



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

**POSGRADO EN CIENCIAS APLICADAS**

Conexiones Hidráulicas de Cuencas Hidrogeológicas en La Sierra  
Madre Oriental Aplicando Modelos Hidrogeoquímicos

Tesis que presenta  
**Janete Morán Ramírez**

Para obtener el grado de  
**Maestra en Ciencias Aplicadas**

En la opción de  
**Ciencias Ambientales**

Director de tesis  
**Dr. José Alfredo Ramos Leal**

San Luis Potosí, S.L.P., Enero 2012



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Conexiones Hidráulicas de Cuencas Hidrogeológicas en La Sierra Madre Oriental Aplicando Modelos Hidrogeoquímicos**” presentada para obtener el Grado de de Maestra en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales fue elaborada por **Janete Morán Ramírez** y aprobada el **16 de Enero de 2012** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Ciencias Ambientales del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

Dr. José Alfredo Ramos Leal  
Director de la tesis

---

---

---



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de hidrogeoquímica de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Alfredo Ramos Leal.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (33108) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Parte de esta investigación se realizó con la ayuda del Proyecto CONACYT-90901 "Caracterización Hidrogeoquímica de la Descarga Subterránea en la Zona de la Huasteca, San Luis Potosí"

Los análisis de elementos traza y metales fueron realizados en el Laboratorio de Hidrogeoquímicas del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla.

Los análisis de isótopos estables O-18 y D fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM.

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

## Acta de Examen de Grado



IPICYT

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 054 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 27 días del mes de enero del año 2012, se reunió a las 17:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. Roberto Briones Gallardo</b>	<b>Presidente</b>	<b>UASLP</b>
<b>Dra. María de Lourdes Berenice Celis García</b>	<b>Secretaria</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. José Alfredo Ramos Leal</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. José Noel Carbajal Pérez</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>

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

**MAESTRA EN CIENCIAS APLICADAS  
EN LA OPCION DE CIENCIAS AMBIENTALES**

sustentó la C.

**Janete Morán Ramírez**

sobre la Tesis intitulada:

*Conexiones Hidráulicas de Cuencas Hidrogeológicas en la Sierra Madre Oriental Aplicando Modelos Hidrogeoquímicos*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. José Alfredo Ramos Leal**

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLA**

Dándose por terminado el acto a las 18:15 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 27 días del mes de enero de 2012.

  
**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico

  
**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado

## **Agradecimientos**

Agradezco el apoyo brindado por el Dr. José Alfredo Ramos Leal, mi director de tesis; por el tiempo dedicado, sus relevantes aportes, comentarios y sugerencias durante el desarrollo de esta investigación.

Agradezco el apoyo brindado por el Dr. Roberto Briones Gallardo por el tiempo brindado sus comentarios y recomendaciones que ayudaron a mejorar el presente trabajo.

Agradezco el apoyo brindado por el M.I Briseida López Álvarez durante la realización de este trabajo.

Agradezco M.C Fred Yoan Pérez Corona por su apoyo en alguna de las figuras de este trabajo.

Esta tesis esta dedicada a mis padres, mi esposo y hermanas por su apoyo incondicional y comprensión.

# Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Agradecimientos	v
Lista de tablas	vii
Lista de figuras	viii
Anexos	ix
Abreviaturas	x
Glosario	xi
Resumen	xv
Abstract	xvi
<b>1 GENERALIDADES</b>	<b>1</b>
1.1 Introducción	1
1.2 Objetivo General	5
1.3 Justificación	5
1.4 Hipótesis	6
1.5 Área de Estudio	6
1.6 Clima y Vegetación	6
1.7 Hidrografía	7
<b>2 MARCO HIDROGEOLOGICO</b>	<b>8</b>
2.1 Geología	8
2.2 Hidrogeología	13
2.3 Procesos Cársticos	16
2.4 Origen de los Iones Mayoritarios	17
2.5 Modelación Hidrogeoquímica	20
2.5.1 Modelación Directa	21
2.5.2 Modelación Inversa	23
2.6 Hidrogeoquímica Isotópica	23
<b>3 METODOLOGIA</b>	<b>26</b>
3.1 Técnicas Analíticas	26
3.2 Diagramas Hidrogeoquímicos	28
3.3 Modelación Directa	29
3.4. Modelación Inversa	31
<b>4 RESULTADOS Y DISCUSION</b>	<b>31</b>
4.1 Familias de Agua	31
4.2 Diagramas de Dispersión	35
4.3 Isótopos Ambientales	39
4.4 Modelación Inversa	40
<b>5. CONCLUSIONES</b>	<b>50</b>
<b>6. BIBLIOGRAFIA</b>	<b>52</b>
<b>7. ANEXOS</b>	<b>57</b>

## Lista de tablas

1. Datos necesarios para la realización de la Modelación Directa en <b>Phreeqc</b>	30
2.- Resultado de la modelación inversa en PHREEQC para el segmento de flujo de San Luis Potosí -Rioverde-Santa Anita no se produce ningún modelo no existe una conexión.	41
3.- Modelo producido por PHREEQC para el segmento de flujo de Rioverde-Santa Anita (Unidades en mM /L).	44
4.- Modelo producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Apesco a Huichihuayan en la zona de la Huasteca (Unidades en mM /L).	45
5.- Modelo producido por PHREEQC para el segmento de flujo de Unión de Guadalupe –Tambaque (Unidades en mM /L).	47
6.- Modelo producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Salto – Minas Viejas (Unidades en mM /L).	48

