



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

Metodología GHIF (Geofísica, Hidrogeoquímica, Isotopía y Fisicoquímica), para la caracterización de acuíferos fracturados/kársticos a nivel regional.

**Tesis que presenta
Oscar Guevara Mansilla**

**Para obtener el grado de
Doctor en Geociencias Aplicadas**

**Director de Tesis
Dr. Héctor López Loera**

San Luis Potosí, San Luis Potosí, Febrero 2021.



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis **Metodología GHIF (Geofísica, Hidrogeoquímica, Isotopía y Fisicoquímica)**, para la **caracterización de acuíferos fracturados/kársticos a nivel regional** presentada para obtener el Grado de Doctor en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Oscar Guevara Mansilla** y aprobada el **22 de enero de 2021** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Dr. Héctor López Loera
(Director de Tesis)

Dr. José Alfredo Ramos Leal
(Miembro del Comité Tutorial)

Dr. Omar Delgado Rodríguez
(Miembro del Comité Tutorial)



Créditos Institucionales

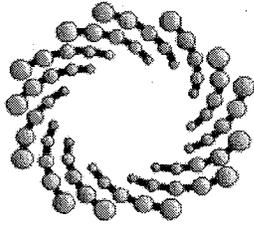
Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C., bajo la dirección del Dr. Héctor López Loera, quien proporciono licencia del software Oasis Montaj para el procesado y modelado de información geofísica.

La toma de muestras de agua subterránea, y el análisis de parámetros fisicoquímicos en campo, fue realizado con equipo de la Universidad Autónoma de Tamaulipas.

Loa análisis de agua subterránea (iones mayores, menores y traza) fueron realizados por el Laboratorio de Hidrogeoquímica del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla.

Los análisis de isotopos estables de ^2H y ^{18}O , fueron realizados en los laboratorios del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Cuernavaca.

Durante la realización del trabajo, el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. 296898) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.



IPICYT

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

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 017 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 2 días del mes de febrero del año 2021, se reunió a las 11:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Alfredo Ramos Leal	Presidente	IPICYT
Dr. Omar Delgado Rodríguez	Secretario	IPICYT
Dr. Héctor López Loera	Sinodal	IPICYT

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

DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Oscar Guevara Mansilla

sobre la Tesis intitulada:

Metodología GHIF (Geofísica, Hidrogeoquímica, Isotopía y Fisicoquímica), para la caracterización de acuíferos fracturados/kársticos a nivel regional.

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Héctor López Loera

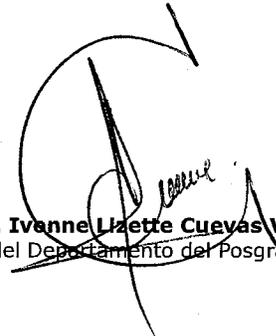
El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 12:30 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 2 días del mes de febrero de 2021.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



AGRADECIMIENTOS

A mis profesores el Dr. Héctor, Dr. Alfredo y Dr. Omar, que, con sus observaciones y guía, tuve un gran aprendizaje. Al Dr. René, por su amistad, apoyo y guía durante el doctorado.

Al Dr. Thomas Rüde, por recibirme con los brazos abiertos en la Universidad RWTH, gracias por su hospitalidad y observaciones a mi trabajo de tesis.

A la “pecera team” (Chayo, Karlita, Daniel, Jesús y César), que a pesar que solo convivieron conmigo los primeros dos años de mi doctorado, los hicieron muy divertidos y gracias por su bella amistad. Y a Ángeles, mi compañera de aventuras por dos años, gracias por tu amistad.

A mis compañeros de campo Juan y Ramiro, hicieron del muestreo de agua sencillo y ameno.

Al equipo LHYTOS. A Joselin y Randall (Los Cachitos), excelentes amigos, gracias por su apoyo y consejos. A Caro, que me anima a hacer locuras. A Armando, por su amistad y clases de programación.

A Hugo y Rubidio, de los mejores amigos y “roomies” que he tenido, gracias por su amistad sincera.

A Arturo (El Shaggy), por estar siempre pendiente, y por todo el apoyo y consejos que me dio cuando estuve en el extranjero.

DEDICATORIAS

A mis padres Susana y Oscar, por el apoyo que me han dado y que, a pesar de la distancia y edad, siempre están para mí cuando los necesito.

A mis profesores, familia y amigos, que con sus consejos y apoyo hicieron de mi estancia doctoral, una etapa llena de crecimiento y en una de las mejores de mi vida.

Gracias.

ÍNDICE

RESUMEN	xiii
ABSTRACT.....	xiv
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Hipótesis.....	4
1.2 Objetivo General.....	4
1.3 Objetivos Específicos.	4
2. ZONA DE ESTUDIO	5
2.1 Localización de la zona de estudio.....	5
2.2 Clima.	6
2.3 Vegetación y uso de suelo.....	7
2.4 Marco Geológico.	8
2.4.1 Geología Regional.....	8
2.4.2 Geología Local.	11
2.4.2.1 Formación Guaxcamá.	12
2.4.2.2 Formación El Abra.....	13
2.4.2.3 Formación Cárdenas.	13
2.4.2.4 Basalto.....	14
2.4.2.5 Conglomerado.....	14
2.4.2.6 Aluvión.....	15
2.4.3 Geología estructural.	15
2.5 Hidrología.	16
2.5.1 Hidrología superficial.....	16
2.5.2 Hidrología subterránea.	17
3. MARCO TEÓRICO.....	20
3.1 Sistemas de flujo.	20
3.2 El agua en sistemas kársticos.	23
3.2.1 Flujo de agua en sistemas kársticos.....	25
3.3 Modelación hidrogeoquímica.....	28
3.4 Isótopos estables de ¹⁸ O y ² H.....	29
3.4.1 Fundamentos de hidrología isotópica.....	29
3.4.2 Fraccionamiento isotópico.....	31
3.4.2.1 Fraccionamiento termodinámico en equilibrio.	32
3.4.2.2 Fraccionamiento cinético.....	34
3.4.2.3 Fraccionamiento de transporte (¹⁸ O y ² H en el ciclo hidrológico).	34

3.4.3	Composición isotópica en el ciclo hidrológico.....	35
3.4.3.1	Agua Oceánica.....	35
3.4.3.2	Evaporación.....	35
3.4.3.3	Humedad atmosférica.....	36
3.4.3.4	Condensación.....	36
3.4.3.5	Precipitación.....	37
3.4.3.6	Agua subterránea.....	38
3.5	Método Magnético.....	39
3.5.1	Principios físicos de magnetismo.....	40
3.5.2	El campo magnético de la Tierra.....	41
3.5.2.1	Componentes del campo magnético de la Tierra.....	42
3.5.3	Variaciones del campo magnético de la Tierra.....	43
3.5.3.1	Variaciones diurnas.....	44
3.5.3.2	Micro pulsaciones.....	44
3.5.3.3	Tormentas magnéticas.....	44
3.5.3.4	Variación secular.....	45
3.5.3.5	Inversiones geomagnéticas.....	45
3.5.4	Campo Geomagnético Internacional de Referencia.....	46
3.5.5	Propiedades magnéticas de las rocas.....	47
3.5.6	Magnetometría aérea.....	50
3.6	Método Gravimétrico.....	51
3.6.1	Principios físicos de gravimetría.....	51
3.6.2	Variaciones de la gravedad con la latitud.....	52
3.6.3	Factores geológicos que afectan la gravedad.....	54
3.6.4	Correcciones de las mediciones de gravedad.....	56
3.6.4.1	Por deriva del instrumento.....	56
3.6.4.2	Por mareas.....	56
3.6.4.3	Por latitud.....	56
3.6.4.4	Corrección de Aire Libre.....	57
3.6.4.5	Corrección de Bouguer.....	58
3.6.4.6	Corrección por terreno.....	59
3.6.4.7	Reducción de los datos gravimétricos.....	60
3.6.5	Gravimetría aérea.....	61
4.	METODOLOGÍA	62
4.1	Adquisición y procesado de información geofísica.....	63
4.1.1	Obtención y corrección de datos magnéticos.....	63
4.1.2	Obtención y corrección de datos gravimétricos.....	63
4.1.3	Aplicación de filtros a la información magnética y gravimétrica.....	64
4.1.3.1	Derivadas horizontales y verticales.....	64
4.1.3.2	Continuación ascendente.....	64
4.1.3.4	Filtro pasa bajos.....	65

4.1.4	Métodos de estimación de profundidad.....	65
4.1.4.1	Deconvolución de Euler.....	65
4.1.4.2	Análisis espectral.....	66
4.1.5	Modelado 2D.....	66
4.1.6	Modelado 3D.....	67
4.2	Muestreo y análisis de agua subterránea.....	67
4.2.1	Parámetros fisicoquímicos.....	68
4.2.2	Iones mayores, menores y traza.....	70
4.2.3	Isótopos.....	72
4.3	Modelación hidrogeoquímica.....	73
5.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	75
5.1	Identificación de estructuras con potencial hidrogeológico en la zona acuífera de Tula, Tamaulipas, mediante geofísica potencial.....	75
5.1.1	Magnetometría.....	75
5.1.2	Gravimetría.....	82
5.1.3	Sistema de flujo a partir de niveles piezométricos y geofísica potencial.....	89
5.2	Química del agua subterránea de la zona acuífera de Tula, Tamaulipas.....	93
5.3	Isótopos estables de ^2H y ^{18}O	104
5.4	Correlación de datos geofísicos, hidrogeoquímicos e isotópicos, para la comprensión del sistema acuífero de Tula, Tamaulipas.....	105
5.4.1	Zonas de recarga de agua subterránea.....	105
5.4.1.1	Zona de muestreo “A”.....	110
5.4.1.2	Zona de muestreo “B”.....	113
5.4.1.3	Zona de muestreo “C”.....	114
5.4.1.4	Zona de muestreo “D”.....	115
5.4.1.5	Isótopos de ^2H y ^{18}O para la caracterización de zonas de recarga.....	116
5.4.2	Definición de sistemas de flujo.....	118
5.4.2.1	Modelación hidrogeoquímica inversa como verificador de conexión hidráulica entre flujos establecidos.....	118
5.4.2.2	Ion Fluoruro como trazador de agua subterránea.....	122
5.4.2.3	Isótopos de ^2H y ^{18}O como trazadores de agua subterránea.....	123
5.4.2.4	Definición de la evolución del agua subterránea en sus sistemas de flujo, a partir de diagramas hidrogeoquímicos.....	124
5.4.3	Zona de descarga de agua subterránea.....	128
5.4.3.1	Estimación de la profundidad y geometría del cuerpo intrusivo.....	130
5.5	Zona acuífera de Tula, Tamaulipas.....	137
6.	CONCLUSIONES.....	139

7.	REFERENCIAS.....	141
----	------------------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Ubicación de la zona de estudio.	5
Figura 2.2. Climas presentes en la zona de estudio.....	7
Figura 2.3. Vegetación de la zona de estudio	8
Figura 2.4. Localización de la zona de estudio dentro de la PVSLP	11
Figura 2.5. Geología de la zona de estudio.....	12
Figura 2.6. Geología estructural en la zona de estudio	16
Figura 2.7. Hidrología superficial en la zona de estudio	17
Figura 2.8. Acuífero Tula-Bustamante y los acuíferos que lo circundan	18
Figura 3.1. Efectos y manifestaciones de los sistemas de flujo bajo régimen gravitacional de cuenca.....	22
Figura 3.2. Modelo conceptual del sistema de flujo en zonas kársticas	27
Figura 3.3. Procesos isotópicos del agua subterránea, de acuerdo a la distribución de la relación isotópica $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, con la línea meteórica local	39
Figura 3.4. Campo magnético de la Tierra y las fuentes que lo generan	42
Figura 3.5. Componentes del campo magnético	43
Figura 3.6. Rangos de Susceptibilidad Magnética de diferentes tipos de rocas....	48
Figura 3.7. Diferentes tipos de comportamiento magnético	50
Figura 3.8. Variaciones de la superficie terrestre	53
Figura 3.9. Descomposición del vector de gravedad.....	54
Figura 3.10. Rangos de densidad de diferentes tipos de rocas	55
Figura 3.11. Efectos de la topografía sobre las mediciones gravimétricas.....	59
Figura 4.1. Diagrama de flujo que sintetiza los procesos realizados por la metodología GHIF	62
Figura 4.2. Localización de puntos de muestreo de agua subterránea	68
Figura 4.3. Medición de parámetros fisicoquímicos en campo.....	69
Figura 4.4. Determinación de HCO_3 por titulación y método de Gran	70
Figura 4.5. Toma de muestras de agua subterránea para su análisis iónico	72
Figura 4.6. Toma de muestra de agua subterránea para su análisis isotópico	73
Figura 5.1. Magnetometría aérea	76
Figura 5.2. Dominios magnéticos y su asociación geológica	78
Figura 5.3. Determinación, mediante magnetometría, de estructuras con potencial de almacenar y recargar agua subterránea	80
Figura 5.4. Continuación ascendente de la 1Dx de la información magnética	81
Figura 5.5. Gravimetría aérea	82
Figura 5.6. Dominios gravimétricos y su asociación geológica	86
Figura 5.7. Determinación, mediante gravimetría, de estructuras con potencial de almacenar y recargar agua subterránea	87
Figura 5.8. Continuación ascendente de la 1Dx de la información gravimétrica ...	88
Figura 5.9. Información utilizada para la determinación del sistema de flujo de la zona acuífera de Tula, Tamaulipas	91
Figura 5.10. Sistema de flujo de agua subterránea en el área de estudio	92

Figura 5.11. Diagrama de Piper	97
Figura 5.12. Diagrama de Mifflin	98
Figura 5.13. Diagrama de Gibbs	99
Figura 5.14. Diagrama de dispersión Mg/Na vs Ca/Na	101
Figura 5.15. Índices de Saturación (IS) vs pH	103
Figura 5.16. Relación entre isotopos de Deuterio y ^{18}O	105
Figura 5.17. Correlación entre parámetros fisicoquímicos y lineamientos superficiales	107
Figura 5.18. Correlación de datos químicos del agua subterránea, mediante diagramas de Stiff, con geofísica potencial	108
Figura 5.19. Modelo 2D Magnético – Gravimétrico A-A'	111
Figura 5.20. Proceso de dedolomitización	112
Figura 5.21. Isotopos estables de ^2H y ^{18}O	117
Figura 5.22. Zonas de recarga identificadas en el área de estudio.	118
Figura 5.23. Sistema de flujo de agua subterránea modificado por los resultados de la modelación hidrogeológica inversa.	121
Figura 5.24. Concentración de fluoruro vs Concentración de calcio y temperatura	122
Figura 5.25. Isótopos estables como trazadores de agua subterránea	124
Figura 5.26. Diagrama de Piper con flujos de agua establecidos.....	126
Figura 5.27. Diagrama de Mifflin con flujos de agua establecidos.....	127
Figura 5.28. Modelo 2D Magnético – Gravimétrico B-B'	128
Figura 5.29. Localización de la laguna Epazote en la zona de estudio	129
Figura 5.30. Modelo 3D y estimación de la profundidad del cuerpo intrusivo	132
Figura 5.31. Geometría y ubicación del cuerpo intrusivo, con respecto a la laguna epazote y los puntos de muestreo de agua subterránea.....	134
Figura 5.32. Modelo conceptual de la recarga y descarga de agua subterránea, en la zona acuífera de Tula, Tamaulipas	136
Figura 5.33. Zona Acuífera de Tula, Tamaulipas (ZATT).	138

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Reacciones de disolución y solubilidades de algunos minerales a 25°C y 1 bar de presión.....	25
Tabla 5.1. Dominios magnéticos y su asociación.....	77
Tabla 5.2. Dominios gravimétricos y su asociación de acuerdo al Residual de la Anomalía Completa de Bouguer	84
Tabla 5.3. Dominios gravimétricos y su asociación de acuerdo al Gradiente Horizontal y Señal Analítica del Residual de la Anomalía Completa de Bouguer	84
Tabla 5.4. Parámetros fisicoquímicos y concentración iónica de las muestras de agua subterránea	95
Tabla 5.5. Índices de saturación de los principales minerales presentes en la zona de estudio.....	102
Tabla 5.6. Concentración de Deuterio y Oxígeno 18.....	104
Tabla 5.7. Modelación inversa entre muestras sobre la misma línea de flujo	119

RESUMEN

La alta heterogeneidad de los acuíferos kársticos/fracturados generalmente es ignorada, y el no tener una comprensión adecuada del funcionamiento y evolución hidrogeológica de estos sistemas suele acabar en una mala gestión del recurso hídrico. En el presente trabajo de investigación se propone una metodología donde se integran métodos Geofísicos, Hidrogeoquímicos, Isotópicos y Fisicoquímicos (metodología GHIF), con el objetivo de caracterizar a nivel regional y de forma detallada acuíferos fracturados/kársticos. La metodología fue aplicada en el municipio de Tula, Tamaulipas, región semiárida donde el principal recurso hídrico de la región proviene del subsuelo. La metodología GHIF consistió en la aplicación de magnetometría y gravimetría aérea para la localización de estructuras con potencial hidrogeológico. Mediante la química e isotopía del agua subterránea del sitio, se determinó el funcionamiento de las estructuras dentro del sistema acuífero, ya sea como zonas de recarga, transporte o descarga de agua subterránea. Los resultados mostraron que el agua subterránea de la zona de estudio, se encuentra en un acuífero carbonatado fracturado/kárstico, el cual se ve influenciado por un acuífero evaporítico profundo. El acuífero es recargado por lluvia en la zona montañosa y por flujos verticales ascendentes provenientes del acuífero profundo; debido a la naturaleza de los medios de circulación de agua subterránea, la química del agua se ve dominada por procesos de dedolomitización. La dirección de flujo del agua subterránea en el medio carbonatado, se encuentra controlado por la orientación de las estructuras y la topografía de la zona de estudio; la conexión hidráulica entre dichas estructuras fue corroborada por modelación hidrogeoquímica inversa y por trazadores de ^2H y ^{18}O . Por lo tanto, el agua subterránea circula hacia el centro del valle con una dirección N – S, para después llegar a una zona de convergencia de agua subterránea, donde la mezcla de esta genera la zona acuífera más evolucionada. La zona de descarga fue identificada por la inversión de datos magnéticos para generar un modelo 3D, el cual muestra un cuerpo intrusivo al sur de la zona de estudio, dicha estructura crea fallas y/o fracturas en las rocas

sobreyacentes que facilitan el ascenso del agua subterránea, la cual se manifiesta en superficie en forma de una pequeña laguna.

ABSTRACT

The high heterogeneity of karst/fractured aquifers is generally ignored. They do not have an adequate understanding of the functioning and hydrogeological evolution of these systems, often results in a poor water resource management. In this research, it is proposed a methodology that integrates Geophysical, Hydrogeochemical, Isotopic and Physicochemical methods (GHIF methodology), with the aim of detail regional characterization of a karst/fractured aquifers. The methodology was applied in the locality of Tula, Tamaulipas, and a semi-arid region where the main water resource comes from the underground. With the GHIF methodology, magnetic and gravity aerial data was used to locate structures with hydrogeological importance. The chemistry and isotopy data of the groundwater, play a key role to either determine the structure of the aquifer system, as recharge, transportation, storage or discharge groundwater areas. The results showed that the groundwater in the study area is found in a karst/fractured carbonate aquifer, which is influenced by a deep evaporitic aquifer. The aquifer is recharged by rain in the mountainous area and by vertical upward flows from the deep evaporitic aquifer. Due to the nature of groundwater circulation, water chemistry is dominated by dedolomitization processes. The direction of the groundwater flow in the carbonate aquifer is controlled by the orientation of the structures and the topography of the study area. The hydraulic connection between structures was estimated by inverse modeling and ^2H and ^{18}O tracers. Therefore, the water circulates towards the center of the valley and then has a N - S direction, and finally reach a groundwater convergence zone, where the mixture of the groundwater flows generates the most evolved aquifer zone. The discharge zone was identified by the inversion of magnetic data to generate a 3D model, which shows an intrusive body to the south of the study area. The intrusive body creates fractures in the overlying rocks that facilitate the rise of groundwater, this phenomenon manifests itself on the surface in the form of a small lagoon.

1. INTRODUCCIÓN

El término Karst, se originó en la región localizada entre las fronteras de Yugoslavia e Italia. Durante el primer milenio antes de Cristo, esta región fue deforestada para crear campos de pastoreo, esto provocó que para la Edad Media el suelo se encontrara erosionado, por lo tanto, la región era descrita como rocosa, lo que es para los yugoslavos *kar* (que significaba roca) y para los italianos *carso*; y durante la germanización, debido a la extensión del imperio Austro-Húngaro este término se convirtió en *karst* (Ford y Williams, 2007; Gams, 1993; Stevanovic, 2015). Fue hasta 1893 que Jovan Cvijic acuñó este término como uso internacional para el relieve y los sistemas hidrológicos que eran formados por la disolución acuosa de las rocas. Por lo tanto, se define como karst a la superficie de la corteza terrestre en donde predomina la erosión química (disolución de la roca) sobre la erosión mecánica, siendo las rocas carbonatadas y las evaporitas las principales rocas que presentan este tipo de erosión (Fernandez y Peiro, 1995).

Se estima que alrededor del 20 % de la superficie continental libre de hielo se encuentra cubierta por karst (Ford y Williams, 2007) y para México aproximadamente el 20 % del territorio está ocupado por rocas solubles, principalmente calizas y en menor proporción yesos (Gutiérrez-Elorza, 2008). Se ha demostrado que incluso las rocas carbonatadas cubiertas por una gruesa capa de sedimento se encuentran karstificadas, lo que hace del karst una de las formaciones acuíferas más importantes en el mundo (Bakalowicz, 2005); además de que el agua subterránea extraída de estas formaciones abastece cerca del 25 % de la población mundial (Duarte *et al.*, 2013).

Sin embargo, este tipo de formaciones son vulnerables a la contaminación debido a su porosidad secundaria, por lo que se requiere de una gestión y protección especial, sobre todo en regiones áridas y semiáridas donde los sistemas kársticos son los principales aportadores del recurso hídrico (Afrasabian, 2006). Además, debido al acelerado Cambio Climático los patrones de precipitación a nivel mundial

podrían cambiar, afectando la disponibilidad del recurso hídrico para todas las actividades humanas (Pórcel y Pérez, 2017), debido a que los acuíferos kársticos se caracterizan por tener una elevada velocidad de flujo de agua subterránea, así como una gran interacción agua-roca y tiempos de residencia cortos (Roback et al., 2001) se convierten en uno de los reservorios hídricos más vulnerables a esta problemática mundial.

Por otra parte, el estudio y exploración de los sistemas kársticos no es fácil, ya que el sistema de conductos en acuíferos kársticos suelen ser muy complejos al formar una intrincada red subterránea (Benson y Yuhr, 2015), tener condiciones abruptas del terreno y una excesiva vegetación; así como la escasez de pozos de extracción de agua subterránea dificultan aún más su estudio (Morán-Ramírez et al., 2013). Asimismo, los estudios realizados a gran escala no consideran las particularidades de estos, como son su alta heterogeneidad y velocidades de flujo (Bakalowicz, 2005; Hartmann et al., 2014).

Un ejemplo de zona kárstica/fracturada poco estudiada, se encuentra al suroeste del estado de Tamaulipas, México, en el municipio de Tula, donde la orogenia de la Sierra Madre Oriental (SMO), complejo calcáreo de tipo plataforma y origen arrecifal del Cretácico (Servicio Geológico Mexicano, 2006; Carrillo, 1990), crea una sombra orográfica que acumula la humedad del viento proveniente del Golfo de México; esto provoca una precipitación media anual de hasta 1,500 mm en barlovento, y a sotavento forma un clima semiárido con precipitaciones medias de 400 mm año⁻¹ (Guevara et al., 2015). Además, esta porción de la SMO es la principal zona de producción de agua para el sur de Tamaulipas, ya que de ella nacen cerca de 77 m³ s⁻¹, que alimentan el sistema del Rio Guayalejo que corre hacia el este de la SMO, con rumbo al Golfo de México (CONAGUA, 2017), y teóricamente, del mismo modo lo hace al oeste, donde la población residente depende casi en su totalidad del agua subterránea del acuífero Tula – Bustamante, pero a través de flujos de agua subterránea mediante un sistema kárstico.

A pesar de la importancia de este sistema kárstico/fracturado que conforma al acuífero de Tula-Bustamante, este no ha sido estudiado adecuadamente, lo que se traduce en una mala gestión del recurso hídrico. Esto se evidencia en estudios realizados por la CONAGUA en el 2009 y 2015, donde indican que el acuífero tiene una recarga anual de $50.7 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$, una extracción media de $21.8 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$, por lo tanto, se calcula una disponibilidad media anual de $38.16 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$, por lo que el acuífero se encuentra disponible a nuevas concesiones. Sin embargo, estudios realizados por Saldierna et al. en el 2014, indican un abatimiento en los pozos de la zona de hasta 20 m entre los años de 1989 y 2012.

Es por lo anterior que se propone y aplica la metodología GHIF en el municipio de Tula, Tamaulipas. Esta metodología consiste en la integración de técnicas geofísicas, hidrogeoquímicas e isotópicas para la caracterización a nivel regional de sistemas kársticos/fracturados, donde se definen sistemas de flujo, zonas de recarga y descarga de agua subterránea, y su evolución hidrogeoquímica a través del sistema acuífero.

Los métodos geofísicos son una herramienta bastante utilizada en la caracterización de acuíferos. Éstos se han utilizado para la localización de agua subterránea (Batte et al., 2008; Lepper y Curtis, 2005), conocer la geometría de los acuíferos (Young et al., 1998; Giang et al., 2013) detectar acuitardos o capas confinantes (Krishnamurthy et al., 2008), identificar fracturas y fallas (Kanta et al., 2013), e incluso se han utilizado para conocer la distribución de contaminantes, comúnmente por intrusión de agua salada (Al-Garni y El-Kaliouby, 2011; Benavente et al., 2005; Chekirbane et al., 2014). Y en el caso de los acuíferos kársticos, los métodos geofísicos se han utilizado para detectar las cavidades producidas por dicho fenómeno (Ballard et al., 1983; Ezersky et al., 2009; Jardani et al., 2006; Qian et al., 2011).

Por otro lado, las técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas han demostrado ser útiles en la identificación de zonas de recarga y descarga de aguas subterráneas (Sun et al., 2016; Kresic y Papit, 1990); así como en la determinación de sistemas de flujo

y su calidad, por ejemplo, el cambio en la concentración iónica a lo largo de un acuífero, puede indicar la dirección de flujo, mezclas de diferentes sistemas de flujo e identificar las interacciones agua/roca (Dragon y Gorski, 2015; Sanchez-Martos et al., 2002; Carrillo-Rivera et al., 2007; Huang y Chen, 2012; Huizar-Álvarez et al., 2014; Cardona et al., 1993).

1.1 Hipótesis.

Con la integración de métodos Geofísicos, Hidrogeoquímicos, Isotópicos y Fisicoquímicos (metodología GHIF) es posible caracterizar a nivel regional y de forma detallada, acuíferos kársticos/fracturados, donde se identifican zonas y condiciones de infiltración y descarga, así como se definen líneas de flujo y su evolución a través del sistema acuífero.

1.2 Objetivo General.

Realizar un modelo geofísico-hidrogeoquímico de la zona acuífera de Tula, Tamaulipas, donde se identifiquen las zonas y condiciones de recarga y descarga de agua subterránea, así como la evolución de esta, a través de los diferentes sistemas de flujo que conforman al sistema acuífero.

1.3 Objetivos Específicos.

- Identificación geofísica de estructuras con permeabilidad y porosidad adecuada para la infiltración y almacenamiento de agua subterránea.
- Determinación de la química del agua de la zona de estudio.
- Identificación de zonas y condiciones de recarga mediante la integración de datos geofísicos, hidrogeoquímicos, isotópicos y fisicoquímicos.
- Definición de sistemas de flujo de agua subterránea mediante la determinación de conductividad hidráulica entre estructuras geofísicas mediante modelación hidrogeoquímica inversa y trazadores.
- Determinación de zonas de descarga a partir de modelos geofísicos y su integración con información hidrogeoquímica, fisicoquímica e isotópica.

2. ZONA DE ESTUDIO

2.1 Localización de la zona de estudio.

La zona de estudio se encuentra localizada al suroeste del estado de Tamaulipas, México, en el municipio de Tula. En la Figura 2.1 se muestra su ubicación dentro de la República Mexicana (delimitada en rojo), así como las vías de acceso a la zona y algunas localidades cercanas. Ya que el desarrollo de las zonas kársticas se ve condicionada por el tipo de clima, vegetación y geología, estos factores se describen a continuación.

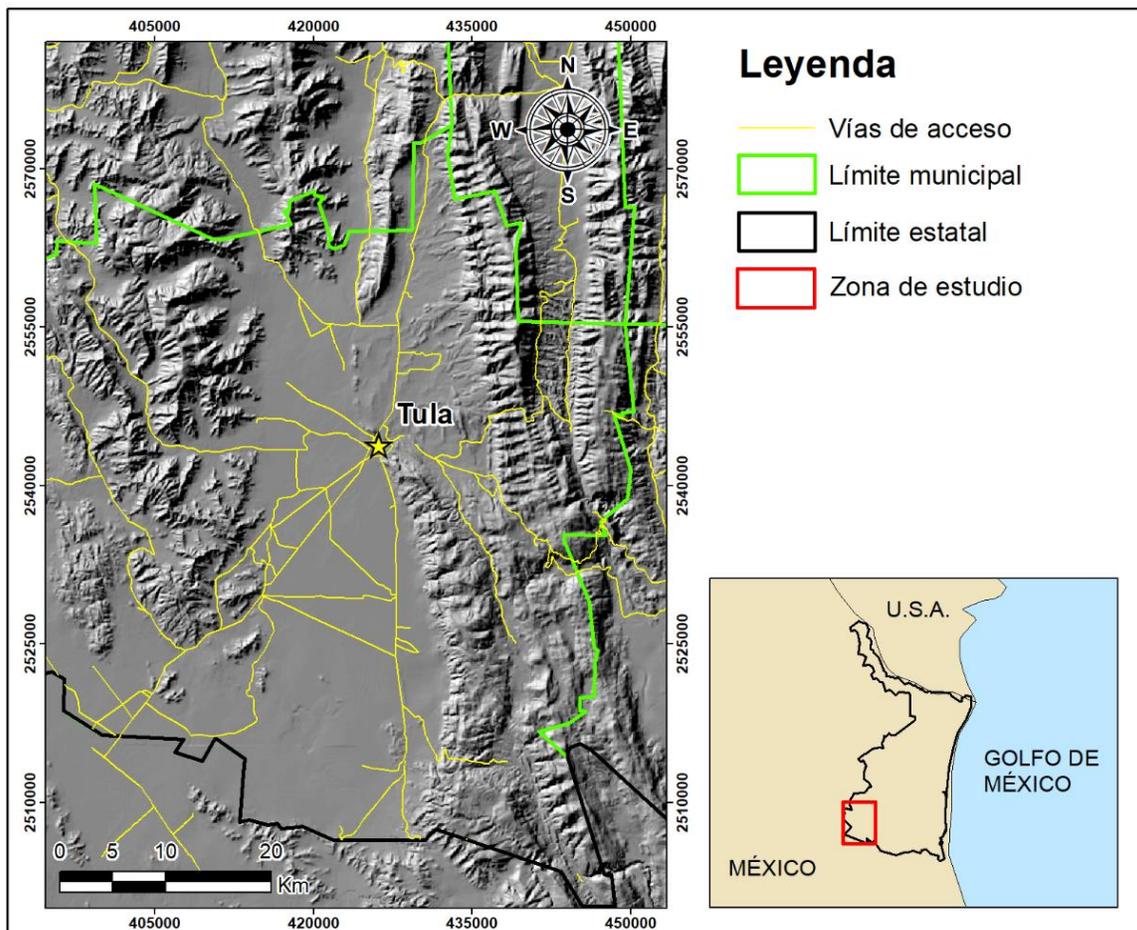


Figura 2.1. Ubicación de la zona de estudio.

2.2 Clima.

El clima es uno de los factores determinantes en las características del karst, debido a que condiciona el régimen de circulación de agua, por ejemplo, los karst glaciares o nivales mantienen una alimentación y circulación de agua más constante que los karst pluviales (Eslava et al., 2000). Además, la temperatura del agua determina su agresividad, ya que su acidez es proporcionada por el CO₂, por ejemplo, a una atmosfera de presión y a 0 °C, un litro de agua disuelve 2.15 L de CO₂; a 15 °C 1 L de CO₂ y a 25 °C 0.8 L de CO₂ (Llopis, 1970).

En la Figura 2.2 se muestran los diferentes tipos de clima que presenta la zona de estudio, esto de acuerdo a la clasificación de Köpen modificada por García en 1964. Se observa que los climas predominantes en la zona de estudio son “BSohw”, “BS1hw” y “BS1h(x’)” que son climas que van de áridos a semiáridos según la descripción siguiente. El clima “BSohw”, corresponde a un clima árido semicálido con lluvias en verano y temperaturas promedio mínimas y máximas de 18 °C y 22°C respectivamente. El clima “BS1hw”, se caracteriza por ser un clima semiárido semicalido con lluvias en verano y una temperatura promedio de 18 °C. Por último, el clima “BS1h(x’)”, el cual es semiárido semicalido, con lluvias repartidas en todo el año y una temperatura promedio de 18° C (INEGI, 2012). Al E de la zona de estudio, la sombra orográfica de la SMO cambia completamente el clima, donde predominan los climas “(A)C(wo)”, “(A)C(w1)”, “(A)C(w2)” y “(A)C(m)”, que son climas húmedos-subhúmedos y cálidos a templados con precipitaciones en verano, por otro lado, al NE del área de estudio predominan los climas C(wo), C(w1), C(w2) y C(m), que se caracterizan por tener un clima templado subhúmedo, con temeperaturas medias anuales de entre 12 y 18°C (INEGI, 2012).

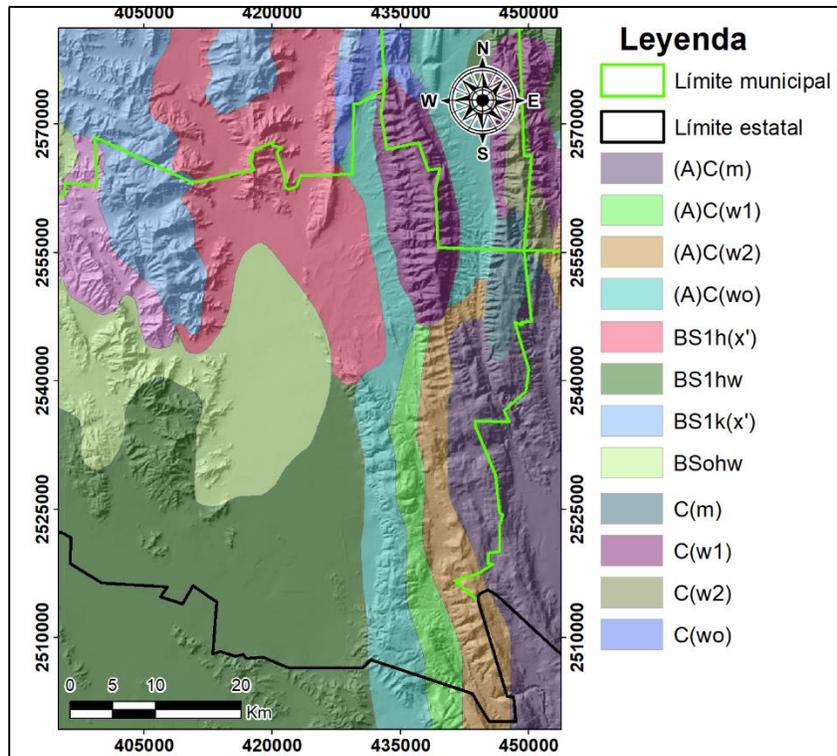


Figura 2.2. Climas presentes en la zona de estudio. La Sierra Madre Oriental es una barrera orográfica importante, lo que provoca un clima árido y semiárido al oeste de la zona de estudio.

2.3 Vegetación y uso de suelo.

La presencia de vegetación puede aumentar la acidez del agua debido a la descomposición de la materia orgánica que se acumula en el suelo, proveniente de las plantas. La acción de las bacterias produce ácido acético, fórmico, oxálico, húmico, etc., que a pesar de ser débiles e inestables llegan a tener una actividad importante. Además, las bacterias fijadoras de nitrógeno, crean compuestos nitrogenados que al entrar en contacto con el agua producen ácido nítrico y nitroso los cuales son muy agresivos con las rocas (Fernandez y Peiro, 1995).

La Figura 2.3 muestra un mapa de la vegetación presente en la zona de estudio. En el mapa se aprecia que el área agrícola predomina en la región, la cual se encuentra rodeada por mezquiales y matorrales, vegetación común en zonas áridas. Al oeste y en las zonas altas de las SMO, predominan los bosques de pino y encino.

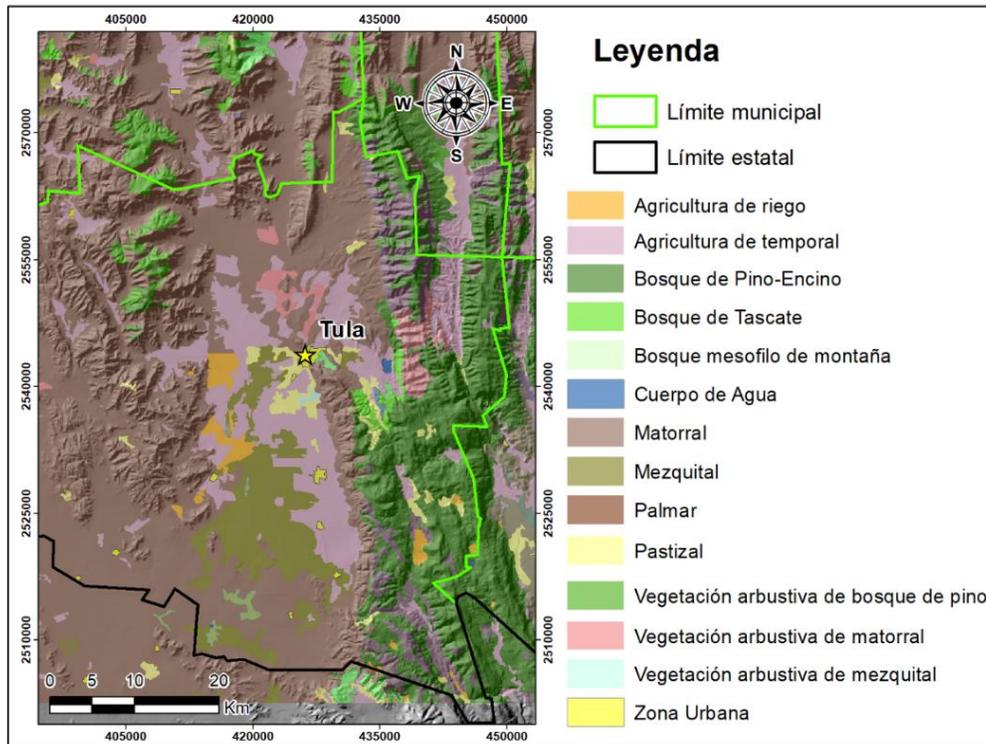


Figura 2.3. Vegetación de la zona de estudio. Predominan los matorrales y mezquitales, vegetación de clima árido y la agricultura de temporal, que es la principal actividad económica en la región.

2.4 Marco Geológico.

2.4.1 Geología Regional.

El área de estudio forma parte de la provincia geológica de la Sierra Madre Oriental, rasgo orográfico producto del levantamiento y plegamiento de rocas mesozoicas y su basamento cristalino, con un predominio de rocas calizas cretácicas en su superficie. Este sistema montañoso tiene una longitud de 800 km, una amplitud de 80 a 100 km y altitudes que van de entre 2,000 y 3,000 msnm, con cortes de hasta 1,000 m (Eguiluz de Antuaño et al., 2000; Lugo Hubp, 1990). De acuerdo a Tardy et al. (1975), sus límites son al norte la plataforma de Texas, al oeste y suroeste por el Altiplano Central Riolfítico, al sur por el Eje Neovolcánico Transmexicano y al este por la Llanura Costera cenozoica del Golfo de México.

Uno de los rasgos topográficos notables de la SMO es la presencia de cientos de poljes y dolinas asociadas a cavernas de desarrollo vertical, controladas por sistemas de fracturas regionales, las cuales se ven favorecidas por el karst de tipo tropical, por presentar precipitaciones anuales de hasta 4,000 mm (Lugo Hubp, 1990).

Con base en columnas estratigráficas y correlaciones en superficie y subsuelo, Eguiluz de Antuña et al. (2000) elabora una reconstrucción paleogeográfica de los ambientes de depósito de la SMO; describe que durante el Jurásico Superior (163.5 – 145 Ma) el Mar de Tetis inundó áreas bajas, extensas y planas en las cuales se depositaron sedimentos evaporíticos, terrígenos y carbonatados, que pasaron a formar amplias plataformas interconectadas a través de canales, separadas por elementos insulares, posteriormente, estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos con variaciones de ambientes deposicionales.

El control sedimentario y estructural de los bloques paleotectónicos altos, fue heredado al Cretácico Inferior (145 – 100.5 Ma), donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollaron bancos y plataformas evaporíticas - carbonatadas, como la de Coahuila y Valles – San Luis Potosí.

En el Cenomaniense (100.5 – 93.9 Ma) prevalecen condiciones normales de sedimentación, mientras que, al sur del geosinclinal mexicano, ocurren bruscos cambios de sedimentación, en los que sedimentos terrígenos reemplazan a la sedimentación calcárea, siendo esta una consecuencia de la fase tectónica precoz Albiense – Cenomaniense (113 – 93.9 Ma). Hacia el Cretácico Superior (100.5 – 66 Ma) el depósito de sedimentos continúa de manera estable hasta terminar esta era en el Maastrichtiense.

Durante el periodo del Paleoceno Inferior al Eoceno Superior (66 – 33.9 Ma), los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide crean un frente plegado y cabalgado (Armas et al., 2004). A finales del Plioceno y principios del Cuaternario (2.58 Ma), empieza un periodo de actividad volcánica asociada con fallas normales

de gravedad que modifican la morfología del área, finalmente, durante el resto del Cuaternario, los grandes valles son azolvados por sedimentos lacustres y laderas de los cerros cubiertas por abanicos aluviales (Padilla, 1978).

El área de estudio se localiza en la porción centro norte de la provincia geológica “Plataforma Valles – San Luis Potosí” (PVSLP) (Figura 2.4), dicha plataforma se encuentra en los Estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo y Querétaro. La PVSLP es descrita por Carrillo (1971) como un gran segmento de rocas Precámbricas, Paleozoicas y Triásicas, plegadas y falladas, sobre las cuales se depositó una secuencia delgada de sedimentos marinos del Jurásico Superior y potentes secciones de rocas evaporíticas y calizas de origen arrecifal y post arrecifal del Cretácico Inferior, Medio y Superior.

La PVSLP evoluciono en forma de una plataforma carbonatada aislada con desarrollo de bordes que se eleva por encima de las cuencas que la rodean (Bezañes et al., 1993; Wilson, 1990), por lo que es reconocida como una de las paleoestructuras más importantes de la porción nororiental de México, así como la más grande de una serie de rocas carbonatadas aisladas rodeada por aguas profundas (López-Doncel, 2003).

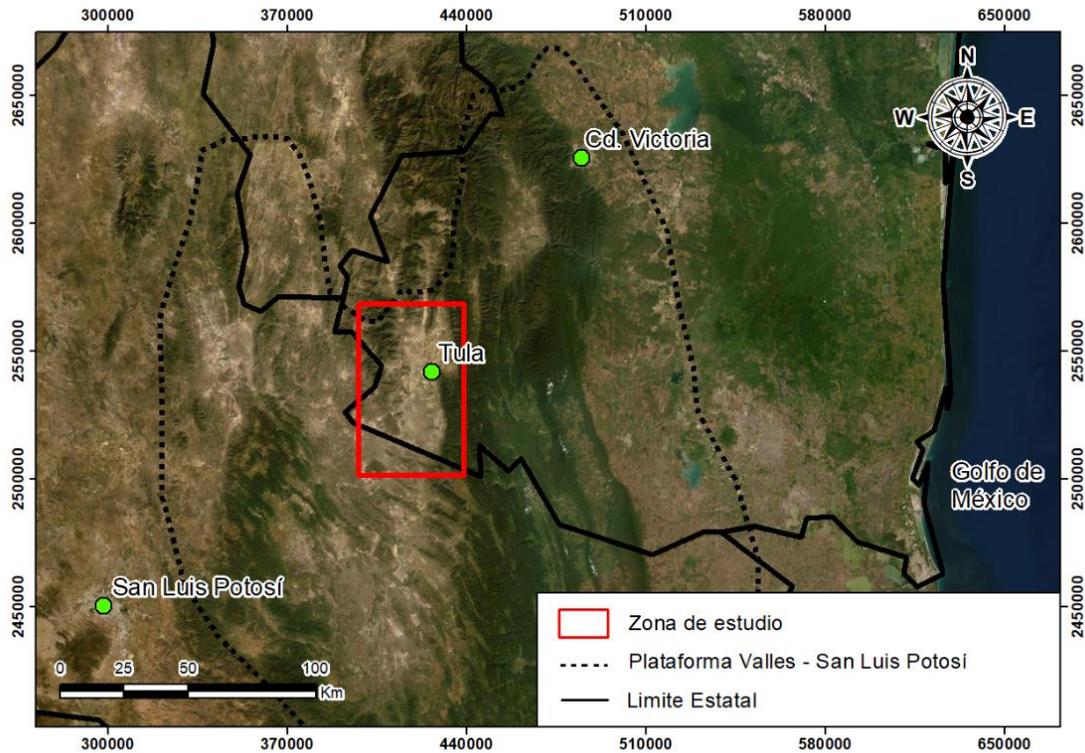


Figura 2.4. Localización de la zona de estudio dentro de la PVSLP, modificado de López (2003).

2.4.2 Geología Local.

En el área de estudio se encuentra el afloramiento de cinco Formaciones, así como materiales no consolidados y cuerpos ígneos extrusivos, con edades que van desde el Cretácico Inferior al Cuaternario (Figura 2.5). En el área, aflora principalmente calizas de plataforma de origen arrecifal denominada Formación El Abra. Las Formaciones y materiales geológicos que afloran en la zona de estudio se describen a continuación.

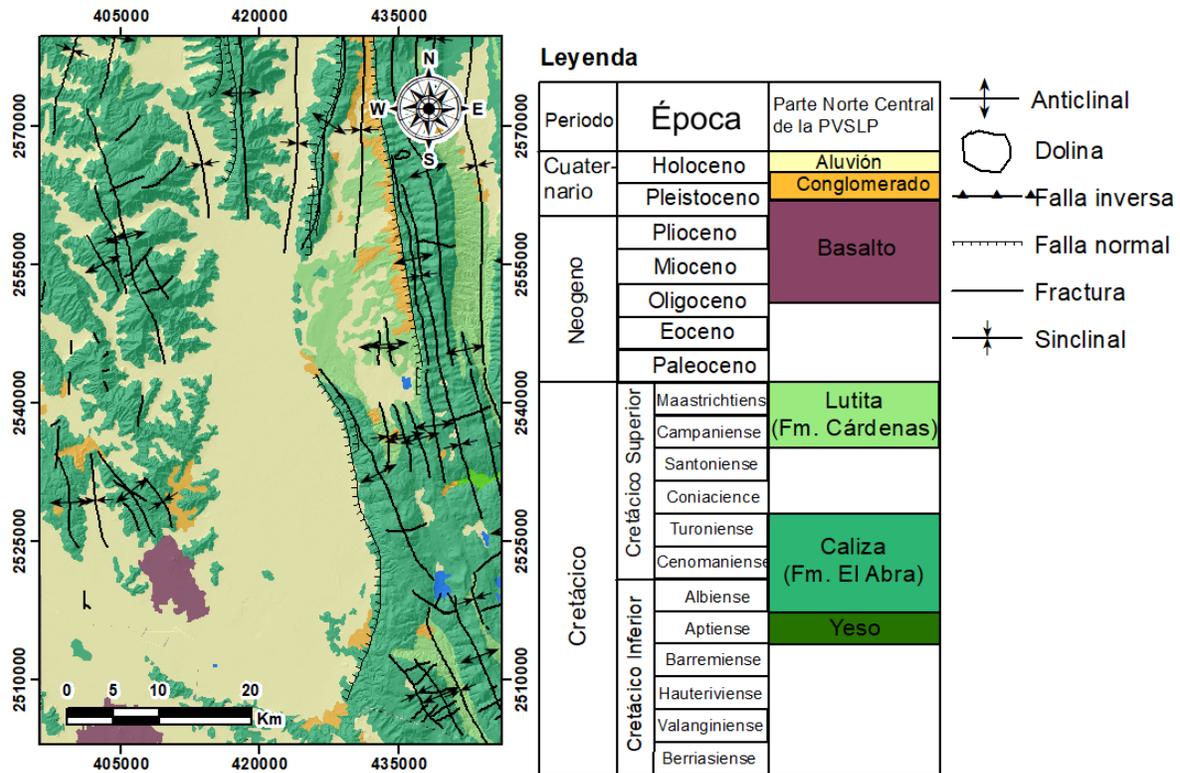


Figura 2.5. Geología de la zona de estudio. Obtenido y modificado de (Krienen et al., 2017; SGM, 2016; SGM, 2018).

2.4.2.1 Formación Guaxcamá.

La Formación Guaxcamá, se encuentra compuesta por una secuencia de capas de yeso y anhidrita intercaladas con capas de dolomita y caliza microcristalina, también es común observar azufre nativo en forma diseminada, estratificada y/o llenando fracturas. La Formación Guaxcamá fue depositada en un ambiente marino de baja energía, y tiene una baja permeabilidad (Krienen et al., 2017; Rocha Rocha y Gonzáles Partida, 2008). Sin embargo, al ser una Formación compuesta de rocas evaporíticas, es bastante erosionable por disolución química, por lo que puede llegar a presentar cavidades importantes para el transporte de agua subterránea (Torres Rivera et al., 2018).

2.4.2.2 Formación El Abra.

El afloramiento predominante en el área de estudio son calizas pertenecientes a la Formación El Abra, formada por carbonatos de plataforma y de arrecife, se encuentra muy fracturada y presenta importantes estructuras kársticas que favorecen la captación e infiltración de agua (Morán-Ramírez et al., 2013), su espesor varía entre 1,500 y 2,000 m (Minero, 1983). La localidad tipo se encuentra en el Cañón del Abra, en la carretera Valles – Tampico, a 10 km al oriente de Ciudad Valles.

