éste trabajo se enfocó en el análisis a una profundidad máxima de 500 [m] que es la zona económicamente explotable en los acuíferos y además a que la zona de estudio está comprendida por un complejo volcánico conformado por un gran número de emisiones (descritas por Aguirre Díaz, 1996) que en conjunto generan una respuesta magnética que contiene los efectos de todas las emisiones presentes hasta la profundidad antes mencionada.
4. Con la respuesta magnética, principalmente el Gradiente Horizontal (THDR) y la Señal Analítica (AS), se pudo corroborar lo descrito por la empresa Guysa en el año 2003 en su estudio “Exploración electromagnéticos en el Valle de Amealco y San Juan del Río”, donde se concluyó que no existe continuidad hidráulica entre Quiotillos y el Valle de San Juan del Río por lo menos hasta una profundidad de 210 [m], y además es posible asegurar que dicha discontinuidad hidráulica se mantiene por lo menos hasta una profundidad de 500 [m] (rango de exploración del método magnético en ésta tesis).
5. Con el Gradiente Horizontal y la Señal Analítica se pudo observar que las principales elevaciones topográficas pertenecientes a la Sierra de Vaquerías coinciden plenamente con una serie de anomalías de gran tamaño con rumbo NW-SE que forman una barrera tanto a profundidad como superficialmente que impide el flujo subterráneo entre Quiotillos y el Valle de San Juan del Río.

6. La metodología utilizada en esta tesis resulto bastante útil para identificar y diferenciar principalmente las zonas de sierras y cuencas o valles, donde las sierras representan principalmente las zonas de recarga y las cuencas son las zonas de descarga del acuífero, en este caso se pudo diferenciar claramente parte del valle de San Juan del Río, la Sierra de Vaquerías y parte del valle de Amealco.

7.2 Recomendaciones

- 1) Para identificar el origen de las emisiones que conforman el complejo volcánico de la zona de estudio se recomienda realizar un análisis a mayor profundidad por medio del regional de la respuesta magnética o con un residual que contenga los efectos de fuentes más profundas, considerando lograr profundidades de exploración incluso mayores a 1,000 [m].
- 2) A partir de las zonas de interés localizadas con esta metodología se recomienda la planeación y utilización de métodos resistivos para la verificación de la posible existencia de agua subterránea. Opcionalmente, si se desea seguir poniendo a prueba la magnetometría con fines hidrogeológicos, se recomienda la utilización de otras técnicas de procesamiento de datos magnéticos, así como la adquisición de datos magnéticos terrestres, como lo aplica López Loera (2014) para corroborar zonas de fracturamiento y posteriormente enfocar un estudio eléctrico.
- 3) Se recomienda tomar precauciones en la distancia de muestreo para la creación de la malla de datos a procesar, para evitar problemas relacionados con la huella de adquisición y de ser posible usar algún algoritmo o método para eliminar dicho efecto.
- 4) Se recomienda poner a prueba métodos de procesamiento de datos magnéticos distintos a los usados en éste trabajo con la finalidad de obtener nuevas herramientas para la exploración de agua subterránea. El procesamiento de los datos magnéticos brinda una amplia gama de posibilidades, por lo cual también se pueden realizar pruebas utilizando diferentes distancias de muestreo y ampliando o disminuyendo (según sea el caso) el rango de profundidades de exploración.
- 5) Finalmente, después de haber realizado una integración de las posibles zonas de interés hidrogeológico mostradas en las figuras 6.2 a 6.8 del capítulo anterior, se identificaron los puntos en común que mantienen dichas zonas esbozadas para proponer áreas que se consideran adecuadas para la realización de un trabajo exploratorio a detalle (o la perforación de pozos exploratorios) con base en la configuración de la respuesta magnética de los distintos procesos aplicados, la presencia de fallas y fracturas superficiales, así como la ubicación y distribución de los pozos existentes.

Por lo tanto, en la figura 7.1 se muestran, representadas por un símbolo de una gota de agua, las zonas que se consideran adecuadas para realizar alguna de las opciones antes mencionadas. Cabe mencionar que el hecho de que las zonas de interés se representen con una gota de agua no implica que se está asegurando la presencia de dicho recurso, solo es se está representando que las zonas marcadas mantienen respuestas magnéticas similares a las zonas donde se ubican los principales pozos extractores de agua subterránea, por lo cual se puede asumir que existen las condiciones geológicas adecuadas para el almacenamiento y distribución del recurso en cuestión.