## Lista de figuras

1. Sección hidrogeológica mostrando el flujo subterráneo en la zona de estudio.	4
2. Geología regional	9
3. Columna estratigráfica	12
4. Modelo conceptual del funcionamiento regional del agua subterránea	15
5. Localización del área de estudio y puntos de muestreo del agua subterránea.	16
6. Menú de datos de entrada requeridos en la modelación directa con Phreeqc	30
7. Menú de datos de entrada necesarios para la modelación inversa con Phreeqc.	31
8. Diagrama de Piper mostrando los tipos de agua en el área de estudio	32
9. Diagrama de Mifflin muestra la evolución del agua subterránea en el karst Huasteco.	34
10. Variación de componentes químicos a lo largo del flujo subterráneo del área de estudio	37
11 Variación de componentes químicos a lo largo del flujo subterráneo en el área de estudio	38
12. Relación $\delta D$ y $\delta O^{18}$ del agua meteórica y agua subterránea de la zona de la Huasteca	39
13. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección San Luis Potosí-Rioverde.	42
14. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Rioverde-Santa Anita	43
15. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Apesco-Huichihuayan	46
16. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Unión de Guadalupe –Tambaque	47
17. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Salto- Minas Viejas	49

## **Anexos**

1. Datos de campo la muestra del área de estudio 58
2. Artículos enviados a las revistas:
  - a) Revista Mexicana de Ciencias Geológicas
  - b) Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana

## Abreviaturas

<b>Meq</b>	Miliequivalentes
<b>mM</b>	Milimol
<b>mV</b>	Milivolt
<b>O.D.</b>	Oxigeno Disuelto
<b>O.R.</b>	Oxido Reducción
<b>ppm</b>	Partes por millón

## Glosario

**Acuífero:** *Geol.* Formación geológica fisurada o porosa saturada y con suficiente permeabilidad para permitir el flujo de agua en cantidades significativas hacia manantiales o hacia las captaciones usuales, como pozos o galerías.

**Agua subterránea:** *Geol.* Agua presente en los intersticios o huecos (poros o fisuras) de la zona saturada bajo la superficie del terreno.

**Análisis de cuencas:** *Geol.* Rama de la Estratigrafía que se ocupa de la reconstrucción de la distribución espacial y temporal de cada unidad estratigráfica dentro de una cuenca sedimentaria, y de la reconstrucción de las condiciones fisicoquímicas y biológicas que reinaron en la cuenca a lo largo de su historia.

**Anticlinal:** Pliegue de estratos sedimentarios que recuerda a un arco.

**Calcita:** *Geol.* Mineral de la clase de los carbonatos, de fórmula  $\text{CaCO}_3$ , que cristaliza en el sistema trigonal, que unas veces se encuentra formando romboedros o escalenoedros y otras, agregados cristalinos masivos, fibrosos o fibroso-radiados. Es polimorfo de la aragonita y de la vaterita y da nombre a un grupo que incluye a diversos carbonatos isoestructurales como la rodocrosita, la magnesita y la smithsonita. Tiene una dureza de 3 (es el tercer término de la escala de Mohs) y un peso específico de 2.7. Es incolora o presenta color blanco con tonalidades diversas (blanco, amarillo, rojizo, gris, etc.), raya blanca y brillo vítreo, y es de transparente a opaco. Es un componente esencial de algunas rocas sedimentarias (calizas) y carbonatos metamorfizados (mármoles). Se forma por precipitación química en soluciones sobresaturadas en diferentes medios acuosos y a partir de caparazones de organismos. También se encuentra en filones hidrotermales y en pegmatitas. Se utiliza en la fabricación de cementos y de fertilizantes y también como piedra ornamental. V

**Karst:** Tipo de topografía formado sobre rocas solubles (en especial en calizas) principalmente por dilución. Se caracterizan por los sumideros, las grutas y el drenaje subterráneo.

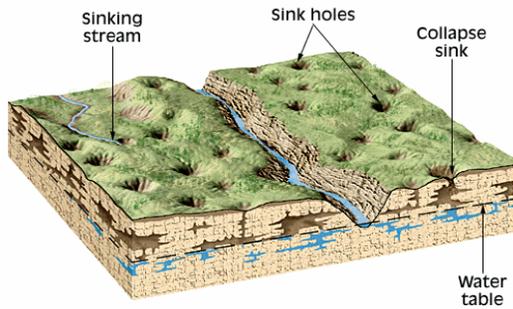


Figura.- Anexo 3 Ejemplo de una Zona de Karst. Tomada de Gutiérrez 2008.

**Caliza:** *Geol.* Roca sedimentaria cuyo origen puede ser predominantemente biológico, químico o mixto. La variedad pura tiene, al menos, un 95% de  $\text{CaCO}_3$ ; la corriente, por lo menos un 50%; de los componentes restantes, el más frecuente y dominante es el carbonato de magnesio, y los accesorios son silicatos o productos de su alteración, como arcillas, sílice, y también pirita y siderita.

**Ciclo hidrológico:** *Geol.* Ciclo que comprende las migraciones y transformaciones del agua desde su evaporación a partir de los océanos hasta la llegada de nuevo a dichos océanos a través de la precipitación, de los ríos, las aguas subterráneas o los glaciares.

**Código:** Herramienta numérica que permite simular los modelos hidrogeoquímicos.

**Dolina:** Depresión producida en una región donde las rocas solubles han sido disueltas por el agua subterránea.

**Efluente:** Corriente de agua que recibe agua mediante la entrada de agua subterránea a través de su lecho.

**Erosión:** Conjunto de fenómenos externos que, en la superficie del suelo o a escasa profundidad, quitan en todo o en parte los materiales existentes modificando el relieve.

**Evaporita:** Roca sedimentaria formada por el material depositado a partir de disoluciones por evaporación del agua.

**Facies:** Parte de una unidad litológica caracterizada por rasgos propios de sus condiciones de formación y que por tanto permite distinguirla del resto de la unidad.

**Falla:** Plano de rotura en una masa rocosa a lo largo de la cual se produce movimiento.

**Flujo:** tipo de movimiento común en los procesos gravitacionales en los cuales el material saturado de agua se desplaza pendiente abajo como un fluido viscoso.

**Fractura:** Término general que incluye fallas y desclasas. Las fracturas son consecuencias del comportamiento frágil de las rocas respecto a los esfuerzos deformativos anisótropos.

**Fuente Termal:** manantial en el cual la temperatura es 6-9°C más caliente que la temperatura anual media del aire de su localidad.

**Gradiente:** pendiente de una corriente de agua; generalmente se expresa como el descenso a lo largo de una distancia fija.