La Formación El Abra fue depositada durante el Cretácico Medio, su diagénesis ocurrió durante un periodo de crecimiento arrecifal que fue controlado por repetitivas transgresiones y regresiones marinas (Aguayo Camargo, 1998). Los márgenes orientales de la plataforma fueron bordeados por una delgada zona de arrecife de rudistas y calizas tipo grainstone, y al interior de la plataforma se encuentra constituida por carbonatos de laguna fangosos (Minero, 1983). La Formación se encuentra dividida en cinco facies: 1) Facie clástica post arrecifal, que consiste en capas gruesas de calcidurita, calcarenita y caliza con estratificación cruzada en algunas partes; 2) Unidad de calcilutitas y calcarenitas en capas masivas, toda la unidad contiene pellets y miliólidos; 3) Facie de dolomía y caliza, representada por capas gruesas de dolomita de grano fino a grueso; 4) Unidad de calcilutita y calcarenita con miliólidos y tucasias, compuesta por calcilutita, clacarenita biogénica, piedra caliza oolítica y algunos horizontes de calizas dolomíticas; 5) zona dolomítica basal, en capas gruesas de dolomita de grano fino a grueso (Rocha Rocha y Gonzáles Partida, 2008).

2.4.2.3 Formación Cárdenas.

Al concluir el desarrollo de la plataforma, se depositó, en una secuencia de lutita calcárea interestratificada con arenisca calcárea, en la que se observan fósiles de rudistas y moluscos de la Formación Cárdenas. La unidad fue descrita por primera vez por Bose en 1906, como División Cárdenas, en un sinclinal asimétrico de la

parte central de la Sierra Madre Oriental, cerca de la localidad Cárdenas en el estado de San Luis Potosí.

La Formación Cárdenas se encuentra constituida por capas de siliciclastos finos que se depositaron en aguas someras al final del Cretácico Superior (García Oviedo y Josep Pons, 2005). Myers (1968) describe a la formación con un espesor máximo de 1,000 m y la divide en tres miembros, inferior, medio y superior. El miembro inferior se encuentra constituido por capas alternantes de lutita, arenisca y bioesparita con un espesor de 180 m, el miembro medio de 445 m de espesor constituida por lutitas y limolita, y el miembro superior formada por 430 m de limolita, areniscas y bioesparudita. Krienen et al. (2017) clasifica a la Formación con una permeabilidad intermedia, por lo tanto el agua subterránea fluye lentamente a través de este material.

2.4.2.4 Basalto.

A finales del Neógeno y principios del Cuaternario, comienza un periodo de actividad volcánica asociada a fallas normales (Padilla, 1978), lo que se manifiesta en la zona de estudio como rocas ígneas extrusivas. Estas rocas son identificadas como basaltos de olivino vesiculares con textura holocristalina de color gris oscuro, que presentan un interperismo moderado esferoidal (Servicio Geológico Mexicano, 2006).

2.4.2.5 Conglomerado.

Material del Neógeno derivado de la disgregación de las rocas preexistentes. Se localiza regularmente a las faldas de los anticlinales o como material que aflora en los sinclinales. Este material es constituido por sedimentos continentales con granulometrías que varía desde grava a arcilla; principalmente son fragmentos de calizas, areniscas, pedernal y rocas ígneas, englobados en una matriz arcillosa y cementados por carbonatos, su espesor se encuentra entre los 10 y 30 m (Servicio Geológico Mexicano, 2006).

2.4.2.6 Aluvión.

Material no consolidado del Cuaternario que consta de clastos de granulometría variable que va desde arcillas hasta cantos rodados de 20 cm. Este material es producto de la desintegración de las rocas preexistentes y circundantes, en el área de estudio principalmente de calizas y lutitas. Su espesor máximo es de 30 m (Servicio Geológico Mexicano, 2006).

2.4.3 Geología estructural.

Las estructuras de la zona de estudio (Figura 2.6) corresponden al dominio dúctil-frágil atribuido a los esfuerzos compresivos que se dieron durante la orogenia Laramide. Los eventos post-Laramidicos, generaron fallas de tipo normal e inverso, representados por patrones NW y NE bastante definidos y en algunos casos N-S. Entre las fallas destacables de la zona se encuentran “El Cerro Viejo”, “Puerto Colorado”, al noreste de la zona de estudio, y al sureste la falla sin nombre, que va desde Cd. Tula, hasta la localidad “Las Cruces”.

Los sinclinales y anticlinales más notables, se encuentran al norte de la zona de estudio, donde se tienen los sinclinales “Las Antonias”, “Calabacillas” y “El Ahorcado”, y los anticlinales “El Tepozán”, “El Tejolote” y al sureste un anticlinal sin nombre que va desde la cabecera municipal (Cd. Tula) hasta la laguna “La Escondida”.

Es importante mencionar algunas estructuras kársticas presentes en la zona de estudio. La presencia de dolinas sobre las calizas “El Abra”, se encuentran presentes principalmente en la porción oeste del área. Entre las dolinas más importante se encuentra una en la localidad de Gallos Grandes, con coordenadas de latitud 22.77° y longitud -99.58° y otra al NE del área de estudio en la latitud 23.20° y longitud -99.63° . Así como también se pueden encontrar algunos depósitos de travertino en la localidad de Santa María de Guadalupe, con latitud 22.90° y longitud -99.48° .

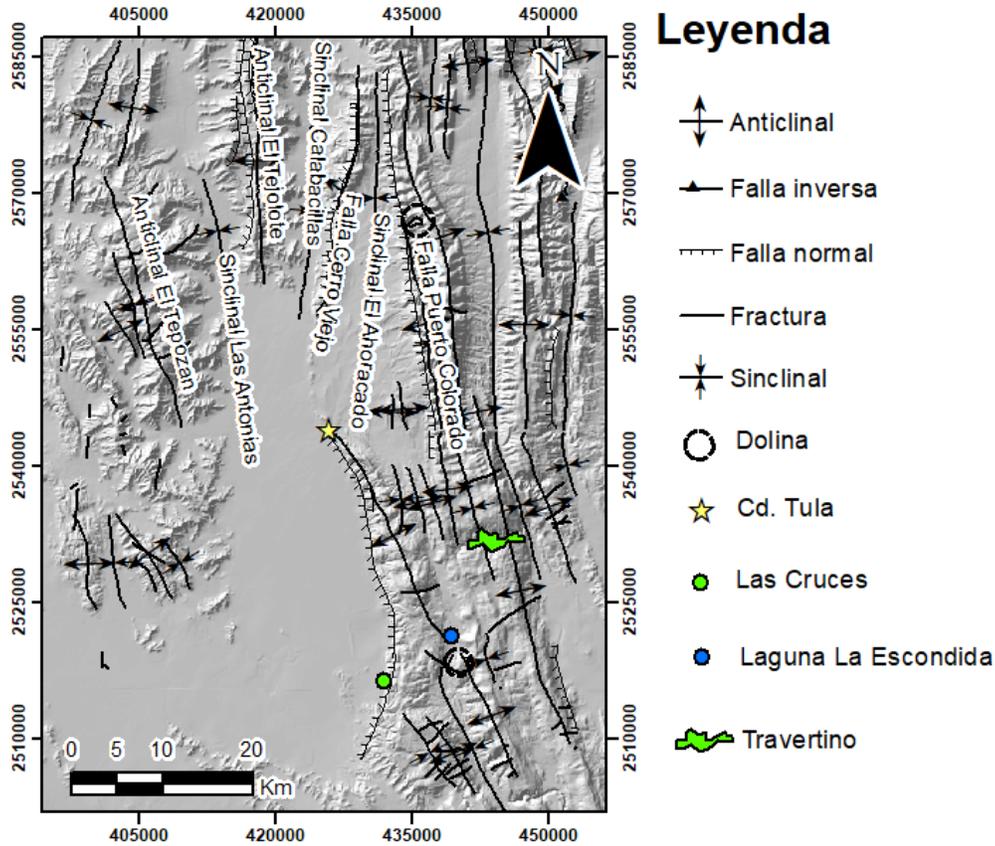


Figura 2.6. Geología estructural en la zona de estudio (SGM, 2016; SGM; 2018).

2.5 Hidrología.

2.5.1 Hidrología superficial.

El área de estudio se encuentra en la Región hidrológica administrativa VII “Cuencas Centrales del Norte”, y en la Región hidrológica “El Salado”, las cuales se caracterizan por presentar una serie de cuencas endorreicas carentes de corrientes superficiales importantes (INEGI, 2002). La Figura 2.7 muestra los ríos intermitentes, perenes y cuerpos de agua que se encuentran en el área de estudio. En la imagen se aprecia la aridez de la zona, ya que por ella solo corren unos cuantos ríos intermitentes y no hay cuerpos de agua superficiales importantes que puedan cumplir la demanda hídrica de los pobladores de la región.

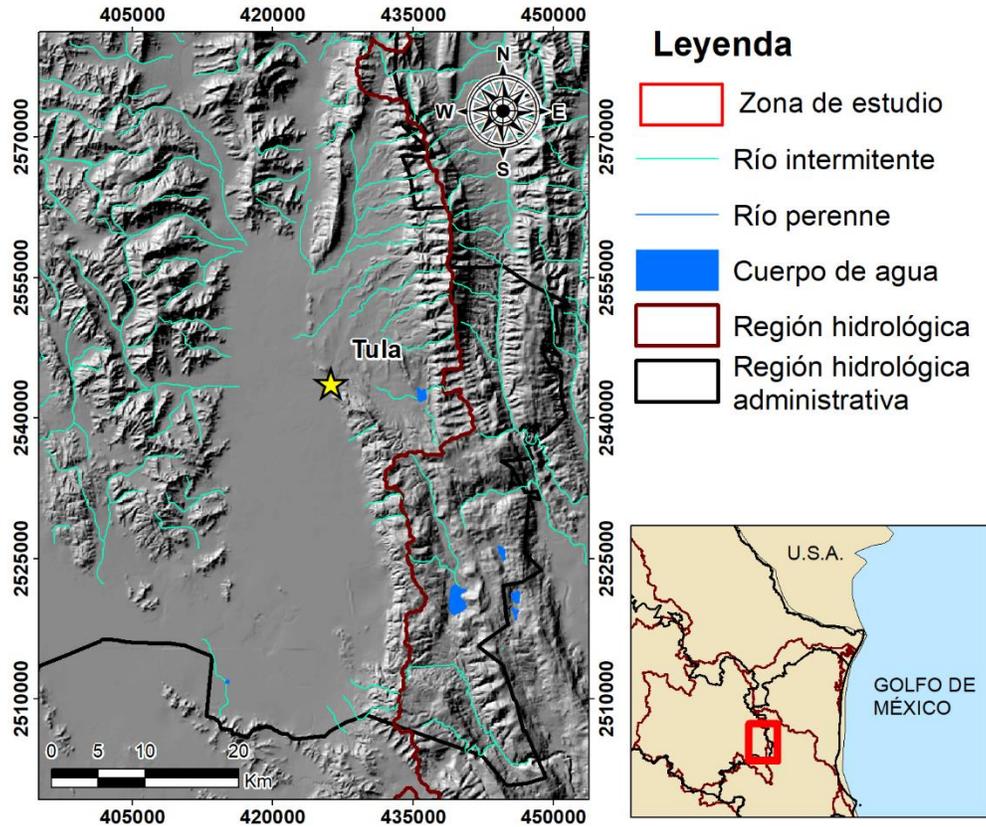


Figura 2.7. Hidrología superficial en la zona de estudio. Solo se aprecian ríos intermitentes y pequeñas lagunas en la región.

2.5.2 Hidrología subterránea.

El área de estudio se encuentra sobre el acuífero Tula – Bustamante, el cual se encuentra rodeado al este por los acuíferos Palmillas-Jaumave, Ocampo-Antiguo Morelos y Huasteca Potosina, y al oeste por los acuíferos Sandía-La Unión y Buenavista (Figura 2.8).

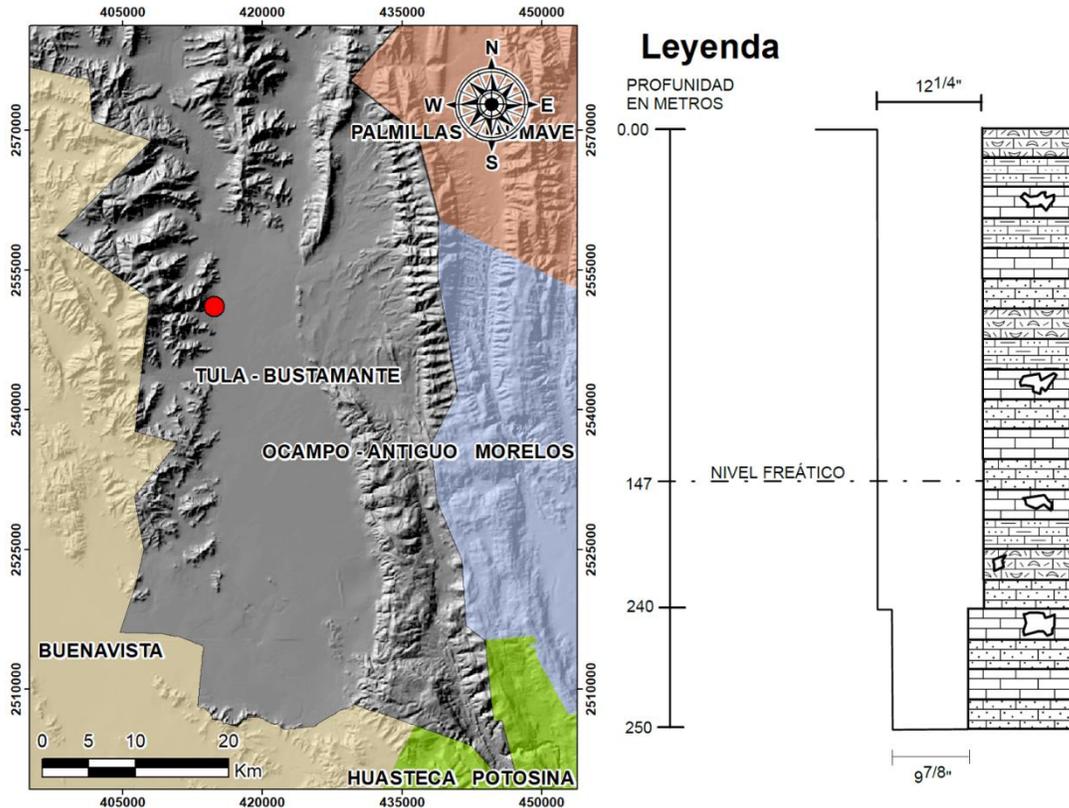


Figura 2.8. Acuífero Tula-Bustamante y los acuíferos que lo circundan. El punto rojo muestra la ubicación de la columna del pozo Emilio Vázquez Gómez, la cual presenta calizas, calcilutitas y calcarenitas con nódulos de hierro, así como también cierto grado de cavernosidad, esta litología es perteneciente a la Formación El Abra.

De acuerdo al estudio de Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Tula – Bustamante (CONAGUA, 2015), se considera a la Formación “El Abra” (complejo calcáreo arrecifal) como la mayor aportadora de agua para la región, por medio de una porosidad terciaria en condiciones semiconfinadas y confinadas. Lo anterior se demuestra en la Figura 2.8, en donde el punto rojo muestra la ubicación del pozo Emilio Vázquez Gómez (única columna de pozo de agua subterránea que se logró recuperar de la CONAGUA), el cual muestra una columna de 250 m de profundidad, compuesta por calizas, calcilutitas y calcarenitas con nódulos de hierro y cierto grado de cavernosidad, la litología de la columna es relacionada con la Formación El Abra. Por otro lado, los acuíferos en conglomerados y depósitos aluviales funcionan como acuíferos libres de porosidad

primaria. Desde el punto de vista hidrogeoquímico predominan las familias de agua sulfatada – cálcica o sulfatada sódica en los pozos y bicarbonatada - cálcica en los manantiales.

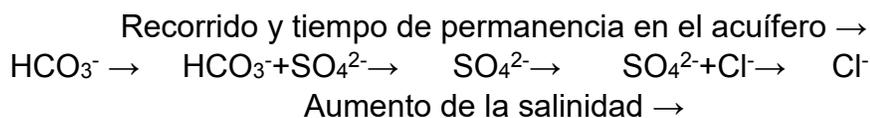
La recarga total media anual, calculada como la suma de la recarga natural más la recarga inducida es de $54 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$. Para el caso de este acuífero la descarga natural comprometida no se encuentra documentada o estudiada. El volumen de agua subterránea concesionado e inscrito en el Registro Público de Derechos del Agua al 30 de abril de 2002 es de $15,836,310 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$. Por lo tanto, se tiene que la disponibilidad de agua subterránea en el acuífero Tula – Bustamante es de $38,163,690 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, por lo que hay volumen disponible para otorgar nuevas concesiones (CONAGUA, 2015).

3. MARCO TEÓRICO

3.1 Sistemas de flujo.

Desde el momento en que el agua de lluvia entra en contacto con la superficie terrestre, esta comienza a tener procesos químicos que le otorgan una “huella química”, lo que permite caracterizarla e identificar su evolución. Esta huella y evolución química del agua, dependerá de los minerales con los que entre en contacto, así como el tiempo de contacto que este con ellos (Sánchez, 2014). Por ende, a medida que el agua subterránea se mueve a lo largo del sistema de flujo en la zona saturada, aumentaran sus Solidos Totales Disueltos (STD), por lo tanto, es de esperarse que el agua subterránea en zonas de recarga sea más baja en STD, que agua más profunda dentro del mismo sistema (Freeze y Cherry, 1979).

En 1955, Chebotarev realiza un estudio de análisis químico en más de 10 mil muestras de agua de pozo en diversas partes del mundo, en dicho estudio se concluye que las aguas subterráneas tienden a evolucionar químicamente hacia la composición del agua de mar. Chebotarev observo también que esta evolución se acompaña normalmente de cambios regionales en las especies de aniones dominantes, esto es:



Sin embargo, en cuencas sedimentarias, la secuencia de Chebotarev debe de ser vista desde el punto de vista geoquímico, donde la disponibilidad y solubilidad del mineral explican las concentraciones de HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^- . El contenido de HCO_3^- en el agua subterránea en cuencas sedimentarias, deriva principalmente de la disolución de la calcita y dolomita, y la razón de que en la mayoría de los terrenos sedimentarios el agua subterránea viaje una distancia considerable antes de que el SO_4^{2-} sean el anión dominante, puede ser debido a la rara o nula presencia de yeso o anhidrita (minerales aportadores de SO_4^{2-}) en el medio. Por el contrario, si se toma

en cuenta que el yeso y la anhidrita son mucho más solubles que la calcita y dolomita, y en el medio se encuentran estos minerales, el anión dominante será el SO_4^{2-} , por lo que se ha pasado rápidamente a la fase de composición $\text{SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3^-$ en la secuencia de Chebotarev (Freeze y Cherry, 1979).

Además, debe tenerse en cuenta que durante el trayecto de flujo de agua subterránea, aparte de la disolución de minerales, también ocurren procesos hidrogeoquímicos como son el intercambio iónico, reacciones ácido/base, procesos oxidación/reducción, precipitación, mezclas de aguas, reacción bacteriana y degradación (Morán-Ramírez et al., 2013).

Una clasificación que considera una jerarquía de flujo, es definida por Tóth (1999), cuyo concepto general de su teoría se basa en la superposición de sistemas de flujo impulsados por la gravedad, donde define 3 tipos de flujo: regional, intermedio y local. Estos tres se caracterizan por diferentes regímenes de flujo, superhidrostático, hidrostático y subhidrostático, respectivamente. La Figura 3.1 muestra este concepto.

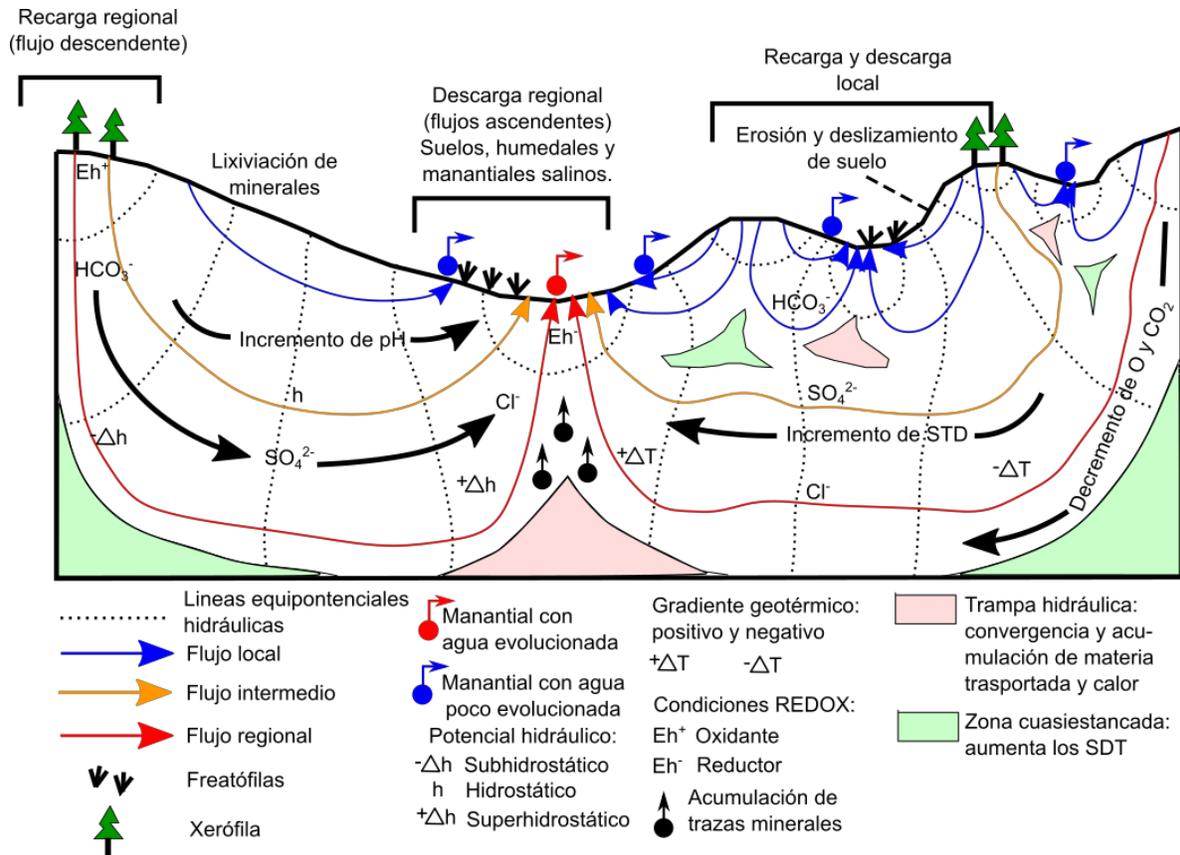


Figura 3.1. Efectos y manifestaciones de los sistemas de flujo bajo régimen gravitacional de cuenca. Tomado y modificado de Tóth (1999).

En la Figura 3.1 se pueden observar los efectos ambientales típicos y las condiciones de cada sistema de flujo impulsados por gravedad de cuenca, los cuales se enlistan a continuación (Tóth, 1999): 1) Cargas hidráulicas hidrostáticas normales, subhidrostáticas y superhidrostáticas, en la dirección de flujo, indicando zonas de recarga y descarga respectivamente. 2) Condiciones relativamente secas de agua superficial y humedad del suelo en zonas de recarga, mientras que en las zonas de descarga hay un excedente de agua, lo que puede resultar en humedales. Estas condiciones se expresan en comparación con un balance hídrico promedio en la cuenca, lo cual resultaría únicamente de la precipitación y la evapotranspiración. 3) Cambios sistemáticos en las facies aniónicas de acuerdo a la secuencia de Chebotarev (HCO₃⁻ → SO₄²⁻ → Cl⁻), esto a lo largo del sistema de

flujo y con la profundidad del mismo. 4) Suelos lixiviados y rocas cercanas a la superficie en áreas de afluencia, además de un aumento del contenido de sales que asciende a la superficie, lo que puede generar depósitos de sal. 5) Marismas salinas en donde coinciden condiciones de humedal y suministro intensivo de sal. 6) Anomalías positivas y negativas de calor geotérmico, y gradientes geotérmicos debajo de áreas de flujos descendentes y ascendente, respectivamente. 7) Condiciones químicas de oxidación en zonas de recarga y reducción en zonas de descarga. 8) Vegetación característica en zonas de recarga y descarga de agua subterránea debido a las condiciones contrastantes de nutrientes. 9) En zonas de descarga se presenta una mayor vulnerabilidad de la superficie de la tierra a presentar fallas, erosión, hundimientos y deslizamientos de tierra, lo que puede generar características geomorfológicas como barrancos y meandros. 10) Acumulación de materia mineral transportada como iones metálicos (uranio, sulfuros), hidrocarburos y contaminantes antropogénicos, principalmente en regiones de trayectorias de flujo convergentes (trampas hidráulicas) o en regiones donde el potencial de fluido es mínimo con respecto a un transportado fluido inmisible (petróleo, gas)

3.2 El agua en sistemas kársticos.

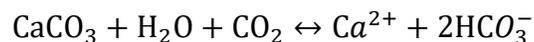
El termino karst ha sido definido desde diferentes perspectivas, este ha sido definido como fenómenos de disolución en rocas solubles al agua (Fernandez y Peiro, 1995), como un terreno con una hidrología y forma de relieve específicas (Ford y Williams, 2007), como un entorno geológico (Huntoon, 1995), o como un sistema de flujo de agua subterránea con propiedades específicas (Worthington y Ford 2009; Klimchouk, 2015).

Independientemente de la definición que se desee tomar, está claro que el proceso kárstico inicia cuando el agua de lluvia (la cual contiene cierto grado de ácido carbónico que se formó al tomar CO₂ de la atmosfera, vegetación y de los procesos microbiológicos en el suelo (Hartmann et al., 2014)), se infiltra a través de las fisuras

y discontinuidades presentes en el macizo rocoso (las cuales pueden llegar a ser de hasta 10 μm (Fernandez y Peiro, 1995), y es el H_2CO_3 presente en el agua, la que disuelve la roca para generar paisajes característicos de zonas kársticas, como lo son dolinas, poljes, karrens y cavernas, las cuales pueden tardar algunos pocos cientos de años en formarse, Bakalowicz (2005) menciona que generalmente es necesario menos de 50 mil años para que se desarrolle una red kárstica.

Sin embargo, no todas las rocas son kársticas, estas se distinguen cuando en ellas predomina la erosión química (disolución) sobre la erosión mecánica (Fernandez y Peiro, 1995). Es prácticamente en las rocas sedimentarias donde se presentan los procesos de karstificación, las cuales pueden clasificarse en dos grandes grupos: rocas carbonatadas y evaporitas (Stevanovic, 2015). Las rocas carbonatadas se encuentran formadas por minerales de calcio y magnesio (calcita, dolomita, aragonita y magnesita), donde las principales son las rocas calizas (CaCO_3) y dolomías ($\text{CaCO}_3 \times \text{MgCO}_3$). Por otro lado, el grupo de rocas evaporíticas está conformado por rocas y minerales que contienen iones de SO_4^{2-} o Cl^- , como son la anhidrita (CaSO_4), yeso ($\text{CaSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$), halita (NaCl) y silvita (KCl).

Las rocas carbonatadas son el medio kárstico más importante, desde un punto de vista económico y social, se presenta el proceso de karstificación de la calcita, la cual sigue la siguiente reacción:



Como se aprecia, es el ácido carbónico formado a partir del CO_2 el que produce la disolución de la calcita. Primero el carbonato de calcio se disocia en sus dos componentes en una proporción muy baja, y por su parte, en el agua el ácido carbónico se disocia casi por completo. Los iones de H^+ producidos reaccionan con el CO_3^{2-} de la disolución inicial del carbonato cálcico y da HCO_3^- . Al eliminar CO_3^{2-} del agua, el equilibrio de dicha reacción inicial se desplaza, por lo que se disuelve más CaCO_3 .

La disolución de las rocas kársticas no es la misma en todas ellas, estas presentan diferente grado de solubilidad. Por ejemplo, la calcita es seis veces menos soluble que el yeso, y hasta 1,000 veces menos que la halita (Freeze y Cherry, 1979), aunque es importante mencionar que los bicarbonatos de calcio y magnesio son los iones más abundantes en el agua dulce (Wollast, 1990). La Tabla 3.1 muestra las reacciones de disociación y solubilidad de los principales minerales que componen a las rocas carbonatadas y evaporitas (Ford y Williams, 2007). Además, la disolución de las rocas depende de factores litológicos como la química y la pureza mineralógica de la roca (Goldscheider y Drew, 2007) y de factores fisicoquímicos como la temperatura y la presión parcial del CO₂ (Buhmann y Dreybrodt, 1985).

Tabla 3.1. Reacciones de disolución y solubilidades de algunos minerales a 25 °C y 1 bar de presión.

Mineral	Reacción de disolución	Solubilidad (mg/L)	Rango común de abundancia en el agua (mg/L)
Calcita	$\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$	60*, 400**	10 – 350
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 4\text{HCO}_3^-$	50*, 300**	10 – 300
Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	2400	0 – 1500
Silvita	$\text{KCl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{K}^+ + \text{Cl}^- + \text{H}^+ + \text{OH}^-$	264000	0 – 10000
Halita	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^- + \text{H}^+ + \text{OH}^-$	360000	0 – 10000

*PCO₂ = 10⁻³ bar; **PCO₂ = 10⁻¹ bar.

3.2.1 Flujo de agua en sistemas kársticos.

La circulación del agua a través de rocas kársticas es similar a la circulación del agua en terrenos no kársticos, a parte de algunas características específicas que se verán a continuación. En los sistemas kársticos existen tres tipos de porosidades: 1) microporos que se formaron durante la génesis de la roca carbonatada; 2) pequeñas fisuras y fracturas que se desarrollaron durante los procesos tectónicos; 3) grandes fracturas y conductos que se desarrollaron durante la karstificación (Hartmann et al., 2014). Los primeros dos tipos de porosidades se refiere a la matriz

de la roca, mientras que la tercera se refiere a los conductos kársticos. Estos tres tipos de porosidades producen un movimiento del agua bastante heterogéneo tanto en la superficie como en el subsuelo (Bakalowicz, 2005).

Por su parte, White (1969) presenta una clasificación de tipos de flujo en acuíferos carbonatados, el cual va acorde al tipo de porosidad mostrado anteriormente. 1) Flujo difuso, caracterizado por rocas carbonatadas con una alta porosidad primaria o por fracturas uniformemente distribuidas; 2) Flujo libre, que se encuentra asociado a rocas masivas y gruesas con conductos desarrollados a lo largo del lecho, fracturas y ejes de pliegue ;3) Flujo confinado, ya sean flujos en estado libre o difuso, estos se encuentran confinados por acuíferos de baja permeabilidad.

El flujo de agua subterránea en sistemas kársticos es una de las variables más difíciles de determinar, ya que los principios de la ley de Darcy no son aplicables (Bonacci, 1987; Ford y Williams, 2007). La ley de Darcy asume un flujo de agua laminar (también llamada flujo difuso), y esto es así para el agua que corre por la matriz de la roca (Bonacci, 1987), pero, también existe el flujo turbulento en los canales creados por disolución de la roca, donde los principios hidráulicos de la continuidad de flujo aplicados a tuberías y canales tampoco son aplicables ya que los tubos ideales no son comunes en acuíferos kársticos, además de que existe un intercambio de agua entre estos conductos de disolución y la matriz de la roca (Krešić, 2013).

Krešić (2007) indica cuatro factores que complican el cálculo del flujo a través de conductos kársticos: 1) Inconsistencia de presión en el mismo conducto; 2) Irregularidades en las paredes del conducto, las cuales requieren de un coeficiente de rugosidad; 3) Variabilidad del espesor en una misma sección; 4) Intercambio de tipos de flujo (laminar y turbulento) en el mismo conducto.

Para finalizar, el ambiente hidrogeológico kárstico muestra una dualidad dinámica en sus procesos y almacenamiento. Esto es, presenta dualidad de procesos de recarga, ya sea una recarga lenta y difusa dentro de la matriz de la roca, o concentrada y rápida en sus conductos; así como también una dualidad en su flujo

subterráneo, donde es lento en la matriz de la roca y rápido en los conductos de disolución. La descarga también presenta condiciones de dualidad, es lenta y continua durante los periodos secos, cuando el sistema es dominado por flujos a través de la matriz de la roca, y presenta descargas rápidas cuando se presentan eventos de precipitación, donde los conductos presentan el flujo dominante en el sistema (Kiraly, 1998). La Figura 3.2, presenta un modelo conceptual de los flujos de agua que se presentan en un sistema kárstico.

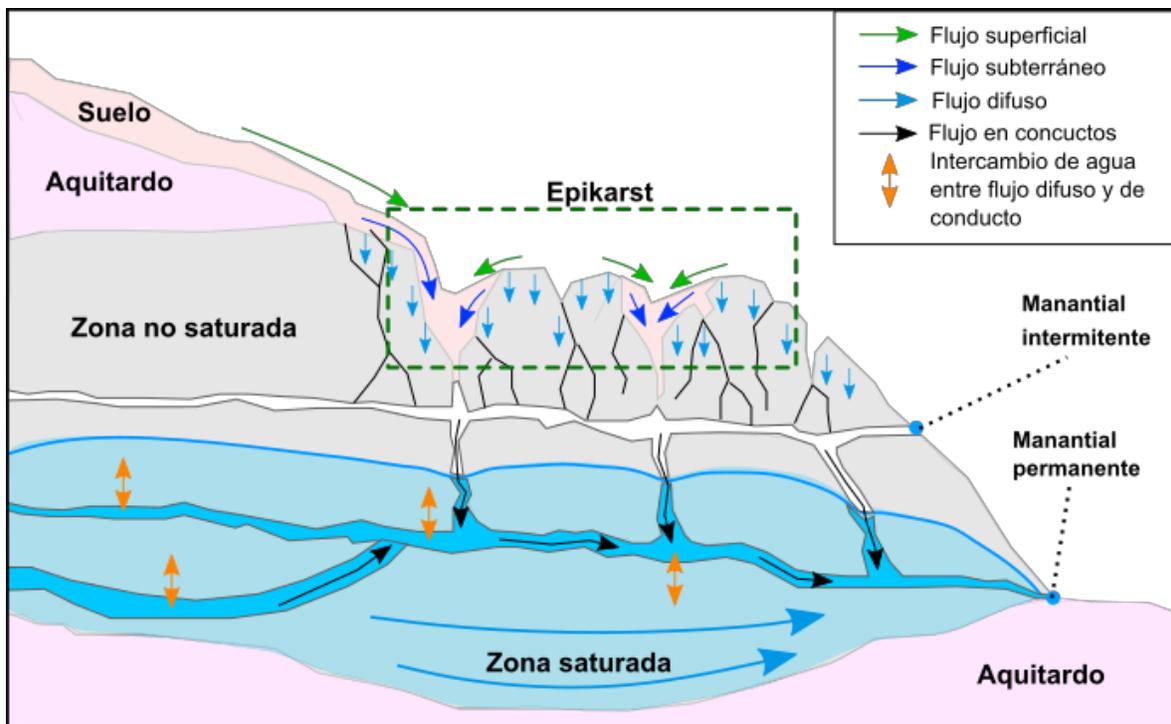
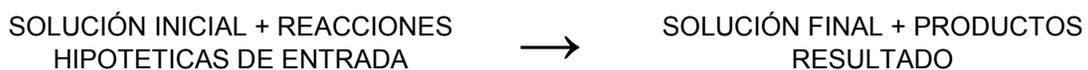


Figura 3.2. Modelo conceptual del sistema de flujo en zonas kársticas. En la zona no saturada se encuentra el epikarst (cuadro verde) y es donde el agua puede llegar a fluctuar estacionalmente, lo que genera manantiales. En la zona saturada el agua corre por la porosidad de la roca y por los conductos de disolución, se puede observar flujos ascendentes, e intercambio entre flujo en conducto y difuso. Tomado y modificado de Hartmann et al. (2014).

3.3 Modelación hidrogeoquímica.

La modelación hidrogeoquímica consiste en la aplicación de modelos numéricos, utilizando datos de un sistema acuífero, como lo son su mineralogía, composición de gases, datos isotópicos y fisicoquímicos, con la finalidad de determinar las reacciones químicas que han ocurrido, en qué medida han tenido lugar, las condiciones bajo las cuales ocurrieron (ya sea en sistema abierto o cerrado, en equilibrio o desequilibrio, temperatura constante o variable, etc.), así como la determinación de cómo cambia la calidad del agua en respuesta a la mineralogía, los procesos naturales y las perturbaciones al sistema (Fagundo Castillo y Gonzales Hernández, 2005; Hidalgo y Cruz-Sanjulían, 2001). La modelación hidrogeoquímica se puede realizar por modelación directa o inversa, las cuales aplican los principios fisicoquímicos para describir las reacciones que ocurren en el sistema hidrológico (Parkhurst et al., 1980).

La modelación directa predice la composición del agua y la transferencia de masa que puede resultar de reacciones químicas hipotéticas; esto permite hacer predicciones en la evolución de la composición del agua durante el transporte, debido a un conjunto de reacciones conocidas y un agua inicial de composición también conocida (Martinez et al., 2000; Morán-Ramírez et al., 2013). Esto es:



La modelación directa también permite la simulación de mezclas de agua, al final del proceso esta mezcla se puede comparar con agua de composición conocida, que, aunque esto no llegue a coincidir, puede llegar a comprobar el grado de conocimiento que se tiene de los procesos fisicoquímicos que ocurren realmente en el medio ambiente (Lozada Trujillo y García Villanueva, 2018).

Por otro lado, la modelación inversa se define como la transferencia de masa que hay entre dos puntos de muestreo que se encuentren sobre la misma línea de flujo. Esto se calcula a partir de datos químicos, isotópicos y mineralógicos observados, de tal forma que se identifica de manera cuantitativa las reacciones

hidrogeoquímicas que dan origen a la composición de la muestra (Parkhurst y Apello, 1999). Esto es:



Para la aplicación del modelo, deben existir diferencias en los componentes químicos de ambos puntos (delta iónico). El modelo cuantifica los procesos que son posibles y que explican los cambios observados sobre una línea de flujo, además, calcula los posibles conjuntos de reacciones entre puntos extremos y la fase mineral definida. Hay que mencionar que la conectividad entre dos puntos no siempre es posible, lo que puede ser una evidencia de la inexistencia de líneas de flujo teóricas (Morán-Ramírez et al., 2013).

Es importante que, al momento de interpretar los resultados, deben tomarse en cuenta las siguientes particularidades. 1) Aunque el medio es real, distintas reacciones pueden generar el mismo resultado, por lo que modelos con muchas soluciones (más de 4), no son de gran utilidad para conocer cuál de los modelos propuestos es el más probable. 2) La modelación inversa supone que el agua se encuentra en equilibrio con el medio, cuando las diferencias de las muestras tomadas sobre una misma línea de flujo pueden corresponder a variaciones temporales en la recarga de aguas subterránea y no a reacciones minerales. 3) Al ser un cálculo entre dos puntos de un mismo flujo, el modelo no considera la posibilidad de que una reacción invierta su sentido a lo largo del trayecto.

3.4 Isótopos estables de ^{18}O y ^2H .

3.4.1 Fundamentos de hidrología isotópica.

Un isótopo es un elemento químico que en su núcleo atómico contiene diferente número de neutrones y mismo número de protones. Debido a esta ligera variación de masa, pueden presentar pequeñas diferencias en sus propiedades físicas y químicas, como consecuencia hay concentraciones diferentes de isótopos en

moléculas que contienen diferentes isótopos de ese elemento. Esta diferenciación isotópica se da por diferencias en los rangos de reacción, difusión, evaporación, condensación y fusión (Mook, 2000).

Por ejemplo, el H que se encuentra naturalmente es una mezcla de isótopos de ^1H y ^2H , mientras que el O se encuentra como isótopos de ^{18}O , ^{17}O y ^{16}O . En el agua oceánica se pueden encontrar dos átomos de ^{18}O cada mil átomos de ^{16}O , y esta relación es diferente para el agua dulce (Appelo y Postma, 2005). Sin embargo, durante la evaporación del agua y su precipitación como lluvia desde la atmósfera, la relación de los isótopos de $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es fraccionada, estas pequeñas variaciones en las concentraciones isotópicas pueden proporcionar información sobre el clima del sitio de infiltración o la procedencia del agua (Clark y Fritz, 1997).

Todos los elementos químicos presentes en el ciclo hidrológico poseen varios isótopos, pero solo isótopos que se encuentran en abundancia en el ambiente y ocurren de manera natural (isótopos ambientales), como el H, O, C, N y S, son de importancia para el estudio del ciclo hidrológico. Estos isótopos ambientales son usados como trazadores del agua subterránea, en la identificación de procesos de recarga, evaporación y condensación de agua, e incluso en la identificación de procesos de contaminación de agua subterránea (Clark y Fritz, 1997; Yin et al., 2011; Sun et al., 2016; Yuan et al., 2017).

La proporción de los isótopos estables es dada como la relación del isótopo menos abundante sobre el más abundante (R), esto se determina usualmente por espectrometría de masas tipo Nier (1950); diseñado para moléculas según su relación carga/masa basado en su movimiento a través de campos electromagnéticos (McDowell, 1963) y es expresado como un valor δ en relación a un estándar de cierto material de referencia, como se muestra en la siguiente ecuación (Appelo y Postma, 2005; Mook, 2000).

$$\delta_{muestra} = \frac{R_{muestra} - R_{estandar}}{R_{estandar}} \times 1000 \quad \text{Ec. 3.1}$$

En 1961, Craig estableció el primer estándar de referencia para el agua, denominado “Standard Mean Ocean Water” (SMOW), el cual fue obtenido al calibrar el contenido isotópico de las muestras de agua del río Potomac, con el estándar NBS-1 del Departamento Nacional de Estándares. Sin embargo, el SMOW fue estimado sin una muestra de agua real, solo como un concepto teórico de agua, por lo que, en 1966, la “International Atomic Energy Agency” (IAEA), sugirió la creación de una muestra real con la que se pudieran calibrar los aparatos de medición, por lo que Craig y Weiss prepararon el nuevo estándar tomando agua de mar destilada mezclada con otras aguas. En 1976 este nuevo estándar acordado internacionalmente se llamó “Viena Standard Mean Ocean Water” (VSMOW), en donde los isótopos de oxígeno e hidrogeno están en una relación $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} = 2.005 \times 10^{-3}$ y $^2\text{H} / ^1\text{H} = 1.56 \times 10^{-4}$.

Por lo tanto, las ecuaciones para obtener las proporciones isotópicas de ^2H y ^{18}O , utilizando como sustancia de referencia a la VSMOW, es como sigue:

$$\delta ^2H \text{ ‰} = \frac{\frac{^2H}{^1H}^{muestra} - \frac{^2H}{^1H}^{VSMOW}}{\frac{^2H}{^1H}^{VSMOW}} \times 1000 \quad \text{Ec. 3.2}$$

$$\delta ^{18}O \text{ ‰} = \frac{\frac{^{18}O}{^{16}O}^{muestra} - \frac{^{18}O}{^{16}O}^{VSMOW}}{\frac{^{18}O}{^{16}O}^{VSMOW}} \times 1000 \quad \text{Ec. 3.3}$$

Por lo tanto, un valor positivo de $\delta^2\text{H} \text{ ‰}$ o $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$, indica que la muestra tiene una concentración de isotopos mayor con respecto a la VSMOW, un valor negativo de estos isotopos indicaría lo contrario (Calva Hernandez et al., 2011).

3.4.2 Fraccionamiento isotópico.

Como se mencionó anteriormente, las propiedades físicas y químicas de los diferentes isotopos son muy similares, pero al tener pequeñas diferencias en su

movilidad iónica, tensión de vapor, difusividad, etc, hacen que el agua tenga ligeras diferencias en su composición isotópica según su origen en el ciclo hidrológico. Por ejemplo, el agua de mar es más pesada o enriquecida en ^2H y ^{18}O que el agua dulce, y el vapor de agua de mar es más ligero y enriquecido en H y ^{16}O respecto al agua de mar de la que proviene, lo que indica un fraccionamiento isotópico al pasar de un estado a otro. Este cambio de agregación en el ciclo del agua, es el proceso más importante como fraccionador isotópico.

Por lo tanto, se define al fraccionamiento isotópico, como el fenómeno a través del cual la composición isotópica de un elemento de un determinado compuesto cambia por medio de la transición de este compuesto de un estado físico o una composición química a otra. Se distinguen tres procesos de fraccionamiento isotópico dependientes de la masa que son: termodinámico, cinético y de fraccionamiento de transporte durante los procesos difusivos.

3.4.2.1 Fraccionamiento termodinámico en equilibrio.

Se describe al efecto isotópico termodinámico entre moléculas o fases que coexisten en equilibrio mediante una reacción de intercambio, donde X^0 y X^1 son especies isotópicas del elemento X.

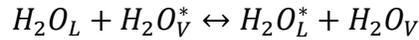


El factor de fraccionamiento isotópico en el equilibrio, α , se define mediante la constante de equilibrio K_x de la siguiente reacción de intercambio:

$$K_X(T) = \frac{AX^1 BX^0}{AX^0 BX^1} = \frac{R_{AX}}{R_{BX}} \equiv \alpha_{AX/BX}(T) \quad \text{Ec. 3.5}$$

El efecto isotópico en el equilibrio depende de la temperatura (T). En la ecuación R representa el cociente de las abundancias de las respectivas especies isotópicas y el subíndice AX/BX representa un valor AX relativo a BX.

El fenómeno de fraccionamiento más relevante en los procesos atmosféricos es el de equilibrio entre el agua líquida y el vapor. Este proceso de intercambio isotópico es:



Donde * designa las especies isotópicas raras que contienen 2H o ^{18}O . Por lo tanto, el fraccionamiento isotópico para el O queda de la siguiente forma:

$$^{18}\alpha_{L/V} = \frac{[H_2^{18}O]_L[H_2^{16}O]_V}{[H_2^{16}O]_L[H_2^{18}O]_V} = \frac{^{18}R_L}{^{18}R_V} \quad \text{Ec. 3.6}$$

Donde ^{18}R es la relación isotópica para el oxígeno de la molécula de agua; los símbolos moleculares que se encuentran entre paréntesis representan las concentraciones respectivas; $\alpha_{L/V}$ es el factor de fraccionamiento para el equilibrio liquido-vapor y $\alpha_{V/L}$ es el factor inverso.

Majoube (1971) proporciona valores específicos respectivamente para los isotopos de O e H, que son función de la temperatura:

$$\ln ^{18}\alpha_{L/V} = -\ln ^{18}\alpha_{V/L} = 1.137x10^3T^{-2} - 0.4156T^{-1} - 2.0667x10^{-3} \quad \text{Ec. 3.7}$$

$$\ln ^2\alpha_{L/V} = -\ln ^2\alpha_{V/L} = 24.844x10^3T^{-2} - 76.248T^{-1} + 52.612x10^{-3} \quad \text{Ec. 3.8}$$

De donde se obtienen valores para $^{18}\alpha_{L/V} = 11.72\%$ y para $^2\alpha_{L/V} = 112.3\%$ a $0^\circ C$, los cuales decrecen a $^{18}\alpha_{L/V} = 9.79\%$ y $^2\alpha_{L/V} = 85\%$ a $20^\circ C$.

La presencia de sales disueltas no solo disminuye la presión de vapor media, sino que también cambia el fraccionamiento isotópico en el equilibrio agua/vapor. Esto se debe al efecto isotópico que hace que las moléculas de agua queden sujetas a la esfera de hidratación de los iones. En este fraccionamiento se encuentran ambos efectos, de intensificación y reducción.

3.4.2.2 Fraccionamiento cinético.

El factor de fraccionamiento isotópico de las reacciones químicas o bioquímicas irreversibles se designa mediante α_{ki} . Este factor de fraccionamiento isotópico se define como el cociente entre la relación isotópica nueva y la original.

$$\alpha_{cin} = \frac{R_{fase\ nueva}}{R_{fase\ original}} \quad \text{Ec. 3.9}$$

De acuerdo a esta definición $\alpha_{cin} < 1$ siempre que el proceso provoque un empobrecimiento, y si hay un enriquecimiento en isotopos menos abundantes $\alpha_{cin} > 1$. Los efectos isotópicos cinéticos son generalmente mayores que los de equilibrio, debido a que los procesos de equilibrio consisten en procesos unidireccionales en sentido contrario. Por consiguiente, el factor de fraccionamiento en el equilibrio es el cociente de dos factores de fraccionamiento cinéticos. Los efectos cinéticos, al igual que los efectos del equilibrio, disminuirán exponencialmente al aumentar la temperatura.

3.4.2.3 Fraccionamiento de transporte (^{18}O y ^2H en el ciclo hidrológico).

A pesar de la complejidad del ciclo hidrológico, Craig (1961) logro demostrar que la variación de los isotopos estables de ^{18}O y ^2H se puede predecir al correlacionar sus concentraciones de muestras de agua provenientes de ríos y precipitación, con lo que obtuvo una ecuación lineal, donde se muestra una linealidad paralela entre estos dos isotopos. A esta ecuación, donde se correlaciona las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se le conoce como “*Global Meteoric Water Line*” (GMWL), y se define como sigue:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}SMOW \quad \text{Ec. 3.10}$$

Sin embargo, ya una vez en funcionamiento el estándar de referencia VSMOW, Rozanski et al. (1992) redefinen la relación $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, usando valores promedio ponderados anuales para estos isótopos, por lo que la ecuación queda como sigue:

$$\delta^2\text{H} = 8.20(\pm 0.07)\delta^{18}\text{O} + 11.27(\pm 0.65)\text{‰}SMOW \quad \text{Ec. 3.11}$$

Ya que GMWL representa el contenido isotópico a escala global, las variaciones de ^{18}O y ^2H de una región, producto de sus condiciones geográficas y climáticas, debe ser medida por medio de “*Local Meteoric Water Line*” (LMWL).

3.4.3 Composición isotópica en el ciclo hidrológico.

3.4.3.1 Agua Oceánica.

La concentración de $\delta^{18}\text{O}$ del agua oceánica con respecto al VSMOW es de 0‰, cuando esta presenta una salinidad de 34,500 ppm aprox. Ferronsky y Brezgunov (1989), encontraron que $\delta^{18}\text{O}$ aumenta paralelamente con la salinidad del agua oceánica. Para valores de salinidad de 33,500 en agua del fondo oceánico del Antártico, el $\delta^{18}\text{O}$ presenta valores de -0.5‰; y para agua de la superficie del norte del Océano Atlántico, presenta un valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 1.3‰. Por lo tanto, se concluye que la variación en la salinidad y contenido isotópico se atribuye a la evaporación de la superficie del océano, y en los márgenes continentales, esta variación deriva de la dilución del agua oceánica con el agua proveniente de los ríos, por lo que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se encontraran por debajo del VSMOW (Clark y Fritz 1997).