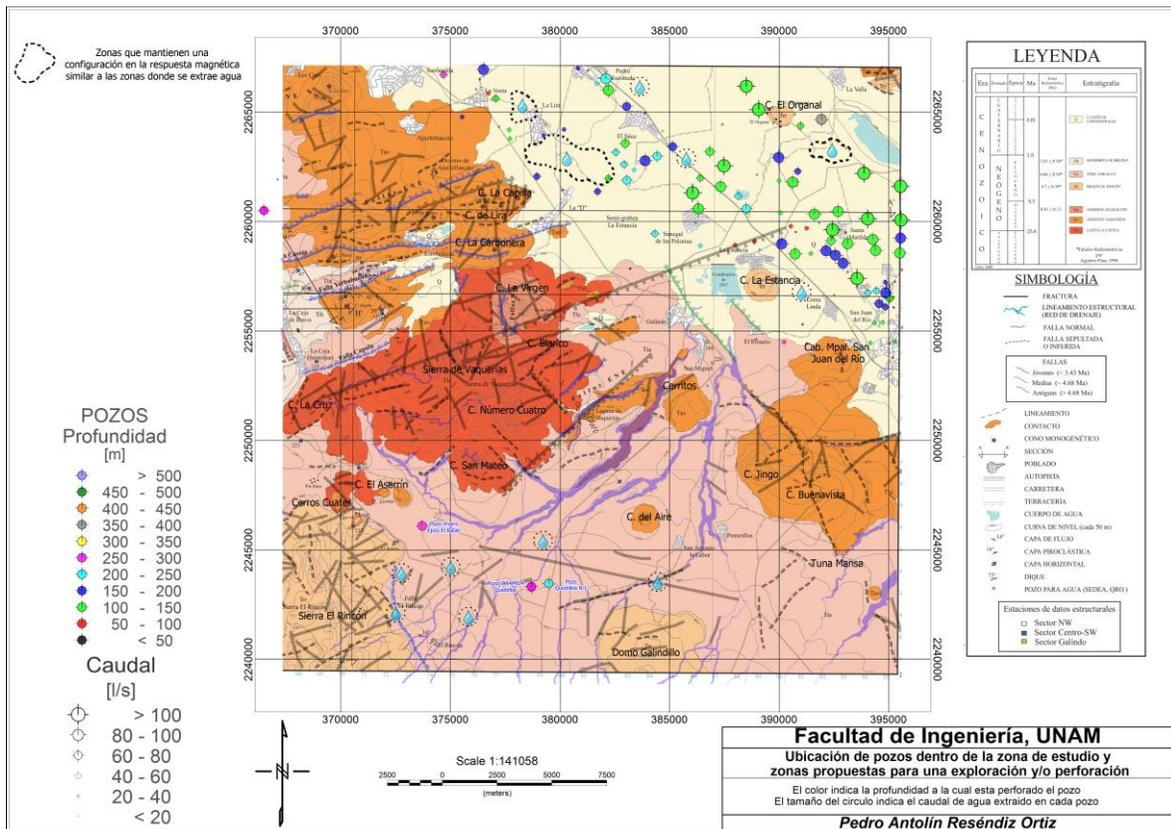


Figura 7.1 - Zonas donde se recomienda realizar una exploración a detalle en busca de agua subterránea o incluso la perforación de algún pozo exploratorio.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre Díaz, G. J. (1996). Volcanic Stratigraphy of the Amealco Caldera and Vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 13, número 1* .
- Álvarez, M. (1958). *Provincias Fisiográficas de la República Mexicana*. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- Argote Espino, D. L. (2008). *MODELACIÓN EN 3D DE DATOS MAGNÉTICOS PARA CARACTERIZAR ESTRUCTURAS ARQUEOLÓGICAS*. Ciudad Universitaria, México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geofísica. Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Caballero Miranda, C. I. (2011). La fábrica magnética a partir de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinara direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. *Monografías del Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica*.
- Castillo González, L. A. (s.f.). *Estudio de factibilidad hidrogeológica en la porción sur oriente de la ciudad de San Juan del Río, Qro., con la aplicación de métodos electromagnéticos*. México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- CONAGUA. (2009). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea acuífero (2203) Valle de San Juan del Río, Estado de Querétaro*. Comisión Nacional del Agua.
- (s.f.). *Condiciones Geohidrológicas en diversos Valles del estado de Querétaro, recomendaciones para la explotación de aguas subterráneas*.
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Gómez-González, J. M. (2005). Las fases de deformación cenozoica en la región de Humilpan, Querétaro, y su relación con la sismicidad local. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 2*, 129-147.
- Dobrin, M. B. (1998). *Introduction to Geophysical Prospecting*. New York, USA: 4th edition.
- Escorza Reyes, M. (2010). *MAGNETOMETRÍA DE LA ISLA SOCORRO, ARCHIPIÉLAGO DE LAS REVILLAGIGEDO*. Ciudad Universitaria, México DF.: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- (s.f.). *Estudio Geohidrológico de los Valles de Querétaro – San Juan del Río y Tequisquiapan, en el estado de Querétaro*.
- (s.f.). *Estudio geológico Geohidrológico de los Valles de San Juan del Río, Qro. Y zonas Tequisquiapan, Amazcala, Colón, Ezequiel Montes*.