**Gradiente Hidráulico:** pendiente de nivel freático. Se determina hallando la diferencia de altura entre dos puntos en el nivel freático y dividiéndola por la distancia horizontal entre dos puntos.

**Infiltración:** Movimiento del agua superficial dentro de las rocas o el suelo a través de grietas o poros.

**Lapiaz:** son una serie de acanaladuras en la superficie de la roca caliza de dimensiones reducidas.

**Ley de Darcy:** Ecuación que expresa que el caudal de agua subterránea dependen del gradiente hidráulico, la conductividad hidráulica y el área de la sección transversal de un acuífero.

**Lutita:** Roca sedimentaria de grano muy fino compuesta de minerales de arcilla y otros materiales muy finamente divididos. Estas rocas están caracterizadas por una fisilidad de plano de estratificación muy marcada.

**Meteorización:** Término que agrupa todos los procesos por los que la roca y el suelo se alteran bajo la influencia directa de la hidrosfera y de la atmósfera.

**Meteorización Química:** proceso mediante los cuales la estructura interna de un mineral es alterada por eliminación y/o adición de elementos.

**Nivel base:** nivel por debajo del cual un río no puede erosionar más.

**Nivel freático:** el nivel superior de la zona saturada de las aguas subterráneas.

**Oxidación:** Pérdida de uno o más electrones de un átomo o ion. Denominado así porque los elementos se combinan normalmente con el oxígeno.

**Poljé:** Depresión grande, existente en una región cárstica, con grandes laderas escarpadas (deprimida) y piso plano

**Sinclinal.-** Pliegue en el que las capas situadas en el interior de la curvatura son las más jóvenes, su estructura es cóncava.

**Subsidencia:** Hundimiento progresivo, durante un periodo bastante largo, del fondo de una cuenca sedimentaria, que permite la acumulación de grandes espesores de sedimentos.

**Zona:** Unidad litoestratigráfica informal que puede incluir a la vez una capa, un miembro, una formación y un grupo, o partes de éstos.

## Resumen

El área de estudio se encuentra dentro de la Plataforma Valles-San Luis Potosí la cual pertenece a la Sierra Madre Oriental (SMO), cuya porción montañosa formada por anticlinales y sinclinales tienen una orientación preferencial N-S y un sistema muy importante de fallas y fracturas con orientación E-W que controlan el flujo subterráneo hacia el Golfo de México. Se identificaron dos principales tipos de agua: uno bicarbonatado cálcico debido a interacción con rocas carbonatadas como las calizas. Otro es de tipo sulfatado cálcico que se relaciona con un proceso de interacción agua-roca, principalmente de origen evaporítico como son los yesos, los cuales le dan estas características. Para demostrar la conectividad hidráulica entre las cuencas hidrogeológicas de la Zona Centro, Media y Huasteca en el área de estudio, se aplicó modelación hidrogeoquímica de tipo inversa a 5 secciones. La modelación de la posible conexión hidráulica entre Zona Centro (Valle de San Luis Potosí) y Zona Media (Rioverde) no generó ningún modelo capaz de reproducir una evolución del agua subterránea, lo que se interpreta como cuencas independientes sin conexión hidráulica. En el trayecto de Rioverde a Santa Anita, el agua subterránea cambia su composición química debido a un proceso de dilución por mezcla con otras aguas de reciente infiltración o menos evolucionadas por lo que, sus parámetros fisicoquímicos disminuyen. El flujo subterráneo de Apesco a Huichihuayan muestra un incremento en sus parámetros fisicoquímicos debido a la disolución de yeso, calcedonia y dolomita; así como, precipitación de anhidrita, aragonita, calcita, halita y celestita. La evolución hidrogeoquímica de Unión de Guadalupe a Tambaque muestra un incremento de los parámetros fisicoquímicos por la disolución de calcita, fluorita, halita, sílice, azufre; así como, precipitación de dolomita. En la sección El Salto- Minas Viejas, se relaciona con la disolución de calcita, piritita y cuarzo; acompañada con la precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita. A excepción del trayecto entre la Zona Centro y la Zona Media, en el resto de las cuencas si existe conexión hidráulica.

**Palabras claves:** modelación hidrogeoquímica, modelación inversa, balance de masas, conectividad, karst.

## **Abstract**

The study area lies within the Platform Valles-San Luis Potosi, which belongs to the Sierra Madre Oriental (SMO), which consists of mountainous portion anticlines and synclines have a preferential orientation NS and a very important faults and fractures EW orientation that control groundwater flow into the Gulf of Mexico. We identified two main types of water: calcium bicarbonate due to interaction with carbonate rocks such as limestone. Another is calcium sulfate type that relates to a process of water-rock interaction, mainly from evaporite such as gypsum, which gives these features. To demonstrate the hydraulic connectivity between the hydrogeological basin the Middle Zone, Media and Huasteca in the study area, hydrogeochemical modeling was applied reverse type 5 sections. The modeling of the potential hydraulic connection between Central Zone (Valle de San Luis Potosi) and Central Zone (Rio Verde) generated no model able to reproduce an evolution of groundwater, which is interpreted as independent basins without hydraulic connection. On the way to Santa Anita Rioverde, ground water changes its chemical composition by a process of dilution by mixing with other recent water infiltration or less evolved and therefore, their physicochemical parameters decrease. Groundwater Huichihuayán-Apesco to show an increase in their physicochemical parameters due to the dissolution of gypsum, chalcedony and dolomite, and precipitation of anhydrite, aragonite, calcite, halite and celestite. Hydrogeochemical evolution of Guadalupe Union Tambaque shows an increase in the physicochemical parameters for the dissolution of calcite, fluorite, halite, silica, sulfur and precipitation of dolomite. Section El Salto-Minas Viejas, is related to the dissolution of calcite, pyrite and quartz, and accompanied by the precipitation of celestite, dolomite, FeS, gypsum, halite, jarosite. Except for the path lines between the Centre and the Central Zone, in other basins if hydraulic connection.

Keywords: hydrogeochemical modeling, inverse modeling, mass balance, connectivity, karst.