3.4.3.2 Evaporación.

El efecto por evaporación, se da en condiciones de no equilibrio, y esto resulta en un enriquecimiento de isotopos pesados en la fase líquida con respecto a la fase vapor, permite identificar cuantitativamente la mezcla de agua superficial y agua subterránea.

Los factores que afectan la evaporación bajo las condiciones de no equilibrio son la temperatura de la superficie del agua, la velocidad del aire, la salinidad y la humedad atmosférica (Gat, 1996). Se ha observado, que el agua en fase líquida es progresivamente enriquecida en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ durante la evaporación, sin embargo, la humedad afecta el enriquecimiento progresivo, por lo que si la humedad atmosférica es del 0%, no existirá un intercambio con la fase de vapor y no habrá enriquecimiento isotópico (Calva Hernandez et al., 2011).

3.4.3.3 Humedad atmosférica.

En regiones húmedas, las gotas de lluvia pueden sufrir un intercambio isotópico con la humedad ambiental, si su contenido isotópico es diferente. Este efecto solo tiene importancia en lluvias de baja intensidad o en los primeros minutos de lluvias intensas, y no afecta a la precipitación en forma de nieve. Las lluvias duraderas proporcionan un agua más ligera que las lluvias de corta duración. Este efecto es permanente en los trópicos y aparece en verano en latitudes medias, y no está presente en latitudes elevadas (Custodio y Llamas, 2001).

3.4.3.4 Condensación.

La condensación del vapor de agua se da bajo condiciones de equilibrio, entre la mezcla del vapor de agua y las gotas de lluvia (Clark y Fritz, 1997). Para que el agua pueda precipitar, es necesario que ocurra un enfriamiento de una masa de vapor de agua, que puede ocurrir por expansión adiabática conforme el aire caliente se eleva hacia zonas de baja presión, o por la pérdida de calor por radiación. Cuando el punto de rocío es alcanzado, este vapor de agua se condensa para mantener un equilibrio termodinámico.

De acuerdo a la circulación de la masa de vapor de agua, esta sigue una trayectoria desde la fuente de humedad, hacia latitudes mayores y al interior de los continentes, donde ocurren procesos de enfriamiento, lo que se denomina como suspensión de lluvia. Cuando el proceso de condensación dentro de una nube ocurre, el equilibrio de fraccionamiento entre la fase de vapor y la fase condensada produce un enriquecimiento de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación, y es el proceso de suspensión de lluvia, el que destila los isótopos pesados del vapor de agua (Calva Hernandez et al., 2011).

Por lo tanto, las primeras lluvias, que se encuentran enriquecidas isotópicamente, producen una disminución en la masa de vapor, y en su contenido isotópico. Las lluvias posteriores tendrán una concentración menor de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a las primeras lluvias de la misma masa de vapor de agua, por lo que el *rainout* es

una evolución hacia precipitaciones más frías y con menos cantidad de isótopos pesados (Clark y Fritz, 1997).

3.4.3.5 Precipitación.

La temperatura es la fuerza impulsora para enfriar y condensar el vapor atmosférico, por lo tanto, genera variaciones en la composición isotópica de la lluvia. En las zonas costeras la relación del ^{18}O y ^2H con la temperatura, se muestra en las ecuaciones respectivamente (Dansgaard, 1964):

$$\delta^{18}\text{O} = 0.695t_c - 13.6\text{‰} \quad \text{Ec. 3.12}$$

$$\delta^2\text{H} = 5.6t_c - 100\text{‰} \quad \text{Ec. 3.13}$$

Donde t_c es la temperatura promedio anual en $^{\circ}\text{C}$. Sin embargo, en estaciones continentales la ecuación muestra una pendiente menor, por ejemplo, para $\delta^{18}\text{O}$ pasa a ser $0.58\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ en lugar de $0.695\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ (Rozanski et al., 1992). Esto nos indica que hay un efecto latitudinal, donde la lluvia pierde concentración isotópica en latitudes más altas y frías. Lo mismo sucede con la altitud, la disminución de la temperatura con la altura, disminuye el ^{18}O de -0.1 a -0.5‰ cada 100 m. Y ya que la temperatura depende también de las fluctuaciones estacionales, el agua de lluvia es isotópicamente más ligera en invierno que en verano (Appelo y Postma, 2005).

La composición isotópica de la masa de vapor de agua que ingresa al continente desde el océano, evoluciona progresivamente y rápidamente, debido a la topografía y a las temperaturas del clima continental, este efecto de continentalidad disminuye los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación. Por lo tanto, en las regiones costeras se presentan valores menos negativos en la precipitación, que, en las precipitaciones continentales, donde los valores son más negativos (Clark y Fritz, 1997).

El efecto de continentalidad hace que la composición isotópica de la lluvia sea más ligera por dos razones: primero porque el vapor atmosférico necesita de temperaturas progresivamente más bajas para que se dé la lluvia, en segundo, la

evaporación de las aguas continentales es un proceso cinético que aligera el vapor atmosférico. Por otro lado, durante la transpiración de las plantas, estas absorben agua indiscriminadamente, y aunque pueda producirse un fraccionamiento en las hojas, el estado estacionario requiere que el agua que se evapora de las hojas tenga la misma composición isotópica que el agua del suelo extraída por las raíces (Appelo y Postma, 2005).

3.4.3.6 Agua subterránea.

Cuando el terreno es muy permeable, el agua de lluvia pasa muy rápido a zonas en las que no afecta la evaporación, y la poca agua que queda en superficie se evapora totalmente, por lo que no existe un fraccionamiento isotópico importante que afecte en la composición isotópica del agua de recarga al acuífero. Lo mismo sucede en áreas con abundante vegetación, el agua infiltrada es devuelta parcialmente a la atmósfera por evapotranspiración, pero esto no supone un fraccionamiento importante ya que las plantas toman el agua del suelo casi sin alteración isotópica y la evaporan totalmente. El efecto más importante es el estacional, por infiltrar agua preferentemente en cierta estación del año (Custodio y Llamas, 2001).

Por lo tanto, la composición isotópica del agua subterránea en el acuífero será similar a la composición isotópica media de la infiltración en el área. Y es de este modo que la variación espacial y temporal del contenido isotópico de la lluvia, ríos o lagos que recarguen un acuífero, pueden usarse para determinar las zonas de recarga de un acuífero, así como la época en la que tiene lugar esta.

La forma usual de interpretar los resultados de análisis de ^{18}O y ^2H , es tomar la información y graficar $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$. Al comparar estos resultados con la LMWL, nos da pistas de los procesos que se llevan a cabo. Las muestras de agua que caen sobre la LMWL, se asume que su origen proviene de la condensación del vapor de agua y que estas no han sido afectadas por otro proceso isotópico. Por el contrario, desviaciones de las muestras de agua con respecto a la LMWL, son el resultado de procesos isotópicos que afectan la relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, y su ubicación respecto a la pendiente de la LMWL, nos ayuda a identificar los procesos que se

están llevando a cabo en el cuerpo de agua analizado, tal y como lo muestra la Figura 3.3 (Schwartz y Zhang, 2002).

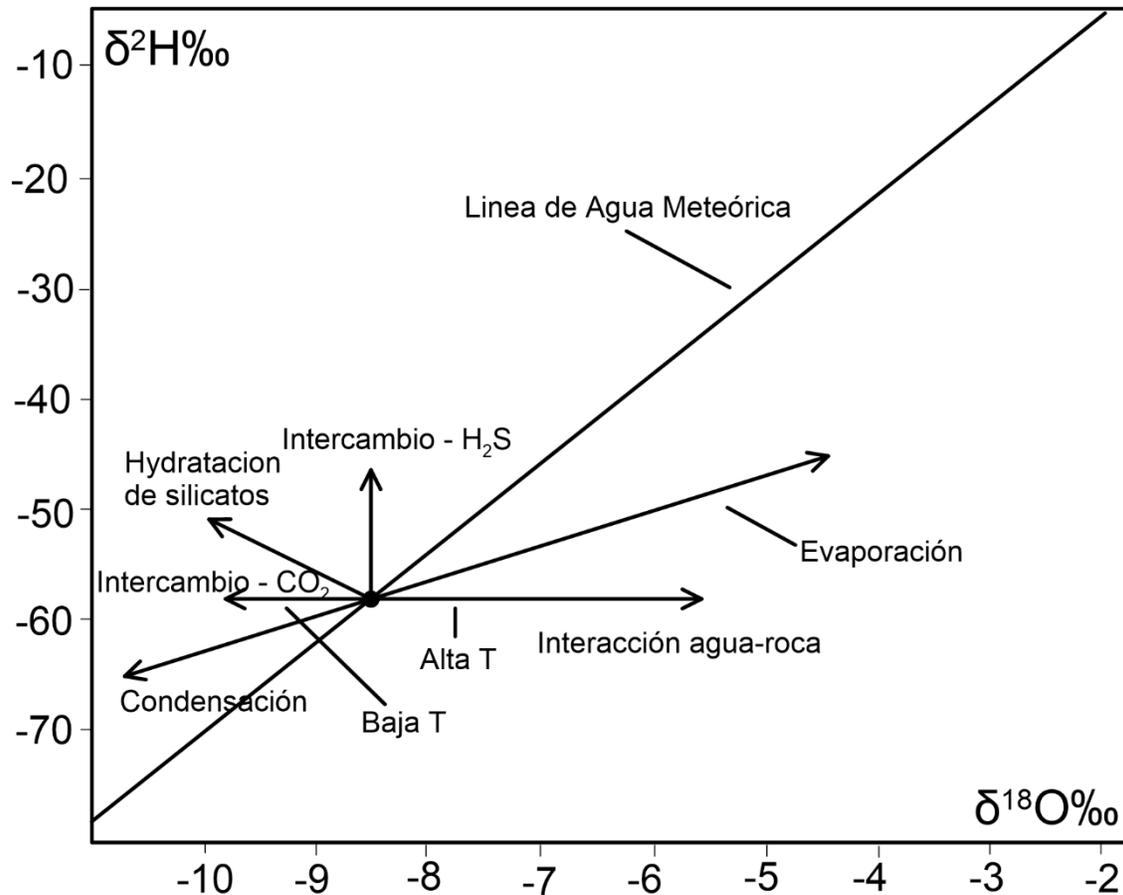


Figura 3.3. Procesos isotópicos del agua subterránea, de acuerdo a la distribución de la relación isotópica $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, con la línea meteórica local. Tomado y modificado de Clark y Fritz (1997).

3.5 Método Magnético.

El método magnético mide el campo magnético total de la Tierra (F), el cual se encuentra influenciado por la susceptibilidad magnética (k) y la magnetización remanente (J_{rem}) de los materiales que se encuentran en la superficie de la Tierra (Dentith y Mudge, 2018).

Coulomb observo que, entre dos barras magnéticas la fuerza de repulsión entre polos del mismo signo es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que separan a dichos polos, con esto concluyo que se trataban de fuerzas newtonianas y que por lo tanto obedecían las leyes que rigen esta clase de fuerzas:

$$F = C \frac{p \cdot p'}{r^2} \quad \text{Ec. 3.14}$$

Dónde: p y p' = intensidad magnética de cada polo; r =distancia entre los polos y C =constante de proporcionalidad, que depende del medio en el que se sitúen los dos polos.

3.5.1 Principios físicos de magnetismo.

Las características magnéticas de cualquier material, son generadas por el movimiento de partículas cargadas eléctricamente, de este modo, los electrones en un átomo, tienen su magnetización asociada a su giro axial y a su movimiento orbital al rededor del núcleo. Cuando un material se encuentra dentro de un campo magnético externo, el giro de los electrones se alinea paralelamente al campo magnético al cual se encuentra expuesto, entonces se dice que el material se ha magnetizado (Miranda, 2011). En geofísica, los materiales generalmente son poco magnéticos y el campo magnético generado por este es muy débil, por lo tanto, la magnetización que se induce en estos cuerpos se encuentra en dirección e intensidad, proporcional a la intensidad del campo magnético externo.

La magnetización inducida (J_{ind}) es directamente proporcional al producto de la susceptibilidad magnética (k) y la intensidad del campo magnético (H) al cual el material se encuentra expuesto.

$$J_{ind} = kH \quad \text{Ec. 3.15}$$

La intensidad del campo magnético (H), está dada en A/m, y esta es directamente proporcional a la densidad de flujo o inducción magnética (B), e inversamente proporcional a la permeabilidad del espacio al vacío ($\mu_0=4\pi 10^{-7}$ Henry/m).

$$H = B/\mu_0 \quad \text{Ec. 3.16}$$

La densidad de flujo o inducción magnética (B), puede definirse como la densidad de líneas de flujo dentro de un campo magnético por unidad de área, la cual es medida en Weber/m²=Tesla. Por otro lado, μ_0 , se refiere a la permeabilidad magnética en el vacío, la cual tiene un valor de $4\pi 10^{-7}$ Henry/m, para cualquier otro medio diferente al vacío, se tiene la permeabilidad relativa (μ_r), que es directamente proporcional a la permeabilidad magnética absoluta (μ) e inversamente proporcional a la permeabilidad magnética al vacío ($\mu_r = \mu/\mu_0$). Prácticamente, la permeabilidad magnética relativa de materiales no magnéticos es aproximadamente igual μ_0 , por lo tanto, para estos materiales $\mu_r \approx 1$.

La susceptibilidad magnética (k), es la capacidad que tiene un material a ser magnetizado, y es una constante adimensional para cada material; o, dicho de otro modo, es la relación de la fuerza del magnetismo inducido (J_{ind}) y la fuerza del campo magnético (H) que la causa, esto es, despejando de la Ec. 3.15:

$$k = J_{ind}/H \quad \text{Ec. 3.17}$$

3.5.2 El campo magnético de la Tierra.

El campo magnético de la Tierra, es generado por la contribución de diferentes fenómenos (Figura 3.4a); en su mayor parte es producido por los flujos convectivos de fluidos ricos en hierro, que tienen lugar en el núcleo externo de la Tierra, y en menor parte, por las rocas magnetizadas de la corteza terrestre y por un campo externo, producto del flujo diferencial de iones y electrones dentro de la ionosfera y magnetosfera que crean un sistema de corrientes eléctricas que causan variaciones en la intensidad del campo magnético (Lanza y Meloni, 2006; NOAA, 2018). Este campo, se asemeja al campo magnético de una barra de imán alineado, aproximadamente, a lo largo del eje de rotación de la Tierra (Figura 3.4b).

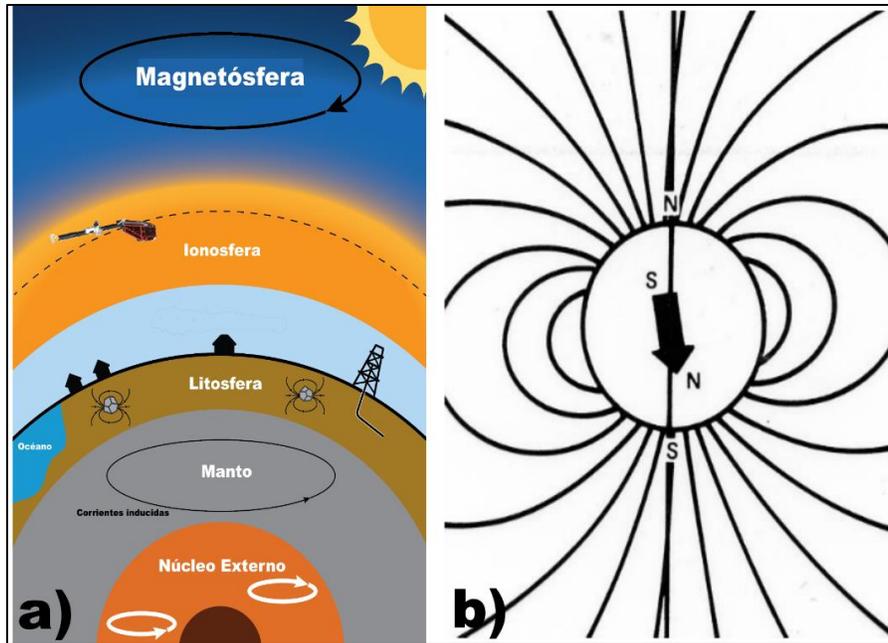


Figura 3.4. Campo magnético de la Tierra y las fuentes que lo generan. Obtenido y modificado de NOAA (2018) y Reeves (2006).

3.5.2.1 Componentes del campo magnético de la Tierra.

El campo magnético de la tierra es un vector con magnitud y dirección, el cual puede ser descrito por siete parámetros (Figura 3.5): Campo magnético total (F), Componente horizontal del campo total (F_H), Componente Norte del vector horizontal (F_x), Componente Este del vector horizontal (F_y), Componente vertical del vector del campo Total (F_z), Declinación magnética (D) e Inclinación magnética (I) (Reynolds, 1997).

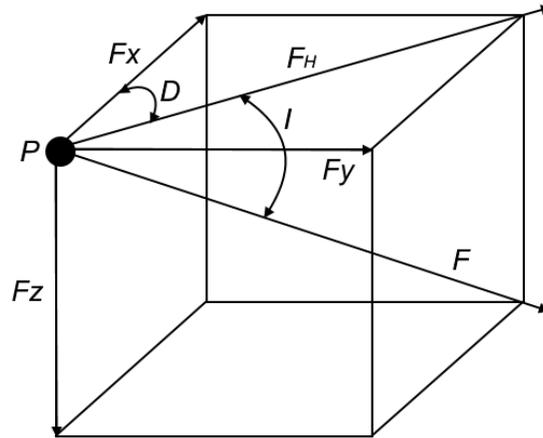


Figura 3.5. Componentes del campo magnético. F , campo magnético total; F_H , componente horizontal del campo total; F_x , componente norte del vector horizontal; F_y , componente este del vector horizontal; F_z , componente vertical del vector del campo total; D , declinación magnética; I , inclinación magnética.

Considerando un punto de medición como el origen de un sistema cartesiano, el eje x está en el meridiano geográfico dirigido hacia el Norte, el eje y en el paralelo geográfico dirigido hacia el Este y el eje z paralelo a la vertical en el punto de medición, dirigido positivamente hacia abajo. Estos tres componentes del campo magnético de la Tierra a lo largo de los ejes son F_x , F_y y F_z . Entonces se tiene que:

$$F = \sqrt{F_x^2 + F_y^2 + F_z^2}; F_H = \sqrt{F_x^2 + F_y^2} \quad \text{Ec. 3.17}$$

Para describir el campo magnético, además de utilizar estos componentes vectoriales, también se pueden utilizar los componentes angulares de I , que es la inclinación del vector F con respecto al plano horizontal y D , que es el ángulo entre F_H y F_x a lo largo del meridiano geográfico. Las relaciones entre estas cantidades, se definen como:

$$F_H = F \cos I; F_z = F \sin I; F_z = F_H \tan I; F_x = F_H \cos D; F_y = F_H \sin D \quad \text{Ec. 3.18}$$

3.5.3 Variaciones del campo magnético de la Tierra.

El campo magnético cambia en el tiempo, en rangos que van desde segundos hasta millones de años, y tienen un gran efecto a la hora de realizar un levantamiento

magnético, los cuales deben de ser sustraídos del campo magnético medido, para poder realizar una interpretación de las anomalías resultantes.

3.5.3.1 Variaciones diurnas.

Las variaciones diurnas surgen de la rotación de la Tierra con respecto al Sol. El viento solar que trae consigo partículas cargadas distorsiona las regiones exteriores del campo magnético terrestre, esto puede ocurrir incluso en condiciones normales o de “estabilidad solar”. La rotación diaria de la Tierra dentro de esta disposición con referencia al Sol, conduce a corrientes ionosféricas en el lado diurno del planeta, y un ciclo diario consecuente de variación en el campo magnético, generalmente de 50 nT. La principal variación ocurre hacia el mediodía local, y en el periodo nocturno las variaciones son relativamente menores, por lo que es cuando se realizan observaciones geomagnéticas de alta precisión (Reeves, 2006; Reynolds, 1997).

3.5.3.2 Micro pulsaciones.

Las micro pulsaciones ocurren en un periodo temporal corto, comúnmente de unos pocos minutos. Las variaciones que pueden llegar a generar son de unos pocos nT, sin embargo, pueden llegar a ser significativos. Desafortunadamente, la forma exacta de una secuencia de micro pulsaciones pueda cambiar de un lugar a otro en pocos kilómetros, por lo que la sustracción de estas variaciones observadas en el tiempo en una ubicación fija, a las mediciones realizadas por una aeronave se encuentra bastante limitada (Reeves, 2006).

3.5.3.3 Tormentas magnéticas.

Las tormentas magnéticas se caracterizan por periodos aislados de niveles altos de variación magnética, generalmente correlacionados con la actividad de las manchas solares. Las variaciones violentas de varios cientos de nT pueden comenzar repentinamente y continuar por periodos de más de 24 horas. Su efecto se siente particularmente en las zonas aurales (Reeves, 2006).

3.5.3.4 Variación secular.

Las variaciones seculares se encuentran en una escala de tiempo más grande, de algunos cientos de años, por lo que se encuentran bien documentadas en datos históricos y registros precisos de observatorios magnéticos. La principal manifestación de la variación secular a nivel mundial son los cambios en el tamaño y posición de las desviaciones de un campo dipolar simple, durante años y décadas. Los efectos de estos cambios en una localidad determinada son predecibles con bastante precisión durante períodos de cinco a diez años, pero tales predicciones deben actualizarse a medida que se disponga de registros más recientes de observatorios magnéticos y satélites terrestres (Reeves, 2006).

Las variaciones seculares se vuelven importantes cuando los levantamientos de áreas adyacentes o superpuestas que se llevan a cabo con varios años de diferencia deben compararse o fusionarse. Para la estandarización de la remoción del campo principal en levantamientos magnéticos, se formaliza un modelo matemático para la variación global del campo magnético total a partir de todas las observaciones magnéticas disponibles en el mundo cada cinco años, dicho modelo matemático es llamado como el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés).

3.5.3.5 Inversiones geomagnéticas.

La evidencia de la dirección del campo magnético terrestre en el pasado geológico se puede encontrar en la magnetización remanente de rocas recolectadas de los lechos de los lagos, los flujos de lava, la expansión del lecho marino y otras fuentes. Las técnicas modernas de datación permiten asignar edades a los especímenes de rocas recolectadas. Tales estudios en todo el mundo muestran que todo el campo magnético de la Tierra ha invertido repetidamente su polaridad a intervalos irregulares de 10,000 años a varios millones de años, lo que ha permitido determinar una escala de tiempo geomagnético. Si se elige arbitrariamente un momento en el pasado geológico, es igualmente probable encontrarse con un campo magnético terrestre normal (con la polaridad del campo magnético actual) como con un campo

magnético invertido. En términos geológicos, estas inversiones tienen lugar en periodos de tiempo corto (de alrededor de 1,000 años), por lo que las rocas depositadas durante este proceso de inversión son bastante raras.

Para las rocas que han adquirido una magnetización remanente en la dirección del campo geomagnético ambiental en el momento, la dirección de esa remanencia puede ser muy diferente al actual campo geomagnético. Para las rocas que adquieren remanencia en un pasado relativamente reciente, es probable que la dirección de la remanencia sea aproximadamente paralela o antiparalela al campo magnético actual. Sin embargo, en el pasado geológico, los procesos de deriva continental alejaron las localidades rocosas de la latitud y longitud para las que la inclinación magnética y el acimut registrados en la remanencia son típicos. Más allá del tiempo que tarda una localidad en moverse 90° de latitud a través de la deriva continental (alrededor de 200 Ma a 5 cm/año), cualquier dirección de remanencia es, en teoría, posible. Esto añade una complicación considerable a la tarea de interpretar las fuentes de anomalías magnéticas cuando está presente una magnetización remanente significativa (Reeves, 2006).

3.5.4 Campo Geomagnético Internacional de Referencia.

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia o IGRF, por sus siglas en inglés, proporciona los medios para sustraer de manera racional la variación esperada en el campo principal, y dejar anomalías que pueden compararse de una medición a otra, incluso cuando las mediciones fueron realizadas con varias décadas de diferencia, donde el campo principal pudo haber estado sujeto a considerables variaciones seculares. Debe tenerse en cuenta que la eliminación de IGRF implica la sustracción de aproximadamente el 99% del valor medido, por lo que este debe ser medido con precisión, para que el resto de la información mantenga coherencia.

El IGRF es publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, por sus siglas en inglés) cada cinco años. La IAGA realiza un modelo matemático que se ajusta a los datos de reales de observatorios

geomagnéticos, satélites y otras fuentes aprobadas para una época determinada. El modelo se define por un conjunto de coeficientes armónicos esféricos para el valor del campo magnético en todo el mundo en la época del modelo y la tasa de cambio anual en estos coeficientes para el siguientes cinco años.

3.5.5 Propiedades magnéticas de las rocas.

No todos los materiales se comportan iguales al ser expuestos a un campo magnético, la gran mayoría de materiales solo presentan un momento magnético paralelo a un campo magnético externo mientras se encuentran dentro de él, estos tienen susceptibilidades magnéticas bajas y se dicen que solo tienen magnetización inducida (J_{ind}). Por otro lado, pocos materiales conservan una magnetización después de haber sido retirados de un campo magnético externo, estos tienen susceptibilidades magnéticas altas y se dice que tienen una magnetización remanente (J_{rem}) (Miranda, 2011).

Generalmente, las rocas de la corteza terrestre presentan una magnetización débil (Figura 3.6), pero en algunos casos pueden presentar ambas, tanto J_{ind} como J_{rem} . Estas propiedades solo pueden existir en temperaturas que se encuentran por debajo del punto de Curie, el cual es diferente para cada tipo de roca, pero suele encontrarse entre un rango de 550 y 600 °C. De acuerdo al gradiente geotérmico de la Tierra, estas temperaturas pueden superarse a una profundidad de entre 30 y 40 Km y puede ser más superficial en áreas con gradientes geotérmicos anómalos (Reeves, 2006).

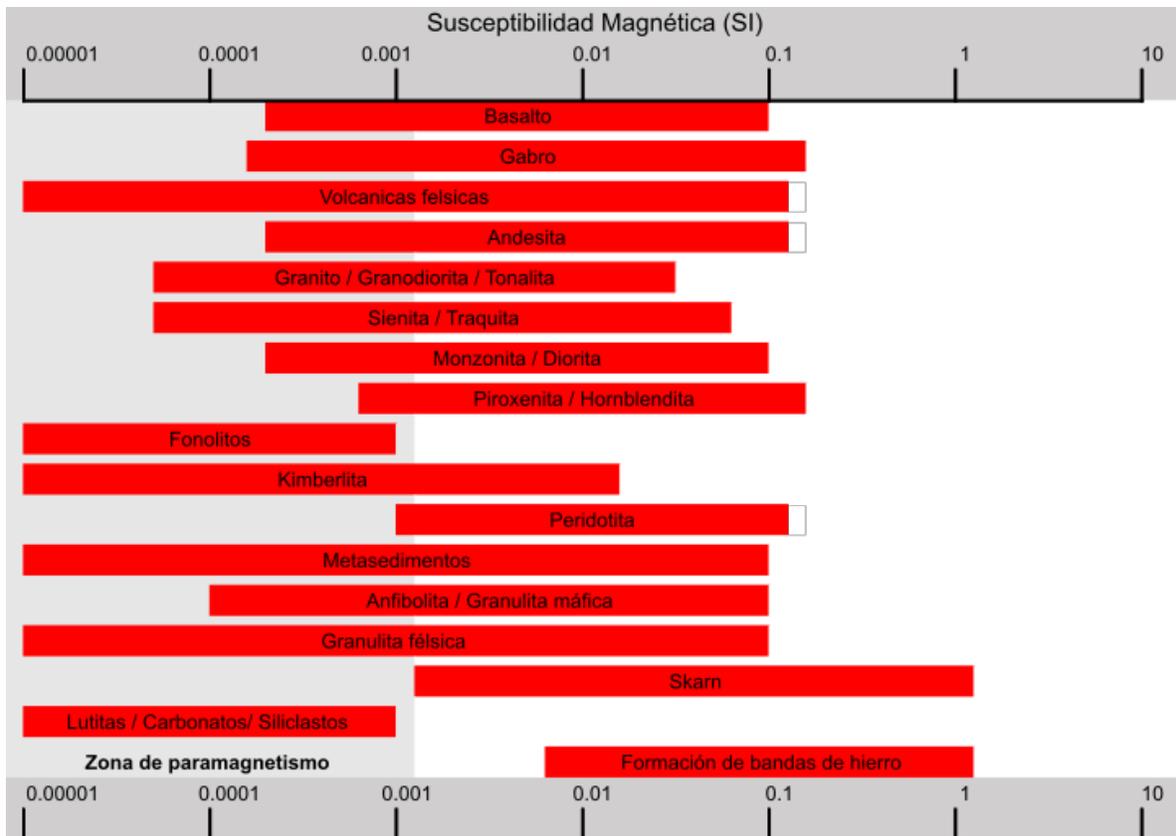


Figura 3.6. Rangos de Susceptibilidad Magnética de diferentes tipos de rocas. Tomado y modificado de Dentith y Mudge (2018).

La estructura atómica de la materia ante un campo magnético externo se puede clasificar en diferentes tipos de magnetismo, magnetismo que no conserva su magnetización remanente (diamagnetismo y paramagnetismo) y materiales que conservan una magnetización remanente (ferromagnetismo, antiferromagnetismo y ferrimagnetismo) (Lanza y Meloni, 2006; Miranda, 2011; Reeves, 2006 y Reynolds, 1997).

Los materiales diamagnéticos, tienen un comportamiento en el que los espines de sus átomos son paralelos e inversos al campo magnético externo, por lo tanto, tienen una magnetización débil y opuesta y una susceptibilidad magnética negativa (Figura 3.7a). Esto se debe a que los niveles energéticos de sus electrones se encuentran completos y no existen momentos magnéticos desapareados, sin

embargo, al aplicar un campo magnético externo se induce un momento magnético que compensa el flujo magnético que se ejerce sobre los orbitales, lo que le da su magnetización débil y opuesta al campo. Algunos ejemplos de minerales diamagnéticos son el cuarzo, calcita, feldespatos, el carbono y materiales orgánicos.

En el paramagnetismo, cuando el material se encuentra dentro de un campo magnético externo, los espines de sus átomos se alinean paralelos y en el mismo sentido que el campo magnético externo, su magnetización es débil y con una susceptibilidad positiva y baja (Figura 3.7b). Los materiales paramagnéticos se comportan de esta forma, ya que sus niveles energéticos de los electrones se encuentran incompletos. Algunos ejemplos de minerales paramagnéticos son: biotita, clorita, anfíboles, piroxeno, anfíboles, así como carbonatos de hierro y manganeso y arcillas.

Los materiales que conservan una magnetización después de haber sido retirados de un campo magnético externo (magnetización remanente) se les conoce generalmente como ferromagnéticos. En ellos los espines de electrones de cationes adyacentes se acoplan directamente en la misma dirección, ya que entre ellos opera una fuerza de intercambio, que ocurre debido a que la energía de los dipolos vecinos es menor cuando los dipolos están alineados que en cualquier otra posición (Figura 3.7c).

En compuestos más complejos, como óxidos de elementos de la primera serie de transición, el espín del electrón de los cationes es compartido con la capa de electrones de un anión intermedio, entre ellos opera una fuerza de superintercambio, lo que implica que la dirección del espín del electrón de cationes vecinos queda invertida, esto crea fuerzas opuestas de magnetización que quedan mezcladas. A este tipo de materiales se les conoce como antiferromagnéticos (Figura 3.7d). Si la intensidad de ambas fuerzas esta balanceada, no habrá ninguna magnetización. Por último, se conoce como materiales ferrimagnéticos a

compuestos complejos como en el caso anterior, pero en los que hay una falta de balance entre los latices y uno resulta mayor que el otro (Figura 3.7e).

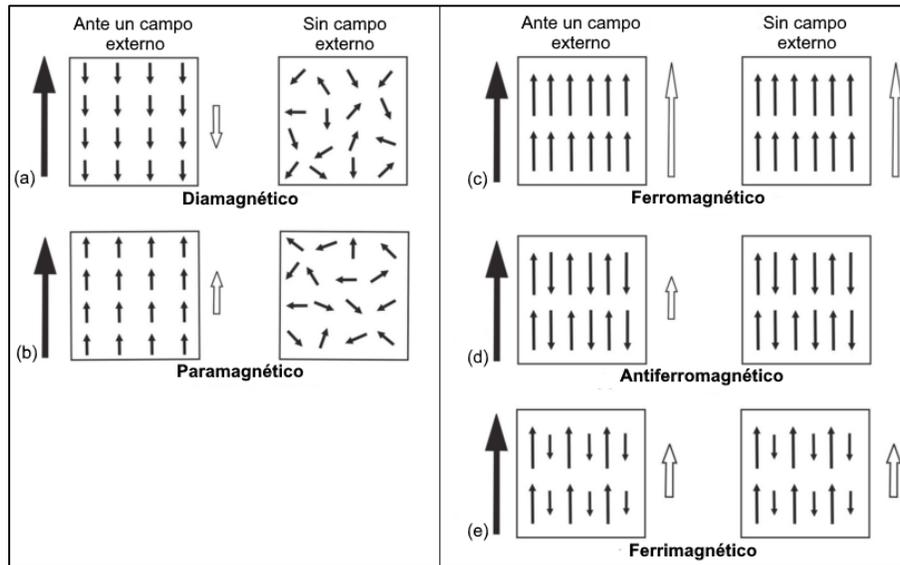


Figura 3.7. Diferentes tipos de comportamiento magnético. Las flechas negras indican el campo magnético aplicado, las blancas la magnetización del material en presencia o ausencia de un campo magnético externo. Tomado y modificado de (Miranda, 2011).

3.5.6 Magnetometría aérea.

La magnetometría aérea realizada en aeronaves, lo hace en aviones y helicópteros contruidos con aleaciones de aluminio, los cuales no son magnéticos, por lo que la principal fuente magnética son los motores de la aeronave. Como primera aproximación a la corrección del ruido que los motores puedan generar, los sensores magnéticos se montan lo más lejos posibles de los motores de la aeronave, esto implica simplemente colocar el sensor en dispositivos llamados “birds”, los cuales son remolcados detrás y debajo del avión para reducir el efecto magnético al aumentar la distancia lo más que sea posible.

A pesar de que los “birds” resuelven bastantes problemas, se debe de poner atención en otras fuentes magnéticas a bordo de la aeronave. Existen tres

principales fuentes: 1) La magnetización permanente de la aeronave, que no cambia a menos que se cambien los motores o se lleven a bordo objetos magnéticos; 2) Magnetización inducida en los componentes del motor por el campo magnético terrestre; 3) Campos magnéticos creados por circuitos eléctricos dentro de la aeronave y cualquier corriente parásita inducida.

El campo magnético permanente de la aeronave que actúa sobre el sensor del magnetómetro, se compensa pasando corrientes DC a través de bobinas ortogonales que las proximidades del sensor. El componente inducido se compensa montando piezas de material altamente permeable cerca del sensor, en una posición tal que su efecto magnético sea siempre igual y opuesto a los motores. Y los efectos de las corrientes parásitas se imitan de manera similar, pero en signo opuesto, mediante bobinas de cable colocadas cerca del sensor.

3.6 Método Gravimétrico.

3.6.1 Principios físicos de gravimetría.

El método gravimétrico toma como base la primera y segunda ley de Newton, también conocidas como Ley Universal de Gravitación y Segunda Ley de Movimiento, respectivamente. La Ley Universal de Gravitación establece que la fuerza de atracción entre dos cuerpos es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masas, esto es:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad \text{Ec. 3.19}$$

Donde G, es la constante gravitacional universal, y en el Sistema Internacional de Unidades tiene un valor de $6.6726 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$. Si se suspende un objeto en una cámara al vacío, y después este es liberado y tiene una caída libre, este objeto será atraído a la Tierra de acuerdo a lo que dicta la Ley Universal de Gravitación. La velocidad del objeto cambia desde su posición inicial (0) y va acelerando conforme se acerca a la Tierra. Esta aceleración es calculada con la primera ley de Newton; si se considera un objeto de masa pequeña (m_2) localizado en la superficie

de la Tierra, de masa m_1 , y si se considera el radio promedio de la Tierra como r , se tiene que $F = 9.81 m_2$.

La fuerza de atracción en un objeto debido a la masa de la Tierra es el peso del objeto, el cual es proporcional a la masa del mismo. Para un cuerpo de una unidad de masa ($m_2 = 1 \text{ Kg}$), la aceleración promedio causada por la masa de la Tierra, al nivel del mar es de 9.81 m/s^2 .

Los cambios en la aceleración de la gravedad asociados con cambios en la densidad de la corteza terrestre, son diminutos en comparación con la fuerza de gravedad promedio de la Tierra. El Sistema Internacional de unidades, define para la aceleración unidades de m/s^2 y en el sistema CGS la unidad es Gal ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$), pero estas unidades son demasiado grandes para medir las diminutas variaciones de la gravedad, por lo que no son prácticas. Por lo tanto, la unidad definida por el sistema CGS para mediciones gravimétricas es el mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$). Otra unidad frecuentemente utilizada es la Unidad de Gravedad (gu), la cual es $1 \mu\text{m/s}^2$ ($1 \text{ mGal} = 10 \text{ gu}$).

3.6.2 Variaciones de la gravedad con la latitud.

Teóricamente, esta aceleración debido a la gravedad es la misma para todos los objetos de cualquier masa en el mismo punto de la Tierra, sin embargo, la gravedad puede llegar a variar de un sitio a otro debido a la rotación de la Tierra y por variaciones en su radio y densidad en la superficie, así como también por variaciones topográficas (Figura 3.8).

La forma de la Tierra es el producto del balance entre la fuerza gravitacional y centrífuga, matemáticamente se considera a la Tierra como un esferoide de rotación (Figura 3.8a). Por otro lado, la superficie de la Tierra al nivel del mar, si no es modificada por el viento y las mareas, es conocida como geoide (Figura 3.8b), el cual es de importancia en gravimetría ya que en ella se representan los ángulos correctos de la dirección de la aceleración debido a la gravedad. El geoide representa una superficie donde el campo gravitacional tiene valores iguales, es decir es una superficie equipotencial. Las irregularidades de la distribución de la

masa en la superficie de la Tierra, deforma al geoide, por lo que no es idéntico al elipsoide de rotación (Figura 3.8b y c) (Reynolds, 1997).

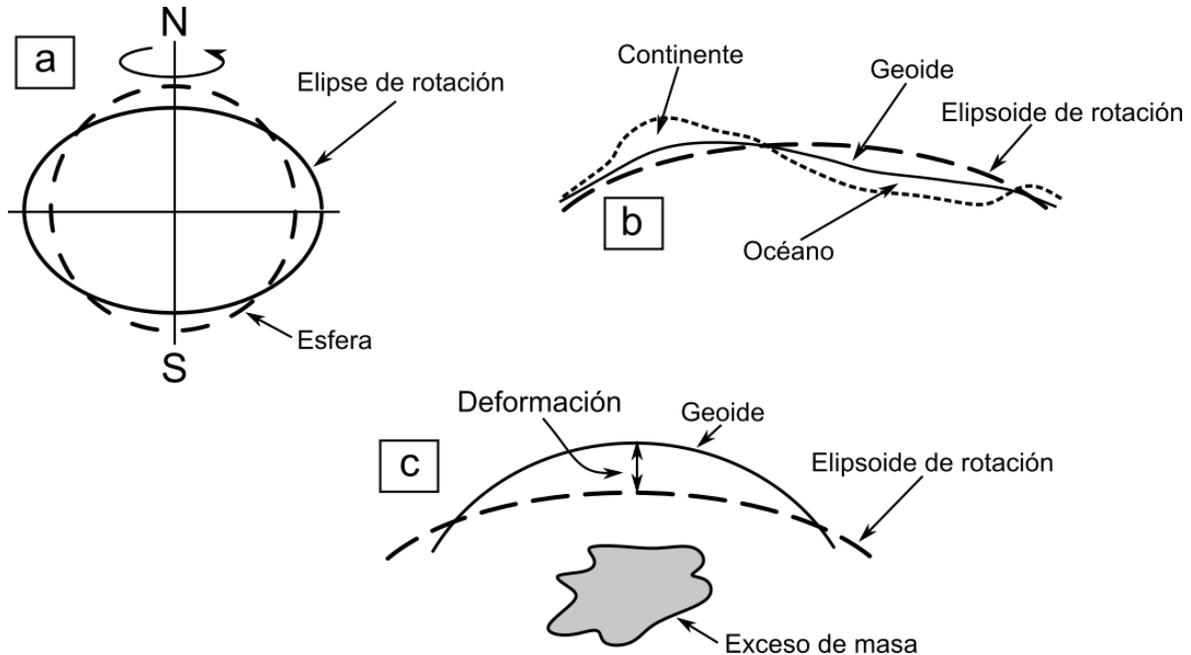


Figura 3.8. Variaciones de la superficie terrestre. a) Elipsoide de rotación; b) Geoide; c) Efecto de la masa sobre el Geoide. Tomado y modificado de Reynolds (1997).

Como se mencionó anteriormente, la Tierra se comporta como un elipsoide de rotación, por lo que a diferente latitud presenta diferentes radios hacia el centro de su masa (Figura 3.8a). El radio polar de la Tierra es de 6,357 km, lo que es 21 km más corto que el radio ecuatorial, el cual es de 6,378 km. Además, la rotación de la Tierra crea una fuerza centrífuga que contrarresta a la fuerza de gravedad, la cual es una aceleración de hasta 1,674 km/h en el ecuador, y disminuye a cero en los polos (Dentith y Mudge, 2018).

La Tierra es un cuerpo en permanente estado de rotación sobre sí, lo que hace que cualquier otro cuerpo situado sobre la superficie de la misma (salvo si se sitúa en su eje de rotación) describa un movimiento circular de radio “r”. Desde un punto de vista intrínseco, es decir, del propio objeto sobre la Tierra, este constituye un sistema de referencia no inercial, por lo tanto, sobre el cuerpo aparecerá una fuerza

centrífuga que hará que el valor efectivo de la gravedad que actúa sobre el cuerpo varíe ligeramente respecto al que habría si el planeta estuviese en reposo. La Figura 3.9 ilustra las aceleraciones a la que está sometido un cuerpo situado en un punto A sobre la superficie terrestre en una latitud determinada por α :

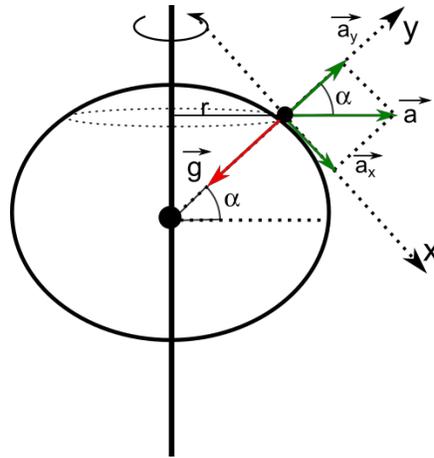


Figura 3.9. Descomposición del vector de gravedad. La Tierra es un cuerpo en rotación y cualquier otro cuerpo sobre su superficie situado a una determinada latitud α experimenta la aceleración propia de la gravedad (\vec{g}) así como una aceleración centrífuga (\vec{a}_c). Dicha aceleración centrífuga puede descomponerse en una componente horizontal (\vec{a}_x) y otra vertical (\vec{a}_y).

3.6.3 Factores geológicos que afectan la gravedad.

La gravimetría es sensible a las variaciones en la densidad de las rocas, lo que es utilizado para hacer interpretaciones geológicas de un sitio. Rangos de densidades para diferentes tipos de rocas son mostrados en la Figura 3.10.

Las rocas sedimentarias suelen ser las menos densas, con un promedio de densidad de $2.1 \pm 0.3 \text{ Mg/m}^3$, mas esta densidad puede ser afectada por varios factores, como son: 1) composición, 2) cementación, 3) edad y profundidad, 4) procesos tectónicos, 5) porosidad.

Las rocas ígneas tienden a ser más densas que las rocas sedimentarias. Es importante mencionar que la densidad de las rocas ígneas es inversamente

proporcional con el decremento de su contenido en sílice, por lo tanto, las rocas ígneas básicas son más densas que las ácidas. De forma similar, las rocas plutónicas tienden a ser más densas que sus equivalentes volcánicos. Por otro lado, la densidad en las rocas metamórficas es directamente proporcional al grado de metamorfismo e inversamente proporcional a su acidez.

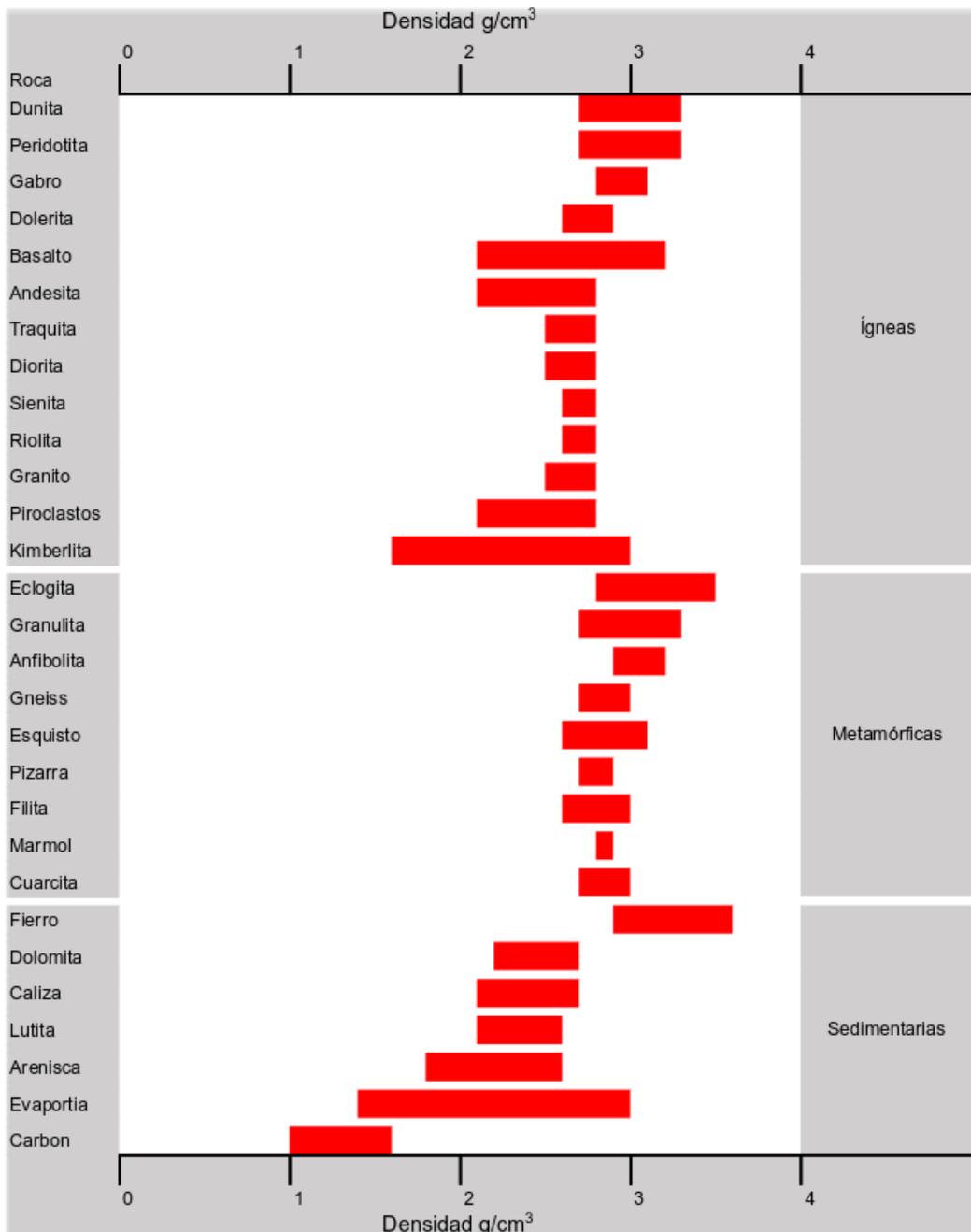


Figura 3.10. Rangos de densidad de diferentes tipos de rocas. Tomado y modificado de Dentith y Mudge (2018).

3.6.4 Correcciones de las mediciones de gravedad.

3.6.4.1 Por deriva del instrumento.

La corrección por deriva del instrumento, compensa el movimiento de las mediciones del instrumento sobre el tiempo. Esta corrección se basa por la repetición de mediciones en una estación base. Al guardar la hora de cada medición hecha por el gravímetro, el rango de deriva o movimiento de cada medición puede ser determinado y removido. Se asume que la deriva es linear con respecto al tiempo entre las mediciones hechas en la estación base (Dentith y Mudge 2018).

3.6.4.2 Por mareas.

La gravedad de la Tierra varia en el tiempo debido a la atracción de la Luna, y en menor medida por la atracción del Sol. Esta atracción gravitacional debida a cuerpos extraterrestres consta de dos componentes: 1) La atracción que hay entre los cuerpos, y 2) La distorsión que causan estos cuerpos en la forma de la Tierra, a lo cual se le conoce como mareas terrestres (Dentith y Mudge, 2018).

Esta deformación de la Tierra crea ligeros cambios en su radio, de unos pocos centímetros, lo que se traduce en un aumento en la distancia de entre el centro de masa de la Tierra y el punto de observación de la gravedad, este ligero aumento de la distancia puede llegar a producir cambios en la gravedad de hasta 0.3 mGal. Este efecto varía con el tiempo y la latitud del sitio, debido a la posición de la Luna y el Sol, tiene un efecto de hasta 12 horas y es mayor a bajas latitudes.

3.6.4.3 Por latitud.

La gravedad en la superficie de la Tierra es mayor en los polos que en el ecuador por una diferencia de 51,000 ug, esto es debido al resultado de varios efectos. 1) La rotación de la Tierra genera una fuerza centrífuga que está dirigida perpendicularmente y hacia afuera de su eje de rotación y que se opone a la fuerza gravitacional, por lo que es más fuerte en el ecuador y nulo en los polos. 2) Como consecuencia de esta fuerza centrífuga, la Tierra tiene la forma de una elipse de

rotación, lo que hace que exista un radio polar y un radio ecuatorial, este último es mayor. Por lo tanto, la fuerza de gravedad es mayor en los polos y disminuye gradualmente hacia el ecuador.