- Fairhead, D., Williams, S., & Salem, A. B. (2007). *Structural Mapping from High Resolution Aeromagnetic Data in Namibia using Normalized Derivatives*. Capri, Italy: Innovation in EM, Grav and Mag Methods: a new Perspective for Exploration.
- Germán Sánchez, M. A. (2011). *Balance de aguas subterráneas del acuífero Valle de Huimilpan, Estado de Querétaro*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- GUYSA. (1993). *Estudio Geohidrologico integral de los Valles de San Juan del Río, Tequisquiapan y Ezequiel Montes, para el manejo automatizado de los recursos hidraulicos subterráneos*.
- GUYSA. (2003). *EXPLORACIÓN ELECTROMAGNÉTICOS EN EL VALLE DE AMEALCO Y SAN JUAN DEL RÍO (15 SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS) - Realizado para la CEA QUERÉTARO*.
- INEGI. (2013). *Anuario estadístico y geográfico de Querétaro 2013*. México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía .
- INGENIERÍA Y SISTEMAS S. A. (1970). *Estudio Geohidrológico de los valles de Querétaro, san juan del río y Tequisquiapan, en el estado de Querétaro*.
- INGENIEROS CIVILES Y GEÓLOGOS ASOCIADOS, S. A. (s.f.). *Estudio Geohidrológico en la vecindad de San Juan del Río, Qro.*
- INVESTIGACIONES TECNICAS DEL SUBSUELO, S. A. (s.f.). *Actividades de carácter Geohidrológico en las zonas de Querétaro, Humilpan y Amealco, Qro.*
- J. Cooper, G. R., & Cowan, D. R. (2006). Enhancing potential field data using filters based on the local fase. *Computers & Geosciences*, 1585–1591.
- J. Cooper, G. R., & Cowan, D. R. (2011). A generalized derivative operator for potential field data. *Geophysical Prospecting*, 188-194.
- Li-Li, L., Li-Guo, H., & Da-Nian, H. (2014). Normalized edge detection, and the horizontal extent and depth of geophysical anomalies. *APPLIED GEOPHYSICS*, 149-157.
- López Loera, H. (2014). Geofísica para la localización de Agua Subterránea en ambientes Volcánicos Áridos de la Mesa Central. Caso La Dulcita, Villa de Ramos, San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 66, Núm. 1*.
- López Loera, H., Urrutia Fucugauchi, J., & Alva Valdivia, L. M. (2010). Magnetic characteristic of fracture zones and constraints on the subsurface structure of the Colima Volcanic Complex , western México. *Geosphere*, 6, 1, 35-46.
- Miller, H. G., & Singh, V. (1994). Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 213-217.

- Muzaffer, Ö. A., & Ünal, D. (2013). Edge Detection of Magnetic Sources Using Enhanced Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle. *Yerbilimleri. Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 73-82.
- Nava Flores, M. (2005). *Analisis armonico en la detección de fenomenos geomagnéticos*. México, D. F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- Nava Flores, M. (2010). *Modelado por métodos potenciales de estructuras salinas inferidas por sismología de reflexión*. México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Nava Flores, M. (s.f.). Clase de Procesamiento de Datos Geofísicos [diapositivas de PowerPoint].
- Nettleton, L. (1976). *Gravity and Magnetics in oil Prospecting*. Mc Graw-Hill.
- Olowofela, J. A., Akinyemi, O. D., Badmus, B. S., Awoyemi, M. O., Olurin, O. T., & Ganiyu, S. A. (2013). Depth Estimation and Source Location of Magnetic Anomalies from a Basement Complex Formation, Using Local Wavenumber Method. *IOSR Journal of Applied Physics*, 33-38.
- Oruç, B. (2010). Edge Detection and Depth Estimation Using a Tilt Angle Map from Gravity Gradient Data of the Kozaklı-Central Anatolia Region, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*.
- Oruç, B., & Keskinsez, A. (2008). Structural Setting of the Northeastern Biga Peninsula (Turkey) from Tilt Derivatives of Gravity Gradient Tensors and Magnitude of Horizontal Gravity Components. *Pure and Applied Geophysics*, 1913–1927.
- Oruç, B., & Selim, H. H. (2011). Interpretation of magnetic data in the Sinop area of Mid Black Sea, Turkey, using tilt derivative, Euler deconvolution, and discrete wavelet transform. *Journal of Applied Geophysics*, 194–204.
- Pacheco Gómez, O. R. (2008). *Aplicación del método de deconvolución de Euler sobre datos aeromagnéticos*. México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- Peredo Fuentes, H. (2008). *Substitución de Fe³⁺ por Iones de Aluminio en Hexaferrita de Bario BaFe₁₂O₁₉*. Santiago de Querétaro, Querétaro: Instituto Politécnico Nacional. Centro de Investigación en Ciencia y Tecnología Avanzada .
- Rajaram, M. (2009). What's new in interpretation of magnetic data? *GEOHORIZONS*, 50-51.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., & Ravat, D. (2008). Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *GEOPHYSICS*, L1-L10.

- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., & Smith, R. (2007). Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 1502-1505.
- Sánchez Bravo, F. J. (2014). *Modelo geológico-estructural del valle de león a partir de cartografía aeromagnética con su aplicación hidrogeológica*. México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- SERVICIOS GEOLÓGICOS, S. A. (s.f.). *Servicios de prospección y levantamientos geológicos y geofísicos en el edo. de Querétaro*.
- Shi, Z., & Butt, G. (2004). *New enhancement filters for geological mapping*. Sydney: ASEG 17th Geophysical Conference and Exhibition.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., & Mackenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 116-119.