# 1 GENERALIDADES

## 1.1 Introducción

La composición química del agua subterránea es controlada principalmente por factores como tiempo de residencia, distancia recorrida, mineralogía y geología del acuífero.

Una vez que el agua se infiltra al acuífero inicia su recorrido partiendo de puntos de mayor a menor carga hidráulica de acuerdo a la ley de Darcy. Dependiendo de factores topográficos y geológicos podemos tener cuencas hidrogeológicas a diferentes niveles topográficos, como es el caso de las cuencas hidrogeológicas de la Sierra Madre Oriental (SMO). En este estudio se utilizaron puntos representativos del Valle de San Luis Potosí en la zona centro con elevaciones de 1800 msnm, el Valle de Rioverde en la zona media con elevaciones de 1100 msnm y zona de la Huasteca con niveles de 50 msnm (Figura 1). En general estas cuencas están conectadas hidráulicamente; sin embargo, debido a condiciones geológicas hay barreras hidráulicas que impiden su conexión.

El área de estudio esta constituida por calizas fracturadas que forma un ambiente cárstico, el cual se caracteriza por terrenos irregulares interrumpidos por depresiones originadas durante la disolución de rocas carbonatadas por el agua meteórica. La disolución de la caliza produce hundimientos superficiales denominadas estructuras cársticas (dolinas, lapiaz, galerías, cavernas) que actúan como sumideros para las aguas superficiales y subterráneas. Estas estructuras modifican el flujo subterráneo lo cual hace complejo su funcionamiento hidrodinámico (Gutiérrez, 2008).

En general, se conoce poco sobre el funcionamiento de los sistemas cársticos de la SMO, debido a que son difíciles de estudiar por las condiciones abruptas del terreno y la excesiva vegetación; así como, a la ausencia de pozos de extracción para su estudio. Son escasos los estudios realizados en la zona cárstica de la SMO; sin embargo, podemos mencionar dos estudios

relacionados con esta formación y que corresponden a los trabajos presentados por Worthington y Ford (1995) y por Gary y Sharp (2006). Worthington y Ford (1995) quienes concluyen que el origen del sistema cárstico es de tipo epigénético debido a la dilución de calizas y dolomitas por la infiltración de agua meteórica. Gary y Sharp (2006) atribuyen que el origen del karst está relacionado con la disolución de carbonatos por H<sub>2</sub>S generado por actividad volcánica.

En otros sistemas cársticos, se han reportado conexiones hidráulica por fracturas de estos sistemas mediante el uso de trazadores como colorantes (Irazobal et al., 2003), sales (Andreo et al., 2004), esporas (Antigüedad et al., 1990), fluoriceinas (Lesser, 1978) e isótopos radiactivos (Derek, 2007). Este tipo de métodos ha dado buenos resultados para comprobar la conexión en distancias cortas comprendidas entre 1 a 3 km (Lesser, 1978); sin embargo, distancias más largas (> 5 km) este tipo de técnicas no es recomendable debido a la cantidad de trazador que se tendría que inyectar para su monitoreo y la incertidumbre del método en estas distancias es muy alto. En el área de estudio, donde se desarrolló esta tesis, se tienen distancias hasta de 168 km, por lo que el uso de trazadores no es recomendable. El problema se abordó aplicando modelación hidrogeoquímica inversa como una herramienta para el estudio de la conexión hidráulica de cuencas y subcuencas hidrogeológicas en sistemas cársticos.

La presente tesis fue desarrollada en el orden que a continuación se describe:

En el capítulo 1 se describe el área de estudio; así como, objetivo general, objetivos específicos, justificación e hipótesis que soportan este trabajo. En el capítulo 2 se presenta el marco hidrogeológico del área de estudio, en él se describen las principales características geológicas, hidrogeológicas del sistema cárstico en la SMO.

En el capítulo 3 se describe la metodología, técnicas; así como, algunos aspectos de la hidrogeoquímica y de la modelación inversa utilizada en el presente trabajo. En el capítulo 4 se presenta los resultados. Se describen las familias de agua, su evolución hidrogeoquímica, caracterización isotópica de agua de lluvia y agua subterránea y se discuten los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en las secciones modeladas, a partir de la modelación inversa. Los

resultados de este estudio muestran la posibilidad de conexiones hidráulicas entre algunas cuencas hidrogeológicas del sistema cárstico de la SMO. Sin embargo, en algunos casos las cuencas no están conectadas hidráulicamente lo cual es congruente con las condiciones hidrogeológicas de la región.

Finalmente en el capítulo 5 se presentan las conclusiones más importantes de este trabajo.