Esta variación de la gravedad con la latitud (Φ) es definida en términos de gravedad en la superficie del elipsoide de rotación, y es conocida como gravedad teórica ($g\Phi$). Esta, se puede calcular a partir de la Formula Internacional de Gravedad, la cual es actualizada periódicamente. En 1980, Moritz actualizó esta fórmula como sigue a continuación:

$$g\Phi(1980) = 978032.67715 \frac{1+0.001931851353\sin^2\Phi}{\sqrt{1-0.0066943800229\sin^2\Phi}} \quad \text{Ec. 3.20}$$

3.6.4.4 Corrección de Aire Libre.

Si la medición de la gravedad es realizada en una superficie plana, y después se repite la medición en el mismo sitio, pero en una superficie más elevada, el valor de la gravedad observada será menor en el sitio elevado, ya que hay una mayor distancia con respecto al centro de la Tierra. La corrección por Aire Libre (gAL) compensa el cambio de la gravedad con respecto a la altura del sitio de medición, esto es:

$$gAL = \frac{2G}{R} h \quad \text{Ec. 3.21}$$

Donde h es la altura, en metros, de la estación de medición de la gravedad sobre el geoide; R es el radio promedio de la Tierra (6371 Km); y G la constante gravitacional universal. Esta fórmula se puede simplificar de la siguiente manera:

$$gAL = 0.3086h \quad \text{Ec. 3.22}$$

La corrección de Aire Libre no es más que un gradiente multiplicado por la altura de la estación. La corrección de Aire Libre compensa las variaciones debidas a la altura de la medición de la gravedad sobre o debajo del geoide (nivel de referencia), donde la altura de la estación es igual a la topografía, más la altura de la superficie del geoide. La corrección de Aire Libre es adicionada a la lectura de gravedad, por lo

que, si la altura es negativa para la estación, la corrección de aire libre será negativa (Dentith y Mudge (2018)).

3.6.4.5 Corrección de Bouguer.

La gravedad puede ser afectada por la presencia o ausencia de masa intermedia, que se encuentra entre la estación de referencia y la estación de medición, esto debido a las variaciones de altura por la topografía de la zona. Este efecto es compensado por la corrección de Bouguer (g_{BOU}), que asume que la Tierra es plana y que las capas de roca son losas planas de densidad uniforme que se extienden hasta el infinito en todas las direcciones. Esto es dado por:

$$g_{BOU} = 2\pi G\rho h \quad \text{Ec. 3.23}$$

Donde h es la altura (m) de la topografía, o el espesor de la losa; ρ es la densidad de Bouguer (g/cm^3), o el promedio de la densidad de la losa entre la estación de gravedad y el nivel de referencia; y G la constante gravitacional universal. Esto se puede reducir de la siguiente manera:

$$g_{BOU} = 0.01492\rho h \quad \text{Ec. 3.24}$$

La corrección de Bouguer es sustraída de la anomalía de Aire Libre, y es importante destacar que la altura es negativa para las estaciones que se encuentran por debajo del nivel de referencia, por lo que la corrección de Bouguer es negativa.

Hay que tener en cuenta que la corrección de Bouguer es una aproximación ya que no toma en cuenta la variable topográfica alrededor de la estación de medición. Además, seleccionar una apropiada densidad de Bouguer no siempre es tan sencillo, suele usarse el promedio de la densidad de la corteza terrestre (2.67 g/cm^3), sin embargo, a veces es más conveniente utilizar densidades particulares de ambientes geológicos, por ejemplo, valores de 1.8 g/cm^3 pueden ser usados en cuencas sedimentarias, y valores de 0.917 g/cm^3 para áreas cubiertas de hielo.

3.6.4.6 Corrección por terreno.

Mientras que la corrección de Bouguer asume la aproximación de un bloque de roca horizontal infinito entre la estación de medición y un nivel de referencia, la corrección por terreno (o topográfica) toma en cuenta el terreno alrededor del sitio, es decir toma en cuenta la atracción de la masa por montañas y valles alrededor de la estación gravimétrica.

El efecto de la topografía sobre la gravedad (g) se muestra en la Figura 3.11, donde se considera una estación gravimétrica (m) a un lado de una montaña, la cual tiene un centro de masa (M), sobre el plano en el cual el gravímetro está situado, por lo que hay una fuerza de atracción entre las dos masas. Si la fuerza es descompuesta dentro de sus componente horizontal y vertical, la medida de la gravedad puede ser subestimada por un δg . Por el contrario, si la estación gravimétrica se encuentra por un lado de un valle, el cual representa un déficit de masa ($-M$), la falta de masa resultado de la medida de la gravedad es subestimada por un δg . Por lo que una medida requiere una corrección para que se tenga una distribución variable de la masa.

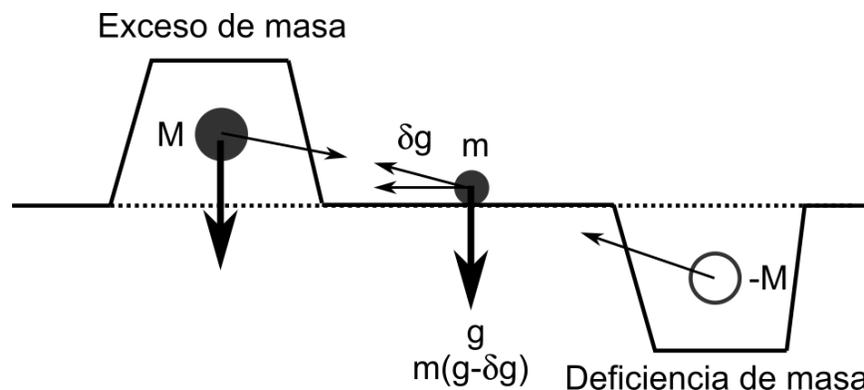


Figura 3.11. Efectos de la topografía sobre las mediciones gravimétricas. Imagen tomada y modificada de Reynolds (1997).

Para llevar a cabo la corrección por terreno, se sobrepone sobre la topografía del sitio, anillos segmentados con un radio interno y externo, el promedio de la elevación

de cada segmento es estimado en tablas de Hammer, nombre de su creador (Hammer, 1939). La corrección por terreno trabaja bajo el principio de determinar el valor de la gravedad en el centro de un anillo con un radio interno (r_1) y externo (r_2), usando la ecuación siguiente:

$$\delta g_{seg} = \frac{2\pi\rho G}{N} [r_2 - r_1 + (r_1^2 + z^2)^{1/2} - (r_2^2 + z^2)^{1/2}] \quad \text{Ec. 3.25}$$

Donde N es el número de segmentos en el anillo, z se refiere a la diferencia de elevación entre la estación de gravedad y la elevación promedio del segmento, y ρ es la corrección de la densidad de Bouguer.

3.6.4.7 Reducción de los datos gravimétricos.

Los datos gravimétricos son reducidos por la aplicación de las correcciones señaladas anteriormente. Las perturbaciones en el campo gravitacional que no son de origen geológico, son aplicadas para obtener la gravedad observada, esto es:

Gravedad Observada

$$= \text{Lectura del gravímetro} + \text{corrección de Eötvös (si se requiere)} \\ + \text{Corrección por mareas} + \text{Corrección por deriva del instrumento}$$

Después, la Gravedad Observada es corregida por perturbaciones en el campo gravitacional debido a la forma de la Tierra y la topografía, donde se presentan tres tipos de resultados o anomalías, Anomalía de Aire Libre (AAL), Anomalía Simple de Bouguer (ASB) y Anomalía Completa de Bouguer (ACB); esto es:

$$AAL = \text{Gravedad Observada} - \text{Corrección de Latitud} + \text{Corrección de Aire Libre}$$

$$ASB = AAL - \text{Corrección de Bouguer}$$

$$ACB = ASB + \text{Corrección por Terreno}$$

3.6.5 Gravimetría aérea.

Las mediciones de la gravedad en un aeronave en movimiento son complicadas, ya que existe un movimiento en las tres direcciones (x,y,z) en lo que se realiza la medición, además, la aceleración de la nave puede llegar a causar errores de hasta un millar de ug. Por lo tanto, el sensor gravimétrico debe de encontrarse estabilizado mecánicamente, de modo que eje vertical permanezca vertical mientras la aeronave se mueve a su alrededor, lo que requiere que el sensor se encuentre montado en un giroscopio bien estabilizado en una plataforma inerte. Además, la aeronave debe ser rastreada mediante un GPS, para después usar esta información y compensar la información magnética por la aceleración de la aeronave.

Algunas consideraciones a tomarse en cuenta al hacer la medición aérea son: el cambio de masa de la aeronave debido al consumo del combustible, errores en el sensor de acuerdo a su orientación y estabilidad, ruidos por condiciones locales como son las turbulencias debido al viento.

4. METODOLOGÍA

La metodología GHIF, consiste en la definición de estructuras con potencial hídrico mediante el análisis e interpretación de información geofísica aérea. Una vez caracterizado el acuífero estructuralmente, se define el papel que juegan estas dentro del sistema acuífero (ya sean estructuras de recarga, transporte y/o descarga de agua subterránea), mediante la correlación de la información geofísica con la composición química, física e isotópica del agua subterránea. La metodología fue aplicada en la zona acuífera de Tula, Tamaulipas. La Figura 4.1 muestra un diagrama de flujo donde se sintetiza la metodología utilizada.

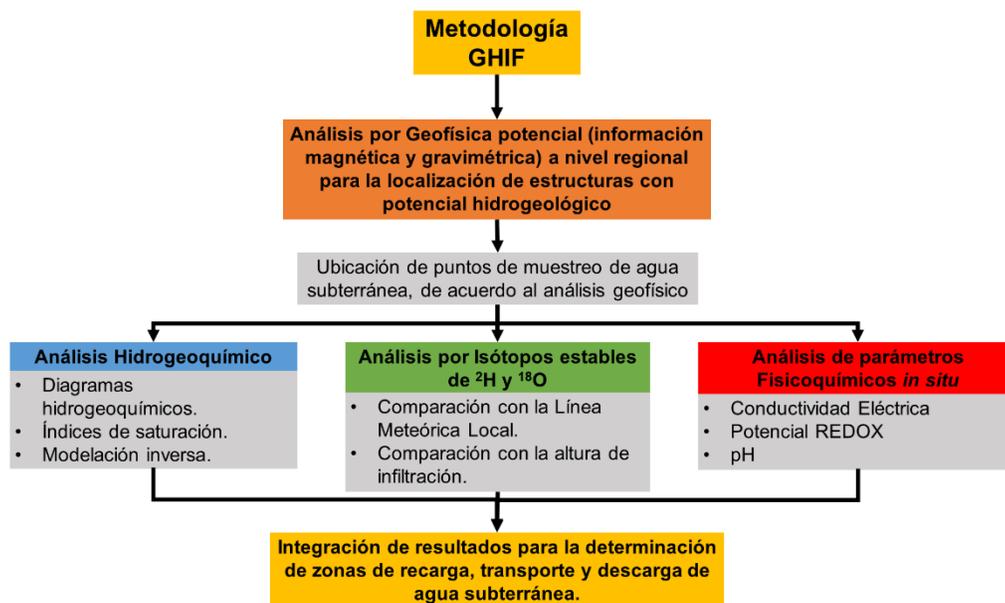


Figura 4.1. Diagrama de flujo que sintetiza los procesos realizados por la metodología GHIF.

4.1 Adquisición y procesamiento de información geofísica.

4.1.1 Obtención y corrección de datos magnéticos.

La información magnética aérea se obtuvo del Servicio Geológico Mexicano (SGM), la cual consiste en la unión de 8 mapas en escala 1:50,000 del Campo Magnético Residual (CMR). La información fue adquirida por el SGM en el año 2000 mediante una aeronave ISLANDER BN2-A21, la cual realizó vuelos de contorno a una altura de 300 m, con direcciones N-S cada 1,000 m. El equipo usado para la medición fue un magnetómetro de vapor de cesio bombeado ópticamente GEOMETRICS G-822A, el cual tiene una sensibilidad de 0.01 nT. Como estación base se usó un magnetómetro GEM-SYSTEM GMS-19 OVERHAUSER, con una sensibilidad de 0.01 nT.

La información magnética cuenta con corrección por movimiento de la aeronave y por variación horaria del día, además, a esta información se le sustrajo el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) del año 1995. Con el software Oasis Montaj 9.4 se procesó la información.

Se aplicó el algoritmo de Reducción al Polo (Baranov y Naudy, 1964) al CMR, este algoritmo hace símil de que la zona de estudio se encuentra en el polo norte magnético, donde la Inclinação del campo magnético es de 90° y su Declinación de 0° , por lo tanto, las anomalías son localizadas sobre la fuente que las produce, y los límites geológicas pueden ser definidos con precisión (Li et al., 2016). El resultado de la aplicación de este algoritmo es llamado Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP).

4.1.2 Obtención y corrección de datos gravimétricos.

La información gravimétrica fue descargada como gravedad observada del modelo de gravedad GGMplus, la cual tienen una resolución de 200 m. Este modelo fue creado por el grupo de Geodesia Western Australia, en la Universidad de Curtin (Hirt et al., 2013).

Los datos fueron corregidos por su variación espacial derivada de la rotación y geometría de la Tierra (corrección por latitud) y por variaciones topográficas (corrección de aire libre, Bouguer y terreno). Una vez aplicadas estas correcciones se obtuvo la Anomalía completa de Bouguer. Después un filtro polinomial de orden 4 fue aplicado con el objetivo de eliminar de la señal gravimétrica longitudes de onda causadas por anomalías profundas. El resultado se conoce como el Residual de la Anomalía Completa de Bouguer (RACB) (Skeels, 1967). Estas correcciones se realizaron en el software Oasis Montaj 9.4.

4.1.3 Aplicación de filtros a la información magnética y gravimétrica.

4.1.3.1 Derivadas horizontales y verticales.

La aplicación de derivadas horizontales y verticales a la información magnética y gravimétrica, fue usada para detectar los límites de los cuerpos que causan la anomalía física respectiva (Demlie et al., 2011), estos filtros incrementan la sensibilidad de la señal, por lo tanto, pequeños cambios en el campo medido pueden ser detectados (Dentith y Mudge, 2018). Tanto la primera como segunda derivada en “x” y “z” se aplicó al CMRP y RACB, con lo cual se logró detectar contactos geológicos, fallas y fracturas, los cuales se representan como lineamientos magnéticos y gravimétricos. Estos lineamientos son estructuras que tienen una permeabilidad y porosidad adecuada para la captura, almacenamiento y transporte de agua subterránea (Karami et al., 2016; López Loera et al., 2015; Pérez Corona et al., 2017; Saidi et al., 2017).

4.1.3.2 Continuación ascendente.

También se realizaron continuaciones ascendentes (Henderson, 1970); este algoritmo transforma el campo potencial medido en la superficie, en un campo que se mediría en una superficie más alejada de la fuente. La continuación ascendente atenúa los datos de un campo potencial con respecto a su longitud de onda: con una longitud de onda corta y a mayor altitud, la atenuación es mayor, por lo tanto, se pueden resaltar las anomalías de las fuentes a profundidad. Los desplazamientos laterales del punto de origen de los derivados de los datos continuados hacia arriba

pueden modificarse para determinar los límites geológicos. Para conocer la profundidad de los lineamientos magnéticos y de gravedad, se aplicaron continuaciones ascendentes de 250, 500, 1,000 y 1,500 m a los datos magnéticos y gravimétricos.

4.1.3.4 Filtro pasa bajos.

La mejora de las variaciones particulares de una longitud de onda o frecuencia de una serie de datos, se aplica prácticamente a todos los tipos de datos geofísicos. Al igual que en el filtrado de gradientes, esto es posible en los dominios temporal/espacial o de frecuencia. Un filtro diseñado para eliminar o atenuar todas las frecuencias por encima de un determinado “corte de frecuencia”, y permitir que solo aquellas frecuencias más bajas que este “corte de frecuencia” pasen a su salida, se conoce como filtro pasa bajos (Dentith y Mudge, 2018).

Con el software Oasis Montaj 9.4 se logró medir las longitudes de onda de las señales producidas por cuerpos magnéticos, por lo que se aplicó este filtro a anomalías magnéticas de interés, a las cuales se les determinó la profundidad y se realizaron modelos 2D y 3D.

4.1.4 Métodos de estimación de profundidad.

4.1.4.1 Deconvolución de Euler.

Con el objetivo de descartar lineamientos magnéticos y gravimétricos asociados a fuentes profundas, y que por lo tanto no representan estructuras con potencial de recargar agua subterránea, se aplicó la deconvolución de Euler. Esta ecuación representa la fuerza de un campo potencial (f) localizado en el espacio (x, y, z), debido a una fuente localizada en x_0, y_0 y z_0 , en términos de las primeras derivadas del campo potencial, como se muestra en la ecuación:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N(B - f) \quad (\text{Ec. 4.1})$$

Donde N es el índice estructural, que es el rango de disminución en la amplitud de la respuesta de campo con la distancia desde la fuente, y depende de su geometría,

y B es el campo potencial regional (Dentith y Mudge, 2018). En este trabajo, para realizar la deconvolución de Euler, se utilizó un índice estructural de 0, el cual se atribuye a contactos geológicos, fallas, fracturas, diques, tanto para la información magnética y gravimétrica (Geosoft, 2018).

4.1.4.2 Análisis espectral.

El análisis espectral solo fue utilizado sobre los datos magnéticos. Esta técnica aplica la transformada de Fourier sobre el campo magnético producido por un cuerpo de amplio espectro, cuya ubicación está en función de la profundidad máxima hasta la parte superior del cuerpo, cuya magnitud está determinada por la magnetización del cuerpo (Longo et al., 2016). El número de onda máximo se determina mediante la siguiente ecuación:

$$k_{max} = \frac{\log\left(\frac{zb}{zt}\right)}{zb - zt} \quad (\text{Ec. 4.2})$$

Donde k_{max} es el pico del número de onda; z_t y z_b son las profundidades de la parte superior e inferior del cuerpo magnético, respectivamente. Las profundidades (h) se pueden determinar midiendo la pendiente de los espectros de energía, y dividiéndolos por 4, como se muestra en la ecuación a continuación (Spector y Grant, 1970):

$$h = -s/4\pi \quad (\text{Ec. 4.3})$$

Es importante mencionar que el análisis espectral solo fue utilizado para establecer la profundidad del cuerpo intrusivo localizado al sur de la zona de estudio, por lo que la información fue filtrada por un filtro pasa bajas para ignorar anomalías que correspondieran a otras fuentes.

4.1.5 Modelado 2D.

Con el modulo "GM-SYS Profile" del software Oasis Montaj 9.4, se generaron modelos 2D, donde se calculan secciones transversales geológicas a partir de la respuesta magnética y gravimétrica observada. Estos modelos bidimensionales asumen que la Tierra es bidimensional, por lo que solo cambia con la profundidad

(dirección Z) y en la dirección a la cual se extiende el perfil (dirección X). La dirección Y es ignorada, por lo que el modelo no cambia en esta dirección. El modelo 2D asume que los bloques y las superficies se extienden hasta el infinito en la dirección X, además, los perfiles se encuentran sesgados a este rumbo.

Es importante resaltar que los modelos 2D magnéticos y gravimétricos no representan una solución única, es decir, varios modelos de la Tierra pueden producir la misma respuesta magnética y gravimétrica, además de que las soluciones pueden llegar a no ser geológicamente realistas, por lo que es importante que el modelador evalúe que cada modelo sea geológicamente razonable (Geosoft, 2018).

Para la realización de los modelos 2D se utilizó el CMRRP y RACB, así como también fueron utilizados los lineamientos identificados con la información magnética y gravimétrica, y la profundidad calculada de ciertas anomalías. Además, se compararon estos modelos 2D con información hidrogeoquímica, esto para disminuir la incertidumbre de la generación de los modelos bidimensionales.

4.1.6 Modelado 3D.

Se aplicó una inversión de datos magnéticos para obtener un modelo 3D de la zona de estudio. Este modelo se aplicó para determinar la distribución y profundidad de cuerpos con alta magnetización, que pueden tener un impacto significativo en el flujo de aguas subterráneas. Se utilizó el software VOXI Earth Modeling de Geosoft. Los datos base para la inversión magnética fue el CMRRP con un RMS de 10%. El grid construido para el procesamiento de datos tiene un tamaño de celda de 2,000 m en las direcciones “x” y “y”, y un tamaño vertical de 300 m en dirección “z”. El rango de elevación del modelo está entre 2,025 y -6,000 m s.n.m.

4.2 Muestreo y análisis de agua subterránea.

Se realizó una campaña de muestreo de agua subterránea en el mes de agosto del 2017, donde se muestrearon un total de 17 pozos para conocer su composición química y fisicoquímica, de estos pozos en 7 se tomó muestra para la medición de

^2H y ^{18}O (Figura 4.2), los cuales se encuentran cerca de algunas de las estructuras identificadas con la geofísica potencial.

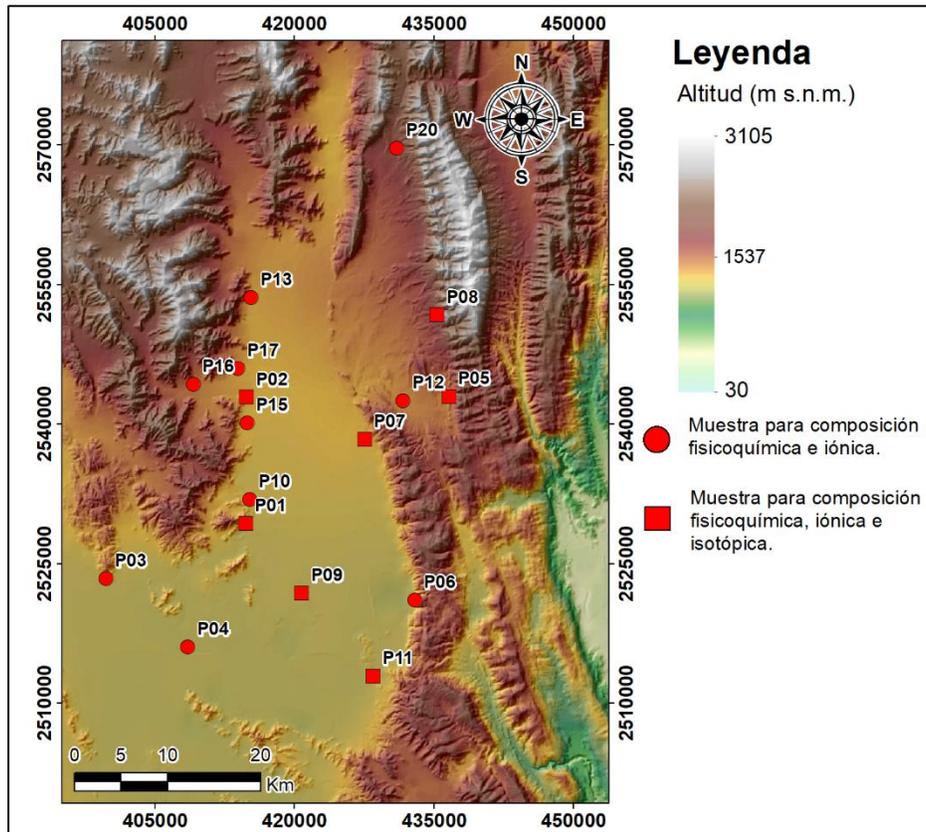


Figura 4.2. Localización de puntos de muestreo de agua subterránea. Los círculos muestran los puntos de muestreo donde se midieron parámetros fisicoquímicos y se tomó muestra para análisis iónico. Los cuadrados son sitios donde además se tomó muestra para análisis de isótopos.

4.2.1 Parámetros fisicoquímicos.

Los parámetros fisicoquímicos medidos en el sitio consistieron en: temperatura (T), conductividad eléctrica (CE), pH, potencial oxido – reducción (Eh) y alcalinidad. Estas mediciones (T, CE, pH, Eh) fueron realizadas con el equipo CONDUCTRONIC PC 18, mediante una celda de aislamiento, que consiste en un recipiente con orificios de entrada y salida de agua, y orificios para la entrada de los electrodos del equipo (Figura 4.3). El objetivo de la celda de aislamiento es evitar, en medida de lo posible, el contacto del agua subterránea y la atmósfera, ya que la

interacción entre estos dos medios, libera CO₂ debido a las diferencias de presión parcial de este gas, esto provoca que precipiten minerales de CO₃, lo que modifica su Alcalinidad, pH y CE (Cardona, 2003).

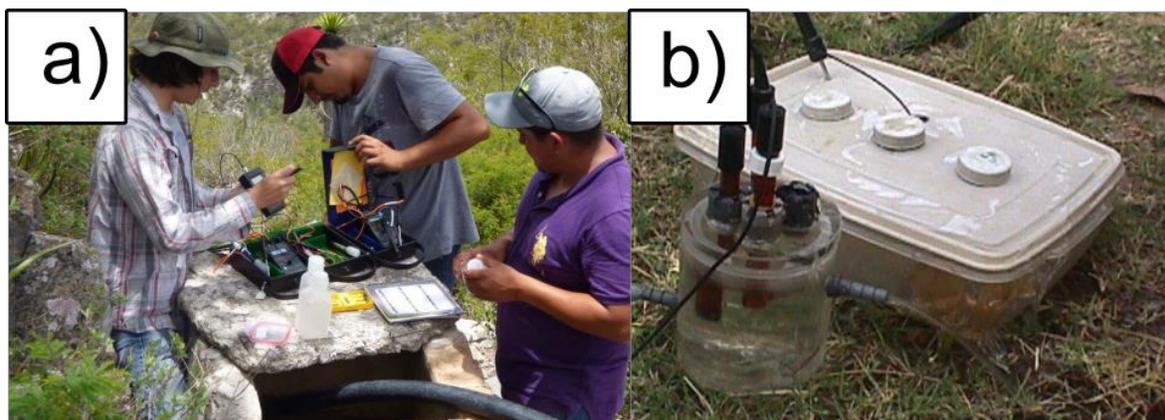


Figura 4.3. Medición de parámetros fisicoquímicos en campo. a) Equipo multiparámetros CONDUTRONIC PC 18; b) Celda de aislamiento.

Al mismo tiempo, se midió la alcalinidad en campo con un equipo HACH AL (Figura 4.4). Donde se utilizó una muestra de 30 mL y se le adicionó 0.15 mL de fenoftaleína, cuando el pH de la muestra era mayor a 8.3 esta presentaba una coloración rosada, y se tituló con H₂SO₄ 1.6 N, hasta que el color desapareció. Posteriormente se agregó 0.25 mL de indicador verde bromocresol-rojo de metilo. Con este indicador la muestra adoptó un color verde azulado, y se tituló de nuevo, siempre agitando constantemente, hasta que la muestra se tornara de un color rosado, o a un pH≈4.3. El volumen total del ácido añadido es directamente proporcional a la alcalinidad total. Para calcular la alcalinidad como mg/L de HCO₃ se usó la siguiente fórmula (Ouyse y Carrillo-Rivera, 2014):

$$\text{Alcalinidad como HCO}_3 = \frac{61000(V_s)(C_a)(CF)}{V_0} \quad (\text{Ec. 4.4})$$

Donde V_s es el volumen de H₂SO₄ agregado a la muestra en mL desde su pH inicial, hasta el punto de equivalencia de los bicarbonatos (pH≈4.3); C_a es la Normalidad del ácido utilizado en la titulación; CF como un factor de corrección utilizado por el

titulador digital HACH AL, que es de 1.01; y V_0 se refiere al volumen inicial de la muestra en mL.

Para evitar ambigüedades en la titulación por el cambio de color de la muestra, se usó el método de Gran. Esto consistió en medir el pH de la muestra mientras se titula, cada cierto añadido de unidades de H_2SO_4 . La medición de pH se realiza antes de agregar el ácido y se continúa midiendo incluso después de que el indicador cambie de color. Utilizando los datos de la titulación de la muestra, se creó un gráfico con la función de Gran (Ouyse y Carrillo-Rivera, 2014):

$$\text{Función de Gran} = (V_0 + V_s)10^{-pH} (x10^2) \quad (\text{Ec. 4.5})$$

Donde, V_0 es el volumen inicial de la muestra; V_s , el volumen de ácido agregado a la muestra. En la gráfica de la Función de Gran (Figura 4.4c), se puede obtener una línea recta en los datos que van más allá del punto de equivalencia, la extrapolación de esta recta, determina con mayor precisión el punto de equivalencia de la titulación.



Figura 4.4. Determinación de HCO_3^- por titulación y método de Gran. a) Titulador digital HACH AL; b) Titulación en campo por método de GRAN (medición de pH mientras se agrega ácido a la muestra); c) Gráfico con la función de Gran para calcular el volumen de H_2SO_4 .

4.2.2 Iones mayores, menores y traza.

Se tomaron muestras de 60 mL en envases de plástico de polietileno de alta densidad. Los recipientes fueron lavados en repetidas ocasiones con un detergente

ligero y enjuagados con una solución diluida de HCl al 10%. Por último, se enjuagaron con agua destilada y se dejaron secar en un ambiente libre de polvo; una vez secas se taparon. Al momento de tomar la muestra de agua, la botella es enjuagada al menos tres veces con agua filtrada (0.45 μm) del punto de muestreo.

Las muestras de agua se tomaron a través de la celda de aislamiento (por su orificio de salida de agua). Antes de tomar la muestra, se dejó transcurrir alrededor de 5 minutos para evitar tomar el agua que se encuentra almacenada dentro del pozo. El agua a muestrear fue filtrada con una membrana de acetato de celulosa con aberturas de diámetro de 0.45 μm con el fin de remover la mayoría de las bacterias, partículas suspendidas, hidróxidos de hierro y manganeso coloidal. Es importante remover estos materiales en suspensión, ya que si se integran en la muestra puede ocasionar cambios en la concentración original de algunas de las especies disueltas, que es la parte que interesa investigar. Además, muchos de estos materiales en suspensión pueden ser incorporados durante la entrada de agua al pozo (Cardona, 2003).

Al colocar el agua dentro del recipiente, se hizo sin turbulencias para evitar la salida y entrada de gases. El envase fue llenado hasta el tope, eliminando las burbujas de aire en el seno del líquido. Las muestras destinadas a la medición de cationes fueron acidificadas a un pH de 2 con HNO_3 , esto previene la precipitación de óxidos e hidróxidos metálicos, del ion férrico, de carbonato de calcio con trazas de magnesio u otros metales y de sulfato de calcio, también reduce la tendencia de los metales a ser absorbidos por la pared del recipiente (Cardona, 2003). Por último las muestras se almacenaron a una temperatura de 4°C.



Figura 4.5. Toma de muestras de agua subterránea para su análisis iónico, las muestras se filtran mediante una jeringa con un filtro adaptado con tamaño de poro de $0.45\mu\text{m}$.

Las muestras fueron enviadas al laboratorio de Geoquímica Ambiental de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), campus Juriquilla, donde se analizaron las concentraciones en mg/L de los aniones F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , PO_4^{3-} y SO_4^{2-} por Cromatografía Líquida de Alta Eficacia (HPLC). Las muestras para cationes fueron analizadas por Espectrometría de Masas de Plasma (ICP-OES), donde se midieron los cationes de Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Se, Si, Sr, Tl y Zn.

4.2.3 Isótopos.

Los isótopos medidos en el agua subterránea fueron los de ^2H y ^{18}O , y solo para los puntos de muestreo P01, P02, P05, P07, P08, P09 y P11 (Figura 4.2). Se tomó 1 L de muestra por cada punto en botellas de polietileno de alta densidad. Estas no fueron acidificadas ni filtradas, solo fueron almacenadas para su transporte a 4°C . Las muestras se enviaron al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA).



Figura 4.6. Toma de muestra de agua subterránea para su análisis isotópico.

4.3 Modelación hidrogeoquímica.

El cálculo de los Índices de Saturación (IS) y la modelación inversa, fueron realizados en el software libre PRHEEQC 3.0 (Parkhurst y Appelo, 1999). Los IS de las fases minerales son calculadas como:

$$IS = \log_{10}\left(\frac{IAP}{K_{sp}}\right) \quad (\text{Ec. 4.6})$$

Donde IAP es el producto de actividad iónica de la especie química disociada en solución, y K_{sp} denota el producto de solubilidad de equilibrio para los químicos involucrados a la temperatura de la muestra. Si $IS < 0$, indica disolución y si $IS > 0$ indica precipitación de la fase mineral específica en el agua subterránea. Jene et al., (2008) observaron que la varianza de IS alrededor de 0, aumenta con el valor de la constante de solubilidad; por lo tanto estiman que un valor del 5% del logaritmo del producto de solubilidad mineral, representa una zona en la cual el agua subterránea está en equilibrio con dicho mineral.

Por otro lado, el modelado inverso calcula las transferencias de moles que tienden a precipitarse o disolverse, y también explica los cambios químicos entre las

soluciones iniciales y finales conocidas con respecto a las fases minerales disponibles. El modelado inverso ha sido utilizado para comprender la evolución del agua subterránea a través del acuífero (Demirel, 2006; Demlie et al., 2007; Manoj et al., 2019; Morán-Ramírez et al., 2013). En esta investigación el modelado inverso es usado como método de verificación en la conexión hidráulica entre dos muestras de agua subterránea a través de estructuras identificadas con geofísica potencial.

En la modelación inversa, se supone que las soluciones iniciales y finales están sobre el mismo flujo de agua subterránea, que la dispersión y difusión no afectan la química del agua, ya las fases minerales utilizadas en el modelo están presentes en el acuífero. Además, las reacciones minerales se encuentran limitadas por los IS de los minerales calcita, aragonita, dolomita, yeso, anhidrita y fluorita. Estas fases minerales fueron obtenidas de Rocha Rocha y Gonzáles Partida (2008), y Moran-Ramírez et al. (2018). Todas las simulaciones fueron restringidas con una incertidumbre ≤ 0.10 (10%).

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Identificación de estructuras con potencial hidrogeológico en la zona acuífera de Tula, Tamaulipas, mediante geofísica potencial.

El análisis de información magnética y gravimétrica aérea, se realizó con el objetivo de identificar y localizar estructuras y/o cuerpos con importancia hidrogeológica para el sistema acuífero kárstico de Tula, Tamaulipas. Esto es, estructuras que cuenten con una permeabilidad y porosidad adecuada para la recarga, almacenamiento y transporte de agua subterránea. Así como también, identificar la profundidad y dirección de estas estructuras, ya que pueden llegar a controlar la dirección de flujo de agua subterránea.

5.1.1 Magnetometría.

Al Campo Magnético Total (CMT), se le sustrajo el Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF, por sus singlas en inglés) del año 2000 (ya que fue el año en el que se realizó el vuelo con lo que se obtuvieron los datos), con lo que se obtuvo el Campo Magnético Residual (CMR), en el cual se puede asociar directamente con el magnetismo producido por las estructuras y unidades geológicas (Figura 5.1a). A CMR se le aplicó el algoritmo de Reducción al Polo (Baranov y Naudy, 1964) para localizar las anomalías magnéticas sobre las fuentes que las producen (Figura 5.1b). Los valores de Declinación e Inclinación para la zona de estudio son de 6.75° y 51.45° respectivamente. Al comparar las Figuras 5.1a y b, se puede apreciar un ligero desplazamiento de las anomalías magnéticas hacia el norte.

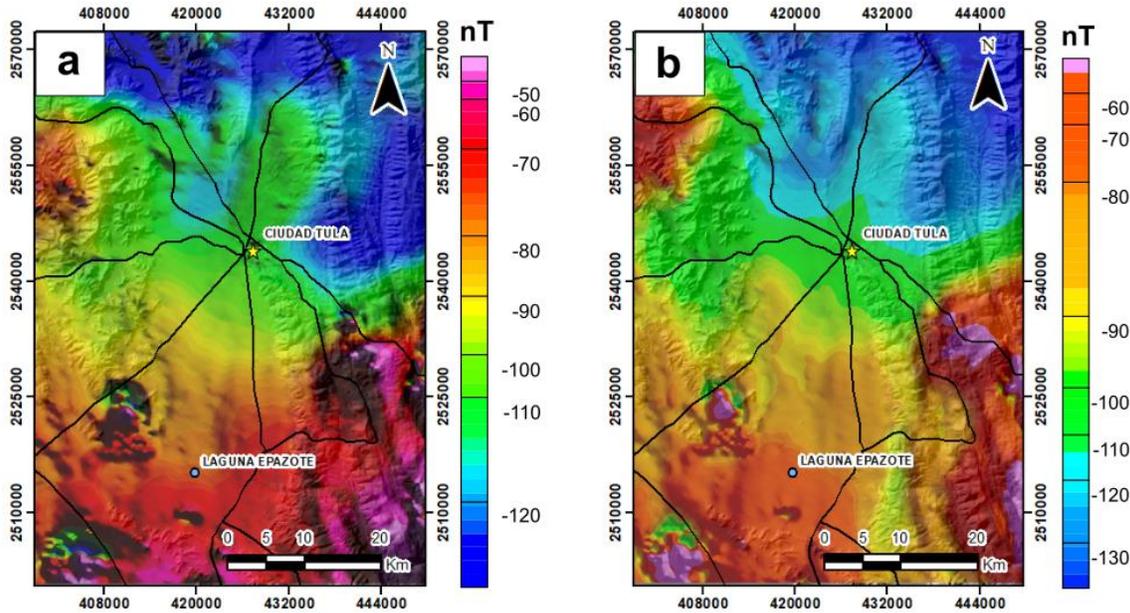


Figura 5.1. Magnetometría aérea. a) Campo Magnético Residual; b) Campo Magnético Residual Reducido al Polo. Se puede apreciar un ligero desplazamiento de las anomalías hacia el norte por la aplicación del algoritmo de Reducción al Polo al CMR.

En la Figura 5.2 y Tabla 5.1 se muestran Dominios Aeromagnéticos (DAM) y su asociación geológica. Los DAM son zonas que presentan zonas con una intensidad magnética similar y se asocian a rasgos litológicos como tipo de roca o elementos estructurales. La Figura 5.2a, muestra los DAM sobre el CMRRP, y las Figuras 5.2b y c, son el Gradiente Horizontal y la Señal Analítica (respectivamente) del CMRRP. Estos dos algoritmos resaltan los bordes de los cuerpos que generan la señal magnética, por lo que hace más sencillo el asociar anomalías magnéticas a rasgos litológicos. Por lo tanto, el Gradiente Horizontal y la Señal Analítica fueron de gran ayuda para la definición de los DAM's sobre CMRRP, donde se puede apreciar la gran similitud que hay entre la ubicación de los límites en estos tres mapas.

El DAM I y II se asocia con rocas calizas, lutitas y conglomerados. Estos DAM incrementan su intensidad magnética de acuerdo a su proximidad con el vulcanismo de falla que predomina al S del área de estudio (Padilla 1978). El DAM III, está asociado a rocas intrusivas con intensidades magnéticas de entre -90 y -30 nT. Este DAM presenta un subdominio denominado IIIa, el cual tiene intensidades magnéticas que van de -30 a 190 nT, estos cuerpos son la respuesta magnética de

rocas basálticas que afloran en la zona de estudio (Figura 5.2d). Por último, el DAM IV, que se localiza al NW de la zona de estudio, tiene una intensidad magnética de entre -90 y -60 nT, y se asocia a un cuerpo intrusivo que se formó de manera independiente a los cuerpos de alta intensidad magnética que se encuentran al S del área de estudio.

Tabla 5.1. Dominios Aeromagnéticos y su asociación.

DAM	Intensidad (nT)	Asociación
I	-140 a -115	Rocas sedimentarias (caliza, lutita y conglomerado) alejada del vulcanismo de falla.
II	-115 a -90	Rocas sedimentarias (caliza, lutita y conglomerado) cercanas al vulcanismo de falla.
III	-90 a -30	Rocas intrusivas, estas no afloran en la zona de estudio.
IIIa	-30 a 190	Basalto.
IV	-90 a -60	Cuerpo intrusivo no asociado al vulcanismo de falla.

Para localizar estructuras con la capacidad de infiltrar, transportar y almacenar agua, se aplicó la primera derivada sobre la horizontal al CMRRP, el cual se puede apreciar en la Figura 5.3a, donde las líneas blancas representan zonas con un alto gradiente magnético y son interpretadas como fallas, fracturas y/o contactos geológicos, estructuras las cuales se han demostrado que tienen una porosidad y permeabilidad adecuada para funcionar como buenos acuíferos (Karami et al., 2016; López Loera et al., 2015; Pérez Corona et al., 2017; Saidi et al., 2017). Estas líneas blancas son llamadas como *lineamientos aeromagnéticos*, y se aprecia que tienen una dirección preferencial que va de N – S.

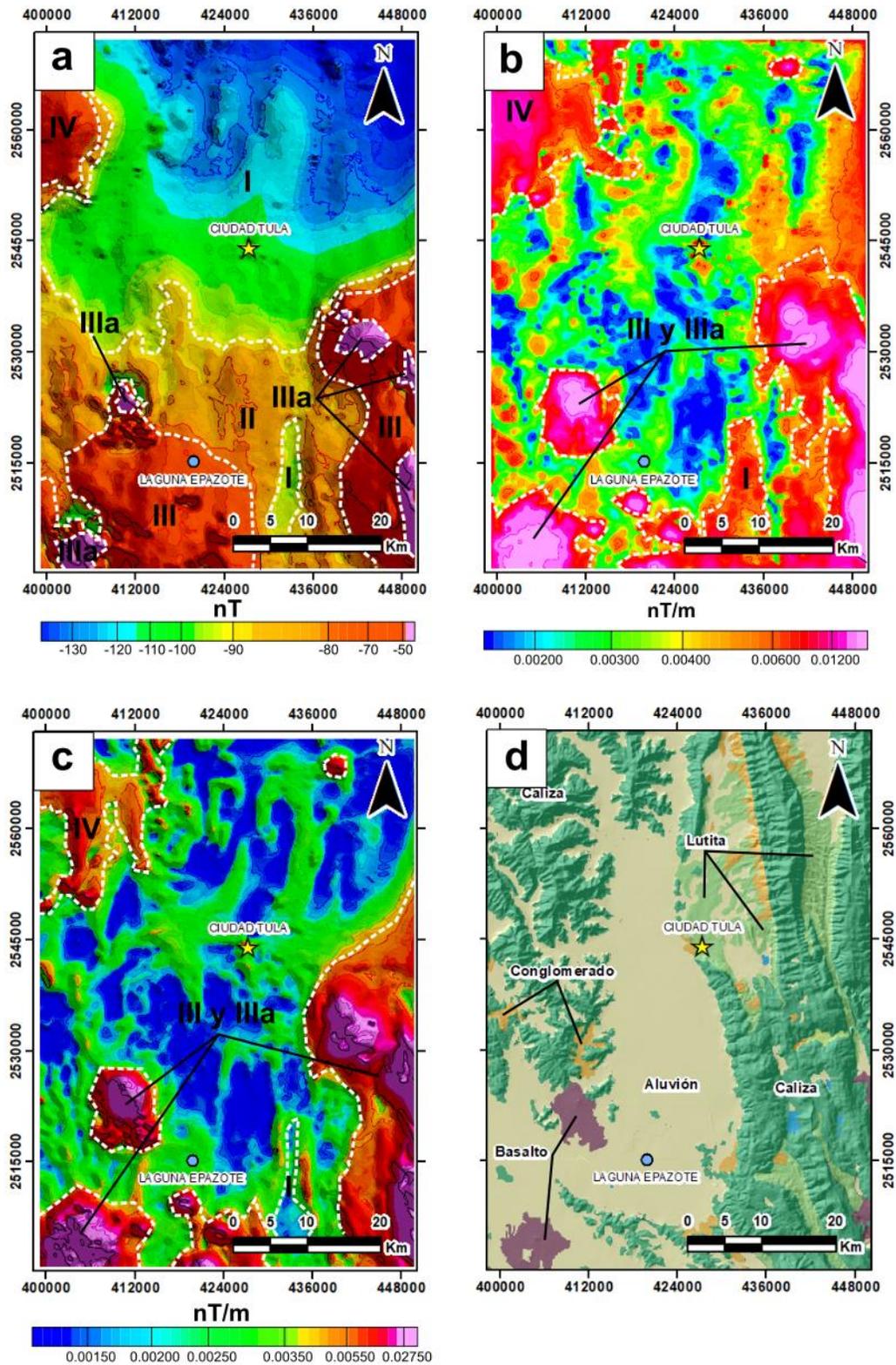
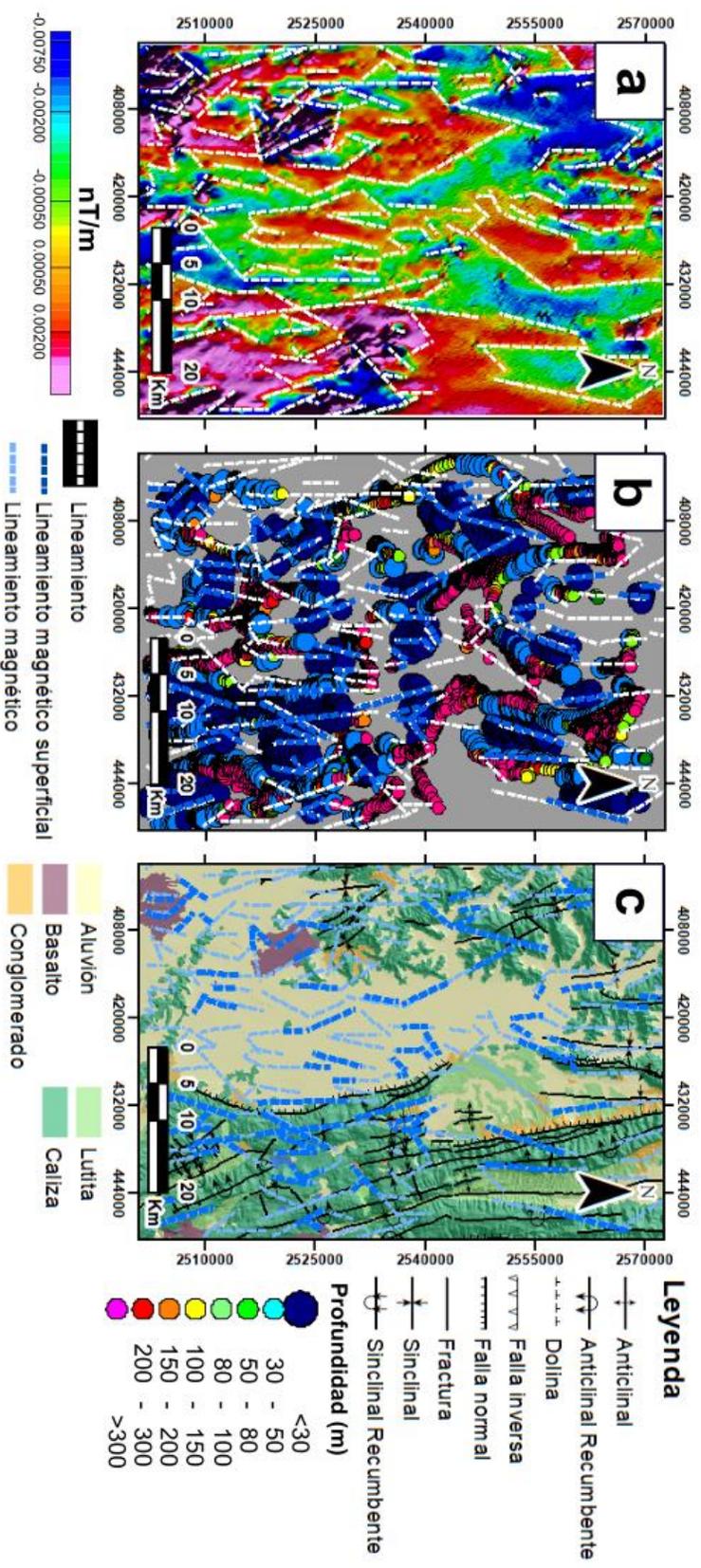


Figura 5.2. Dominios Aeromagnéticos y su asociación geológica; a) CMRRP; b) Gradiente Horizontal del CMRRP; c) Señal Analítica del CMRRP; d) Marco geológico. La señal analítica y el gradiente horizontal del CMRRP, definen los cuerpos que generan los dominios magnéticos mostrados en a).

Después, para determinar las estructuras con potencial para infiltrar agua y recarga al acuífero en cuestión, se correlacionó la ubicación de los *lineamientos aeromagnéticos* con las soluciones dadas por la deconvolución de Euler, el cual fue realizado con un índice estructural de 0 (valor usado para estimar la profundidad de estructuras alargadas como fallas y diques), y tamaño de celda y ventana de 100 y 20 m, respectivamente. La Figura 5.3b, muestra esta correlación entre *lineamiento aeromagnético* y solución de Euler, donde se resaltan en color azul, los lineamientos asociados a profundidades menores a 30 m, y que, por lo tanto, tienen potencial para funcionar como zonas de recarga de agua subterránea. A estos lineamientos se les llama como *lineamientos aeromagnéticos superficiales*.

Es importante mencionar que varios de estos *lineamientos aeromagnéticos*, tanto superficiales como profundos, se encuentran asociados a fallas, fracturas, sinclinales, anticlinales y contactos geológicos, como se muestra en la Figura 5.3c, lo que indica una buena aproximación de los datos magnéticos a lo que se observa en la naturaleza.

Ya que con la deconvolución de Euler solo se estima la profundidad del techo de las estructuras identificadas como *lineamientos aeromagnéticos*, se aplicaron continuaciones ascendentes a la primera derivada sobre la horizontal del CMRRP, para estimar a la profundidad que estas estructuras pueden alcanzar. La Figura 5.4, muestra continuaciones ascendentes de la 1ªDx del CMRRP a 250, 500, 1,000 y 1,500 m, donde se puede apreciar que estructuras asociadas a fracturas (correlacionar Figura 5.4f donde se muestran los lineamientos con la geología estructural, con el resto de la Figura 5.4 que muestra continuaciones ascendentes de la 1ªDx del CMRRP) tienden a desaparecer con la profundidad de la información, excepto las fracturas que se encuentran asociadas a los derrames basálticos y cuerpos intrusivos (cuerpos definidos y localizados en la Figura 5.2 y Tabla 5.1). Las Fallas normales localizadas al E de la zona de estudio, también presentan una importante continuidad en la profundidad. Esta información es de relevancia, ya que indica posibles vías de conexión hidráulica entre acuíferos superficiales y profundos.



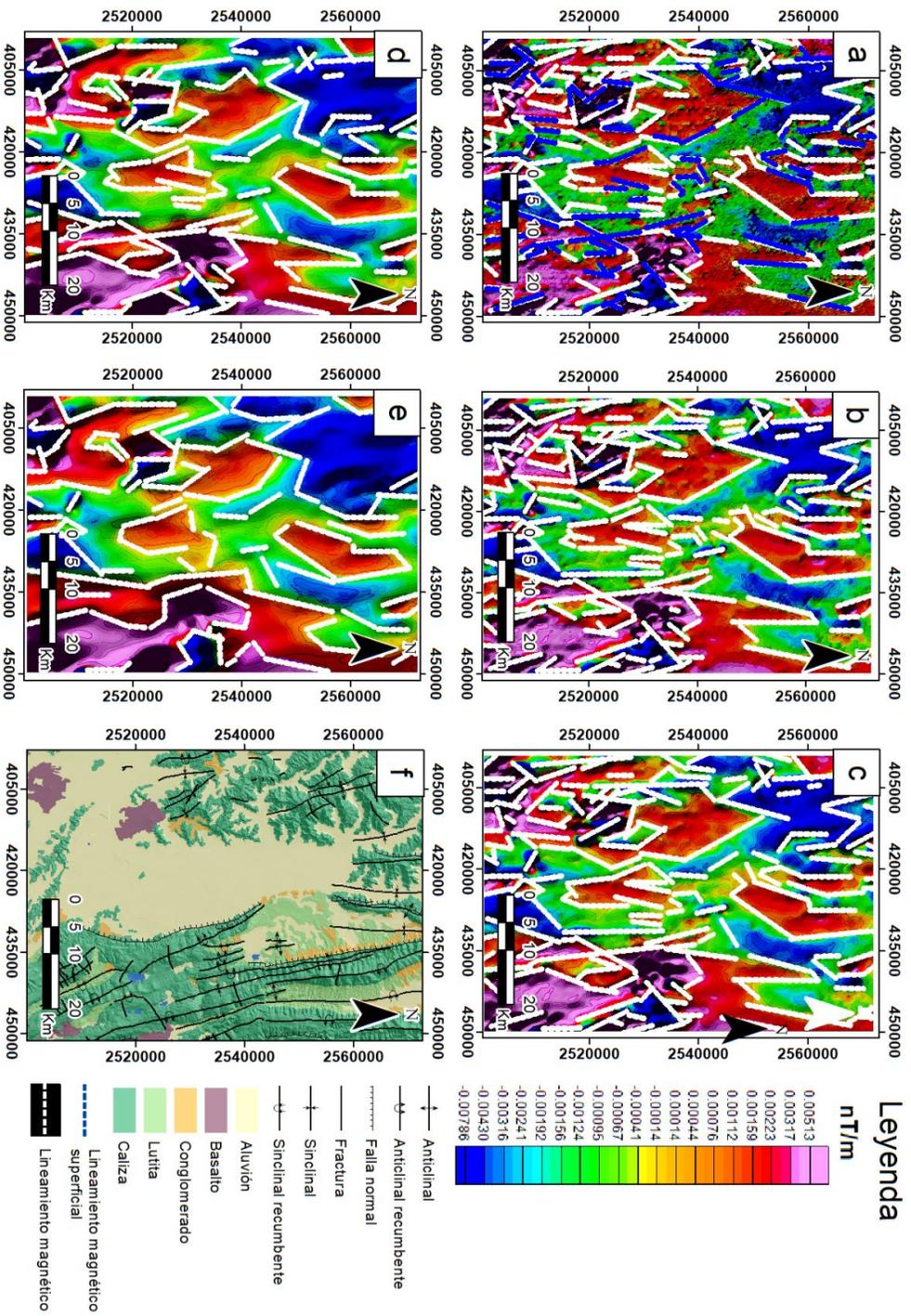


Figura 5.4. Continuación ascendente de la 1ªDx de la información aeromagnética, con el incremento de la continuación ascendente los lineamientos comienzan a desaparecer; a) 1ªDx del campo magnético residual reducido al polo; b) 1ªDx del CMRRP y continuado ascendente 250 m; c) 1ªDx del CMRRP continuado ascendente 500 m; d) 1ªDx del CMRRP continuado ascendente 1,000 m; e) 1ªDx del CMRRP continuado ascendente 1,500 m; f) Marco geológico.

5.1.2 Gravimetría.

Una vez realizadas las correcciones gravimétricas debidas (corrección por la rotación, geometría y variaciones topográficas de la Tierra), se obtuvo la anomalía completa de Bouguer (ACB), la cual se muestra en la Figura 5.5a. Para eliminar ruido de algunas estructuras superficiales, se generó el residual de la anomalía completa de Bouguer, esto al aplicar un filtro polinomial de cuarto orden, el resultado se muestra en la Figura 5.5b.

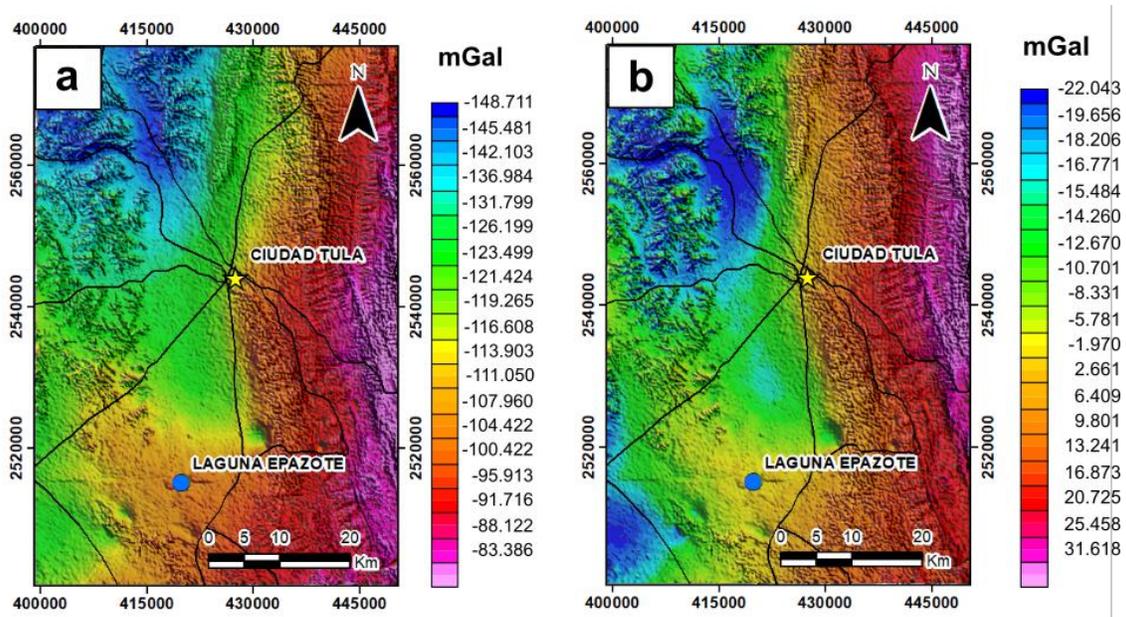


Figura 5.5. Gravimetría aérea. a) Anomalía Completa de Bouguer (ACB); b) Residual de la Anomalía Completa de Bouguer (RACB). El RACB elimina ruido proveniente de algunas estructuras superficiales en ACB.

En la Figura 5.6 y Tabla 5.2, se muestran los Dominios Gravimétricos (DG) y su asociación geológica. Los DG son zonas que presentan zonas con un rango de gravedad establecido y se asocian a rasgos litológicos como tipo de roca o elementos estructurales.

En la Figura 5.6a, se establecen Dominios Gravimétricos con el RACB, donde los elementos estructurales fueron de gran importancia para definirlos. El DG I se encuentra entre valores gravimétricos de entre -30 mGal y -15 mGal, y corresponde

a una zona con rocas calizas y basálticas altamente fracturadas, donde la dirección preferencial de estas fracturas es NW-SE. El DG II con valores de entre -15 mGal y 0 mGal, representa a roca caliza, conglomerado y basalto con un fracturamiento moderado, donde estas fracturas tienden a tener una dirección N-S y NW-SE. Por último, el DG III con un rango de intensidad de entre 0 mGal y 45 mGal se asocia a calizas, lutitas, conglomerado y basalto con un alto fracturamiento que tiene una dirección preferencial N-S. La Tabla 5.2, resume lo antes señalado.

Por otro lado, en la Figura 5.6b y c, los Dominios Gravimétricos son delimitados a partir del Gradiente Horizontal y Señal Analítica del RACB, respectivamente. Ambos mapas son bastante similares y a diferencia de los DG's establecidos en RACB (Figura 5.6a), estos responden a una asociación que predomina en el aspecto litológico sobre el aspecto estructural. De acuerdo a esta información, el DG I se asocia a material aluvial, el cual se encuentra depositado en el valle de Tula, Tamaulipas; el DG II corresponde a rocas calizas, las cuales pertenecen a la Sierra Madre Oriental, por lo que se puede apreciar que está bastante bien definida en ambos mapas (Figura 5.6b y c). El DG III se asocia a lutitas pertenecientes a la Formación Cárdenas, las cuales tienen afloramientos al NE de la zona de estudio. La Tabla 5.3, indica de forma concisa lo mencionado anteriormente.

Es importante resaltar que el DG III, tanto en el Gradiente Horizontal como en la Señal Analítica, solo está presente al E de la zona de estudio, y muestra un límite más extenso de la roca lutita, de lo que muestra el mapa geológico (Figura 5.6d). Este hecho es importante ya que puede afectar en el flujo de agua subterránea debido a su baja permeabilidad.

Tabla 5.2. Dominios gravimétricos y su asociación de acuerdo a RACB.

Dominio gravimétrico	Intensidad (mGal)	Asociación
I	-30 a -15	Calizas y basalto con alto grado de fracturamiento, el cual tiene una dirección preferencial NW-SE.
II	-15 a 0	Rocas sedimentarias (caliza y conglomerado) y volcánicas (basalto), con un fracturamiento N-S y NW-SE.
III	0 a 45	Rocas sedimentarias (caliza, lutita y conglomerado) y volcánicas (basalto), con fracturamiento preferencial N-S.

Tabla 5.3. Dominios gravimétricos y su asociación de acuerdo al Gradiente Horizontal y Señal Analítica del RACB.

Dominio gravimétrico	Asociación
I	Material aluvial que se encuentra de relleno en el valle de Tula, Tamaulipas.
II	Calizas de la Sierra Madreo Oriental, Formación El Abra.
III	Lutita, de baja permeabilidad hidráulica, Formación Cárdenas.

Del mismo modo que se hizo con la información magnética, para localizar estructuras con la capacidad de infiltrar, transportar y almacenar agua, se aplicó la primera derivada sobre la horizontal al RACB, el cual se puede apreciar en la Figura 5.7a, donde las líneas blancas representan zonas con un alto gradiente gravimétrico y se interpretan como fallas, fracturas y/o contactos geológicos. Estas líneas blancas denominadas *lineamientos gravimétricos*, tienen una dirección preferencial E-W y N-S.

La identificación de estructuras superficiales con potencial de infiltrar agua subterránea, se determinó al correlacionar los *lineamientos gravimétricos* con las soluciones dadas por la deconvolución de Euler, el cual fue realizado con un índice estructural de 0 (valor usado para estimar la profundidad de estructuras alargadas como fallas y diques), y tamaño de celda y ventana de 100 y 20 m, respectivamente. En la Figura 5.7b se muestra lo descrito, donde se resalta en color rojizo, los lineamientos asociados a profundidades menores a 30 m, y que, por lo tanto, tienen

potencial para funcionar como zonas de recarga de agua subterránea. A estos lineamientos se les llama como *lineamientos gravimétricos superficiales*.

Es importante mencionar que varios de estos *lineamientos gravimétricos*, tanto superficiales como profundos, se encuentran localizados sobre fallas, fracturas, sinclinales, anticlinales y contactos geológicos, como se muestra en la Figura 5.7c. Lo mismo sucedió con la información magnética, por lo que también hay una correlación importante entre los datos magnéticos y gravimétricos. Esto indica que la información se acerca a lo que se observa en la naturaleza.

Se aplicaron continuaciones ascendentes a la primera derivada sobre la horizontal del RACB, para estimar a la profundidad que los *lineamientos gravimétricos* pueden alcanzar. La Figura 5.8, muestra continuaciones ascendentes de la 1ªDx del RACB a 250, 500, 1,000 y 1,500 m, y al igual que en la información magnética, se puede apreciar que estructuras asociadas a fracturas (correlacionar Figura 5.8f donde se muestran los lineamientos con la geología estructural, con el resto de la Figura 5.8 que muestra continuaciones ascendentes de la 1ªDx del RACB) tienden a desaparecer con la profundidad de la información, excepto las fracturas que se encuentran asociadas a los derrames basálticos y cuerpos intrusivos. Las fallas normales localizadas al E de la zona de estudio, también presentan una importante continuidad en la profundidad.

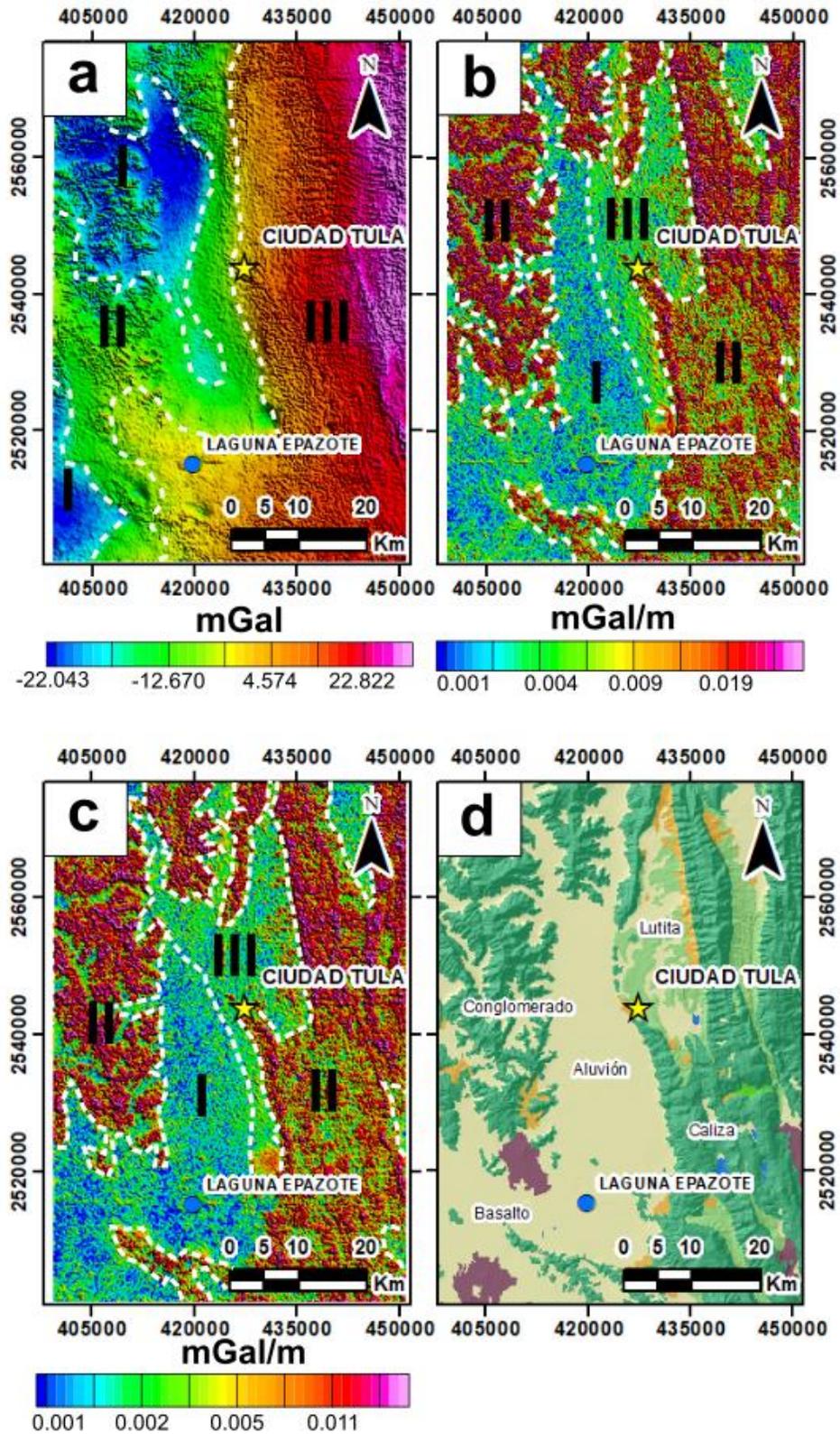
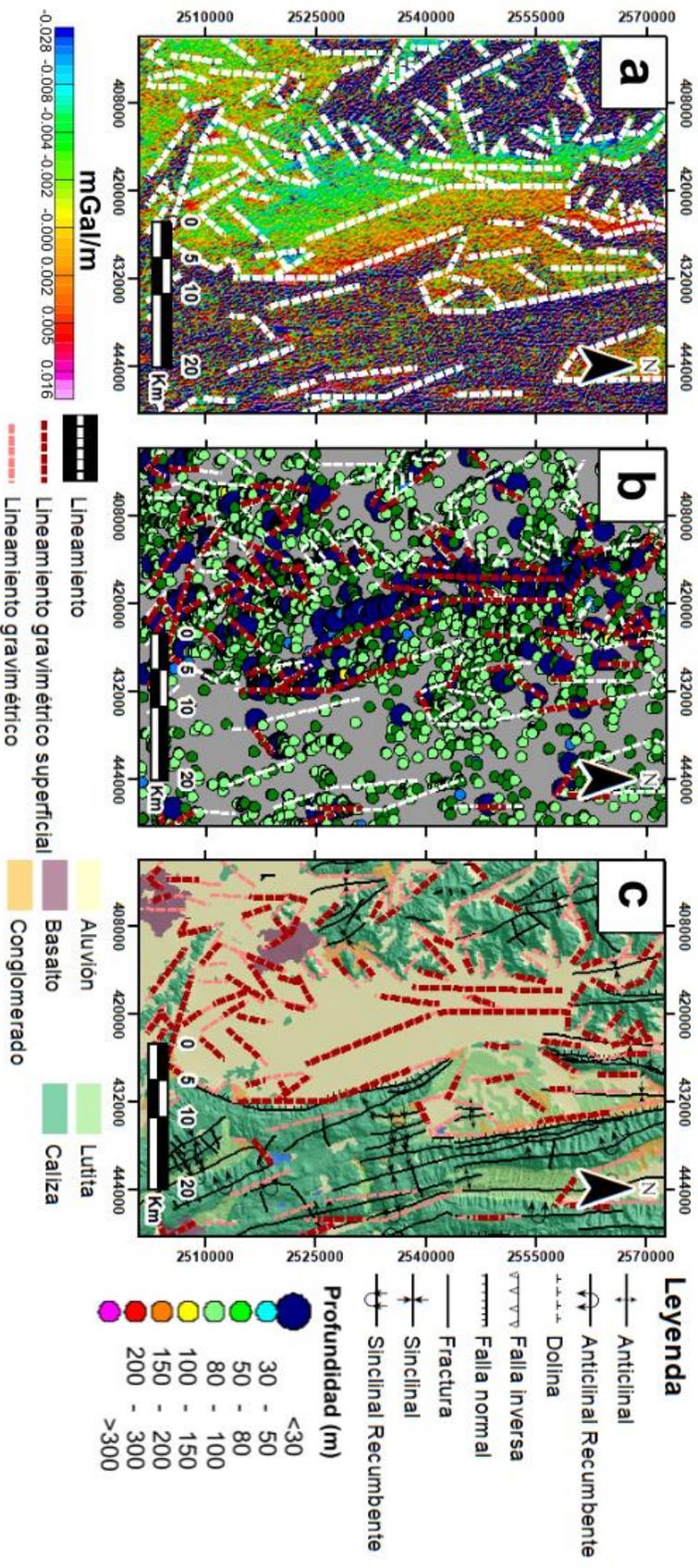


Figura 5.6. Dominios gravimétricos y su asociación geológica; a) RACB; b) Gradiente Horizontal del RACB; c) Señal Analítica del RACB; d) Marco geológico. La señal analítica y el gradiente horizontal del RACB, definen los cuerpos que generan los dominios gravimétricos mostrados en a).



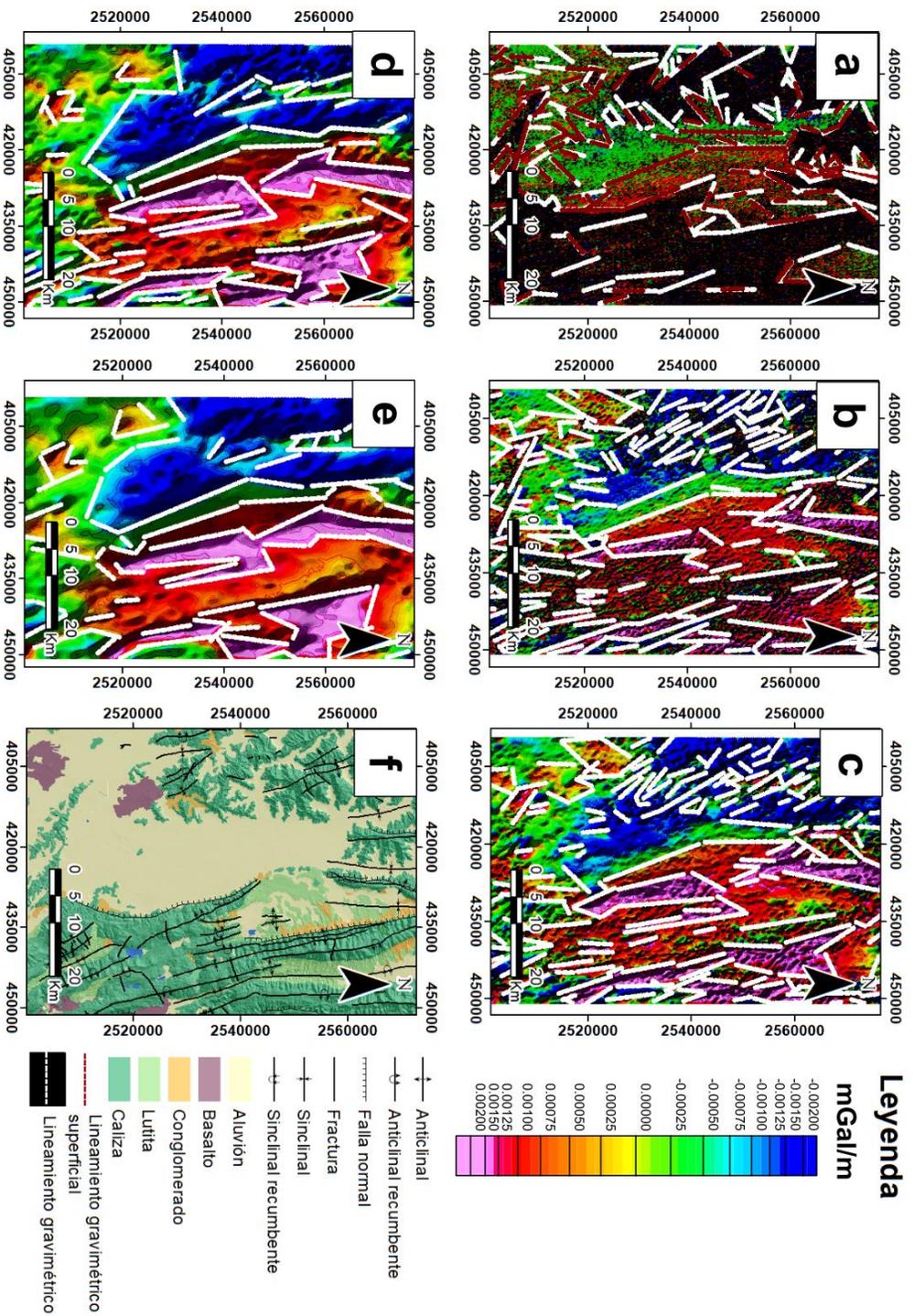


Figura 5.8. Continuación ascendente de la 1ªDx de la información gravimétrica, con el incremento de la continuación ascendente los lineamientos comienzan a desaparecer; a) 1ªDx del residual de la anomalía completa de Bouguer (RACB); b) 1ªDx del RACB y continuado ascendente 250 m; c) 1ªDx del RACB continuado ascendente 500 m; d) 1ªDx del RACB continuado ascendente 1,000 m; e) 1ªDx del RACB continuado ascendente 1,500 m; f) Marco geológico.

5.1.3 Sistema de flujo a partir de niveles piezométricos y geofísica potencial.

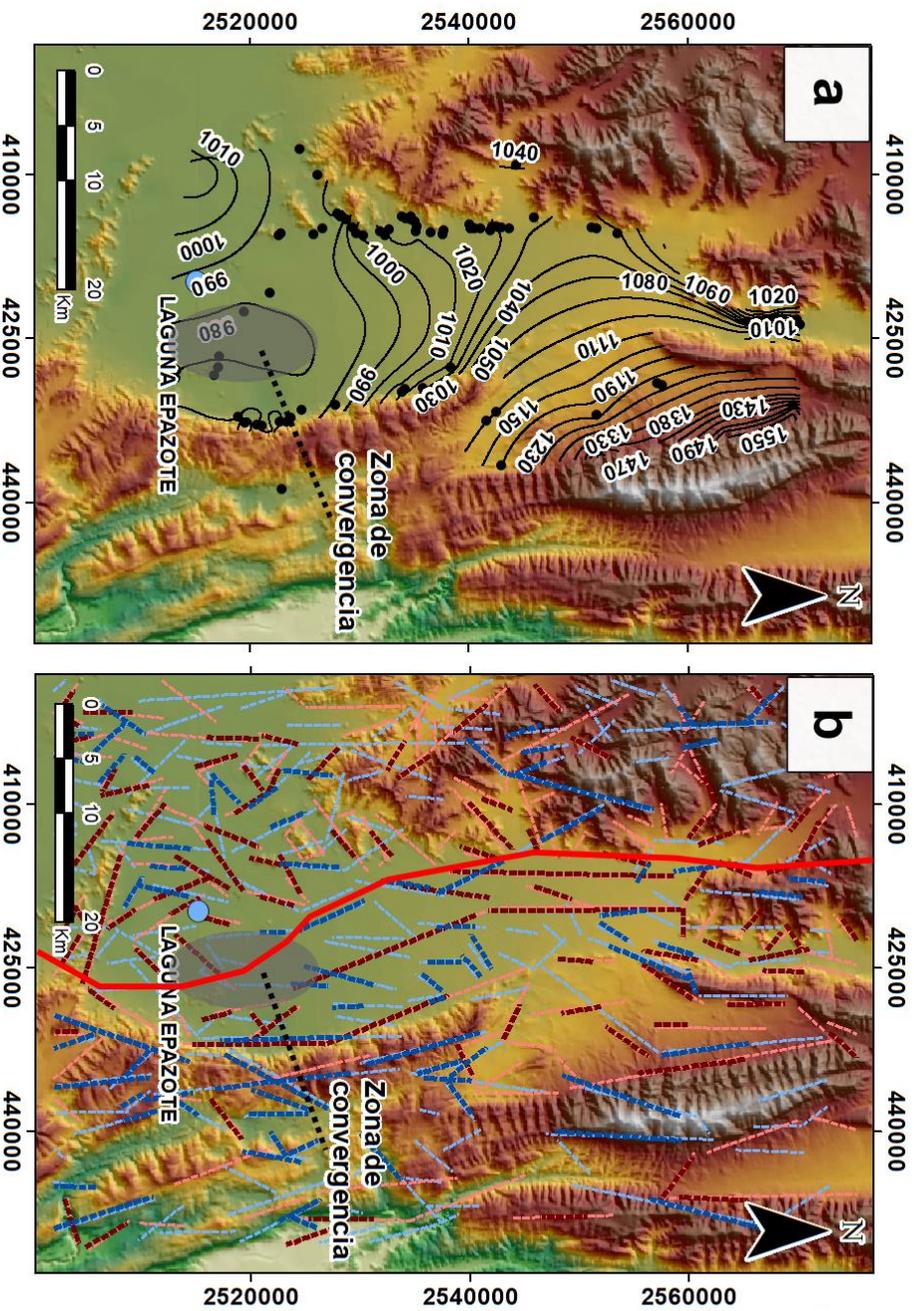
A partir de un sondeo de niveles piezométricos de 87 pozos de aprovechamiento de agua subterránea, realizado en el 2017 por la CONAGUA, se generaron isoclinas para conocer la dirección del flujo del agua subterránea. La Figura 5.9a, indica que el flujo va preferentemente de norte a sur, y que el agua se acumula en una zona de convergencia ubicada al centro sur de la zona de estudio.

Por otro lado, al localizar las estructuras definidas con geofísica potencial (magnetometría y gravimetría), sobre un mapa topográfico (Figura 5.9b), se aprecia que las estructuras tienen una dirección que va acorde a la dirección de flujo del agua subterránea. Cabe señalar que, al combinar la información magnética y gravimétrica, se puede observar dos direcciones de lineamientos preferenciales en el sitio que predominan en una región oeste y una este. En la Figura 5.9b, para denotar estas dos regiones, el área de estudio se divide por una línea de color rojo que va norte - sur. La región que se localiza al oeste del área de estudio, tiene una dirección preferencial de lineamientos N-S y NE-SW; mientras que la región al este, tiene una orientación preferencial de lineamientos N-S. En ambas regiones, los lineamientos geofísicos son consistentes con la geología estructural (fallas, fracturas, contactos geológicos, anticlinales y sinclinales).

Otro indicio que correlaciona la dirección de flujo del agua subterránea de acuerdo a los niveles piezométricos, con la dirección de los lineamientos geofísicos, se aprecia en la zona de convergencia (Figura 5.9a y b). En este sitio, donde de acuerdo a la piezometría el agua subterránea converge, también lo hacen algunos lineamientos geofísicos; hay que resaltar que, a su vez, esta zona de convergencia se encuentra a los límites del DAM III, como se aprecia en la Figura 5.2a, y que es interpretado como un cuerpo intrusivo, el cual genera un sistema de fracturas sobre el que detienen el flujo de agua subterránea causando su acumulación. Estas evidencias indican que el flujo del agua subterránea se encuentra bastante controlado por la dirección y forma de las estructuras geológicas del sitio.

La Figura 5.10 muestra un sistema de flujo de agua subterránea, que toma en cuenta al modelo piezométrico y geofísico de la Figura 5.9. A diferencia de lo

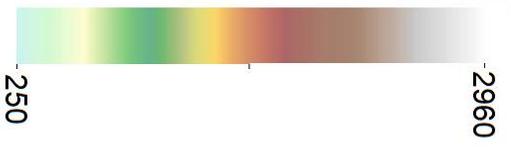
indicado en el modelo piezométrico, en este nuevo sistema de flujo el agua subterránea corre directamente desde la zona montañosa hacia el valle, con un viaje paralelo a la dirección de los lineamientos geofísicos. Una vez que se encuentra el agua subterránea en el valle, esta sigue su recorrido hacia el sur, hasta llegar a la zona de convergencia que se encuentra limitada por un cuerpo intrusivo. Este cuerpo ayuda a que el agua subterránea emerja y forme a la laguna Epazote y además indica la división del acuífero, ubicando a las muestras P03 y P04 en un sistema acuífero diferente.



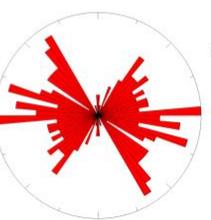
Legenda

- Lineamiento magnético superficial
- Lineamiento gravimétrico superficial
- Lineamiento gravimétrico
- Lineamiento magnético

Elevación (msnm)



Región oeste



Región este

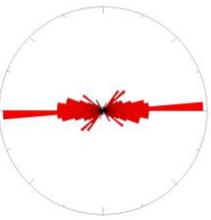


Figura 5.9. Información utilizada para la determinación del sistema de flujo de la zona acuífera de Tula, Tamaulipas; a) Isolinneas que indican la dirección de flujo del agua subterránea, calculado a partir de la interpolación de 87 pozos de aprovechamiento de agua subterránea (puntos de color negro); b) Lineamientos magnéticos y gravimétricos sobre mapa topográfico, la línea roja divide al área de estudio en dos zonas con diferente dirección preferencial de lineamientos geofísicos.

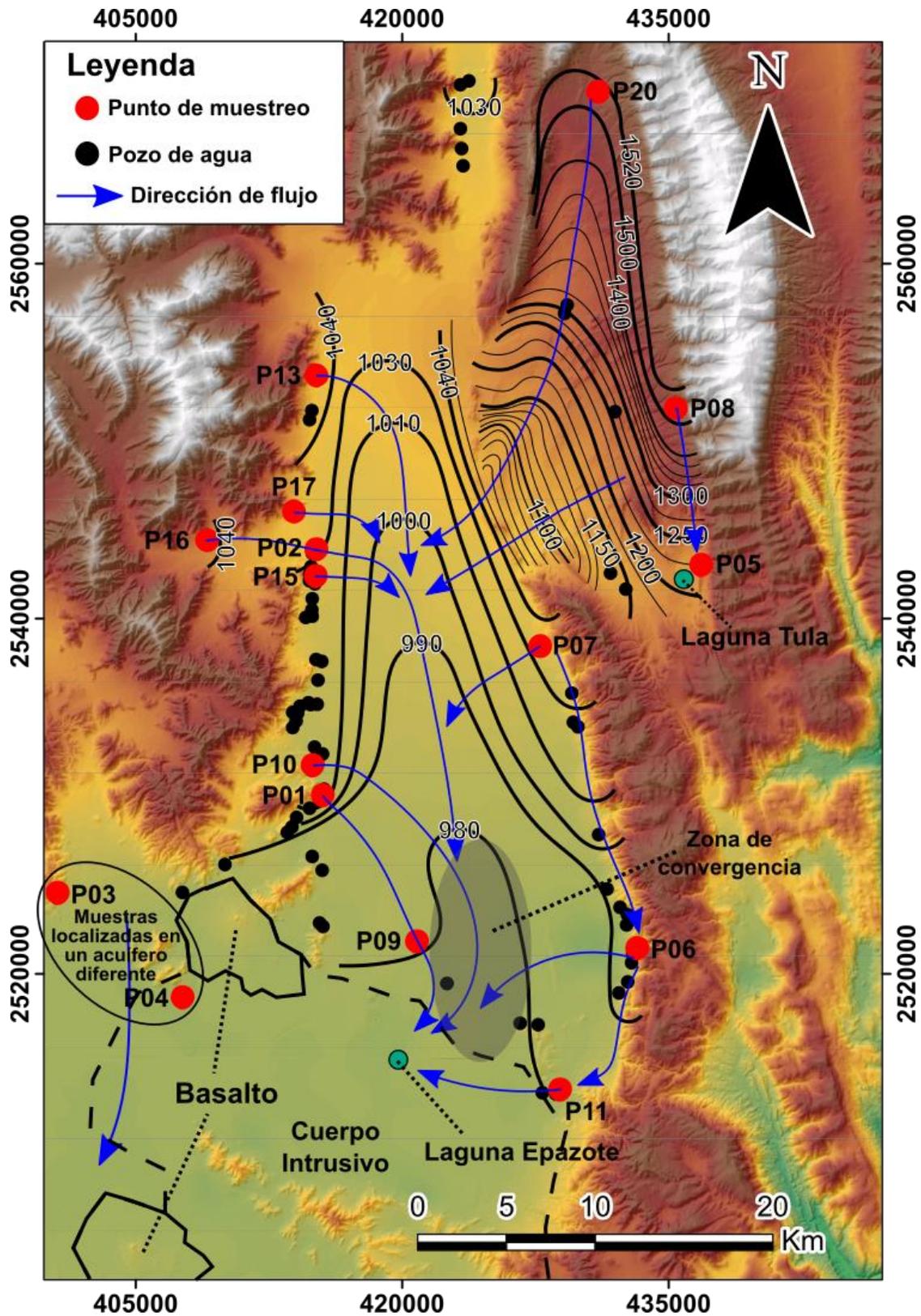


Figura 5.10. Sistema de flujo de agua subterránea en el área de estudio. Calculado a partir de la interpolación de 87 pozos de aprovechamiento de agua subterránea y de la orientación de las estructuras detectadas con geofísica potencial.

5.2 Química del agua subterránea de la zona acuífera de Tula, Tamaulipas.

En la Tabla 5.4, se muestran los resultados de la medición de parámetros fisicoquímicos y concentración iónica, así como el nivel piezométrico y el tipo de agua al que corresponde cada muestra. El cálculo de alcalinidad se hizo mediante la técnica de Gran, como se mencionó en la metodología, estos resultados se presentan en el Anexo I. La mayoría de muestras de agua subterránea, presentan un error menor al 10 %, el cual es aceptable para estudios hidrogeoquímicos a nivel regional (Sirshendu De y Abhijit Maiti, 2012; R. David y Pyne, 2017); por otro lado, las muestras P03 y P04 presentan errores por encima de este valor, sin embargo, se considera que se debe a la falta de medición de algún ion importante. La muestra P13 muestra un error significativo, por lo que su información se limitó a interpretaciones cualitativas.

Como primera observación, en la Tabla 5.4 se resalta en negritas las muestras P03 y P04, las cuales presentan una composición química bastante diferente al resto de las muestras. Esto se aprecia principalmente en la alta concentración de todos sus iones con respecto a las demás muestras (en especial el SO_4^{2-}) y por ende su alta Conductividad Eléctrica (CE), así como también una alta temperatura (T) que llega hasta los 36 °C. Estos resultados sugieren que estos dos puntos de muestreo se encuentran localizados en un medio acuífero diferente.

Por otro lado, la familia de agua predominante en la zona de estudio es sulfatada cálcica, lo que podría indicar un aporte importante de agua subterránea de la Formación Guaxcamá (constituida principalmente por yesos), solo las muestras P05, P10 y P17 difieren del resto de las muestras al ser carbonatadas cálcicas.

La Figura 5.11 se presentan las muestras graficadas en el diagrama de Piper (Piper, 1944). En este diagrama se aprecia, al igual que en la Tabla 5.4, la familia de agua a la cual pertenece cada muestra. De nuevo se observa que todas ellas pertenecen a la familia sulfatada cálcica, excepto por las muestras P05, P10 y P17 que son carbonatadas cálcicas. En el diagrama de Piper también se pueden apreciar ciertos procesos hidrogeoquímicos, la flecha azul indica solución de carbonatos que

evoluciona a solución de yesos; la flecha anaranjada indica procesos de mezcla, los cuales se dan hacia la muestra P09 y entre las muestras P08, P13 y P20, y las muestras P03 y P04, estas dos últimas consideradas en un sistema acuífero diferente debido a su composición química particular.

En la Figura 5.12, se muestra el diagrama de Mifflin (1988). En este diagrama se categorizan las muestras de agua en tres diferentes flujos de acuerdo al contenido iónico que poseen, presentándose así muestras que caen dentro del flujo local, intermedio o regional. De acuerdo a Mifflin, el agua de flujo local es agua con poca evolución y por ende de reciente infiltración; el flujo intermedio presenta un agua químicamente más evolucionada, lo que indica un mayor tiempo de residencia en el subsuelo e interacción con el medio geológico, así como a un agua que se encuentra a mayor profundidad; por último, el flujo regional se caracteriza por presentar agua donde la composición química del agua aumenta a tal punto de poder llegar a la saturación y precipitación de minerales. Por lo tanto, de acuerdo a lo mencionado anteriormente, este diagrama es útil para representar la evolución del agua subterránea de acuerdo a la secuencia de Chevotareb (1955) o al sistema de flujo propuesto por Tóth (1999).

El diagrama de Mifflin (Figura 5.12), muestra que la mayoría de las muestras se encuentran dentro del flujo local, las muestras P08, P11, P13 y P20 pertenecen a un flujo intermedio y las muestras P03, P04 y P09 son de flujo regional. Sin embargo, hay que recordar que se habla de un acuífero kárstico, donde la conductividad hidráulica en rocas calcáreas puede llegar a ser de hasta 10^{-3} m/s (Ford y Williams, 2007) y en el cual el marco tectónico de la SMO juega un papel importante en el flujo del agua subterránea, lo que tiene el potencial de permitir que el agua de recarga se mueva rápidamente a zonas más profundas, así como también facilita la mezcla de agua subterránea.

Tabla 5.4. Parámetros fisicoquímicos y concentración iónica de las muestras de agua subterránea (Parte 1).

Muestra	Piezometría (m.s.n.m.)	Profundidad (m)	Altura (m.s.n.m.)	T (°C)	CE (µS/cm)	En (mV)	pH	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Si ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)
P01	1006	61.5	1067.7	30	842	447	8.8	190.5	0.4	21.7	12.6	350	6.4	117
P02	1031	124	1155.6	26.5	903	286	8.5	170.8	0.4	19.5	13.6	227	6.2	108.8
P03	1072	87	1159	36	2170	290	6.9	161	2	450.1	53.4	2210	10.2	303.4
P04	1023	35.5	1058.5	28	2300	279	7	42.7	4.5	415.9	99.7	3699	34.1	471.7
P05	1221	59	1280.6	22.7	827	445	7.6	368	0.1	30	4.5	91.4	10.4	112.7
P06	985	100	1085.5	25	850	277	6.9	164.2	0.4	4.3	4	315	4.9	148.5
P07	1031	92.3	1124	20.9	1330	210	6.8	170.8	0.8	8.3	1.1	593	6.3	204.7
P08	1512	64.4	1576.9	20.8	1214	428	7.3	292.7	0.4	54.9	2.3	376	9	99.1
P09	982	75	1057.8	30.3	2580	302	6.7	148.8	2.6	202.5	49	1545	12.7	411.9
P10	1019	71.3	1090.3	26.7	820	363	7.1	305.5	0.5	25.4	6.6	421	4.6	121.9
P11	988	74.8	1062.8	29	1390	325	6.8	122.2	1	83.7	2.3	737	5.5	266.8
P12	1148	68.8	1217	23.9	633	329	7.1	-	-	-	-	-	-	-
P13	1042	140	1182	27.7	714	396	7.1	144.57	0.58	14.3	14.1	176	6.9	216.3
P15	1025	92.07	1117	21.3	740	439	7.5	270.6	0.61	14.8	0.6	220	>I.d.	104
P16	1041	232	1273	21.4	710	441	7.3	269.3	0.69	11.9	0.4	205	>I.d.	100.8
P17	1038	138	1176	21.6	720	434	7.4	273	0.62	16.8	0.7	185	>I.d.	96
P20	1519	50.5	1596.5	21.7	1140	397	7.2	442.4	0.64	59.5	0.6	295	>I.d.	108

Las muestras P03 y P04 (en negritas) presentan una composición química bastante diferente al resto de las muestras, lo que sugiere que son puntos de muestreo localizados en otro sistema acuífero. La muestra P12 fue dañada y no se logró hacer de nuevo un muestreo del sitio, por lo que no se cuenta con su composición química, solo con los parámetros fisicoquímicos que se midieron en campo. *STD = Sólidos Totales Disueltos. >I.d. = menor al límite de detección.

Tabla 5.4. Parámetros fisicoquímicos y concentración iónica de las muestras de agua subterránea (Parte 2).

Muestra	K ⁺ (mg/L)	Fe ²⁺ (mg/L)	Li ¹⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	Pb ²⁺ (mg/L)	Si ²⁺ (mg/L)	Zn ²⁺ (mg/L)	STD* (mg/L)	Σ aniones (meq/L)	Σ cationes (meq/L)	Error (%)	Familia de Agua
P01	1.8	0.056	0.019	39.1	11.9	>l.d.	2.3	0.09	755.08	-11.26	10.61	2.9	Ca-SO ₄
P02	1.8	0.02	0.017	35.6	17.2	>l.d.	2.2	0.04	603.89	-8.32	10.1	9.6	Ca-SO ₄
P03	9.6	0.029	0.22	83.9	97.6	>l.d.	5.3	0.05	3387.63	-62.32	28.16	37.7	Ca-SO₄
P04	63.2	0.06	0.61	184.6	245.6	0.021	8.3	0.485	5270.87	-91.29	56.19	23.7	Ca-SO₄
P05	2	0.004	0.05	15.3	33	>l.d.	1.3	0.04	669.46	-8.86	9.9	5.5	Ca-HCO ₃
P06	1.2	0.009	0.02	21.9	4	>l.d.	2.1	0.017	671.16	-9.46	10.18	3.6	Ca-SO ₄
P07	2.1	0.01	0.32	53.8	11.1	>l.d.	5.5	0.03	1058.16	-15.44	16.22	2.4	Ca-SO ₄
P08	9.2	0.004	0.33	45.7	138	>l.d.	3.4	0.16	1032.55	-14.25	16.38	6.9	Ca-SO ₄
P09	13.2	0.17	>l.d.	133.3	114.3	>l.d.	6.8	0.013	2641.93	-41.27	38.86	2.9	Ca-SO ₄
P10	1.73	0.003	>l.d.	42.3	11.9	0.005	2.4	0.004	945.17	-14.64	10.86	14.8	Ca-HCO ₃
P11	2.6	0.011	0.315	64.7	17.4	0.007	3.7	-	1307.47	-19.80	20.34	1.3	Ca-SO ₄
P12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P13	12.9	0.008	>l.d.	117.6	295.3	0.007	8.8	0.47	1029.18	-6.71	23.34	55.34	Ca-SO ₄
P15	2	0.12	>l.d.	42.4	14	>l.d.	2	0.06	671.33	-9.47	9.39	0.44	Ca-SO ₄
P16	1.1	0.1	>l.d.	43.9	13	0.04	1.5	>l.d.	647.88	-9.06	9.27	1.15	Ca-SO ₄
P17	1.8	0.1	>l.d.	39.4	14	>l.d.	1.4	0.08	629.13	-8.84	8.72	0.67	Ca-HCO ₃
P20	6.2	>l.d.	>l.d.	58	103	>l.d.	3.3	>l.d.	1076.96	-15.11	14.88	0.8	Ca-SO ₄

Las muestras P03 y P04 (en negritas) presentan una composición química bastante diferente al resto de las muestras, lo que sugiere que son puntos de muestreo localizados en otro sistema acuifero. La muestra P12 fue dañada y no se logró hacer de nuevo un muestreo del sitio, por lo que no se cuenta con su composición química, solo con los parámetros fisicoquímicos que se midieron en campo. *STD = Sólidos Totales Disueltos. >l.d. = menor al límite de detección.

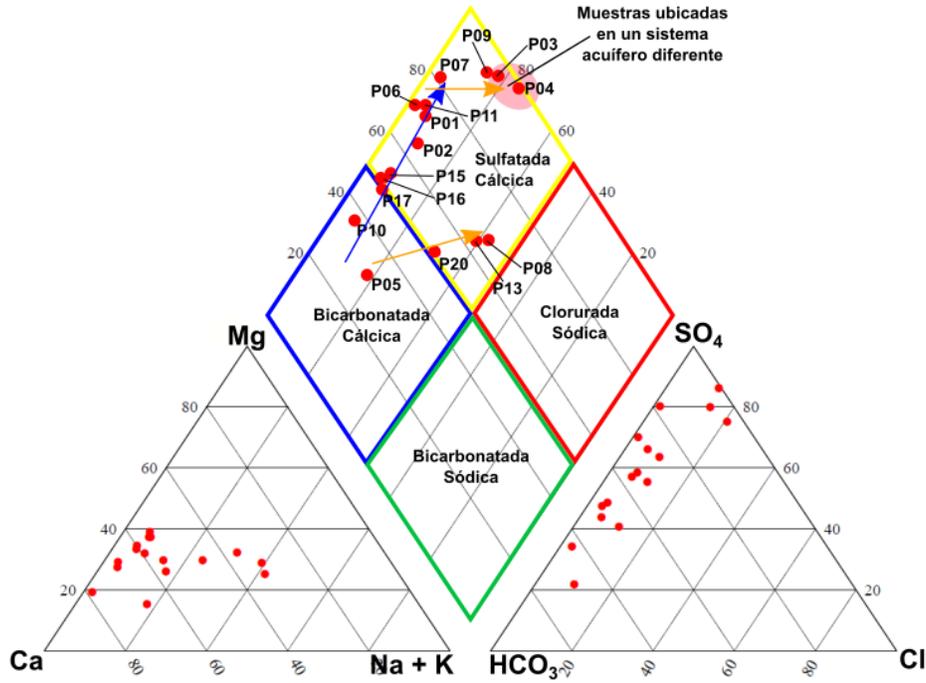


Figura 5.11. Diagrama de Piper. La flecha azul indica solución de carbonatos con evolución a solución de sulfatos, las flechas naranjas indican procesos de mezcla.

Teniendo en cuenta esto, y relacionando el diagrama de Mifflin (1988) con el diagrama de Piper (Figura 5.11), se puede apreciar que las muestras que se encuentran en un flujo intermedio (P08, P13 y P20) son las mismas que presentan procesos de mezcla en el diagrama de Piper, pero con una baja salinidad. Lo mismo sucede para las muestras en flujo regional (P03, P04 y P09), procesos de mezcla, pero, con una alta salinidad. Esto es un buen indicador de la existencia de conectividad hidráulica entre puntos de muestreo.

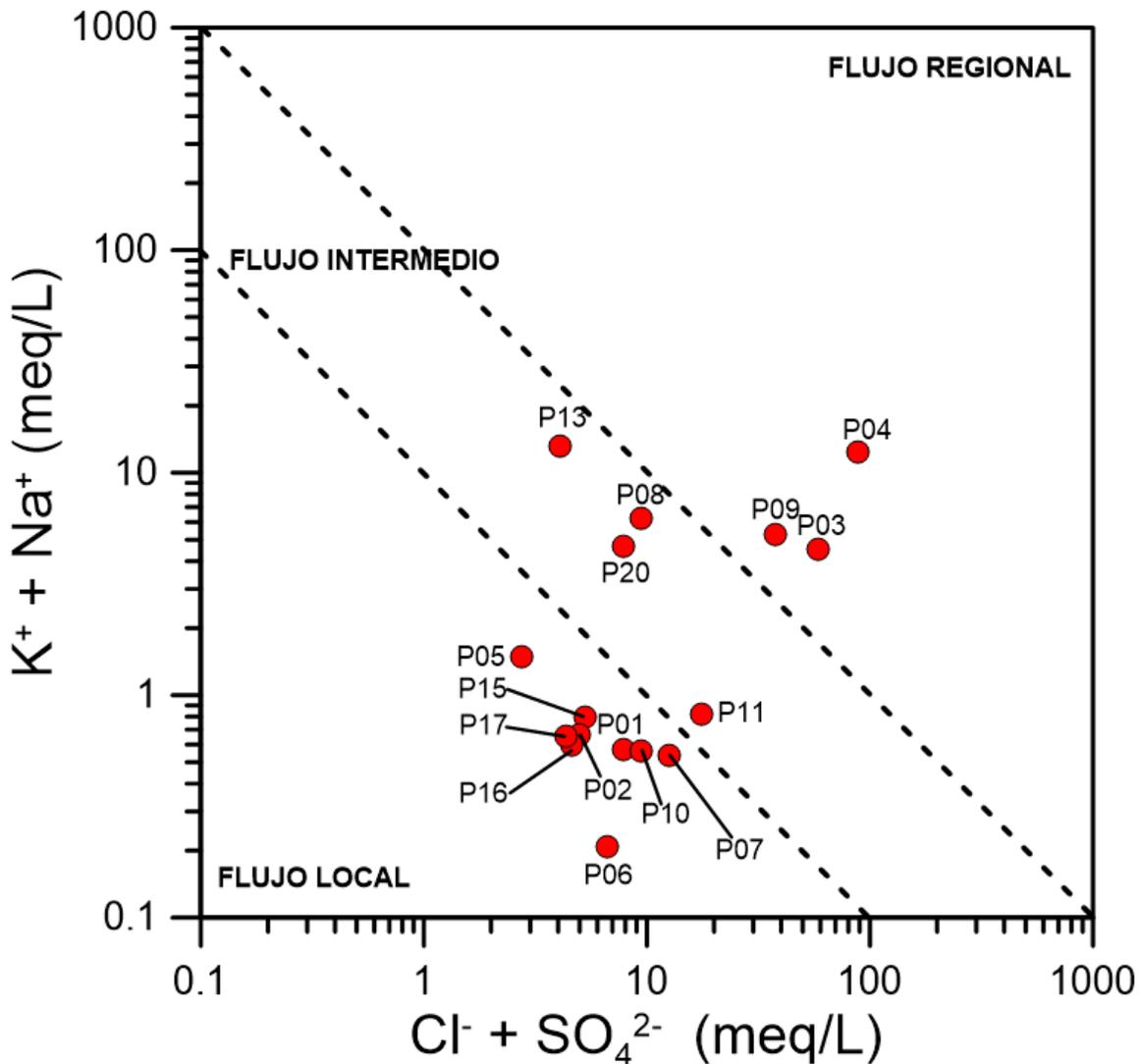


Figura 5.12. Diagrama de Mifflin. Las muestras localizadas en el flujo intermedio y regional son las mismas que presentan mezcla de agua subterránea en el diagrama de Piper, lo que indica una posible conectividad hidráulica entre muestras de agua subterránea.