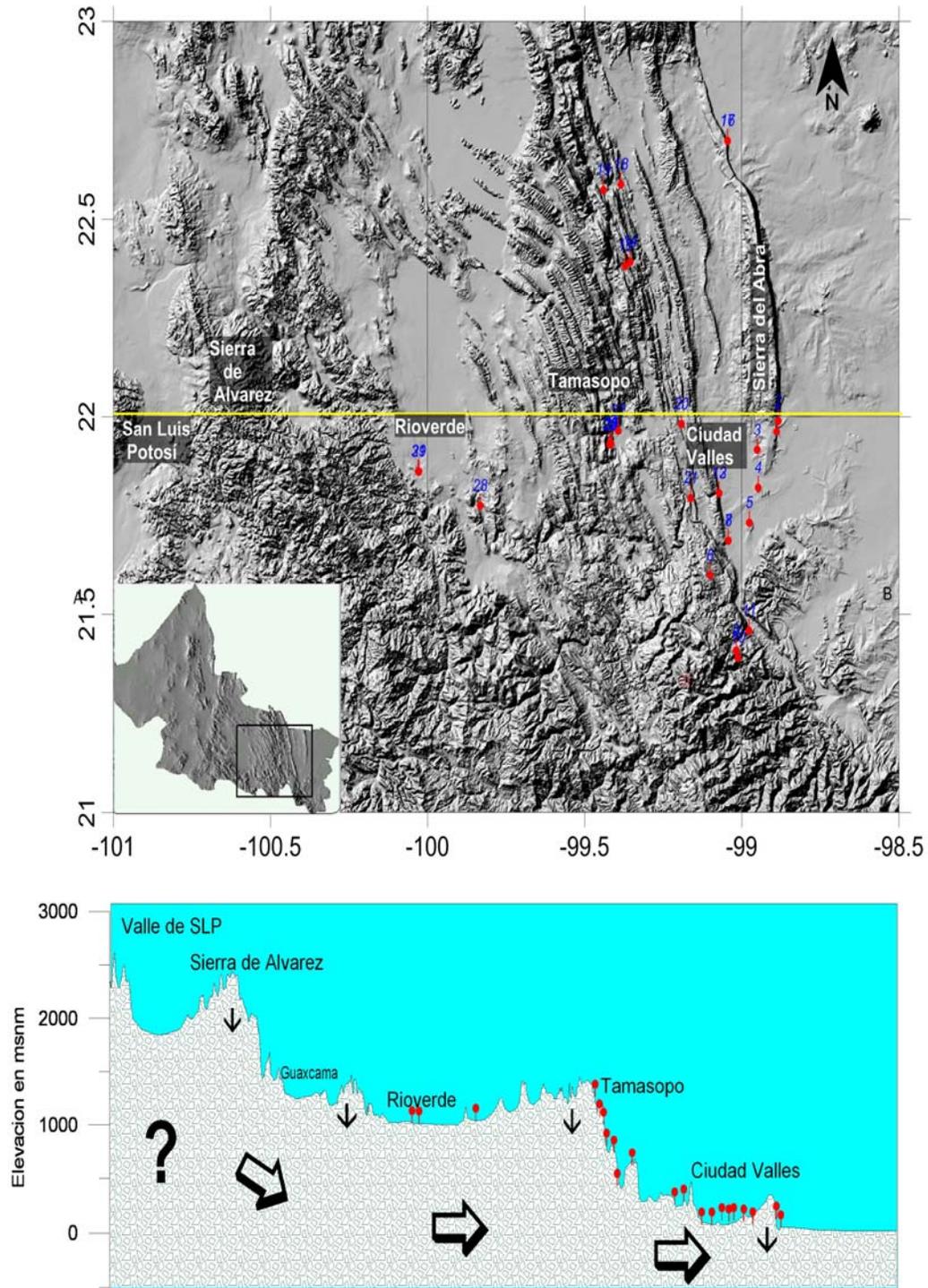


Figura 1. Sección hidrogeológica mostrando el flujo subterráneo en el área de estudio. Los símbolos en color rojo representan las muestras proyectadas sobre la sección hidrológica. Las flechas grandes indican la dirección del flujo subterráneo y las flechas pequeñas indican recarga local.

## **1.2 Objetivo General:**

Corroborar las conexiones hidráulicas entre las cuencas hidrogeológicas en calizas fracturadas de la Sierra Madre Oriental, aplicando modelación inversa.

## **Objetivos Específicos:**

1. Identificar los tipos de agua en las cuencas estudiadas.
2. Establecer la evolución química del flujo subterráneo.
3. Identificar los procesos hidrogeoquímicos e isotópicos que se reflejan en el agua subterránea.
4. Establecer modelos hidrogeoquímicos capaces de simular los procesos que dan origen a la química del agua en zonas de descarga.

## **1.3 Justificación**

En el Estado de San Luis Potosí existe un gran déficit de abasto de agua para sus diferentes usos, las fuentes de abastecimiento del agua subterránea tienen un potencial reducido, debido a la baja precipitación, alta evapotranspiración y sus condiciones geológicas en algunas regiones.

La región Huasteca ofrece una alternativa como fuente de abastecimiento de agua para las ciudades por lo que es importante conocer las características de conexión hidráulica en el medio fracturado; así como, los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en la evolución del agua subterránea que regulan la calidad para su uso. Debido a que esta es una zona cárstica y a su topografía abrupta con excesiva vegetación y sin pozos de muestreo para su estudio, la modelación hidrogeoquímica es una herramienta que puede ayudar a estudiar este tipo de sistemas.

## **1.4 Hipótesis**

La Sierra Madre Oriental esta formada por calizas plegadas y fracturadas que forman cuencas escalonadas a diferente altitud topográfica, lo cual da origen a cuencas intermontanas con diferencias en cargas hidráulicas. Es posible que un número importante de estas fracturas comuniquen hidráulicamente estas cuencas hidrogeológicas de la región, por lo que en esta tesis se parte de la hipótesis de que en caso que exista una conexión hidráulica entre las cuencas hidrogeológicas, es posible simular los procesos químicos del agua subterránea que ocurren en su trayecto por medio de la modelación inversa.

## **1.5 Área de estudio**

El área de estudio se encuentra dentro de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PV-SLP) la cual pertenece a la SMO, cuya porción montañosa formada por anticlinales y sinclinales tienen una orientación preferencial N-S (Figura 1). El área de estudio se encuentran entre la longitud oeste 101° a 98°5'y con una latitud norte de 21° a 23° y comprende un área de 19,025.343 km<sup>2</sup>. Algunas de las principales localidades de la región son: Rioverde, Tamasopo, Aquismón Ciudad Valles, Xilitla, Huichihuayán en donde se localizan los manantiales más importantes.

## **1.6 Clima y vegetación**

En general, el estado de San Luis Potosí se caracteriza por tener una gran variedad de vegetación y clima, y en éste se distinguen cuatro zonas principales: zona del Altiplano en el oeste del estado, zona Centro, zona Media y zona Huasteca en el este del estado. La región de estudio se encuentra dentro de la zona Centro, zona Media y Huasteca.

La zona Centro tiene un clima Seco semi calido, con lluvias en verano y una temperatura media anual de 18.6 °C y una precipitación anual de 260 mm.

La zona Media caracteriza por un clima templado sub-húmedo con lluvias en verano, temperatura media anual de 15°C y precipitación anual de 400 mm.

La zona de la Huasteca se caracteriza por un clima cálido con abundantes lluvias en verano y ocasionalmente en invierno que van de los 800 a 2800 mm/año y una temperatura media anual de 27°C.