De acuerdo al diagrama de Gibbs (Figura 5.13), se identifican los procesos que predominan en las muestras de agua subterránea, ya sea que presenten precipitación atmosférica, interacción agua – roca o evaporación – cristalización (Gibbs, 1970). Se aprecia que las muestras P09 y P11 presentan procesos de evaporación – cristalización. Estas dos muestras (P09 y P11), se encuentran localizadas cerca de la laguna Epazote, donde se presenta una rápida evaporación que genera depósitos de yeso a los alrededores de la laguna (SGM, 2006).

El diagrama de Gibbs (1970) también muestra que los puntos de muestreo P03 y P04, presentan procesos de evaporación – cristalización, pero en este caso, la relación de Sólidos Totales Disueltos (TDS) vs $Cl/(Cl+HCO_3)$ es bastante diferente al resto de las muestras, lo que es un indicio más para considerar a estas dos muestras (P03 y P04), como muestras que se encuentran en un sistema acuífero diferente. El resto de las muestras de agua subterránea presentan procesos de interacción agua – roca. Estas mismas características son reportadas por Moran-Ramírez et al. (2018), quien estudia muestras de agua subterránea en la Huasteca Potosina, zona bastante cercana al área de estudio de este trabajo.

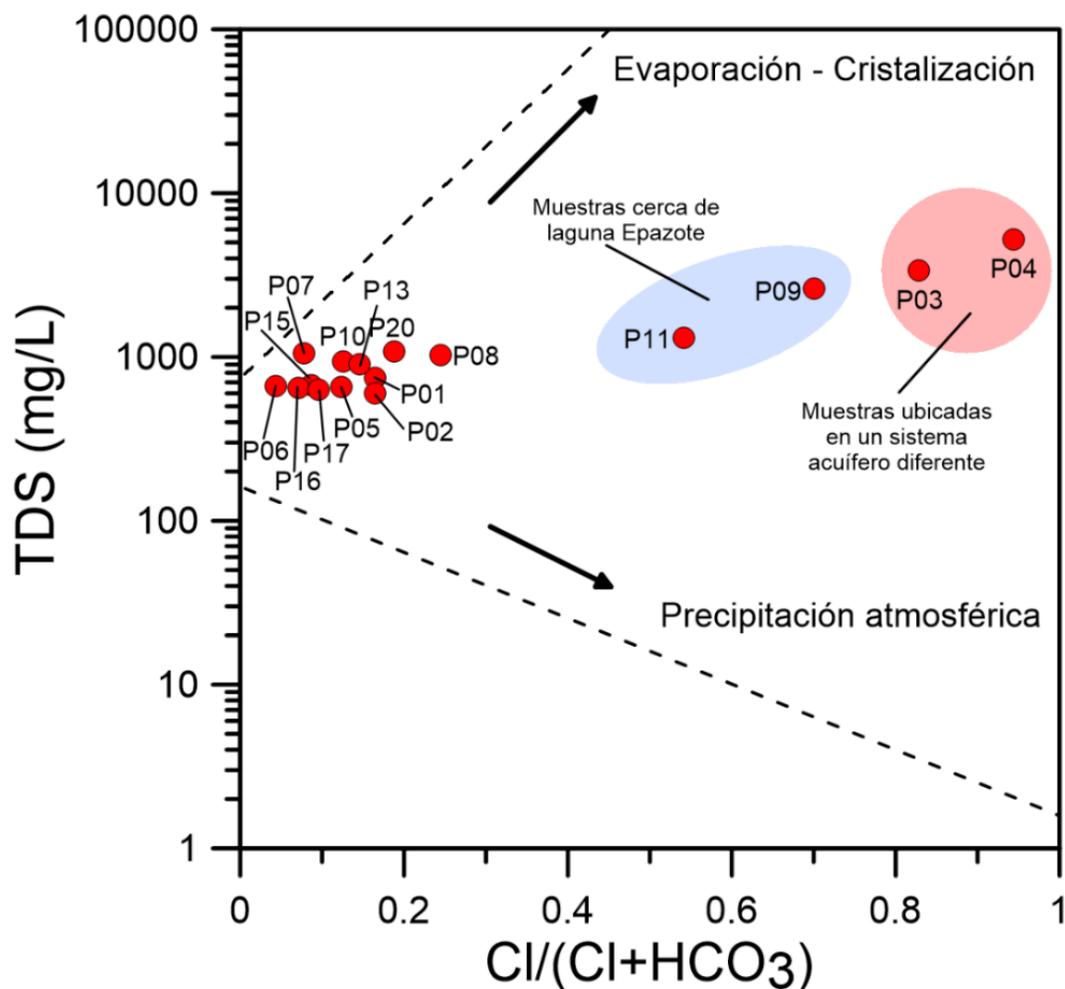


Figura 5.13. Diagrama de Gibbs. La interacción agua – roca predomina en el agua subterránea de la zona de estudio. Las muestras P03, P04, P09 y P11 presentan procesos de Evaporación – Cristalización, sin embargo, P03 y P04 se estima que pertenecen a un sistema acuífero diferente por su composición tan diferente al resto de las muestras.

El diagrama de dispersión $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (Figura 5.14), ayuda a definir los materiales en los cuales se encuentra interaccionando las muestras de agua subterránea (Gaillardet et al., 1999). Se puede apreciar que la mayoría de las muestras se encuentran cercanas a la zona de rocas carbonatadas, lo que podría indicar una ligera interacción con un medio acuífero profundo (yesos de la Formación Guaxcamá). Las muestras P05, P08 y P20, se encuentran en la zona de lluvia, lo que indica que es agua subterránea con poca evolución, por lo que podría interpretarse que se ubican en una zona de recarga. A pesar de que estas muestras se encuentran en el diagrama de Mifflin dentro del flujo intermedio (Figura 5.12), hay que recordar que también circulan en un medio de baja permeabilidad y se localizan bastante cerca de una falla importante (Figura 1.5). Además, las muestras P05, P08 y P20 presentan procesos de mezcla de acuerdo al diagrama de Piper (Figura 5.11), lo que nos indica que las estructuras presentes en el sitio juegan un papel importante en la zona, ya que recargan rápidamente el agua a un medio profundo generando una mezcla de agua subterránea. Por otro lado, la muestra P13 se acerca bastante a la zona de evaporitas en el diagrama de dispersión $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, lo que podría indicar una fuerte interacción con un medio profundo a través de alguna falla o fractura, como serían los yesos de la Formación Guaxcamá que subyacen a los carbonatos de la Formación El Abra.

Las muestras P03 y P04, como se ha discutido anteriormente, se consideran pertenecientes a un sistema acuífero diferente, y solo se cuenta con estas dos muestras de ese acuífero. El que no se pueda definir la procedencia de las muestras P03, P04, P09 y P11, es debido a que como se mostró en el diagrama de Piper, su composición química es el producto de la mezcla de varios sistemas de flujo de agua subterránea.

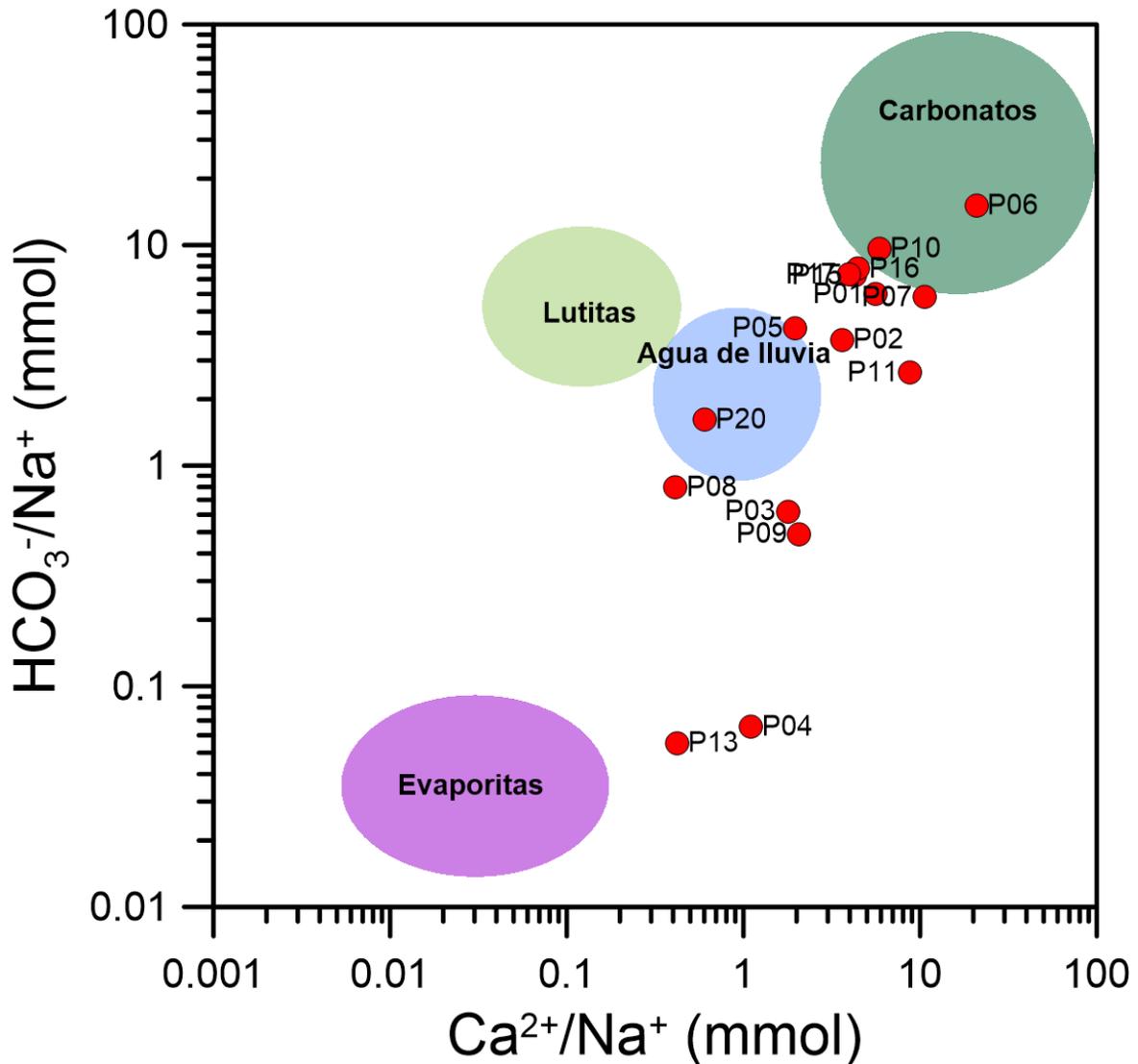


Figura 5.14. Diagrama de dispersión $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, donde se define la procedencia de las muestras de agua subterránea. La mayoría de las muestras se encuentran muy cercanas a los carbonatos. Las muestras dentro de la zona de agua de lluvia, indican posibles zonas de recarga de agua subterránea (ver discusión). Muestras P09 y P11 son mezclas de diferentes aguas (se encuentran cercanas a la zona de convergencia) por lo que no se define su procedencia.

También se calcularon los Índices de Saturación (IS) en el software PRHEEQC 3.0 (Parkhurst y Appelo 1999), de los principales minerales que se encuentran presentes en la zona de estudio (Krienen et al., 2017; Moran-Ramírez et al., 2018), esto con el fin de conocer si las condiciones del agua subterránea en el punto de muestreo diluyen o precipitan el mineral en cuestión, o si se encuentran en estado de equilibrio. La Tabla 5.5 muestra estos resultados, donde los valores positivos indican

sobresaturación o que el mineral tiende a precipitar y los valores negativos indican subsaturación, o que los minerales se encuentran en disolución. Si el IS de los minerales se encuentran en una franja comprendida entre ± 0.05 , se considera que el mineral se encuentra en equilibrio (Jenne et al., 1980).

Tabla 5.5. Índices de saturación de los principales minerales presentes en la zona de estudio.

Muestra	IS anhidrita	IS aragonita	IS calcita	IS dolomita	IS fluorita	IS yeso
P01	-0.28	1.43	1.57	3.05	-1.7	-1.03
P02	-1.48	1.12	1.27	2.41	-1.65	-1.19
P03	-0.4	-0.19	-0.05	-0.3	-0.38	-0.21
P04	-0.23	-0.65	-0.51	-1.11	0.44	0.05
P05	-1.85	0.62	0.77	0.99	-2.35	-1.52
P06	-1.23	-0.28	-0.13	-0.76	-1.56	-0.93
P07	-0.99	-0.37	-0.22	-0.75	-0.84	-0.64
P08	-1.43	0.08	0.23	0.41	-1.65	-1.08
P09	-0.44	-0.29	-0.15	-0.43	0.09	-0.2
P10	-1.23	0.01	0.15	0.18	-1.49	-0.95
P11	-0.77	-0.3	-0.16	-0.58	-0.7	-0.51
P13	-1.48	-0.53	-0.39	-0.66	-1.3	-1.2
P15	-1.57	0.26	0.41	0.73	-1.35	-1.22
P16	-1.6	0.06	0.2	0.34	-1.25	-1.26
P17	-1.65	0.15	0.3	0.51	-1.36	-1.31
P20	-1.5	0.15	0.29	0.62	-1.37	-1.16

La Figura 5.15 muestra los IS de los minerales aragonita, calcita, anhidrita, yeso, fluorita y dolomita vs el pH de cada muestra. Se puede apreciar el papel importante que juega el pH en el equilibrio de los minerales carbonatados (Figura 5.15a, b y f), donde los pH < a 7.3 disuelven estos minerales, lo que sucede para las muestras P03, P04, P06, P07, P09, P10, P11 y P13; por arriba de este pH las muestras se

encuentran saturadas en estos minerales por lo que tienden a precipitarlos. Los minerales de anhidrita, yeso y fluorita (Figura 5.15c, d, y e), se encuentran en disolución, y esto es directamente proporcional al pH.

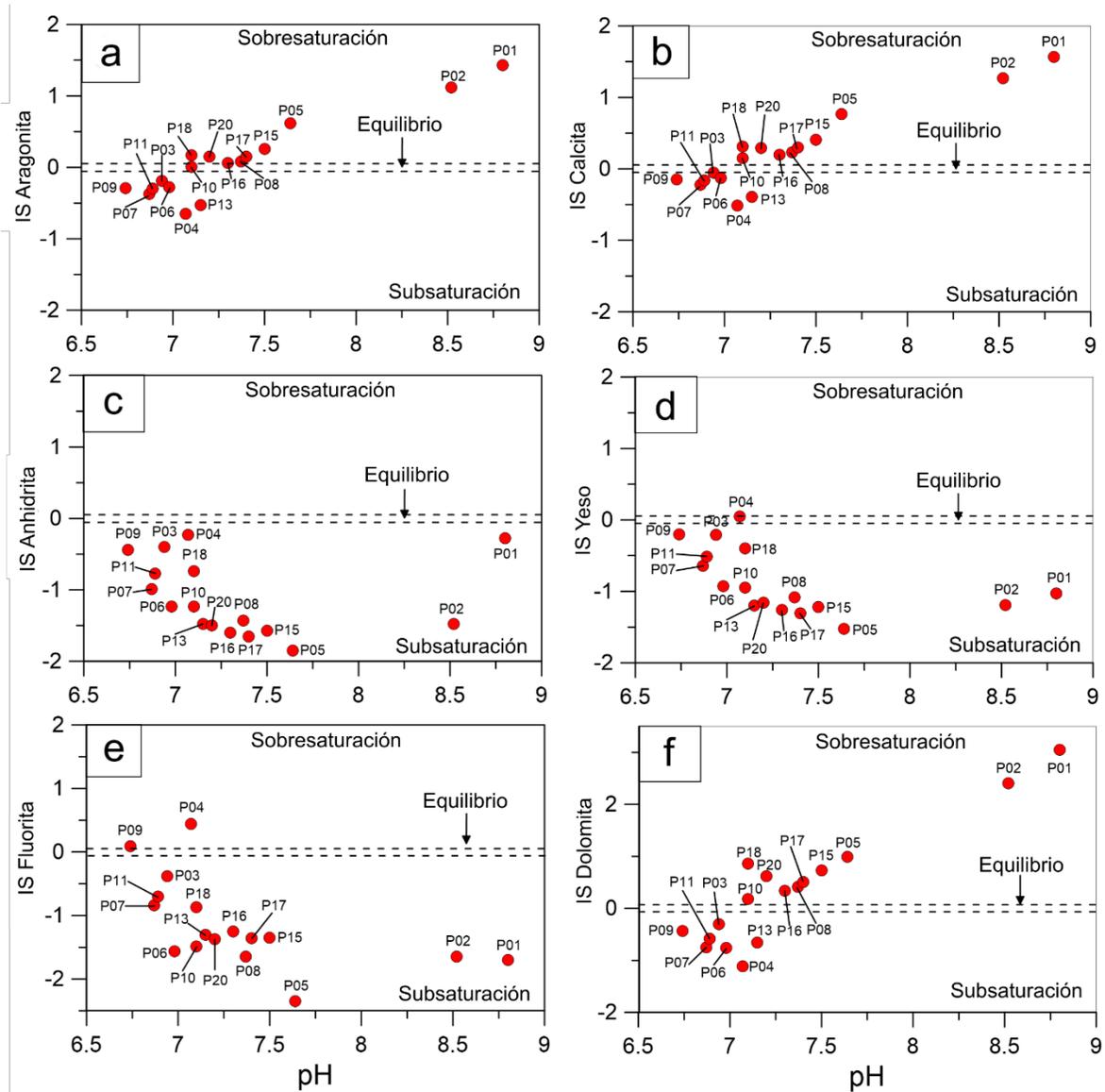


Figura 5.15. Índices de Saturación (IS) vs pH. a) IS aragonita; b) IS calcita; c) anhidrita; d) yeso; e) fluorita; f) dolomita. Para los minerales carbonatados el pH es directamente proporcional a la sobresaturación, mientras que el pH de los minerales de anhidrita, yeso y fluorita es directamente proporcional a la subsaturación.

5.3 Isótopos estables de ^2H y ^{18}O .

La Tabla 5.6 muestra la concentración de Deuterio y ^{18}O de 7 muestras de agua subterránea. En la Figura 5.16 se grafican estos datos y se comparan respecto con la Línea Meteorica Global (LMG) establecida por Roback et al. (2001) y con la Línea Meteorica Local para San Luis Potosí (LML SLP) obtenida de Carrillo-Rivera et al. (2007). En la Figura 5.16, se aprecia que las muestras P01, P02, P07, P09 y P11 se encuentran sobre la LML SLP, y su relación Deuterio vs ^{18}O aumenta de acuerdo a la evolución del agua como se mostró en el diagrama de Mifflin (1988) (Figura 5.12).

Es importante mencionar que las muestras P09 y P11 muestran una ligera inclinación lo que indicaría proceso de evaporación, lo que es consistente con el diagrama de Gibbs (1970) (Figura 5.13), lo mismo ocurre con las muestras P05 y P08, que se encuentran dentro de la zona de evaporación, sin embargo, esto no se aprecia en el diagrama de Gibbs mostrado anteriormente.

Tabla 5.6. Concentración de Deuterio y Oxígeno 18.

Muestra	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
P01	-64.8	-9.5
P02	-64.9	-9.52
P05	-37.6	-5.32
P07	-65.7	-9.77
P08	-63.8	-8.84
P09	-58.1	-8.63
P11	-62.9	-9.19

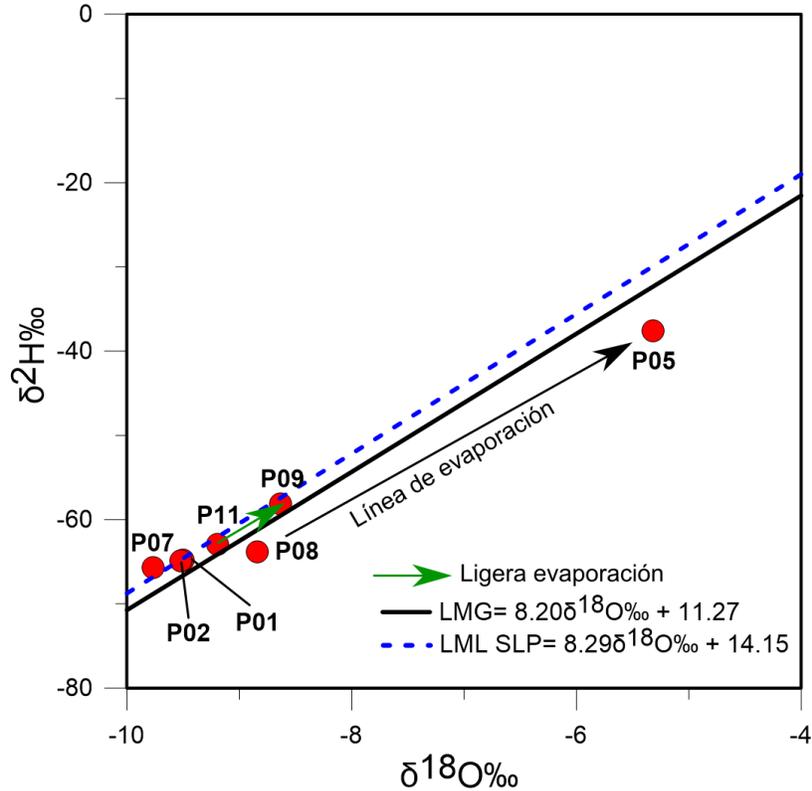


Figura 5.16. Relación entre isotopos de Deuterio y ^{18}O , y las Líneas Meteóricas Global (Roback et al. 2001) y Meteórica Local de San Luis Potosí (Carrillo-Rivera et al. 2007).

5.4 Correlación de datos geofísicos, hidrogeoquímicos e isotópicos, para la comprensión del sistema acuífero de Tula, Tamaulipas.

De acuerdo a la metodología propuesta denominada GHIF, la integración de los resultados Geofísicos, Hidrogeoquímicos, Isotópicos y Fisicoquímicos, es usado para la determinación de zonas de recarga, definición de sistemas de flujo y zonas de descarga. En los apartados posteriores se define cada uno de estos tres elementos que definen al sistema acuífero del municipio de Tula, Tamaulipas.

5.4.1 Zonas de recarga de agua subterránea.

Las zonas de recarga fueron definidas relacionando las estructuras superficiales que fueron establecidas con geofísica potencial y la composición química, fisicoquímica e isotópica del agua subterránea, ya que el acercamiento de una

estructura con porosidad y permeabilidad a la superficie, no es del todo indicador de recarga de agua subterránea.

Las características de una muestra de agua subterránea de reciente infiltración es que sea bicarbonatada, que tenga una baja CE y pH, que presente condiciones oxidantes y que su composición isotópica sea similar a la LML de la zona de estudio (Chebotarev, 1955; Tóth, 1999). Por otro lado, las estructuras identificadas con geofísica potencial no deben de encontrarse a más de 30 m de profundidad. Si un sitio cumple con estas características, se le considera zona de recarga de agua subterránea.

Las Figuras 5.17 y 5.18 muestran los parámetros Fisicoquímicos e Hidrogeoquímicos, en diagramas de Stiff (1951), respectivamente, comparados con información geofísica relevante (lineamientos superficiales, dominios gravimétricos y continuación ascendente a 1,500 m). Para facilitar la descripción de los resultados, se hablará de 4 diferentes zonas de muestreo que se encuentran compuestas por ciertas muestras de agua. Zona de muestreo A: P01, P02, P10, P13, P15, P16 y P17 (oeste); Zona de muestreo B: P05, P08, P12 y P20 (noreste); Zona de muestreo C: P06, P07 y P11 (sureste); y Zona de muestreo D: P03, P04 y P09 (sur).

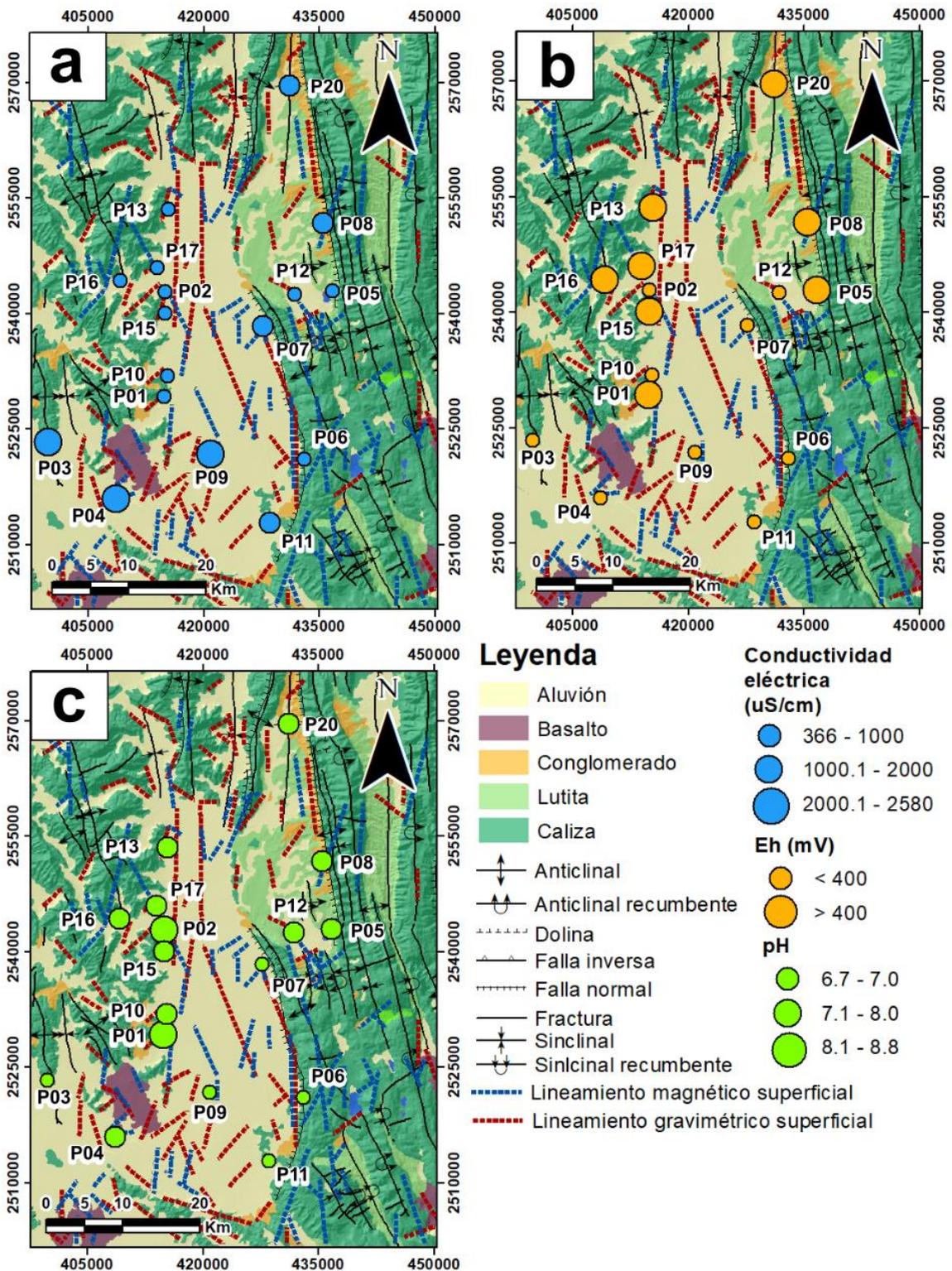


Figura 5.17. Correlación entre parámetros fisicoquímicos y lineamientos superficiales. a) Conductividad eléctrica; b) Potencial REDOX; c) pH.

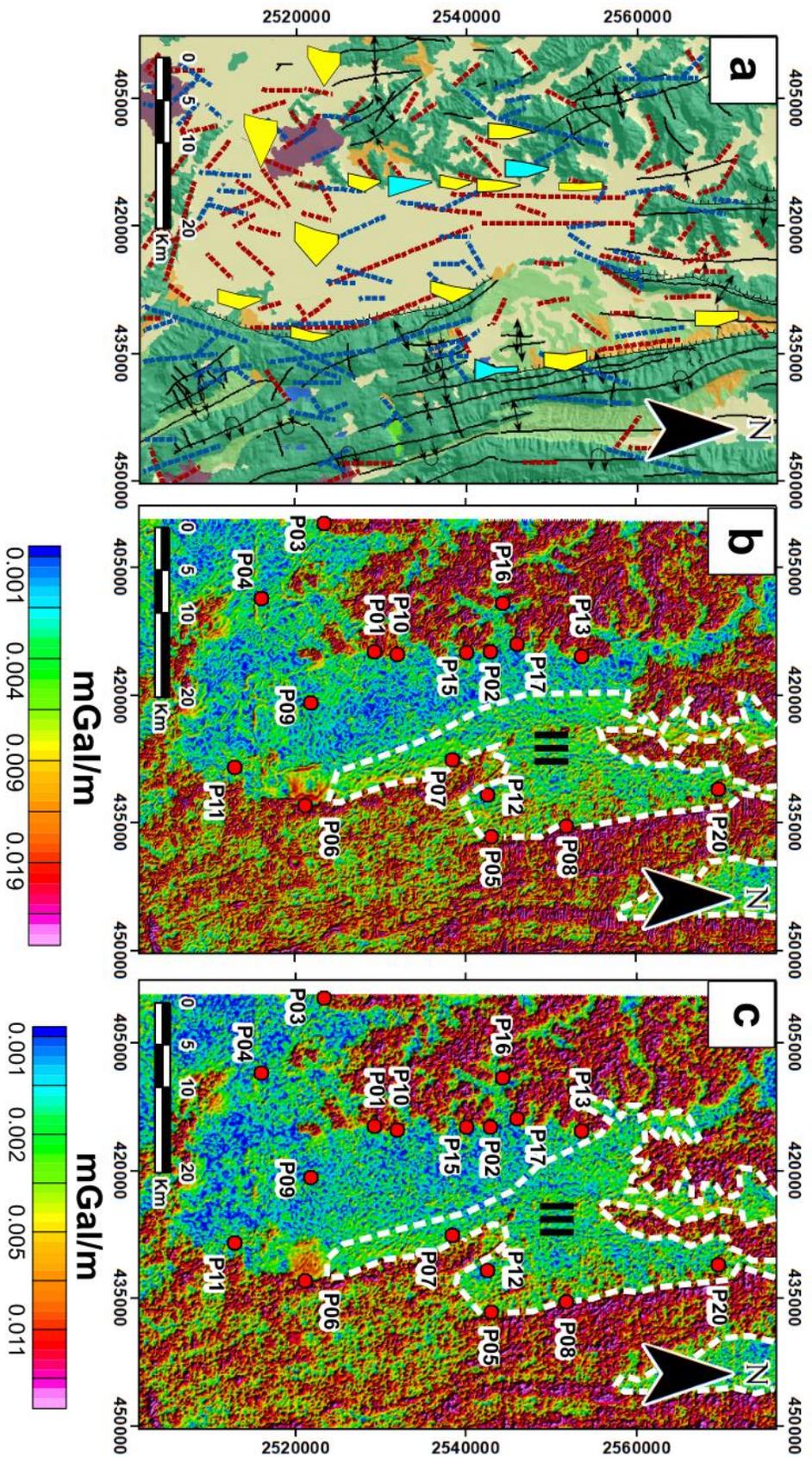
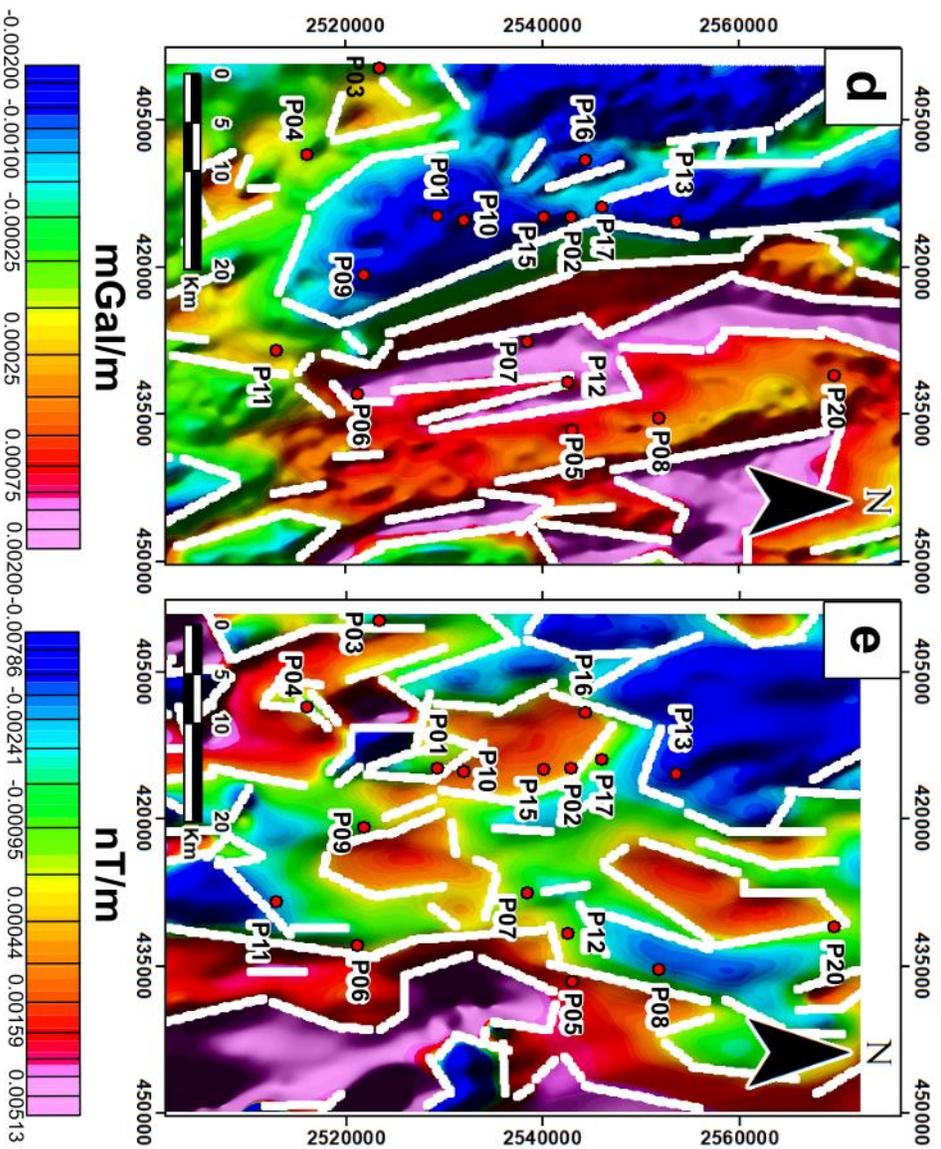


Figura 5.18 (parte 1). Correlación de datos químicos del agua subterránea, mediante diagramas de Stiff, con geofísica potencial. a) Diagramas de Stiff y lineamientos superficiales; b) Localización de las muestras dentro del Gradiente Horizontal del RACB; c) Localización de las muestras dentro de la Señal Analítica del RACB; d) Localización de las muestras dentro del RACB Continuo Ascendentemente 1,500 m; e) Localización de las muestras dentro de CMRRP Continuo Ascendentemente 1,500 m.



Leyenda

- Aluvión
- Basalto
- Conglomerado
- Lutita
- Caliza
- Anticlinal
- Anticlinal recumbente
- Dolina
- Falla inversa
- Falla normal
- Fractura
- Sinclinal
- Sinclinal recumbente
- Lineamiento magnético superficial
- Lineamiento gravimétrico superficial

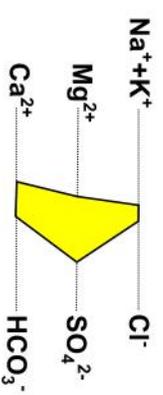


Figura 5.18 (parte 2). Correlación de datos químicos del agua subterránea, mediante diagramas de Stiff, con geofísica potencial. a) Diagramas de Stiff y lineamientos superficiales; b) Localización de las muestras dentro del Gradiente Horizontal del RACB; c) Localización de las muestras dentro de la Señal Analítica del RACB; d) Localización de las muestras dentro del RACB Continuo Ascendentemente 1,500 m; e) Localización de las muestras dentro de CMRRP Continuo Ascendentemente 1,500 m.

5.4.1.1 Zona de muestreo “A”.

La zona A, localizada al W del área de estudio, presenta valores de CE menores a 1,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un ambiente oxidante excepto para las muestras P02 y P10, y pH entre 7.1 y 8, y una composición química sulfatada cálcica, excepto para las muestras P10 y P17 que son bicarbonatadas cálcicas. Esta región se encuentra altamente fracturada, y cuenta con varios lineamientos superficiales.

Por lo que se describió de la zona A, cuenta con características que la clasifican como zona de recarga, sin embargo, presenta ciertas peculiaridades. La muestra P13, como se observa en la Figura 5.17, presenta una CE, Eh y pH característico de zona de recarga, además de encontrarse sobre lineamientos superficiales, sin embargo, presenta una evolución bastante rápida hacia la familia de agua sulfatada cálcica (Figura 5.18a). Esto se debe a que el lineamiento geofísico en el que se encuentra, no solo aporta agua al medio acuífero desde la superficie, si no que aporta agua desde un medio más profundo. Como se puede observar en la Figura 5.18d y e, los lineamientos, tanto magnéticos como gravimétricos, se encuentran presentes incluso a continuaciones ascendentes a 1,500 m, dichas estructuras conectan hidráulicamente al acuífero de la Formación “El Abra” (calizas, dolomitas) y al acuífero de la Formación “Guaxcamá” (yeso). Esto se puede apreciar en el modelo 2D Magnético - Gravimétrico, que se muestra en la Figura 5.19. Además, como se mostró en el diagrama $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (Figura 5.14), esta muestra se acercaba hacia la zona de interacción con evaporitas.

La conexión hidráulica entre estos dos acuíferos se comprueba por procesos de dedolomitización. El incremento en la concentración de Ca^{2+} debido a la disolución de yeso provoca que la calcita precipite, esto disminuye la concentración de CO_3^{2-} y causa la disolución de dolomita y más calcita, lo que se traduce en un aumento de los iones de Ca^{2+} y Mg^{2+} , este incremento de iones provoca que el ciclo se repita de nuevo. Como resultado, la disolución del yeso induce la transformación de la dolomita en calcita y produce agua con un dominio de los iones de Mg^{2+} , Ca^{2+} y SO_4^{2-} (Appelo y Postma, 2005). Este proceso se ilustra en la Figura 5.20, donde se presenta el IS del yeso y las concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+} , en función de la

concentración del SO_4^{2-} . Se aprecia que el yeso se encuentra subsaturada y se va acercando hacia la zona de equilibrio con el aumento de SO_4^{2-} , por otro lado, los iones de Ca^{2+} y Mg^{2+} también aumentan con el incremento del ion SO_4^{2-} , esto en la dirección de flujo de agua subterránea, lo cual se abordará con más detalle en la sección siguiente.

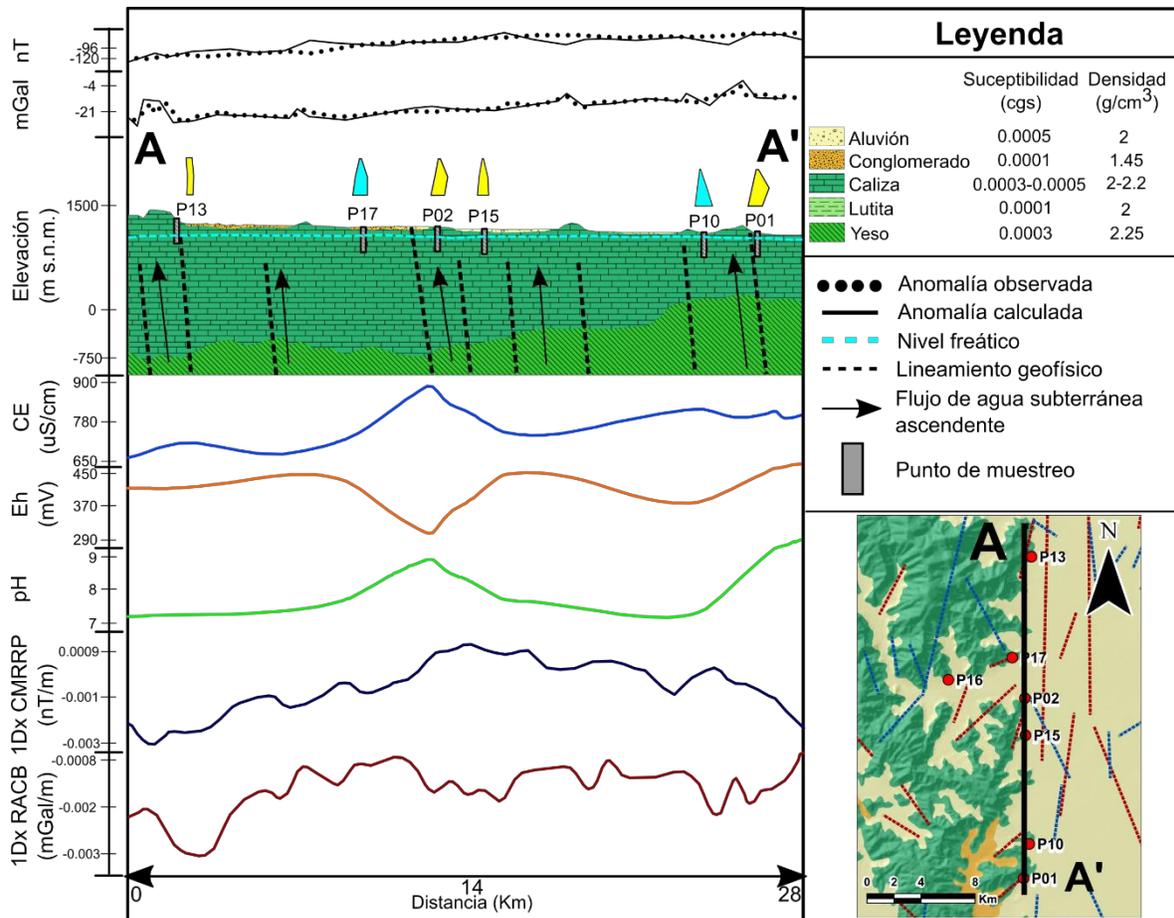


Figura 5.19. Modelo 2D Magnético – Gravimétrico A-A'. Se aprecian anomalías en la calidad fisicoquímica de las muestras cuando éstas tienen un contacto directo con los lineamientos geofísicos, lo que indica un aporte de agua subterránea por flujos verticales ascendentes a través de estas fracturas.

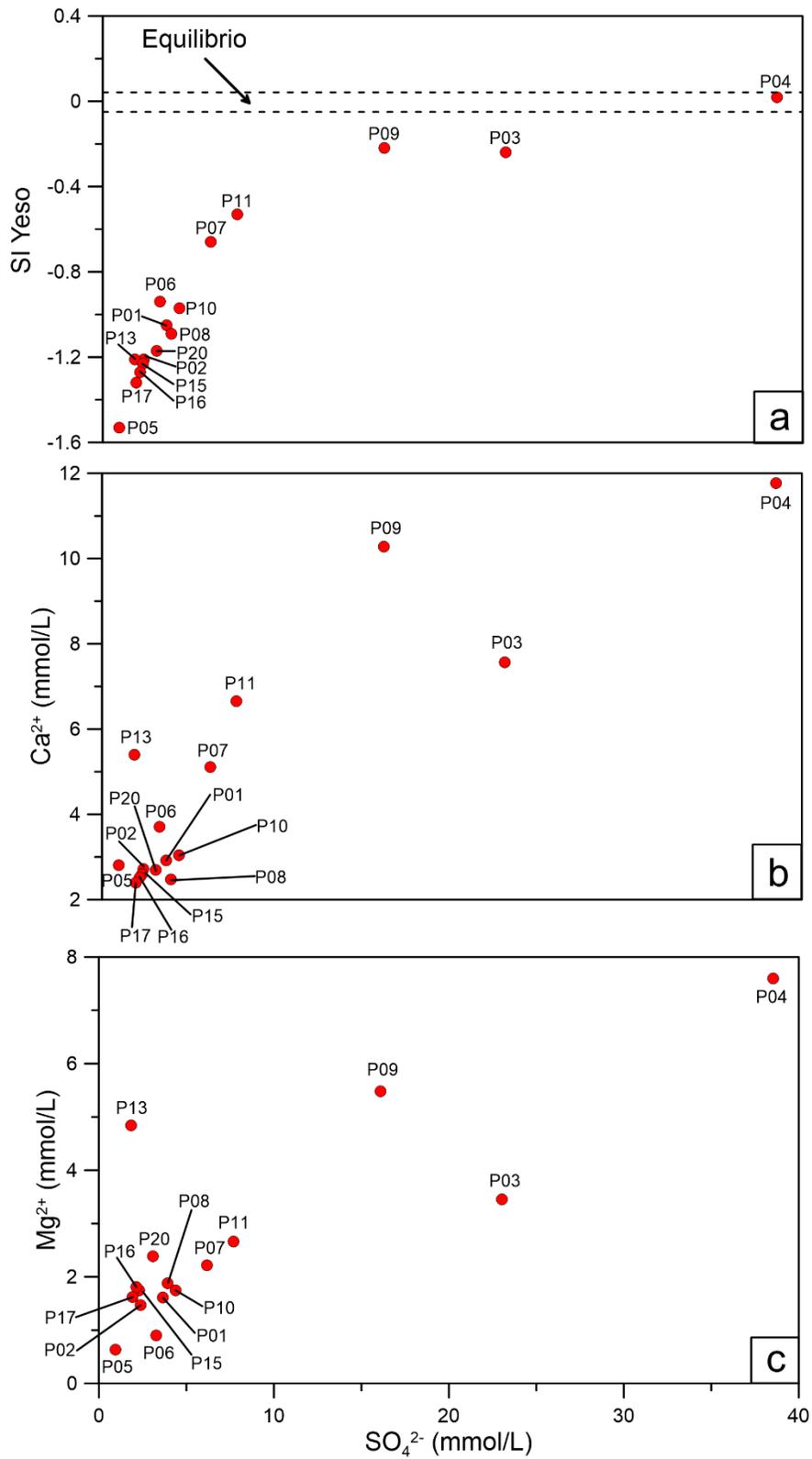


Figura 5.20. Proceso de dedolomitización. a) Índice de saturación del yeso en función de la concentración del SO_4^{2-} ; b) Concentración de Ca^{2+} en función de la concentración del SO_4^{2-} ; c) Concentración del Mg^{2+} en función del SO_4^{2-} .

Cabe mencionar que este fenómeno se ha visto reflejado en acuíferos carbonatados con presencia de capas de yeso (Sacks et al., 1995; Capaccioni et al., 2001), e incluso el bombeo de agua subterránea ha causado la intrusión de agua rica en $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ en acuíferos carbonatados, causando la dedolomitización (López-Chicano et al., 2001).

Las muestras P02 y P01, también son un claro ejemplo de este fenómeno, ya que sus pozos de muestreo se encuentran sobre estos lineamientos geofísicos que aportan agua desde la superficie y desde un medio más profundo. Como se aprecia en el modelo 2D (Figura 5.19) estas dos muestras presentan anomalías en sus parámetros fisicoquímicos, así como un agua sulfatada cálcica. En cuanto a las muestras P17 y P10, no se encuentran influenciadas por agua proveniente de un medio profundo rico en minerales de yeso. Lo mismo ocurre con las muestras P05, P08 y P20, las cuales al encontrarse en un medio que no tiene interacción con el acuífero profundo de yesos, no presentan un aumento considerable en la concentración de Ca^{2+} .

5.4.1.2 Zona de muestreo “B”.

La zona de muestreo “B”, localizada al NE de la zona de estudio, se encuentra comprendida por las muestras P05, P08, P12 y P20. Hay que señalar que de la muestra P12 solo se cuentan con análisis fisicoquímico, como se indicó anteriormente.

Esta zona se caracteriza en que las muestras de agua se encuentran interactuando en un ambiente de baja permeabilidad, compuesto de lutitas (Krienen et al., 2017), la SA y el GH gravimétrico (Figura 5.18b y c) muestran la ubicación de estas muestras dentro del DG III, correspondiente a lutitas. Además, la cercanía de las muestras P05 y P08 con lineamientos superficiales, que corresponden a la falla Puerto Colorado, les da ciertas características particulares.

Por un lado, la muestra P20, se encuentra rodeada de varios lineamientos superficiales, lo cual le hacen presentar condiciones oxidantes (Figura 5.17), pero su lento recorrido al interactuar con lutitas, le hacen presentar una CE y pH algo

evolucionada, de 1,140 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH casi neutro de 7.2, así como una composición química sulfatada. Es importante señalar, que esto mismo se puede apreciar en el diagrama $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (Figura 5.14), donde la muestra P20 se encuentra dentro de la región de agua de lluvia, acercándose hacia la región de lutitas.

Por otro lado, las muestras P05 y P08 presentan proceso de oxidación, por su cercanía al lineamiento superficial, identificado como falla Puerto Colorado, sin embargo, para la muestra P08, la interacción con lutitas le dan una CE algo elevada (1,214 mS/cm) y un pH de 7.3. El diagrama $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ (Figura 5.14), muestra que la muestra P08 está entre el límite de agua de lluvia y lutitas, por lo que se concluye que el agua para este punto de muestreo se recarga rápidamente, pero se estanca por el flujo lento que le otorga la lutita en la cual se encuentra ubicada.