Con respecto a la vegetación se puede mencionar lo siguiente. Las zonas centro y media se caracterizan por tener valles con escasa vegetación con mezquites, huisaches y gobernadora. La zona montañosa de la SMO es cubierta por bosques de pinos y encinos. El área de transición entre la montaña y la planicie está cubierta por granjeno, palo blanco, trompillo, mezquites y huizaches.

En la región Huasteca predomina la selva baja caducifolia constituida por chaca, cedro, higuierón y limoncillo. Además de presentar pastizales cultivados.

### **1.7 Hidrografía**

Los sistemas hidrológicos de la región Media y Huasteca se encuentran estrechamente vinculados: las corrientes más importantes de la Huasteca tienen su origen en la región Media.

El río más importante, que atraviesa el área de estudio, es El Río Santa María el cual recibe las aguas del Río Rioverde. Una vez en la Huasteca se incorporan las aguas del Río Frío o Gallinas los cuales forman las cascadas de Tamul, posteriormente sigue en dirección este y toma el nombre de Tampaón, en el norte de Aquismón y continúa hacia el sur de Ciudad Valles tomando este mismo nombre y se incorpora al río Panuco para descargar finalmente en el Golfo de México.

## **2. MARCO HIDROGEOLOGICO**

### **2.1 Geología**

Las edades de las rocas que afloran en el área de la Plataforma Valles-San Luis Potosí varían del Mesozoico al Reciente. Las rocas más antiguas dentro del Mesozoico corresponden al Cretácico Inferior, constituido por depósitos evaporítico, principalmente yesos de la Formación Guaxcamá (Figura 2).

Cabe mencionar que la Plataforma Valles-San Luis Potosí esta formada por rocas carbonatadas y evaporíticas; sin embargo, en la Zona Centro, las calizas cretácicas quedan cubiertas por un paquete de rocas volcánicas de composición félsica que a su vez en los valles son cubiertos por depósitos sedimentarios (Figura 4 y 5).

En el Cretácico Temprano se depositaron fuera de la Plataforma, calizas del Cretácico Inferior perteneciente a las formaciones Tamaulipas Inferior de facies batial (consistente de caliza compacta de textura fina, con nódulos de pedernal de color ámbar) y al interior de la Plataforma se desarrolló en un ambiente evaporítico la Formación Guaxcamá. En el Cretácico Medio fue depositada la Formación El Abra en un ambiente lagunar con su correspondiente frente arrecifal y en los bordes exteriores se acumularon restos del mismo que dieron origen a la Formación Tamabra. El Cretácico Superior involucra a un número más variado de formaciones las cuales cambian dependiendo de la posición que guardan dentro de la PV-SLP, la Formación San Felipe es formada por una secuencia de caliza-lutita alternando con lutitas; la cuales están cubiertas por la Formación Méndez compuesta por capas delgadas de margas grises y azules.



### **Formación Guaxcamá**

Tiene su exposición principal en el Distrito minero de Guaxcamá, litológicamente está constituida por una secuencia de anhidrita y yeso con capas aisladas o lentes de caliza recristalizadas y calizas dolomíticas en capas de 50 cm de espesor (Figura 3). Esta unidad presenta una coloración que varía del blanco al gris claro y gris oscuro y ocasionalmente se encuentra estratificada en capas de 20 a 80 cm con calizas recristalizadas y dolomizadas de color gris oscuro o pardo, que al fracturarse produce un olor fétido. Estas rocas también presentan un intenso plegamiento aparentemente intraformacional.

El espesor de esta formación es de por lo menos 6200 m (sin considerar posibles repeticiones del espesor por plegamientos), que fue el espesor determinado en el pozo Lagunillas, perforado por PEMEX. La edad de esta formación se ha determinado con base en su contenido faunístico como del Neocomiano y parte del Aptiano y es correlacionable isócronamente con las formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña y Otates.

### **Formación el Abra**

Heim (1926) designó como Formación El Abra a una secuencia de caliza arrecifal que aflora en el cañón del Abra, ubicado en el Km 543 del ferrocarril Tampico- San Luis Potosí (Figuras 2 y 3). El Abra consiste de caliza de estratificación gruesa a masivas, con abundantes fragmentos de rudistas, caprínidos, monopleuridos, toucasia, ostrea y nódulos de pedernal negro, que corresponden a facies de talud, (Carrasco, 1977) describe para Formación el Abra 3 facies: Facies Cerro Ladrón (caliza de estratificación delgada-mediana de color gris obscuro a gris claro) que corresponde a ambiente de plataforma restringida, Facies Socavón con caliza clástica de color gris claro y conglomerado de estratificación gruesa, de ambiente pre-arrecifal y Facies San Joaquín (Tamaulipas Superior con calizas de color gris oscuro en estratos gruesos con horizontes de pedernal negro y lutita) de ambiente de cuenca profunda. En facies de plataforma esta unidad alcanza espesores de 1,500-2,000 m en tanto que en facies de cuenca tiene espesores de 300-1,200 m Carrillo y Surte (1982). Esta unidad se sitúa a en el Albiano-Cenomaniano (Wilson, *et al.* 1975; Carrasco, 1977).

**La Formación San Felipe.**

Consiste de calizas de textura *wackestone* a *mudstone* arcillosos de microfósiles gris oscuro y gris claro, en capas de 20 a 40 cm de espesor, alterna con horizontes delgados de lutitas y bentonitas de color gris verdoso (Figuras 2 y 3). Su edad corresponde al Coniaciano-Santoniano. Esta unidad descansa concordantemente sobre la Formación Agua Nueva y de manera similar subyace a la Formación Méndez (CRM, 1992).

**La Formación Méndez** está constituida por una alternancia de margas, lutitas de color gris verdoso con horizontes bentoníticos (Figuras 2 y 3). Descansa concordantemente sobre la Formación San Felipe y subyace de igual manera a la Formación Velasco. Su edad corresponde al Campaniano-Maestrichtiano (CRM, 1992).

	<b>Unidad Geológica</b>
	<b>Formación Méndez</b>
	<b>Formación San Felipe</b>
	<b>Formación el Abra</b>
	<b>Formación Guaxcamá</b>

Figura 3. Columna estratigráfica de la zona cárstica de la Huasteca

## 2.2 Hidrogeología

A nivel regional el flujo va de las regiones de mayor elevación topográficas localizadas en la Sierra de Álvarez de la zona media (2423 msnmm) a las de menor elevación hacia el Golfo de México en la zona de la Huasteca (Figuras 1 y 4).

En la zona del Altiplano y zona Centro el agua circula a través de rocas ígneas y clásticas del terciario; sin embargo; debido a los cambios de facies de las rocas carbonatadas el agua subterránea del altiplano no circula hacia el Golfo de México (Noyola et al. 2009).

En el área de estudio existen unidades con condiciones hidrogeológicas que funcionan como acuitardos (formaciones San Felipe y Méndez) y otros como acuíferos (Formación Abra).

El acuífero más importante de la región es la Formación El Abra, funciona como confinado en los valles y como libre en los sistemas montañosos.

La Formación El Abra compuesta por carbonatos de plataforma y arrecifes, se encuentra muy fracturada y presenta estructuras cársticas (dolinas) que son comunes en la región.

El flujo subterráneo es controlado por estructuras como anticlinales y sinclinales con orientación N-S y fallas regionales con una disposición E-W, que pueden conectar las diferentes cuencas hidrogeológicas de diferentes elevaciones (Figuras 1 y 4). Por lo que es posible suponer que el sistema de fallas E-W podría conectar la Zona Media con la Zona de la Huasteca. (Santacruz y Ramos, 2010).

La Figura 4 muestra el modelo conceptual del funcionamiento regional del agua subterránea que circula desde la Zona Media hasta la Zona de la Huasteca. Como se puede observar la recarga regional inicia en la Sierra de Álvarez que se encuentra a elevaciones mayores a los 2000 msnmm y circula a través de la caliza fracturadas de la Formación el Abra para descargar en la zona de la

Huasteca con elevaciones menores a los 50 msnmm. Las aguas más profundas interacciona con los yesos de la Formación Guaxcamá.

En la Figura 5 se muestra las direcciones de flujo y las líneas equipotenciales en la región. Como se puede observar el flujo va hacia el Este. En general el agua fluye a través de las calizas en los valles y es captada principalmente por fallas regionales que descargan hacia el golfo en la zona de la Huasteca (Figuras 5).

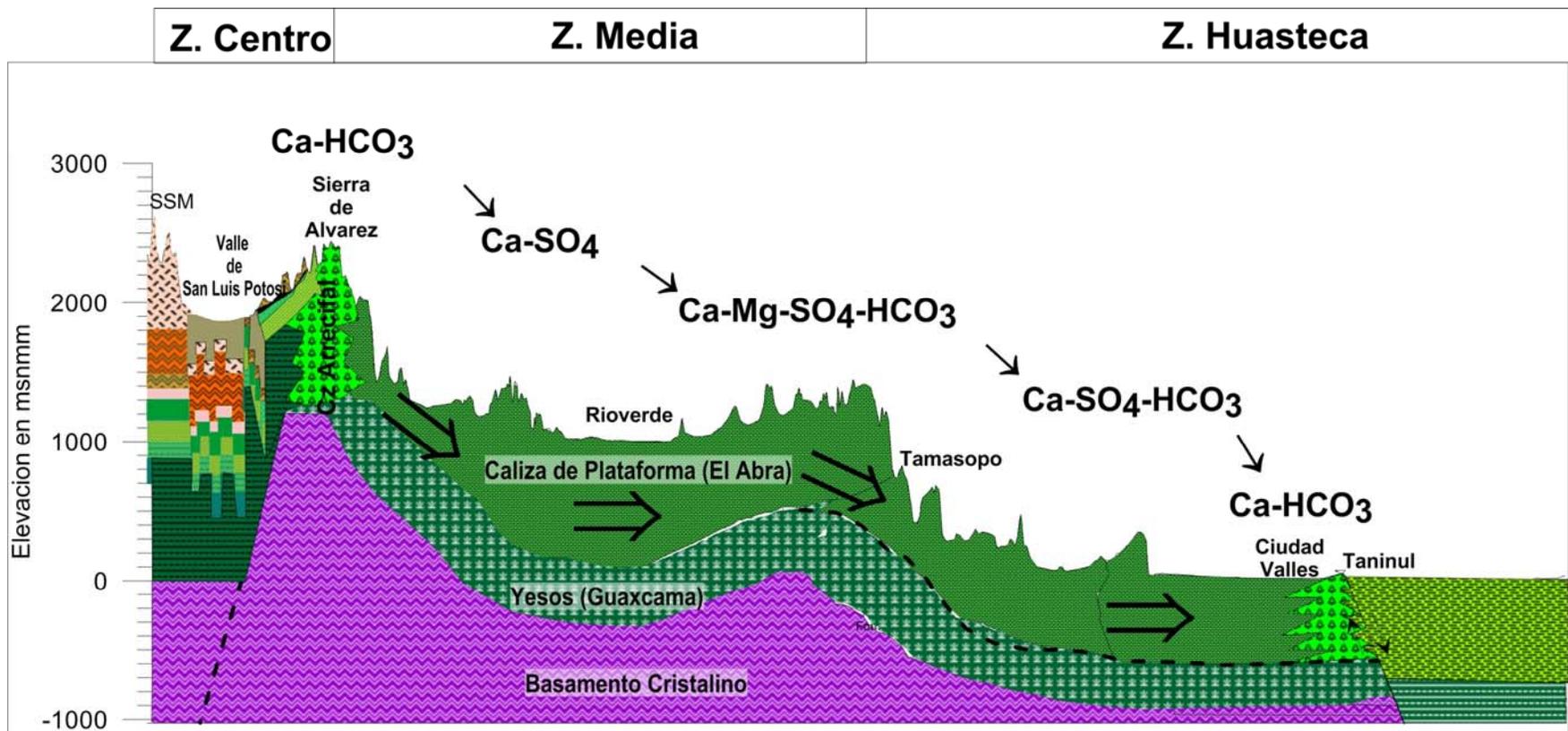


Figura 4. Sección geológica regional mostrando el flujo subterráneo a través de la Formación el Abra con sus diferentes facies litológicas (Arrecifal y de Cuenca). Modificado de Ramos et al. (2009) y Morán-Ramírez et al. (2010).