Por su parte, la muestra P05, tiene una composición química bicarbonatada (Figura 5.18a) y una CE baja, de 827 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un pH de 7.6. Por lo que se aprecia, P05 cumple con las características de un agua de reciente infiltración, excepto por su pH relativamente alto, lo que se puede deber a la rápida disolución de la roca caliza, que aumenta su pH por los bicarbonatos disueltos. Esto se puede apreciar en el IS de la calcita (Figura 5.15b), donde se muestra que la muestra P05 se encuentra sobresaturada en este mineral. Por último, la muestra P12, a pesar de tener una baja CE y estar cerca de lineamientos superficiales, presenta condiciones reductoras y un pH de 7.1 (Figura 5.17) lo que indica una infiltración y lento recorrido en el medio poco permeable.

5.4.1.3 Zona de muestreo “C”.

Las muestras P06, P07 y P11, corresponden a la zona de muestreo “C”, localizada al SW del área de estudio. Todas estas muestras se encuentran muy cercanas a un lineamiento superficial (tanto magnético como gravimétrico), que corresponde a una falla normal. Este lineamiento superficial también continúa en profundidad, como se muestra en las continuaciones ascendentes a 1,500 m de la 1ªDx del CMRRP y RACB (Figura 5.18d y e), lo que le permite atravesar todo el complejo calcáreo de

la Formación El Abra, e interactuar con el acuífero profundo de yesos, de la Formación Guaxcamá. Cabe resaltar, que la muestra P07, además de estar influenciada por esta importante falla, también se encuentra influenciada por rocas poco permeables (lutitas), como se muestra en la Figura 5.18b y c, donde el GH y SA en el RACB, muestran a P07 sobre el DG III, correspondiente a lutitas.

La configuración de estos factores geológicos en el sitio, provoca que el agua que se infiltra interaccione rápidamente con flujos ascendentes provenientes de la Formación Guaxcamá, lo que provoca procesos de dedolomitización. Este flujo proveniente de un medio profundo, hace que las muestras tengan una composición química sulfatada (Figura 5.18a), presenten reacciones reductoras, un pH ligeramente ácido (por la precipitación de carbonatos debido a la dedolomitización y/o por la adición de H_2SO_4 proveniente del agua que interacciona con yesos) y rápida infiltración del agua de lluvia (Figura 5.17). Por otro lado, la CE ligeramente evolucionada en P07 se debe a su interacción con lutitas, y en P11 por su acercamiento a la zona de convergencia, como se mostró en los apartados anteriores. Mientras que la muestra P06 presenta una CE baja ($850 \mu S/cm$), por la rápida infiltración del agua de lluvia.

5.4.1.4 Zona de muestreo “D”.

Esta zona de muestreo, localizada al sur del área de estudio y comprendida por las muestras P03, P04 y P09, está descartada como posible zona de recarga de agua subterránea. Esto se debe a que las muestras presentan características fisicoquímicas de agua evolucionada; esto es, CE elevada, condiciones reductoras (Tóth, 1999) y predominio del anión SO_4^{2-} (Chebotarev, 1955), como se muestra en los diagramas de Stiff (1951) en la Figura 5.18. Los valores tan altos de SO_4^{2-} en las muestras P03 y P04, son explicados por dos motivos, 1) procesos de dedolomitización que enriquecen el agua en SO_4^{2-} (Appelo y Postma, 2005), 2) la interacción de estas muestras con rocas ígneas (Custodio y Llamas, 1983), que como se mostró en los DAM's (Figura 5.2), se encuentran cercanas a derrames basálticos y a un cuerpo intrusivo.

Por otro lado, los valores de pH relativamente bajos, se deben a los procesos de dedolomitización. Se puede observar en Figura 5.15, que el IS de la calcita y dolomita, indican disolución del mineral para las muestras P03, P04 y P09, y la Figura 5.20b y c, se aprecia que estas mismas muestras son las que presentan una mayor concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} . Esto indica que el proceso de dedolomitización se encuentra más evolucionado en esta zona, y la precipitación de los minerales carbonatados, así como, la interacción del agua subterránea con rocas evaporíticas como el yeso y anhidrita disminuye el pH del agua subterránea.

Por lo tanto, los lineamientos superficiales localizados en esta región, a pesar de tener potencial para recargar de agua al acuífero, no presentan características físicas y químicas que indiquen que el agua de la región sea reciente.

5.4.1.5 Isótopos de ^2H y ^{18}O para la caracterización de zonas de recarga.

La composición isotópica de ^2H y ^{18}O de las muestras P01, P02, P05, P07, P08, P09 y P11 son comparadas con la LML SLP (Figura 5.21). Como se indicó anteriormente, el acercamiento de las muestras P05 y P08 con la falla Puerto Colorado y su interacción con un medio de baja permeabilidad, hacen que estas muestras se ubiquen sobre la línea de evaporación. Por otro lado, las muestras P01, P02 y P07, indican una rápida infiltración al encontrarse sobre la LML SLP con poca evolución, mientras que la muestra P09, a pesar de encontrarse sobre la LML SLP, está bastante evolucionada, lo que vuelve a indicar que las estructuras identificadas cerca de este punto de muestreo, no recargan agua subterránea. Mientras que la muestra P11, también localizada sobre la LML SLP, se encuentra más evolucionada que P01, P02 y P07, ya que se encuentra cerca de lineamientos que recargan al acuífero por flujos verticales descendentes (lluvia) y ascendentes (agua de medio acuífero profundo, yesos de la Formación Guaxcamá). Cabe señalar que entre las muestras P09 y P11, se presenta una ligera inclinación, lo que indica proceso de evaporación.

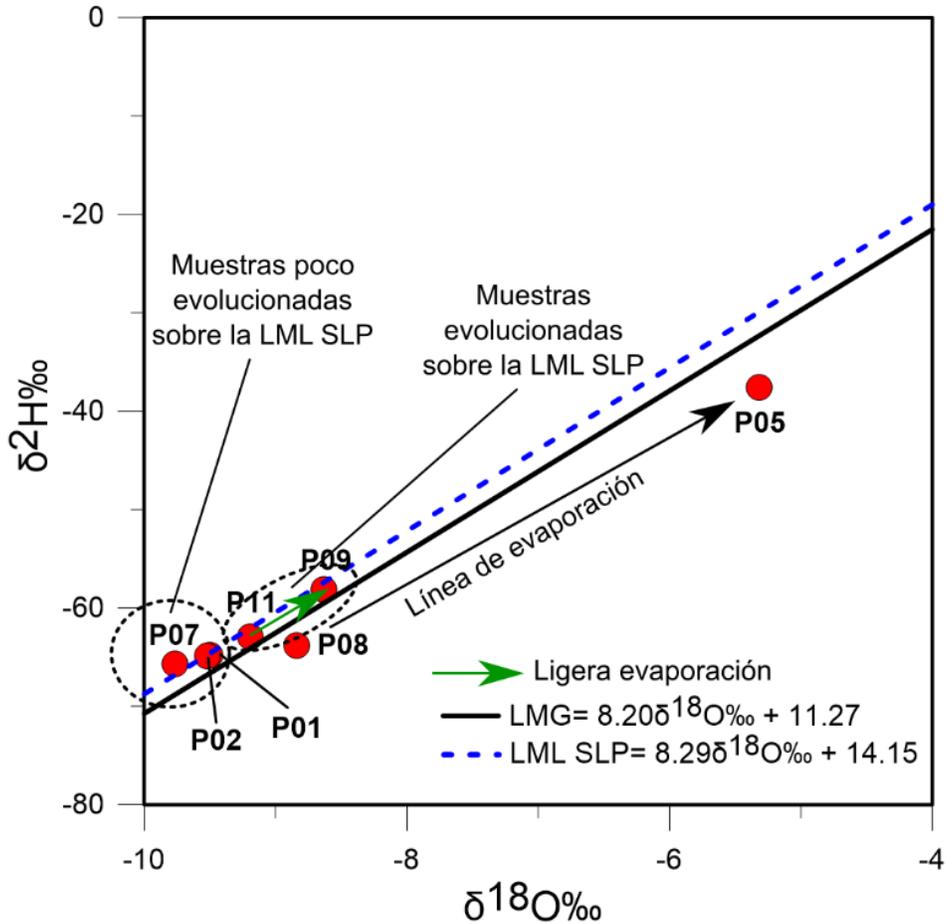


Figura 5.21. Isotopos estables de ^2H y ^{18}O . Se identifican procesos que caracterizan cada una de las zonas de muestreo (véase discusión).

De esta forma, se identifican tres zonas de recarga en el área de estudio, cada una de ellas con características que las diferencian una de la otra, esto es: 1) Zona de recarga en un medio altamente fracturado, con poca influencia de recarga de agua de un medio acuífero profundo por flujos verticales ascendentes; 2) Zona de recarga que interacciona con un medio de baja permeabilidad, lo que causa procesos de evaporación en zonas de falla y una evolución hacia el anión SO_4^{2-} ; y 3) Zona de recarga con un aporte importante de un medio acuífero profundo, a través de flujos verticales ascendentes. En la Figura 5.22 se muestran cada una de estas zonas.

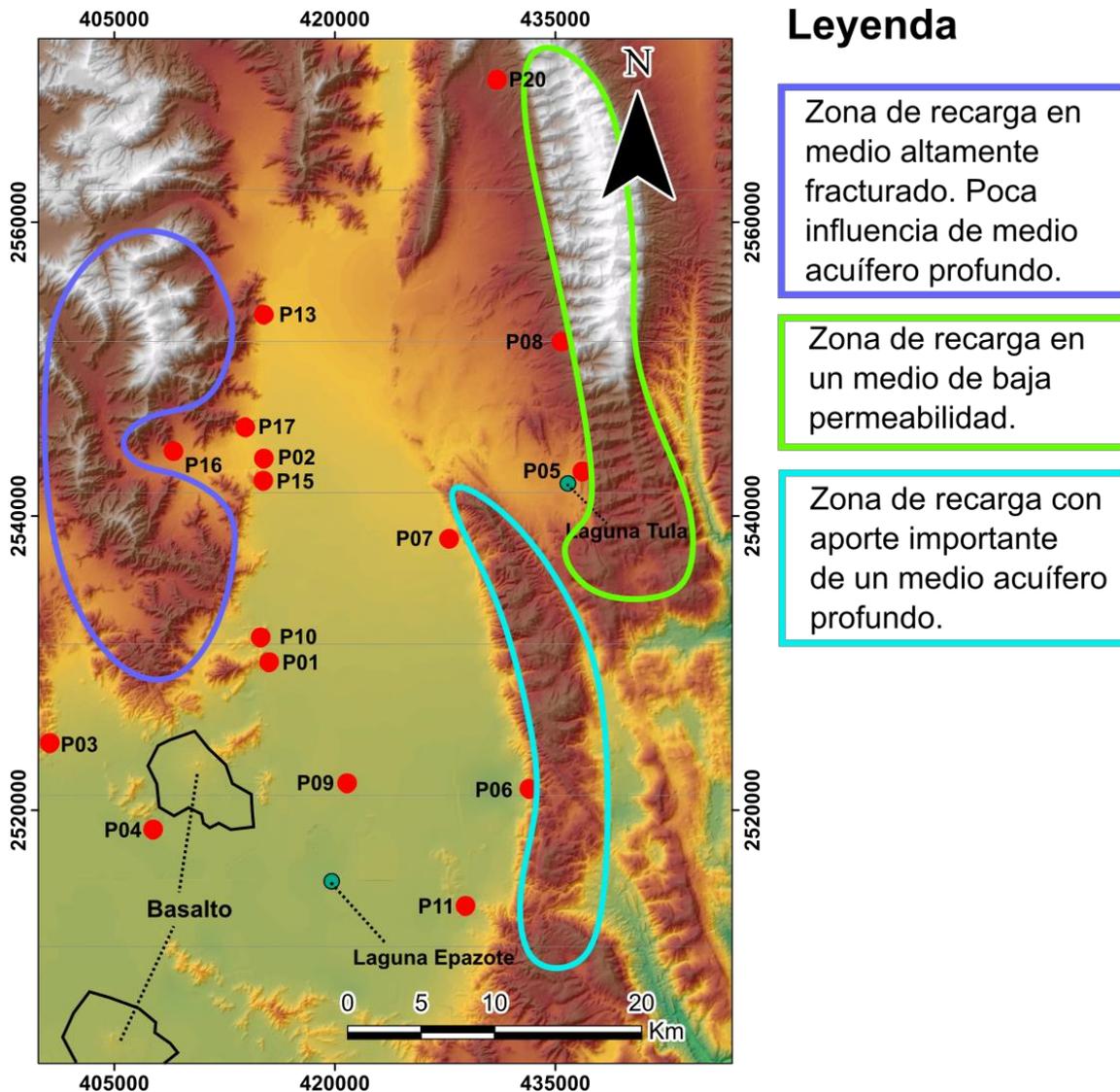


Figura 5.22. Zonas de recarga identificadas en el área de estudio.

5.4.2 Definición de sistemas de flujo.

5.4.2.1 Modelación hidrogeoquímica inversa como verificador de conexión hidráulica entre flujos establecidos.

Como se mencionó anteriormente, la modelación inversa se realizó sobre muestras que se encontraran sobre la misma línea de flujo, para lo cual se utilizó de referencia los sistemas de flujos establecidos por piezometría y la dirección de las estructuras geofísicas (Figura 5.10). Además, se utilizaron los IS para restringir ciertas reacciones de los minerales; las fases minerales de la zona de estudio se obtuvieron

de Rocha Rocha y Gonzáles Partida (2008) y Moran-Ramírez et al. (2018). Las simulaciones se restringieron a un grado de certidumbre ≤ 0.10 (10%).

La Tabla 5.6, muestra la transferencia de moles en mmol/Kg·H₂O, de cada sistema de flujo identificado. Valores positivos indican disolución del mineral en cuestión, mientras que valores negativos se interpretan como precipitación del mineral. Cabe señalar, que para la modelación del flujo P01 a P09, se utilizó como fase mineral agua en estado de gas, ya que como se ha mostrado anteriormente, la muestra P09 y P11 presentan procesos de evaporación (Parkhurst y Appelo 2013).

Tabla 5.7. Modelación inversa entre muestras sobre la misma línea de flujo.

Fases		P01 → P09	P08 → P05	P16 → P02	P07 → P06	P06 → P11
Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	2.78E ⁻⁰³	-	2.36E ⁻⁰⁴	-	-
Calcita	CaCO ₃	-6.76E ⁻⁰³	-	-4.65E ⁻⁰⁴	-	-
Halita	NaCl	4.38E ⁻⁰³	-	3.46E ⁻⁰⁴	-	-
Celestita	SrSO ₄	3.50E ⁻⁰⁵	-	1.50E ⁻⁰⁵	-	-
Fluorita	CaF ₂	5.19E ⁻⁰⁵	-	-	-	-
Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	9.61E ⁻⁰³	-	1.04E ⁺⁰¹	-	-
Quartz	SiO ₂	-7.54E ⁻⁰⁴	-	-8.73E ⁻⁰⁵	-	-
K-feldespató	KAISiO ₈	3.99E ⁻⁰⁴	-	4.37E ⁻⁰⁵	-	-
K-mica	KAISiSO ₁₀ (OH) ₂	-1.33E ⁻⁰⁴	-	-1.46E ⁻⁰⁵	-	-
H ₂ O(g)	H ₂ O	-3.21E ⁺⁰¹	-	-	-	-

En primera instancia, se presenta el sistema de flujo de P01 → P09, donde la modelación inversa indica que el mineral fluorita se encuentra en disolución, como se indica en el diagrama de F⁻ vs Ca⁺ (Figura 5.24), esto debido a los procesos de evaporación, lo que se modeló agregando agua en estado gaseoso. También se puede observar la precipitación de la calcita y disolución de dolomita, debido a la dedolomitización. La modelación inversa para el sistema de flujo P16 → P02 indica que el proceso principal es la disolución de yeso, y no la evaporación como en el

caso de que $P01 \rightarrow P09$. Ambos modelos indican que ocurre un proceso de alteración de silicatos al encontrarse disolución de feldespato potásico.

Por otro lado, el modelo inverso de $P08 \rightarrow P05$, $P07 \rightarrow P06$ y $P06 \rightarrow P11$, no son posibles, ya que no hay modelo que soporte una transferencia de masa apropiada para que el agua subterránea evolucione de esa forma, lo que indica que no hay conexión hidráulica entre estas muestras. La dirección estimada para estos flujos es N-S, en la misma dirección de las estructuras sobre las cuales se encuentran ubicadas, sin embargo, de acuerdo al modelo inverso, se considera que la dirección del agua subterránea, no es completamente dominada por la dirección de las estructuras localizadas en el sitio, por lo que es importante no obviar que el agua viajara siempre en el sentido de las estructuras en el sitio.

Por lo tanto, se estima que el flujo viaja desde las montañas hacia el centro del valle para después viajar con dirección N-S, hacia la zona de convergencia, la cual tiene como límite sur, la presencia de un cuerpo intrusivo, el cual divide a la zona acuífera del municipio de Tula, Tamaulipas, localizando a las muestras P03 y P04, en un sistema acuífero diferente, lo que explica su composición química bastante diferente, así como sus propiedades fisicoquímicas y procesos hidrogeoquímicos particulares (Figura 5.23).

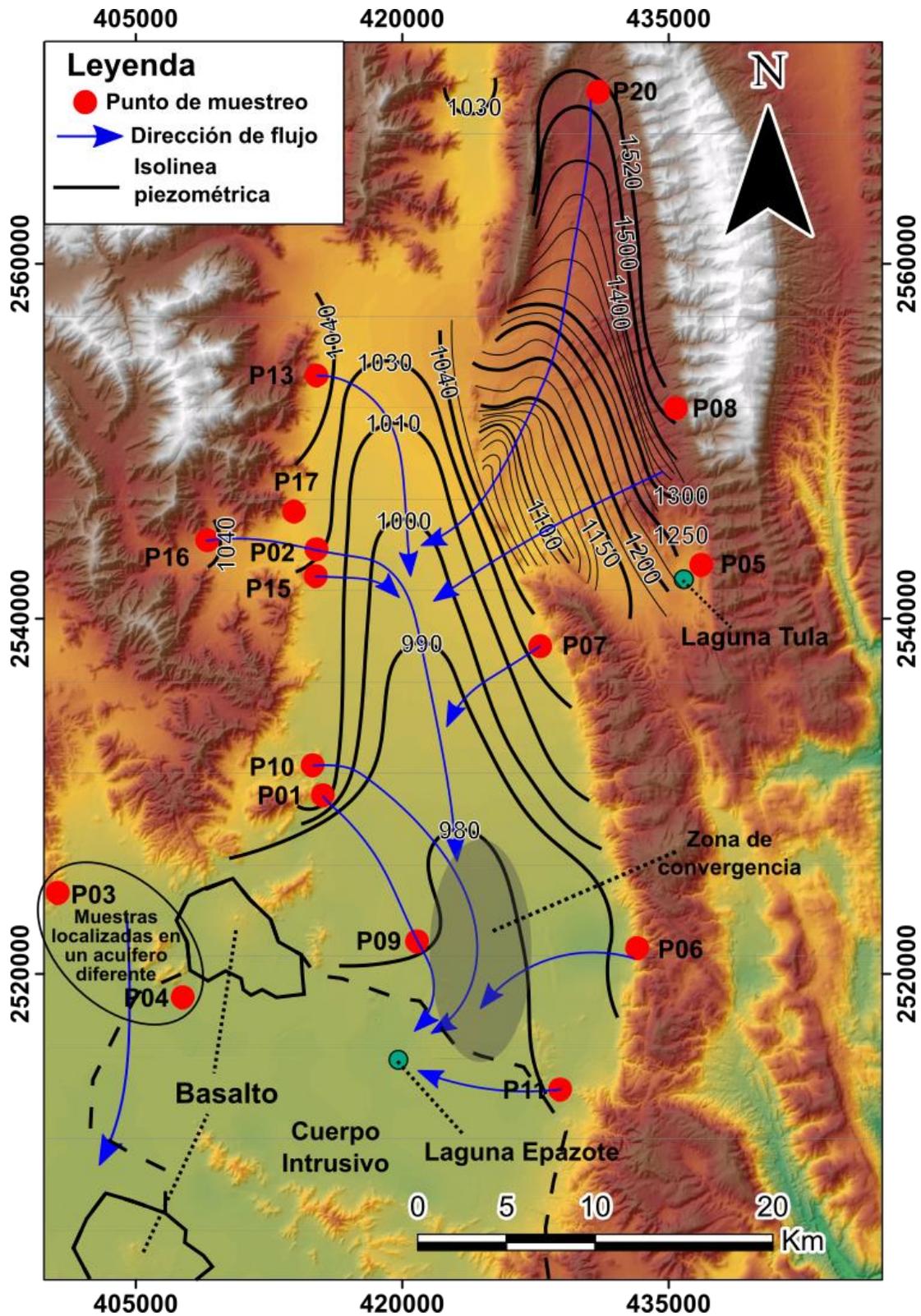


Figura 5.23. Sistema de flujo de agua subterránea modificado por los resultados de la modelación hidrogeológica inversa.

5.4.2.2 Ion Fluoruro como trazador de agua subterránea.

La concentración de fluoruro fue usada para ver la conductividad hidráulica entre pozos de muestreo; Cardona et al. (2018) midió la concentración de fluoruro en San Luis Potosí, México, y observaron que la concentración de fluoruro es inversamente proporcional a la temperatura del agua subterránea, esto fue observado en pozos que fueron muestreados dos veces en distinto año.

En la zona de estudio, de acuerdo a la modelación inversa, solo se tienen dos pares de muestras las cuales se encuentran sobre la misma línea de flujo, estas son de la muestra P16 a P02, y de P01 a P09. La Figura 5.24 muestra que de P16 a P02, hay un aumento de temperatura y disminución en la concentración de fluoruro, lo mismo sucede para el calcio, lo que indica precipitación de fluorita o una mezcla de agua subterránea. Por otro lado, el flujo de la muestra P01 a P09 tiene un incremento de fluoruro con el incremento de la temperatura, pero esto se debe a que en la muestra P09 predominan los procesos de evaporación, tal como se mostró en la modelación inversa (Tabla 5.7) e isótopos (Figura 5.21) y el diagrama de Gibbs (1970) (Figura 5.13).

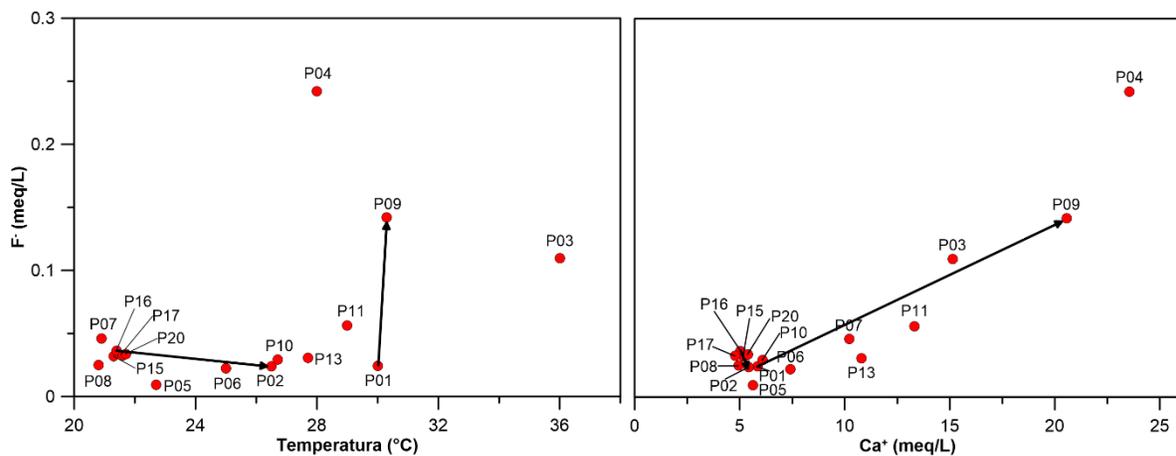


Figura 5.24. Concentración de fluoruro vs Concentración de calcio y temperatura. La temperatura provoca la precipitación de fluoruro en forma de fluorita.

5.4.2.3 Isótopos de ^2H y ^{18}O como trazadores de agua subterránea.

En la Figura 5.25 se muestra la relación entre $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ junto con la LMG, obtenida de Roback et al. (2001), y la LML SLP, obtenida de Carrillo-Rivera et al. (2007). En la Figura 5.25a se aprecia que las muestras P01, P02, P07, P09 y P11 se encuentran sobre la LML SLP, y su concentración incrementa en dirección del flujo del agua subterránea, hacia las muestras P11 y P09, las cuales se encuentran cercanas a la zona de convergencia, por lo que se considera que estas muestras evolucionan sobre el mismo sistema acuífero. La Figura 5.25a también muestra que no hay una conexión hidráulica entre las muestras P01 y P02, ya que presentan la misma concentración de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, esto apoya al modelo de flujo que se propone con geofísica potencial y piezometría, y corroborado por la modelación inversa, ya que supone que no hay un flujo que vaya norte a sur al W de la zona de estudio, si no que el agua infiltrada en la zona viaja hacia el centro del valle, para después viajar con dirección N-S, hacia la zona de convergencia.

Por otro lado, las muestras P07 y P11, a pesar de encontrarse sobre la LML SLP y sobre la misma falla (Figura 5.17), estas tampoco presentan una conexión hidráulica. La Figura 5.25b muestra la concentración del ^{18}O vs la altura de las zonas de recarga. La deficiencia de ^{18}O en P07 con respecto a P11 es debido a que, con el incremento de altura, la temperatura desciende, lo que provoca condensación y que los isótopos pesados se precipiten (Araguas-Araguas et al., 2000). El valor de decremento de ^{18}O para el estado de San Luis Potosí es de -0.33‰ cada 100 m (Holdsworth et al., 1991); la diferencia de altitud y concentración de ^{18}O entre P07 y P11 es de aproximadamente 200 m y 0.58‰ , respectivamente.

Lo mismo ocurre para las muestras P05 y P08, donde la diferencia de altitud y concentración de ^{18}O es de 800 m y 3.52‰ respectivamente. Cabe señalar que este par de muestras presentar procesos de evaporación, como se ha discutido anteriormente, estas se encuentran localizadas sobre la falla "Puerto Colorado", entre rocas calizas (Fm. El Abra) y lutitas (Fm. Cárdenas). La presencia de la falla y la baja permeabilidad de la Fm. Cárdenas (Krienen et al., 2017), hacen que el agua subterránea tenga cierta interacción con la atmósfera, lo que causa la

evaporación. Además, recordar que las muestras presentan un Eh oxidante, característica de agua subterránea con reciente contacto con la atmosfera, pero una CE algo evolucionada para P08 que indica cierta interacción con el medio geológico debido a un tiempo de residencia en el subsuelo más largo (Tóth, 1999).

Todas estas evidencias, indican que tampoco existe un flujo norte – sur, al E de la zona de estudio; al igual que en la zona W, el agua infiltrada viaja hacia el centro del valle para después viajar N-S, hacia la zona de convergencia, entre las muestras P09 y P11.

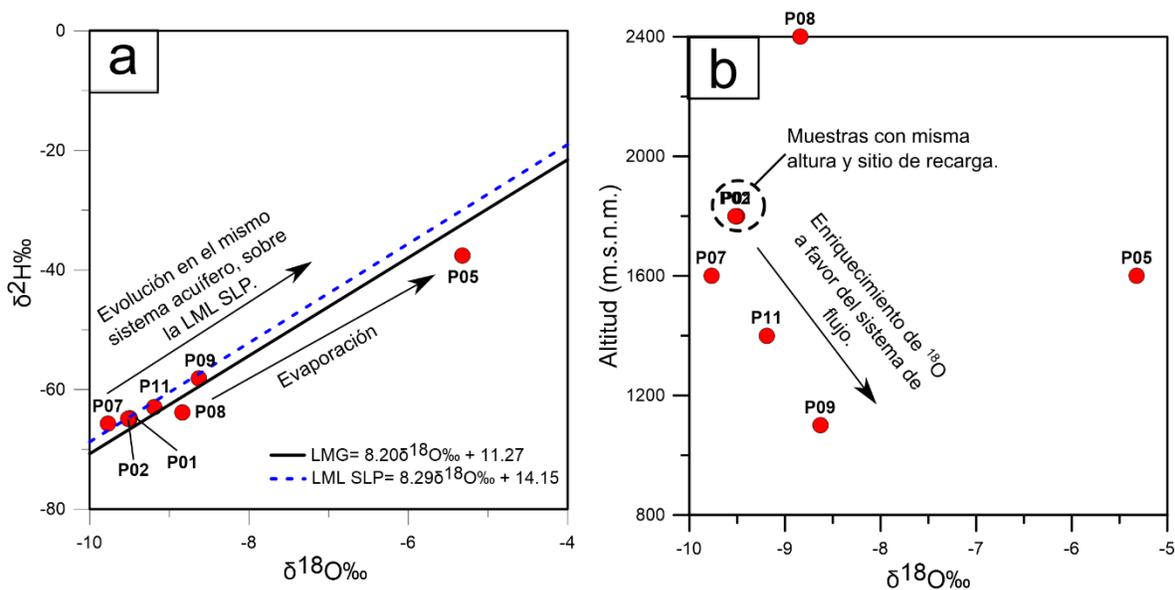


Figura 5.25. Isotopos estables como trazadores de agua subterránea. a) Relación entre Deuterio y Oxígeno 18, comparadas con la LMG y LML SLP; b) Relación entre Oxígeno 18 y la altitud de las zonas de recarga.

5.4.2.4 Definición de la evolución del agua subterránea es sus sistemas de flujo, a partir de diagramas hidrogeoquímicos.

La Figura 5.26, muestra el diagrama de Piper, pero ahora con una comprensión más detallada de los procesos que se llevan a cabo en el agua subterránea, debido a que se ha definido la dirección de flujo que hay en el sistema acuífero. Como se puede apreciar en el diagrama, la línea de flujo comprendida por las muestras P16

a P02, muestra disolución de carbonatos, evolucionando a una disolución de sulfatos. Por otro lado, el flujo de la muestra P01 a P09, muestra procesos de mezcla, lo cual es coherente ya que esta última muestra se encuentra en la zona de convergencia de agua subterránea.

Desde un punto de vista “regional”, se puede observar que las muestras que se encuentran asociadas a estructuras que se desarrollan en profundidad, presentan esta disolución de carbonatos con evolución a disolución de sulfatos, lo cual es debido a los procesos de dedolomitización que son producto de la conexión hidráulica vertical que hay entre el acuífero de carbonatos y el acuífero de yesos. Siguiendo el flujo de agua establecido, todas las muestras tienen a mezclarse hacia la muestra P09, que se encuentra en la zona de convergencia de agua subterránea, que es donde se mezclaría el agua procedente de todas las zonas de recarga establecidas.

Por otro lado, las muestras que se encuentran asociadas a una interacción con lutitas (muestras P05, P08 y P20), presentan procesos de mezcla, lo que es de esperarse, ya que, según su distribución sobre las líneas equipotenciales del modelo de flujo de agua subterránea, estas muestras tienen que llegar a mezclarse antes de llegar al valle y tomar dirección N – S, hacia la zona de convergencia.

Leyenda

- Evolución de muestras sobre la misma línea de flujo.
- Disolución de carbonatos con evolución a disolución de sulfatos.
- Mezcla de agua.

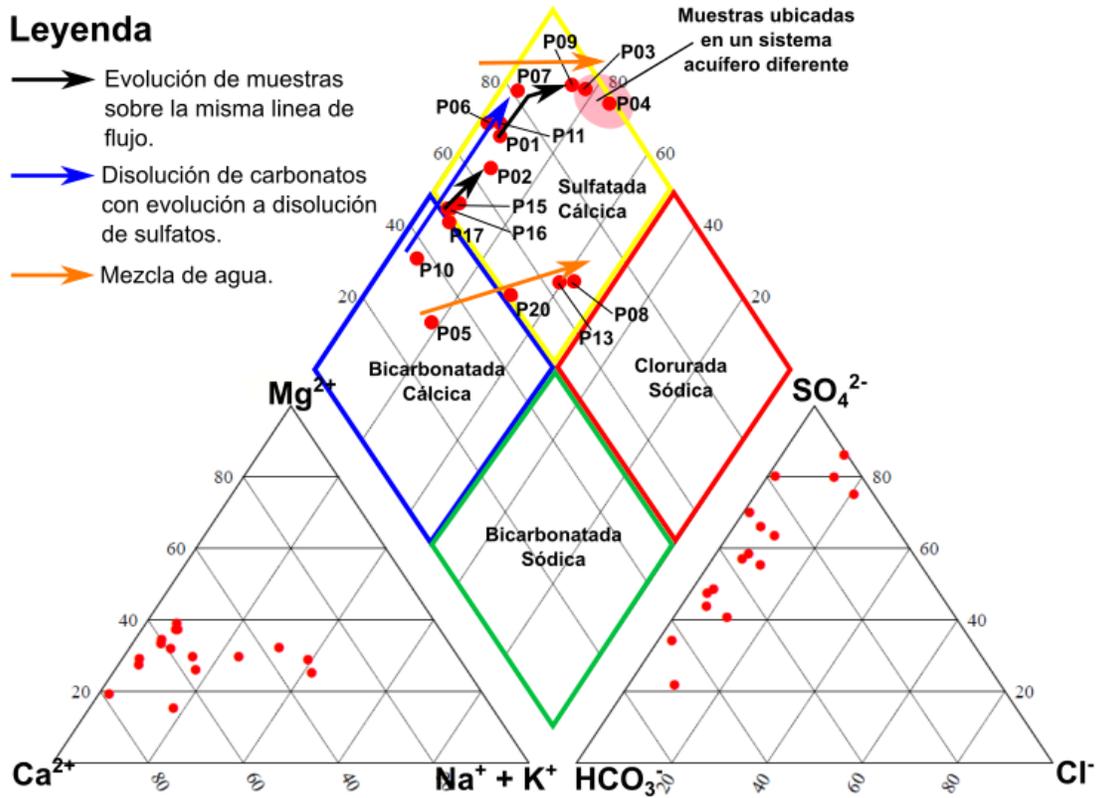


Figura 5.26. Diagrama de Piper con flujos de agua establecidos.

En el diagrama de Mifflin (Figura 5.27), se aprecia una evolución normal, que va de flujo local a flujo regional, para las muestras que se encuentran sobre la misma línea de flujo. También es bastante notorio el agrupamiento de las muestras de acuerdo a las características de la zona de recarga (excepto por la muestra P13), donde dentro de cada grupo, se ve una evolución normal hacia la zona de convergencia, excepto en las muestras que interactúan con lutitas, la baja permeabilidad de la roca juega un papel importante en la evolución del agua debido a tiempos de residencia más largos.

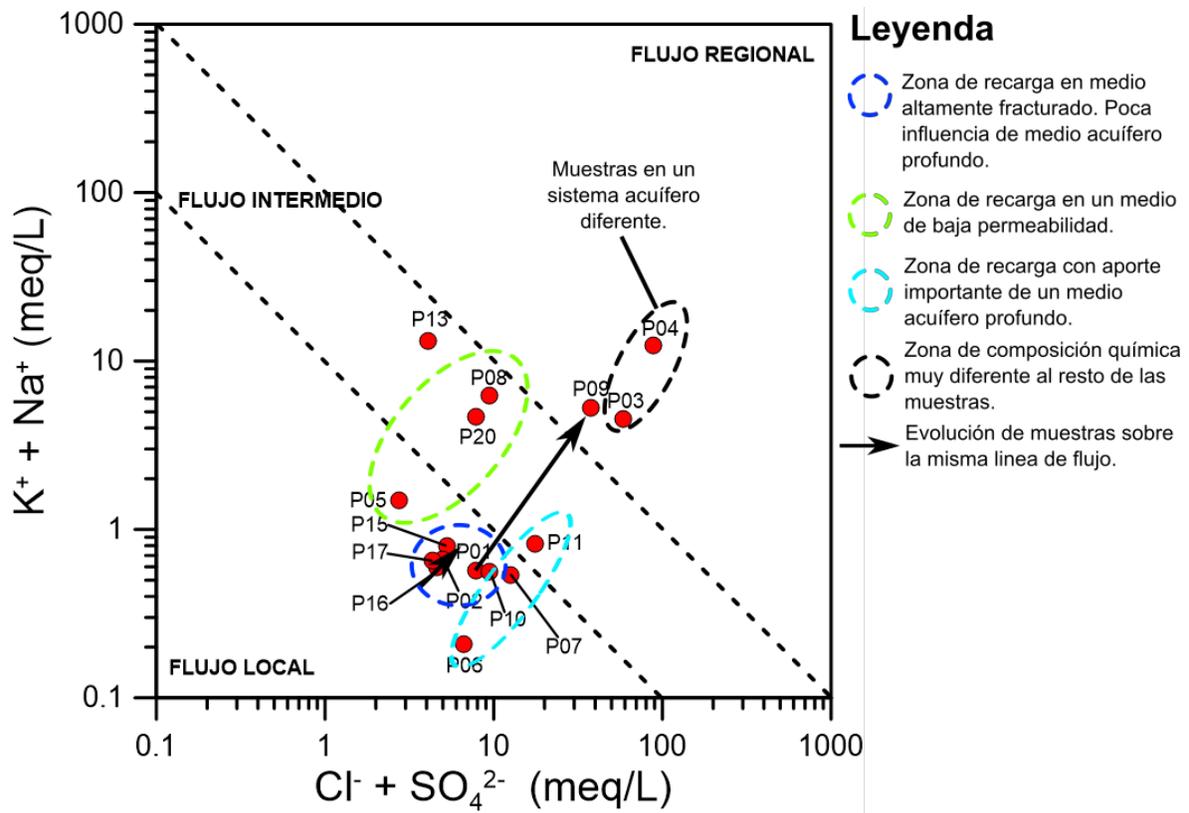


Figura 5.27. Diagrama de Mifflin con flujos de agua establecidos.

En el modelo 2D magnético/gravimétrico B-B' (Figura 5.28), se puede apreciar la evolución del agua hacia la zona de convergencia. Se aprecia que en la zona de convergencia es donde se presenta la mayor CE debido a la mezcla de agua de diferente procedencia, así mismo también se presenta una Eh reductor, lo cual va de acuerdo con el modelo de flujo establecido por Tóth (1999). En cuanto al pH presente en la zona, es ligeramente ácido (por debajo de 7), lo que es debido a la precipitación de carbonatos. Esta precipitación de carbonatos es producto de los procesos de dedolomitización que también se encuentran presentes en la zona de convergencia, como se puede ver en el modelo 2D B-B', en la zona también se encuentran presentes ciertas estructuras que conectan hidráulicamente al acuífero de carbonatos y yesos.

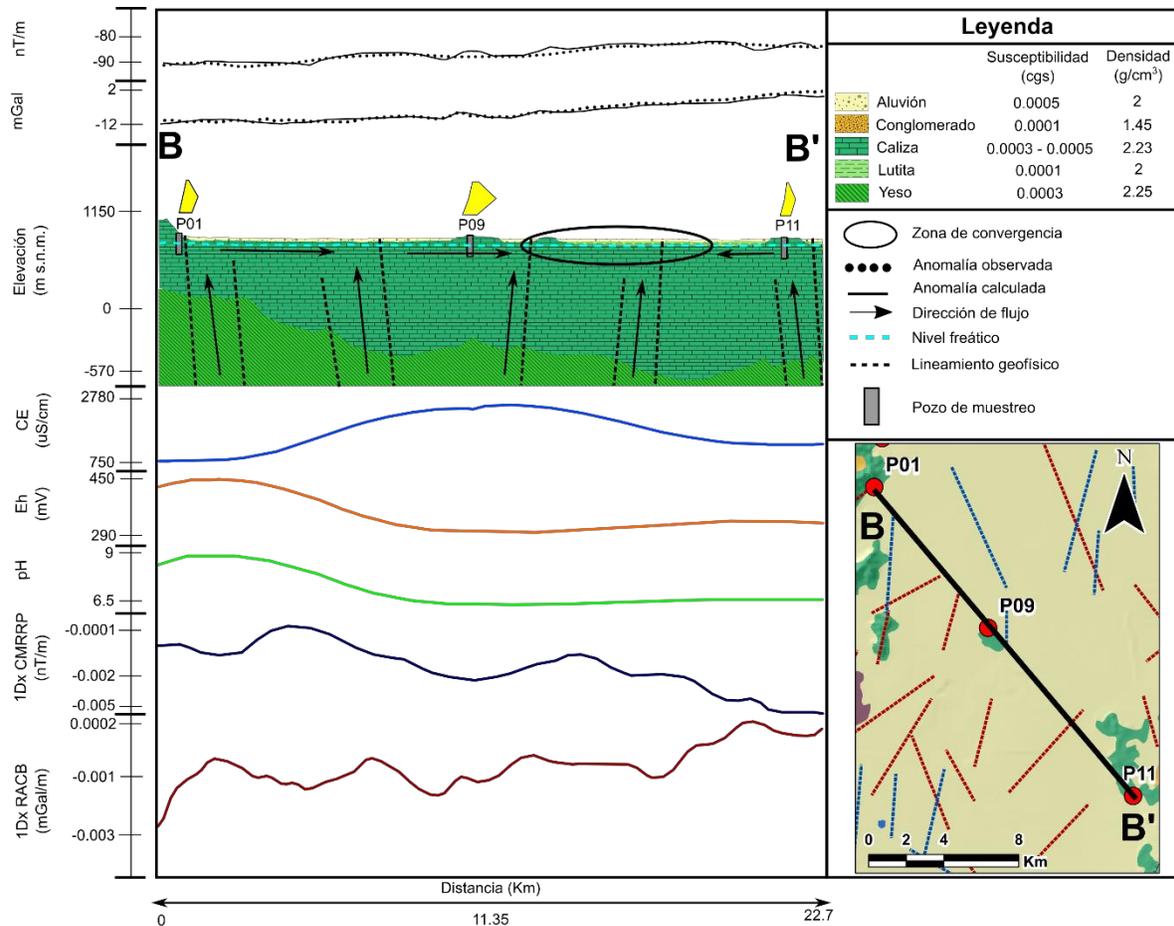


Figura 5.28. Modelo 2D Magnético – Gravimétrico B-B'. Se aprecia la evolución del agua subterránea hacia la zona de convergencia, donde se presentan los valores de CE más altos de la zona acuífera, un Eh reductor, y pH ácido debido a la precipitación de carbonatos.

5.4.3 Zona de descarga de agua subterránea.

Como zona de descarga, se ha establecido a la laguna Epazote, localizada al sur de la zona de estudio, a continuación, se explicarán las evidencias de esta aseveración. La Figura 5.29, muestra la localización de la laguna Epazote en la zona de estudio, así como su ubicación con respecto al cuerpo intrusivo identificado con magnetometría aérea. Además, se presenta la imagen satelital de la ubicación de la laguna Epazote filtrado con el Índice Normalizado de un Cuerpo de Agua, NDWBI por sus siglas en inglés (Normalized Difference Water Body Index) (McFeeters, 1996). En la imagen se puede apreciar que a los alrededores de la laguna Epazote, hay ausencia de vegetación, esto debido a dos cosas: 1) la alta salinidad del agua

de descarga, proveniente de un flujo de agua subterránea regional (Tóth, 1999), y 2) a los depósitos de yeso que se encuentran a los alrededores de la laguna Epazote (SGM, 2006). Este último punto es una evidencia de que la laguna está siendo alimentada por agua subterránea, la cual suele ser sulfatada cálcica, y una evidencia más de la conexión hidráulica entre el acuífero de carbonatos y el acuífero de yesos.

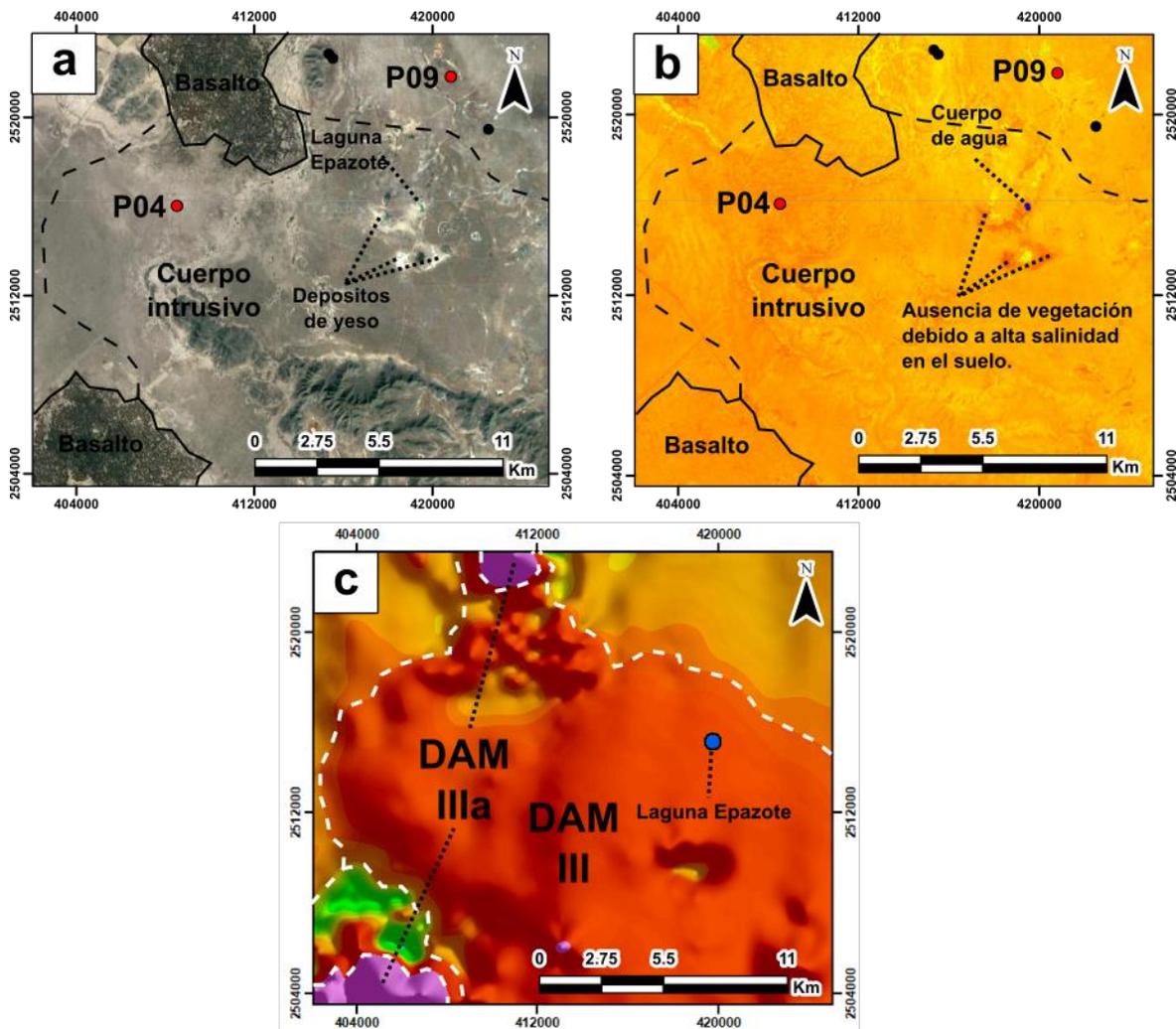


Figura 5.29. Localización de la laguna Epazote en la zona de estudio. a) Imagen satelital; b) Imagen satelital con NDWI; c) Localización de la laguna Epazote dentro del CMRRP.

5.4.3.1 Estimación de la profundidad y geometría del cuerpo intrusivo.

La estimación de la profundidad del cuerpo intrusivo fue realizado mediante la deconvolución de Euler, Análisis Espectral y por la inversión de datos magnéticos para la obtención de un modelo 3D. Con este último método, también se definió la geometría del cuerpo intrusivo.

Cabe señalar que, tanto para la deconvolución de Euler como para el Análisis Espectral, se aisló la anomalía magnética, producida por el cuerpo intrusivo, aplicando un filtro pasa bajas, con la finalidad de evitar ruido producido por señales ajenas al cuerpo intrusivo.

La deconvolución de Euler, con un Índice Estructural (IE) de 3 se muestra en la Figura 5.30b. Las soluciones de Euler sobre el cuerpo intrusivo y a los alrededores de la laguna Epazote, muestran una profundidad del cuerpo intrusivo de entre 3 y 5 Km (círculos naranja, rojo y rosa), y cercano a los afloramientos de roca basáltica, la profundidad se encuentra entre los 2 y 3 Km (puntos amarillos). Por otro lado, el Espectro de Potencia es representado por tres dominios de frecuencia (Figura 5.30c), cada uno con pendientes de -50, -5 y 1.37. De acuerdo a la Ec. 4.3, las profundidades de estos dominios de frecuencia son estimados:

$$h_{\text{Dominio de frecuencia 1}} = \frac{50}{4\pi} = 3.97 \text{ Km}$$

$$h_{\text{Dominio de frecuencia 2}} = \frac{5}{4\pi} = 0.39 \text{ Km}$$

$$h_{\text{Dominio de frecuencia 3}} = \frac{1.37}{4\pi} = 0.10 \text{ Km}$$

Los dominios de frecuencia 2 y 3, son considerados como ruido, y por lo tanto no son tomados en cuenta en la estimación de la profundidad. Por lo tanto, el Espectro de Potencia estima una profundidad de 3.97 Km. Por último, la inversión de los datos magnéticos para la creación del modelo 3D, sugiere una profundidad de 3.7 Km, esta profundidad por debajo de la laguna Epazote. La representación del modelo (Figura 5.31a y d), se hizo aplicando isosuperficies de susceptibilidad magnética de

entre 0.0001 – 0.0003 SI. Por lo tanto, los tres métodos utilizados para la estimación de la profundidad del cuerpo intrusivo, sugieren que este se encuentra entre los 3 Km y 4 Km de profundidad.

La Figura 5.31, muestra la geometría del cuerpo intrusivo visto desde diferentes ángulos, y con respecto a la laguna Epazote y los puntos de muestreo. En la Figura 5.31a, se puede apreciar como el cuerpo intrusivo divide al acuífero, generando la zona de convergencia al E, y dejando a las muestras localizadas al W fuera de este acuífero, por lo que forman parte de otro sistema acuífero. En la Figura 5.31 también se aprecia que los afloramientos de rocas basálticas que hay en la zona de estudio, se encuentran conectada por este cuerpo, el cual se estima que fue producto de un periodo de actividad volcánica asociando a fallas normales, lo cual sucedió en el Neógeno (Padilla, 1978).

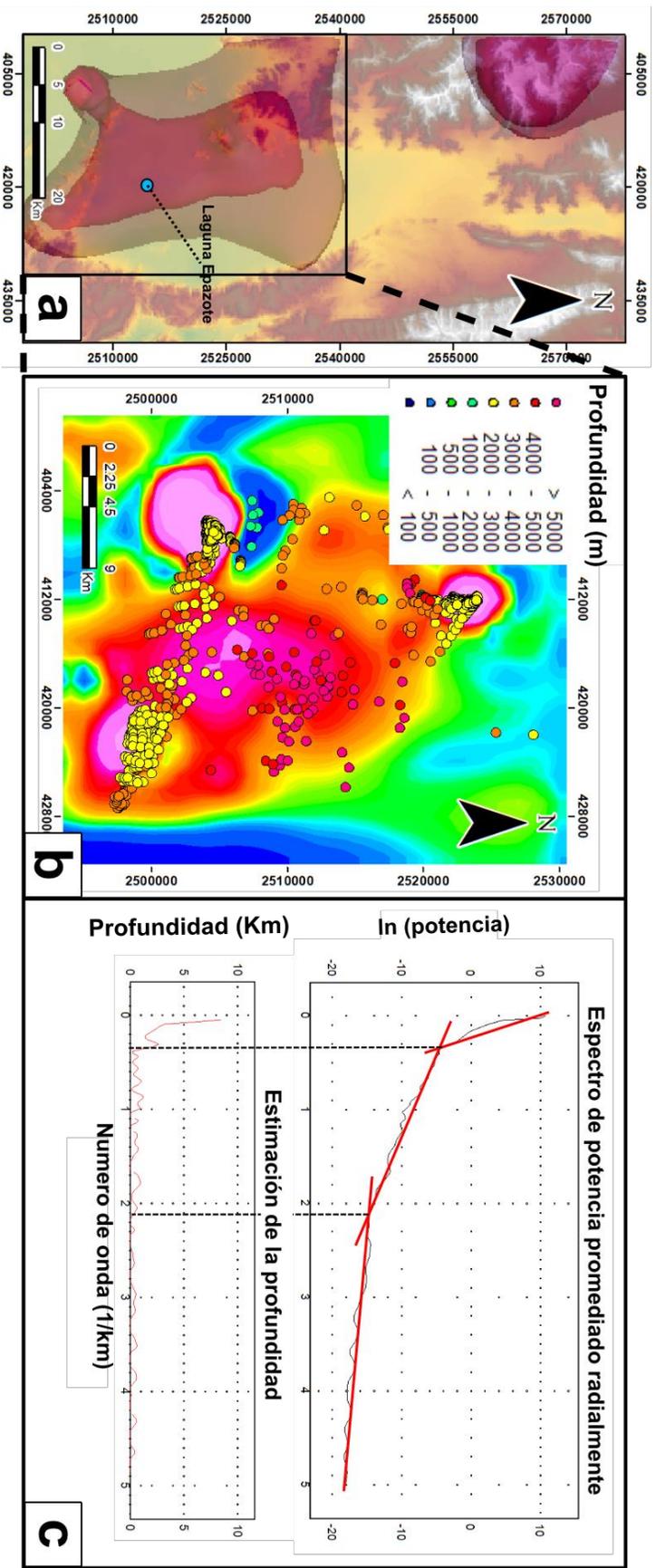


Figura 5.30 (parte 1). Modelo 3D y estimación de la profundidad del cuerpo intrusivo. a) Localización del cuerpo intrusivo con respecto a la laguna Epazote; b) Estimación de la profundidad por deconvolución de Euler; c) Estimación de la profundidad por análisis espectral; d) Modelo magnético 3D, donde se presenta la configuración magnética teórica, medida, modelo digital de elevación y modelo 3D.

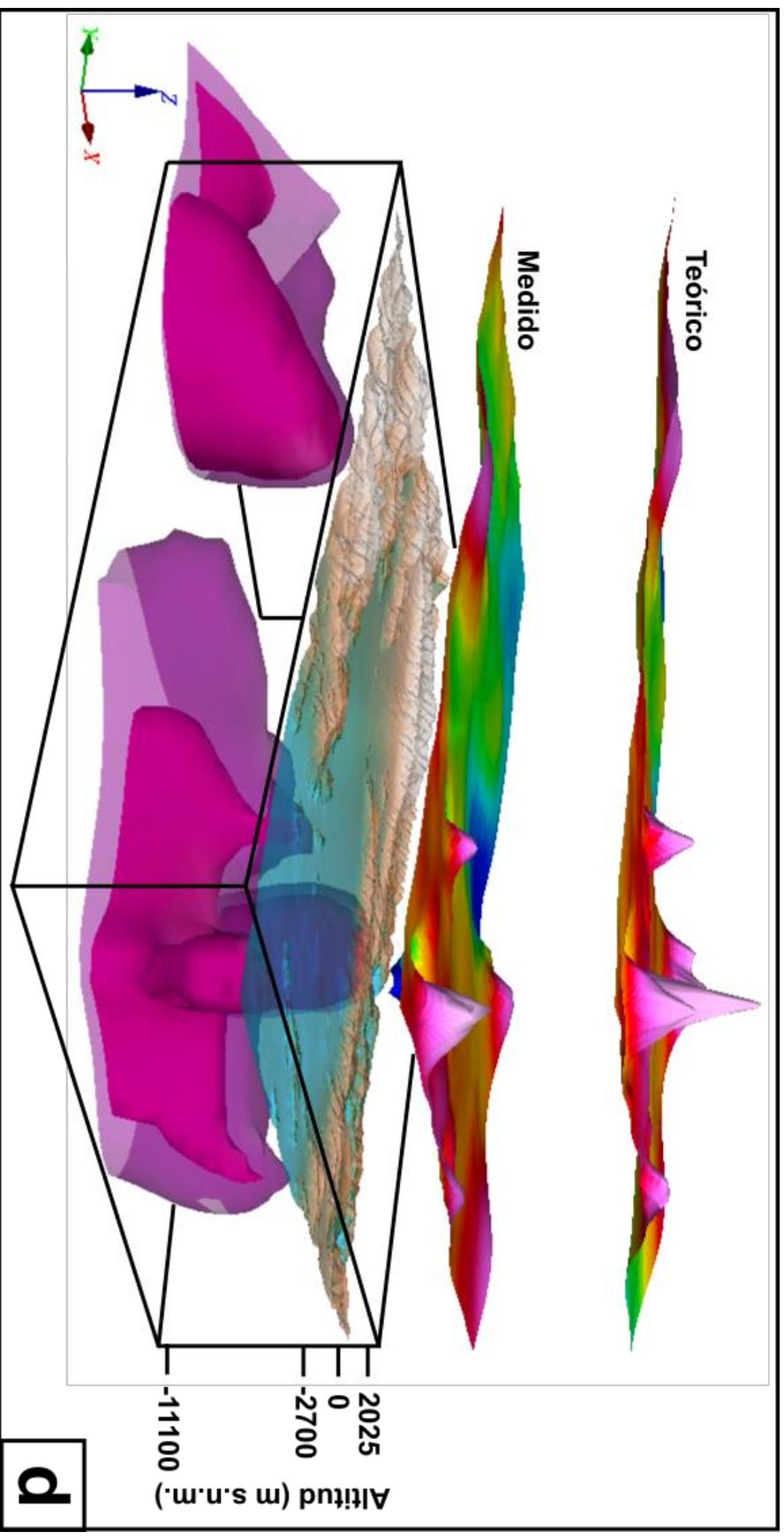


Figura 5.31 (parte 2). Modelo 3D y estimación de la profundidad del cuerpo intrusivo. a) Localización del cuerpo intrusivo con respecto a la laguna Epazote; b) Estimación de la profundidad por deconvolución de Euler; c) Estimación de la profundidad por análisis espectral; d) Modelo magnético 3D, donde se presenta la configuración magnética teórica, medida, modelo digital de elevación y modelo 3D.

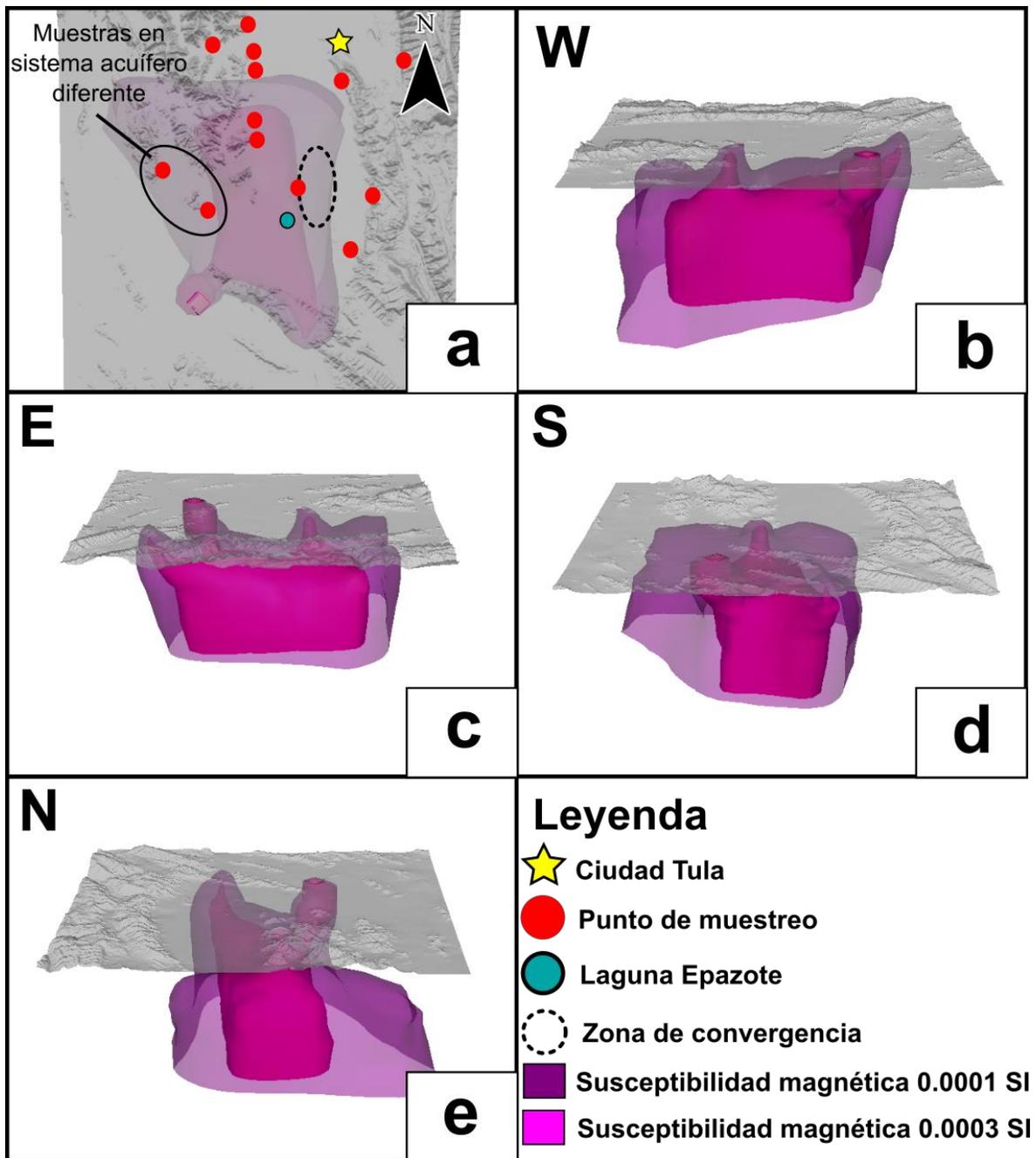


Figura 5.32. Geometría y ubicación del cuerpo intrusivo, con respecto a la laguna epazote y los puntos de muestreo de agua subterránea. a) Vista aérea; b) Vista lado W; c) Vista lado E; d) Vista lado S; e) Vista lado N.

Una vez establecida la profundidad del cuerpo intrusivo, se generó un modelo magnético/gravimétrico en 2D (Figura 5.32). El modelo es una sección con dirección W-E y atraviesa la anomalía asociada al cuerpo intrusivo, además pasa sobre la laguna Epazote. En el modelo se puede apreciar cómo el cuerpo intrusivo genera fracturas y/o fallas en las rocas sobreyacientes, y estas conducen al agua subterránea hacia la superficie, lo que forma a la laguna Epazote. La conexión hidráulica entre la Formación El Abra (calizas) y la Formación Guaxcamá (yesos), mediante este sistema de fracturas/fallas, explica los depósitos de yeso que se encuentran a los alrededores de la laguna (SGM, 2006). Además, se observa como este sistema actúa como una barrera que impide el paso del agua subterránea localizada al W, más bien las fracturas en el sitio generan flujos de agua subterránea con dirección N-S. Este fenómeno de impermeabilidad de ciertas fracturas/fallas, puede deberse a que se sellaron por procesos hidrotermales. El funcionamiento de fallas/fracturas como barreras hidrogeológicas se ha observado en otros estudios, como en Creta, donde una falla detiene el flujo de agua subterránea, con dirección SE – NW y cambia el flujo hacia el NE, donde el agua se descarga en el océano (Kanta et al., 2013); en Indonesia, una zona de falla actúa como una barrera y no permite que el agua subterránea recargue el acuífero desde las montañas (Delinom, 2009); o en Turquía, donde una falla evita la conexión hidráulica entre dos sistemas acuíferos (Anatolia y Apaydin, 2010).

Es importante mencionar que las muestras P09 y P11, las más cercanas a la zona de convergencia y a la laguna Epazote, presentan una composición química sulfatada cálcica, y tanto el diagrama de Gibbs (1970) (Figura 5.13) como la relación isotópica ^2H vs ^{18}O , muestran procesos de evaporación para estas muestras, lo que se puede asociar con la gran evaporación que hay en la laguna Epazote.

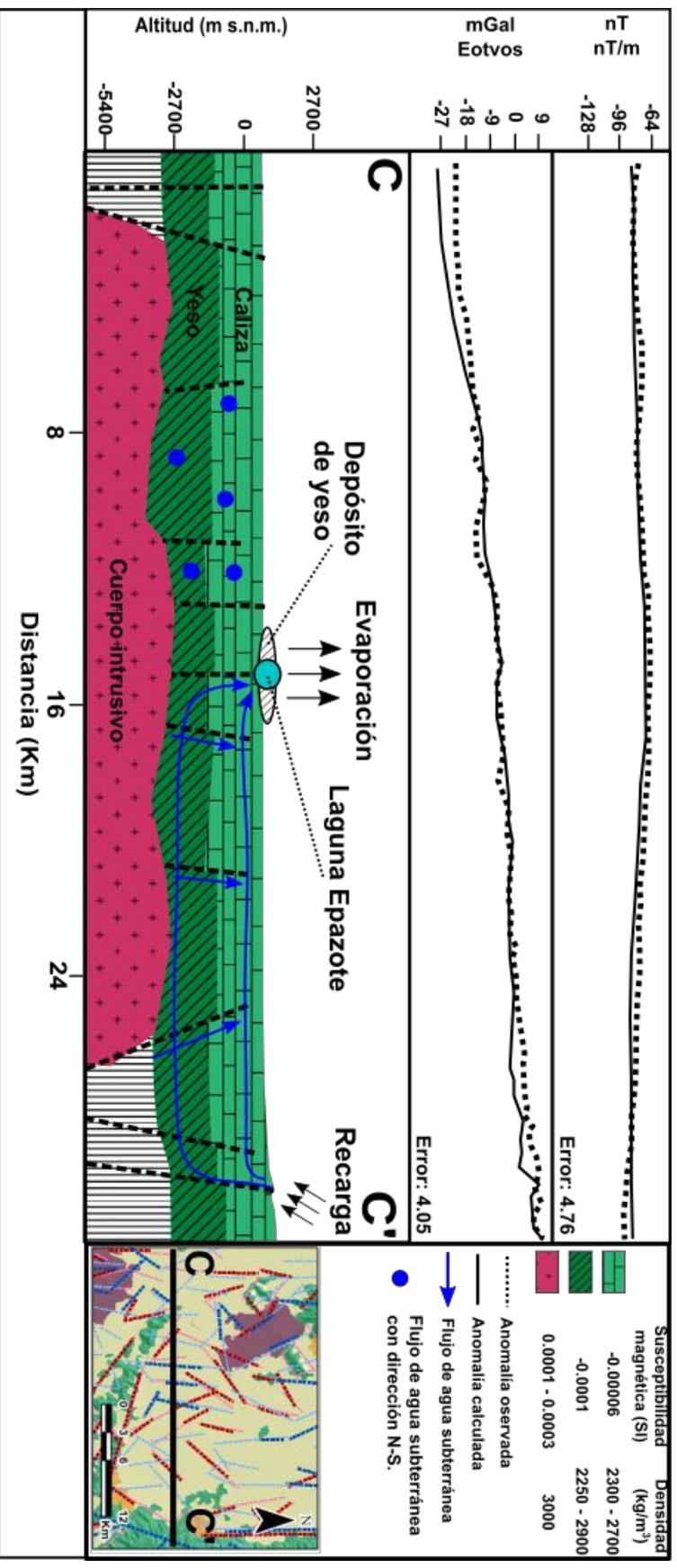


Figura 5.33. Modelo conceptual de la recarga y descarga de agua subterránea, en la zona acuífera de Tula, Tamaulipas. El cuerpo intrusivo genera fallas y fracturas sobre los yesos y calizas, estas zonas de debilidad son el conducto para que, por medio de cargas hidráulicas, flujos verticales ascendentes emerjan a la superficie y formen la laguna Epazote.

5.5 Zona acuífera de Tula, Tamaulipas.

De acuerdo a toda la información recaba y analizada de la zona acuífera de Tula, Tamaulipas (ZATT) se propone el siguiente modelo (Figura 5.33), el cual explica los sistemas de flujo de agua subterránea y su evolución dentro de la ZATT. En la Figura 5.33, se observan las zonas de descarga y zonas acuíferas que se distinguen una de otra por ciertas particularidades químicas y físicas del agua subterránea, así como por la geomorfología de la zona. También se distinguen diferentes flujos de agua subterránea los cuales se distinguen por los diferentes procesos hidrogeoquímicos que predominan en la línea de flujo.

La Figura 5.33, además muestra un cuerpo intrusivo el cual tiene una gran importancia hidrogeológica, ya que genera un sistema de fracturas/fallas que funciona como barrera hidrogeológica, esto divide al acuífero y crea una zona de convergencia y una zona de descarga que se ve reflejada en la Laguna Epazote. Es importante apreciar que la laguna se encuentra localizada sobre lineamientos superficiales, los cuales son impermeables perpendicularmente a la dirección de flujo, pero tienen la permeabilidad suficiente hacia la superficie para hacer que el agua subterránea emerja debido a diferencias de carga hidráulica.

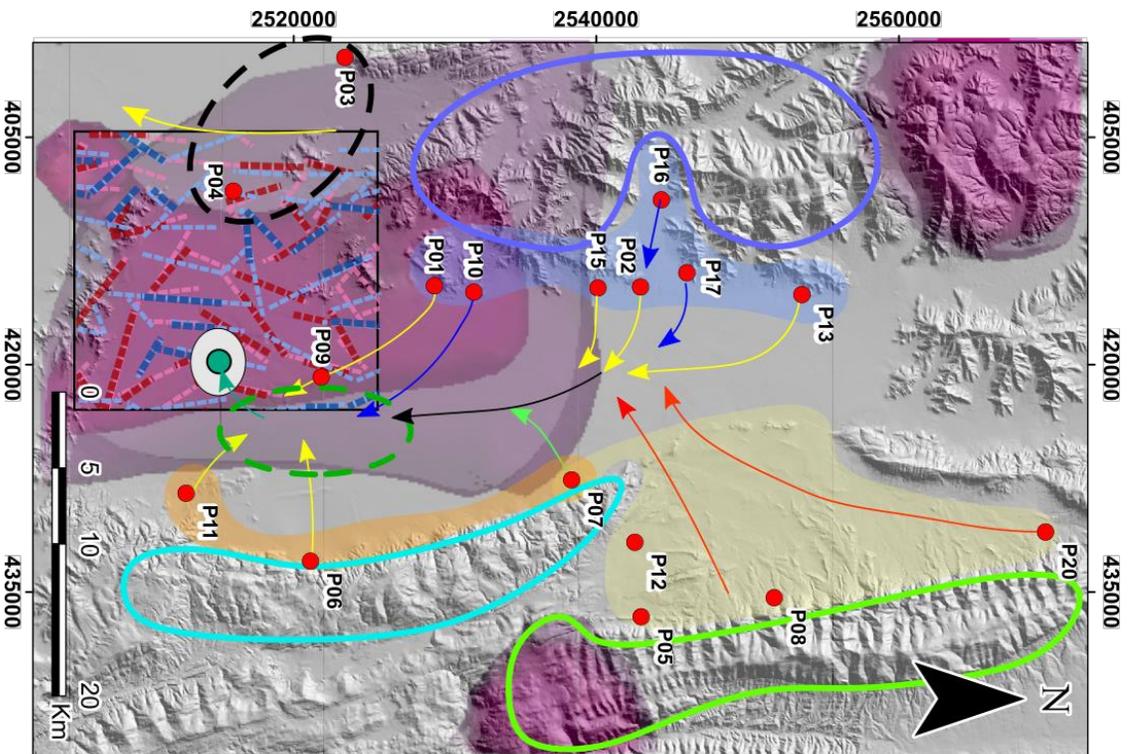


Figura 5.34. Zona Acuífera de Tula, Tamaulipas (ZATT).

Leyenda

- Zona de recarga en un medio altamente fracturado, a una altura aproximada de 1,800 m s.n.m.
- Zona de recarga a una altura máxima de 2,400 m s.n.m. Interactúa con un medio de baja permeabilidad.
- Zona de recarga a una altura aprox. de 1,500 m s.n.m.
- Zona acuífera con agua poco evolucionada, baja CE (menor a 900 uS/cm), oxidante y pH básico. Rápida disolución de carbonatos con evolución a sulfatos. Algunas estructuras tienen conexión hidráulica con un medio acuífero profundo de yesos, lo que causa procesos de dedolomitización.
- Zona acuífera de baja permeabilidad (flujos intermedios) y procesos de mezcla. Hacia la zona de recarga el agua presenta CE ligeramente alta (1,200 uS/cm), pH básico y es oxidante, así como, presencia de evaporación.
- Zona acuífera con agua evolucionada por presentar una fuerte interacción entre agua en medio carbonatado y en medio yesífero, lo que genera dedolomitización, una fuerte precipitación de carbonatos y, por ende, un pH ácido, CE entre 1,000 y 2,000 uS/cm y agua reductora.
- Cuerpo intrusivo.
- Zona fracturada que actúa como barrera hidrogeológica.
- Zona de convergencia.
- Muestras en diferente sistema acuífero.
- Laguna Epazote.
- Depósitos de yeso.
- Flujo de agua HCO₃⁻
- Flujo de agua SO₄²⁻ (interacción con medio acuífero profundo).
- Flujo en medio de baja permeabilidad y con procesos de mezcla. Flujo intermedio (anión predominante SO₄²⁻).
- Flujo de agua SO₄²⁻ que interactúa con un medio acuífero profundo y con un medio de baja permeabilidad.
- Flujo de mezcla.
- Flujo de descarga hacia la laguna Epazote.
- Lineamiento magnético.
- Lineamiento gravimétrico.
- Lineamiento magnético superficial.
- Lineamiento gravimétrico superficial.

6. CONCLUSIONES

La integración de métodos geofísicos e hidrogeoquímicos, que se aplicó mediante la metodología GHIF, resultó satisfactoria para la caracterización a nivel regional de un acuífero kárstico/fracturado; teniendo en cuenta que por sí solas, estas metodologías presentan ciertas incertidumbres. Ya que la magnetometría y gravimetría aérea permitieron identificar estructuras con el potencial para recargar, transportar y almacenar agua subterránea en el acuífero; y al correlacionar estas estructuras con análisis hidrogeoquímico, isotópico y fisicoquímico de muestras de agua cercanas, se logró tener una comprensión detallada del papel que juegan estas estructuras dentro del sistema acuífero, ya sea como estructuras de recarga, transporte, almacenamiento o descarga de agua subterránea.

La información geofísica (magnetometría y gravimetría) fue útil en la identificación de estructuras que controlan los sistemas de flujo de agua subterránea en la zona de estudio. Donde se determinó que el agua subterránea circula hacia el centro de la cuenca, para después tener una dirección N – S, y emerger en la laguna Epazote, esto debido a la impermeabilidad perpendicular (con respecto a la dirección de flujo) de estructuras formadas por la presencia de un cuerpo intrusivo. La determinación de la ubicación, geometría y profundidad de las estructuras identificadas con geofísica potencial, fue de gran ayuda en la interpretación de ciertos procesos hidrogeoquímicos, como mezclas de agua, dedolomitización, precipitación y disolución de minerales, etc.

Por otro lado, hacer las restricciones adecuadas en la modelación inversa por IS y fases minerales de la zona de estudio, da como resultado un modelo pertinente con el cual se logró validar y descartar sistemas de flujo, como lo fueron los flujos P08 a P05, P07 a P06 y P06 a P11 que fueron definidos a partir de la geofísica potencial y piezometría pero descartados por la modelación inversa, así como también se logró observar procesos de precipitación y disolución que se dan a lo largo del sistema de flujo.

Se logró corroborar la modelación inversa y el modelo geofísico a partir de la información hidrogeoquímica, fisicoquímica e isotópica; con la cual, también fue posible apreciar la conductividad hidráulica entre muestras que se encontraban sobre la misma línea de flujo. Además, fue posible observar la evolución de los diferentes sistemas de flujo, desde la identificación de la infiltración de agua en la zona de recarga, hasta su salida en la zona de descarga. Donde, se identificó la disolución y precipitación de los minerales que predominan en el agua subterránea, siendo la dedolomitización el principal proceso que controla la química del agua en la zona de estudio

Es importante señalar, que la comprensión de los sistemas de flujo que predominan en una región es de suma importancia para su correcta administración. Ya que como se ha discutido a lo largo de este trabajo de investigación, la Zona Acuífera de Tula, Tamaulipas, se encuentra fuertemente influenciado por un acuífero profundo dominado por flujos regionales, los cuales no suelen ser contemplados en los balances hídricos, por lo que, las fronteras hidrogeológicas de la ZAAT son aún desconocidas.

La zona acuífera del municipio de Tula, Tamaulipas, consiste en un acuífero superficial fracturado/kárstico de rocas calizas, el cual se encuentra químicamente influenciado por un acuífero profundo de yesos. En cuanto a sus zonas de recarga, descarga y sistemas de flujo, estos se encuentran fuertemente controlados por la dirección de las estructuras y la topografía del sitio. Cabe señalar que la presencia de cuerpos intrusivos en la zona generó importantes sistemas de fracturas que funcionan como zonas de recarga y como barreras hidrogeológicas que impiden el paso del agua subterránea, generando zonas de descarga de la misma.

7. REFERENCIAS

- Afrasabian, A. 2007. The importance of protection and management of Karst water as drinking water resources in Iran. *Environ Geol* 52: 673-677.
- Aguayo Camargo, J. E. (1998). The middle cretaceous EL Abra limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), 1–8.
- Al-Garni, M. A., & El-Kaliouby, H. M. (2011). Delineation of saline groundwater and sea water intrusion zones using transient electromagnetic (TEM) method, Wadi Thuwal area, Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 4(3–4), 655–668. <https://doi.org/10.1007/s12517-009-0094-5>
- Anatolia NW, Apaydin A (2010) Relation of tectonic structure to groundwater flow in the Beypazari. 1343–1356. doi: 10.1007/s10040-010-0605-1
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *GEOGHEMISTRY, GROUNDWATER AND POLLUTION* (Second edi). Amsterdam: A.A. BALKEMA PUBLISHERS.
- Araguas-Araguas, L., Froehlinch, K y Rozanski, K. (2000). Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes*. 14, 1341- 1355
- Armas, J. M., Medina, F., Lopez, J. G. y Cossio, T. (2004). Cartografía geológica estructural del valle huizachal, como base para el análisis de estabilidad de taludes de la carretera rumbo nuevo, Tamp., México. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Nuevo León. México. 134 p
- Ballard R.F. (1983). Cavity detection and delineation research. Report 5, Electromagnetic (radar) techniques applied to cavity detection. Technical Report GL, 83–1, pp 90
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: A challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 148–160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>
- Batte A, Muwanga A, Sigrist PW, Owor M (2008) VES as an exploration technique to improve on the certainty of groundwater yield in the fractured crystalline basement of eastern Uganda. *Hydrogeol J* 16(8):1683–1693
- Baranov, B. y Naudy H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics* 29:67-79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>
- Benavente, J., Liñán, C., Bessens, I. y Carrasco, F. (2002). Características físico-químicas de las aguas de goteo en las “Galerías Altas” de la Cueva de Nerja (Málaga). Incidencia de los procedimientos de medida. *Geogaceta*. 31: 11 -14.
- Benson, R. C., & Yuhr, L. B. (2015). *Site Characterization in Karst and Pseudokarst Terraines*. *Site Characterization in Karst and Pseudokarst Terraines*. Miami. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9924-9>

- Besañez, M. A., R. Fernández y C. Rosales. (1993). Cretaceous platform of Valles – San Luis Potosí, northeastern central Mexico, en: Simo, J. A., R. Scott, y J. P. Masse, Cretaceous Carbonate Platforms: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. 56: 51 – 19.
- Bonacci, O. (1987). *Karst Hydrology* (Vol. 2). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-83165-2>
- Buhmann, D., and W. Dreybrodt (1985). The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas: 1. Open system, Chem. Geol., 48(1), 189–211
- Calva Hernandez, D., Cardona Benavides, A., Contreras Servín, C., & Razo Soto, I. (2011). *Caracterización isotópica de la precipitación en el estado de San Luis Potosí*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. <https://doi.org/10.13140/2.1.3683.1367>
- Capaccioni B, Didero M, Paletta C, Salvadori P (2001) Hydrogeochemistry of groundwaters from carbonate formations with basal gypsiferous layers: An example from the Mt Catria-Mt Nerone ridge (Northern Appennines, Italy). J Hydrol 253:14–26. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00480-2
- Cardona, A. (2003). Medición de parámetros fisicoquímicos y toma de muestras de agua subterránea. Curso: Evaluación de la contaminación difusa en el agua subterránea. 4° Congreso Nacional de Aguas Subterráneas. San Luis Potosí. 26 p.
- Cardona, A., Banning, A., Carrillo-Rivera, J. J., Aguillón-Robles, A., Rúde, T. R., & Aceves de Alba, J. (2018). Natural controls validation for handling elevated fluoride concentrations in extraction activated Tóthian groundwater flow systems: San Luis Potosí, Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 77(4), 121. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7273-1>
- Cardona, A., Banning, A., Joel, J., Rivera, C., Aguillón, A., & Thomas, R. (2018). Natural controls validation for handling elevated fluoride concentrations in extraction activated Tóthian groundwater flow systems: San Luis Potosí, Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 77(4), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7273-1>
- Carrillo B. J. (1971). La Plataforma Valles San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 22: 1-117.
- Carrillo M., M. (1990). Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Queretaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9: 62-70.
- Carrillo-Rivera, J. J., Varsányi, I., Kovács, L. Ó., & Cardona, A. (2007). Tracing groundwater flow systems with hydrogeochemistry in contrasting geological environments. *Water, Air, and Soil Pollution*, 184(1–4), 77–103. <https://doi.org/10.1007/s11270-007-9400-6>
- Chekirbane, A., Tsujimura, M., Kawachi, A., Lachaal, F., Isoda, H., & Tarhouni, J. (2014). Use of a time-domain electromagnetic method with geochemical tracers

- to explore the salinity anomalies in a small coastal aquifer in north-eastern Tunisia. *Hydrogeology Journal*, 22(8), 1777–1794. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1180-7>
- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8 pp. 22-48, 137-170, 198-212.
- Clark, I.D. y Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, 328
- CONAGUA (2009). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Tula - Bustamante, estado de Tamaulipas.
- CONAGUA (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Tula - Bustamante, estado de Tamaulipas.
- CONAGUA (2017) Estadísticas del Agua en México, 2017th edn. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, México
- Custodio, E., & Llamas, R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Barcelona: Omega.
- Custodio, E., & Llamas, M. (2001). *Hidrología subterránea (Segunda edición ed.)*. Barcelona: Ediciones Omega S.A
- Craig, H. (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen- 18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834
- Cvijic, J. (1893). *Das Karstphanomen. Versuch einer morphologischen Monographie*, Geographische Abhandlungen herausgegeben von A Pench, Bd., V.H, 3. Wien, pp. 218-329.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotope in precipitation. *Tellus*. 16, 436-468.
- David R., Pyne G. (2017). *Groundwater Recharge and Wells*. Routledge, 400 pp.
- Delinom RM (2009) Structural geology controls on groundwater flow : Lembang Fault case study , West Java , Indonesia. doi: 10.1007/s10040-009-0453-z
- Demirel, Z. (2006). Hydrogeochemical evolution of groundwater in a Mediterranean coastal aquifer , Mersin-Erdemli basin (Turkey), 477–487. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-0114-z>
- Demlie, M., Wohnlich, S., & Wisotzky, F. (2007). Groundwater recharge , fl ow and hydrogeochemical evolution in a complex volcanic aquifer system , central Ethiopia, 1169–1181. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0163-3>
- Demlie MB, Mengistu H, Tessema A, et al (2011) The relationship between lineaments and borehole yield in North West Province, South Africa: results from geophysical studiesLa relation entre linéaments et débit des forages dans la province du Nord-Ouest, Afrique du Sud: résultats d'études géophysiquesD. *Hydrogeol J* 20:351–368. doi: 10.1007/s10040-011-0803-5
- Dentith, M., & Mudge, S. (2018). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*, xv–xv. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139024358.002>
- Dragon K, Gorski J (2015) Identification of groundwater chemistry origins in a

- regional aquifer system (Wielkopolska region, Poland). *Environ Earth Sci* 73:2153–2167. doi: 10.1007/s12665-014-3567-0
- Duarte, A., Bautista, F., Mendoza, M. y Delgado, C. 2013. Vulnerabilidad y riesgo de contaminación de acuíferos kársticos. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*. 16: 243 – 263.
- Eguiluz de Antuaño, S., Aranda García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1–26.
- Eslava, J. A., S. M. Bahamon y M. I. Lopez. (2000). Clasificación climática de los karst. *Meteorología Colombiana*. 2: 67 – 72
- Ezersky, M., Legchenko, A., Camerlynck, C. y Al-Zoubi, A. (2009). Identification of sinkhole development mechanism based on a combined geophysical study in Nahal Hever South area (Dead Sea coast of Israel). *Environmental Geology*. 58: 1123 – 1141.
- Fagundo Castillo, J., & Gonzales Hernández, P. (2005). *Hidrogequímica. Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional (CENAMENT). Ministerio de Salud Pública. La Habana, Cuba*. Retrieved from <http://www.fagundojr.com/documentos/Hidrogeoquimica.pdf>
- Fernandez, E., & Peiro, R. (1995). Introducción a la geología kárstica.
- Ferronsky, V.I. y Brezgunov, V.S. (1989). Stable isotopes and ocean dynamics. En: P. Fritz, P. y J.- Ch Fontes (Eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier. 3, 1-26
- Ford, D., & Williams, P. D. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. England: Jhon Wiley & Sons Ltd.
- Freeze, R. A. y J. A. Cherry. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. London. 1-604.
- Gams, I. (1993). Origin of the term "karst" and the transforamtion of the Classical karst (kras). *Environmental Geology*, 21, 110-4.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* 159 (1–4), 3–30
- García Oviedo, A., & Josep Pons, M. (2005). *Rudistas del cretácico superior del centro al sureste de México (Recuento sistemático de rudistas americanos)*. Universitat Autonoa de Barcelona, Barcelona.
- Geosoft (2018) Performing euler deconvolution with grav/mag interpretation. <https://my.geosoft.com/elearning/step>. Accessed 5 Sept 2018
- Giang, N., Duan, N., Thanh, L. y Hida, N. (2013). Geophysical Techniques to Aquifer Locating and Monitoring for Industrial Zones in North Hanoi, Vietnam. *Acta Geophysica*. 61: 1573 – 1597
- Gibbs, R.J., (1970), Mechanisms controlling world water chemistry: American Association for the Advancement of Science, New Series, Vol. (170) 3962,

1088-1090pp.

- Goldscheider, N., and D. Drew (2007), *Methods in Karst Hydrogeology*, 264 pp., Taylor and Francis Group, Leiden, Netherlands.
- Guevara, O., Ventura, R., Andrade, E. C., Garza, F. R. y Salinas, E. (2015). Análisis Geofísico del Acuífero del Altiplano de Tula, Tamaulipas. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Tamaulipas. México. 77 p.
- Gutiérrez Elorza M. (2008). *Geomorfología*. Prentice Hall, 898 pp.
- Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4(3): 184-194.
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., & Weiler, M. (2014). Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Review of Geophysics*, 52(1), 218–242. <https://doi.org/10.1002/2013RG000443>. Received
- Henderson, R. (1970). On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. *Geophysics* 35: pp. 916-919.
- Hidalgo, C., Cruz-Sanjulián, J., 2001, Groundwater composition, hydrochemical evolution and mass transfer in a regional detrital aquifer (Baza Basin, Southern Spain): *Applied Geochemistry*, 16, 745-758.
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., & Rexer, M. (2013). New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4279–4283. <https://doi.org/10.1002/grl.50838>
- Holdsworth, G., Fogarasi, S. y Krouse, H.R. (1991). Variation of isotope stable of water with altitude in the Saint Elias Mountains of Canada. *Journal of Geophysical Research*. 96, 7483-7494
- Huang P, Chen J (2012) Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in the coal-mining district of Jiaozuo, China. *Hydrogeol J* 20:739–754. doi: 10.1007/s10040-012-0836-4
- Huizar-Álvarez, R., Varela-González, G. G., & Jaramillo, M. E. (2014). Sistemas de flujo subterráneo y contenido de fluoruro en el agua de Tenextepango, Morelos, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(2), 238–247.
- Huntoon P.W. (1995). Is it appropriate to apply porous media ground- water circulation models to karstic aquifers?. Lewis Publishers, Boca Raton, pp 339–358.
- Jardani, A., Revil, A. y Dupont, P. (2006). Self-potential tomography applied to the determination of cavities. *Geophysical research letters*. 33: L13401. Doi:10.1029/2006GL026028.
- Jenne, E.A., Ball, J.W., Vivit, D.V., y Barks, J.H. 1980. Geochemical modelling apparent solubility controls on Ba, Zn, Cd, Pb, and F in waters of the Missouri Tri-State mining area. In Hemphill, D.D. (Editor), *Trace substances in environmental health*. XIV. University of Missouri, Columbia, pp. 353-361.

- Kanta, A., Soupios, P., Barsukov, P., Kouli, M., & Vallianatos, F. (2013). Aquifer characterization using shallow geophysics in the Keritis Basin of Western Crete, Greece. *Environmental Earth Sciences*, 70(5), 2153–2165. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2503-z>
- Karami, G. H., Bagheri, R., & Rahimi, F. (2016). Determining the groundwater potential recharge zone and karst springs catchment area: Saldoran region, western Iran. *Hydrogeology Journal*, 24(8), 1981–1992. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1458-z>
- Kiraly, L. (1998). Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach, *Bull. d'Hydrogéologie*, 16,77–98.
- Klimchouk A (2015). The karst paradigm: changes, trends and perspectives. *Acta Carsologica* 44(3):289–313
- Kresic, N. (2007). Hydraulic methods, in *Methods in Karst Hydrogeology*, edited by N. Goldscheider and D. Drew, pp. 65–91, Taylor and Francis/ Balkema, London, U. K
- Kresic, N. y Papic, P. 1990. Specific Chemical Composition of Karst Groundwater in the Ophiolite Belt of the Yugoslav Inner Dinarides A Case for Covered Karst. *Environmental Geology Water Science*. 2: 131 – 135.
- Krienen, L., Heuser, M., Höbig, N., Mares Ochoa, M. E., Rüde, T. R., & Cardona Benavides, A. (2017). Hydrogeological and hydrochemical characterization of two karstic discharge areas in San Luis Potosí, Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 76(24), 1–18. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-7166-8>
- Krishnamurthy, N., Chandra, S. y Kumar, D. (2008). Geophysical Characterization of hard rock aquifers, en: *Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers, Sustainable management and optimal monitorin network desing*. Capital Publishing Company. India. 251 pp
- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetism*.
- Lepper, E. y A. Curtis. 2005. Groundwater development in Lemoa, Guatemala. *Environ Geol* 48:49-56.
- Li, L., Guo, H., Wang, P., & Jia, W. J. (2016). Research on RTP aeromagnetic gradient data and its applicability in different latitudes. *Applied Geophysics*, 13(1), 48–58. <https://doi.org/10.1007/s11770-016-0534-4>
- Llopis, N. 1970. Fundamentos de hidrogeología cárstica (introducción a la geoespeleología). BLUME. España. 269 p.
- Longo, L. M., De Ritis, R., Ventura, G., & Chiappini, M. (2016). Analysis of the Aeromagnetic Anomalies of the Auca Mahuida Volcano, Patagonia, Argentina. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10–11), 3273–3290. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1161-3>
- López-Chicano, M., Bouamama, M., Vallejos, A. and Pulido-Bosch, A. (2001). Factors which determine the hydrogeochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Appl. Geochem.* 16, 1179–1192.

- López-Doncel, R. (2003). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 1–19.
- López Loera, H., Ramos Leal, J. A., Dávila Harris, P., Torres Gaytan, D. E., Martínez Ruiz, V. J., & Gogichaishvili, A. (2015). Geophysical Exploration of Fractured-Media Aquifers at the Mexican Mesa Central: Satellite City, San Luis Potosí, Mexico. *Surveys in Geophysics*, 36(1), 167–184. <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9302-2>
- Lozada Trujillo, J. A., & García Villanueva, L. A. (2018). *Identificación de los procesos hidrogeoquímicos en el sistema lagunar Montebello, mediante la modelación inversa en PHREEQC*.
- Lugo Hubp, J. (1990). El Relieve de la República Mexicana. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 9(1), 82–111.
- Majoube, M., 1971. Fractionnement en oxygen-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *J. Chim. Phys.* 68: 1423-1436.
- Manoj, S., Thirumurugan, M., & Elango, L. (2019). Hydrogeochemical modelling to understand the surface water – groundwater interaction around a proposed uranium mining site. *Journal of Earth System Science*, 128(3), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1078-9>
- Martínez, D., Bocanegra, E., & Manzano, M. (2000). La modelación hidrogeoquímica como herramienta en estudios hidrogeológicos. *Boletín geológico y minero*, 83-97.
- McDowell, C. (1963). *Mass Spectrometry*. McGraw-Hill Book Co., Inc. New York.
- McFeeters, S. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*. 17: 1425-1432
- Mifflin M.D (1988) Region 5, Great Basin, in Back, W., Rosenshein, J.S. and Seaber, P.R. (Eds.), *Hydrogeology*, Geological Society of America, p.69-78.
- Minero C. J. , Enos P. y Aguayo C. J. E. (1983). Sedimentation and diagenesis of mid-cretaceous platforms margin East-Central Mexico, with accompanying field guide. *Dallas Geological Society*, Dallas, 1-168.
- Miranda, C. I. C. (2011). *Fabrica magnetica para determinar direcciones , fuentes y dinámicas*.
- Mook, W. G. (2000). *Environmental isotopes in the hydrological cycle Volume I.pdf. Technical documents in hydrology (Vol. 1)*. Retrieved from http://www.hydrology.nl/images/docs/ihp/Mook_VI.pdf
- Morán-Ramírez, J., Ramos-Leal, J. A., López-Álvarez, B., Lozada, S. C., & León, G. S. De. (2013). Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso huasteca potosina. *Boletín de La Sociedad Geologica Mexicana*, 65(1), 71–82.
- Moran-Ramírez, J., Ramos-Leal, J. A., Mahlkecht, J., Santacruz-DeLeón, G.,

- Martín-Romero, F., Fuentes Rivas, R., & Mora, A. (2018). Modeling of groundwater processes in a karstic aquifer of Sierra Madre Oriental, Mexico. *Applied Geochemistry*, 95(June), 97–109. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.05.011>
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. *Bulletin Geodesique*, 54: 395-405
- Myers, R. L. (1968). Biostratigraphy of the Cardenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosi, Mexico. *Paleontología Mexicana*, 24, 1–89. Retrieved from <http://www.ojs-igl.unam.mx/index.php/Paleontologia/article/view/34>
- NOAA (2018). <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/HDGM/index.html>. Consultado en junio del 2018.
- Ouyse, S. y Carrillo-Rivera, J.J. (2014). Field groundwater sampling procedure for inorganic chemistry and stable isotopes determination. Instituto de Geografía UNAM. 14 p.
- Padilla, J. R. (1978). Bosquejo Geológico estructural De La Sierra Madre Oriental. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 2(1), 45–54.
- Parkhurst D.L y Apello C.A.J (1999). User guide to PHREEQC (version 2) a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report, 99 4259
- Parkhurst DL, Thorstenson DC, Plummer LN (1980). PHREEQC— a computer program for geochemical calculations. USGS-Water Resources Investigations 90-92
- Pérez-Corona FY, López-Loera H, Fregoso-Becerra E, et al (2017) Caracterización de lineamientos estructurales y sus implicaciones hidrogeológicas en la cuenca de Villa Hidalgo (San Luis Potosí) integrando métodos geofísicos potenciales. *Bol la Soc Geol Mex* 69:555–576. doi: 10.18268/BSGM2017v69n3a3
- Pérez Morán, A., & Cardona Benavides, A. (2008). *Evolución Hidrogeoquímica En El Hundido : Una Cuenca Endorréica En Coahuila , México*.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *American Geophysical Union Transactions*, 25, 914–928.
- Pórcel, R. A. D., & Pérez, G. C. C. (2017). Integrated water resources management and the Mexican prospects. *Environmental Earth Sciences*, 76(11). <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6633-6>
- Qian, J., Xie, B., Chen, H., Bai, Y., & Wu, X. (2011). Analysis of ore-controlling structure and prospecting of tectono-geo- chemistry in Jinshan Au–Ag mining area, Guangxi. *Geo- science*, 25(3), 531–544.
- Reeves, C. (2006). *Aeromagnetic Surveys. Earthworks*. Delft, Netherland: GEOSOFT. <https://doi.org/10.1007/BF01465543>
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

- Roback, R. C., Johnson, T. M., McLing, T. L., Murrell, M. T., Luo, S., & Ku, T. L. (2001). Uranium isotopic evidence for groundwater chemical evolution and flow patterns in the Eastern Snake River Plain aquifer, Idaho. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(9), 1133–1141. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1133:UIEFGC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1133:UIEFGC>2.0.CO;2)
- Rocha Rocha, M., & Gonzáles Partida, E. (2008). *Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Rozanski, K., Araguas-araguas, L., & Gonftanttni, R. (1992). Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation, (January). <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Sacks, L.A., Herman, J.S. and Kauffman, S.J. (1995). Controls on high sulfate concentrations in the Upper Floridan aquifer in southwest Florida. *Water Resour. Res.* 31, 2541–2551
- Saidi, S., Hosni, S., Mannai, H., Jelassi, F., Bouri, S., & Anselme, B. (2017). GIS-based multi-criteria analysis and vulnerability method for the potential groundwater recharge delineation, case study of Manouba phreatic aquifer, NE Tunisia. *Environmental Earth Sciences*, 76(15), 1–20. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6840-1>
- Saldierna, J. J., R. Ventura, L. Heyer y W. E. Salinas. (2014). Análisis hidrogeológico del altiplano de Tula como herramienta de gestión sustentable de recursos hídricos. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de Tamaulipas. México. 87 p.
- Sanchez-Martos, F., Aguilera, P. A., Garrido-Frenich, A., Torres, J. A., & Pulido-Bosch, A. (2002). Assessment of groundwater quality by means of self-organizing maps: Application in a semiarid area. *Environmental Management*, 30(5), 716–726. <https://doi.org/10.1007/s00267-002-2746-z>
- Sánchez, J. (2014). Conceptos Fundamentales de Hidrogeología. *Salamanca (España)*, 1, 11. Retrieved from <http://hidrologia.usal.es>
- Schwartz, F. y Zhang, H. (2002). *Fundamental of Groundwater*. Environmental & Engineering Geoscience. 286 pp.
- Servicio Geológico Mexicano. (2006). *Atlas de riesgo municipios Antiguo Morelos, Nuevo Morelos, Ocampo y Tula del Estado de Tamaulipas*. Mexico: Servicio Geológico Mexicano.
- Sirshendu De, Abhijit Maiti. (2012). Arsenic Removal from Contaminated Groundwater. The Energy and Resources Institute (TERI), 304 pp.
- Skeels, D. C. (1967). What is residual gravity. *Geophysics*, 32(5), 872–876. <https://doi.org/10.1190/1.1439896>
- Stevanovic, Z. (2015). *Karts Aquifers Characterization and Engineering.pdf*.
- Stiff, H. (1951). The Interpretation of Chemical Water Analysis by Means of Patterns. *J Pet Technol.* 3: 15–3. <https://doi.org/10.2118/951376-G>
- Sun, Z., Ma, R., Wang, Y., Ma, T., & Liu, Y. (2016). Using isotopic, hydrogeochemical-tracer and temperature data to characterize recharge and

- flow paths in a complex karst groundwater flow system in northern China. *Hydrogeology Journal*, 24(6), 1393–1412. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1390-2>
- Tardy, M., J. F. Longoria, J. Martínez, L. M. Mitre, M. Patiño, R. Podilla y C. Ramírez. (1975). Observaciones generales sobre la estructura de la sierra madre oriental: la aloctona del conjunto cadena alta altiplano central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S.L.P. México. *Revista Instituto de Geología U.N.A.M.* 75: 1 – 11.
- Torres Rivera, S., Ramos Leal, J. A., & Dávila Harris, P. (2018). *Desarrollo de la metodología MEPAM para la determinación de la conexión hidráulica entre una zona de recarga y una de descarga, caso Joya de Luna y Guaxcamá, San Luis Potosí*. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, San Luis Potosí. Retrieved from <https://ipicyt.repositorioinstitucional.mx/jspui/bitstream/1010/766/3/TDIPICYTM3T52017.pdf>
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México - a review, en *Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Linares, Nuevo León, México, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 4, 5-45
- White WB (1969) Conceptual models for carbonate aquifers. *Ground Water* 7(3):15-21
- Worthington SRH, Ford DC (2009). Self-organized permeability in carbonate aquifers. *Ground Water* 47(3):326–336.
- Yin, L., Hou, G., Su, X. S., Wang, D., Dong, J., Hao, Y., & Wang, X. (2011). Isotopes (δD and $\delta^{18}O$) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: Implications with respect to groundwater recharge and circulation. *Hydrogeology Journal*, 19(2), 429–443. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0671-4>
- Young, M. E., de Bruijn, R. G. M., & Al-Ismaily, A. bin S. (1998). Exploration of an alluvial aquifer in Oman by time-domain electromagnetic sounding. *Hydrogeology Journal*, 6(3), 383–393. <https://doi.org/10.1007/s100400050161>
- Yuan, J., Xu, F., Deng, G., & Tang, Y. (2017). Using stable isotopes and major ions to identify hydrogeochemical characteristics of karst groundwater in Xide country, Sichuan Province. *Carbonates and Evaporites*. <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0333-x>