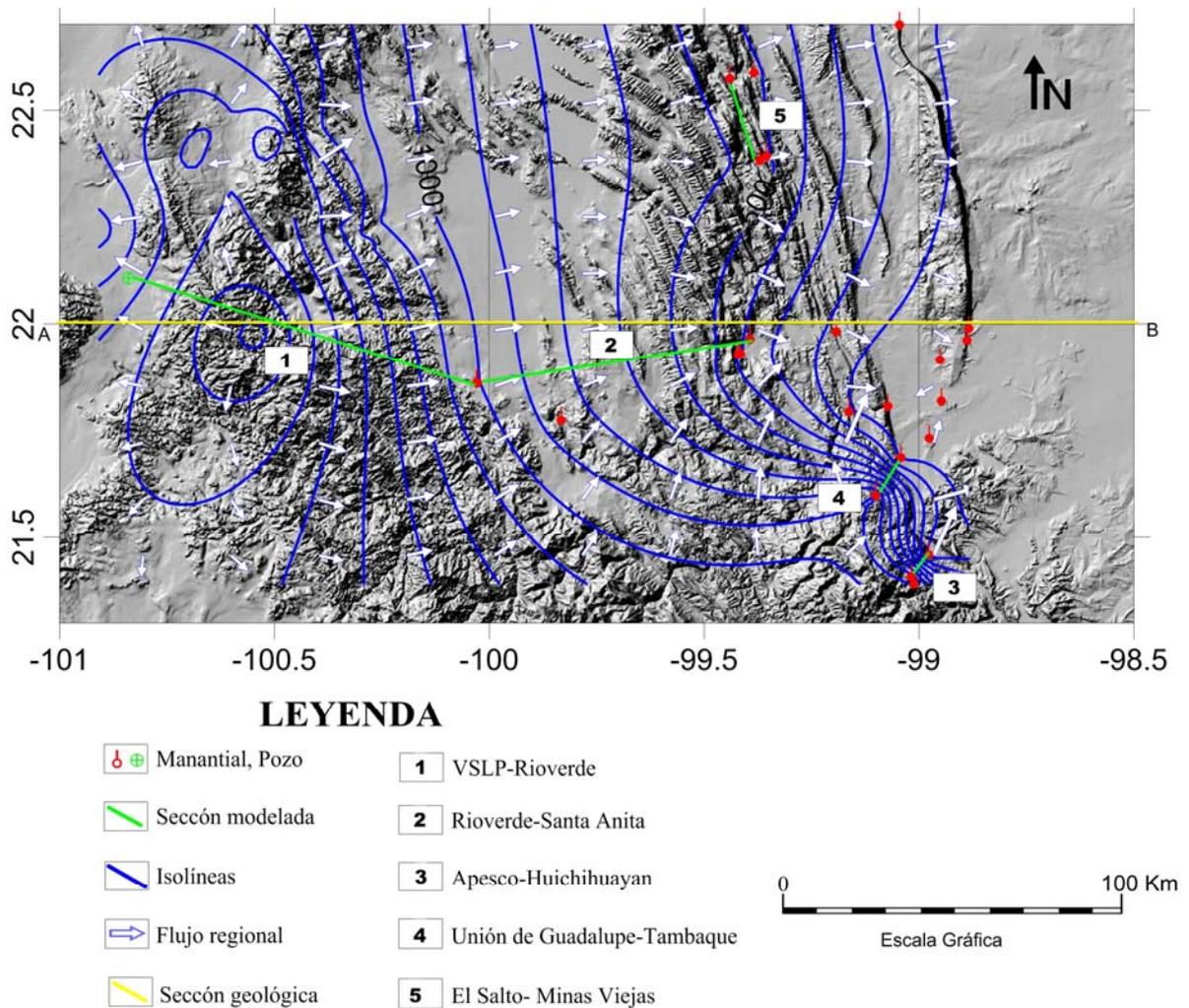


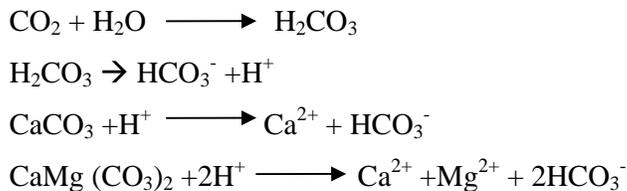
Figura 5 Localización del área de estudio y puntos de muestreo del agua subterránea.

### 2.3 Procesos Cársticos

Los principales procesos que dominan en los medios cársticos son la interacción agua-roca debido a la disolución y precipitación de los minerales. La disolución de rocas carbonatadas (calizas y dolomitas) en agua origina un conjunto de minerales con carbonatos, este proceso ocurre como una reacción química reversible que da lugar a la formación del relieve cárstico (Bögli, 1980). El carbonato cálcico, bajo la forma de calcita o aragonita, es poco soluble en agua pura. Por otra parte el dióxido de carbono es un gas que está presente en la atmósfera, en el suelo, agua de lluvia, agua subterránea, en ríos, lagos y

océanos. Su disolución con el agua puede dar origen al ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), el cual puede encontrarse parcial o completamente ionizado ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ) y puede inducir disolución de los carbonatos y en consecuencia la generación del relieve cárstico (Dreybrodt, 1988; 2004).

Las ecuaciones que gobiernan las reacciones de disolución de carbonatos se pueden resumir como:



La porosidad secundaria debido a grandes fracturas en las calizas contribuye a una rápida infiltración del agua meteórica que limita su evaporación y facilita la mezcla de agua de diferentes flujos. Esta porosidad también contribuye a la incorporación de materia orgánica durante la infiltración lo cual justificaría su presencia en los análisis de algunas aguas subterráneas. Condiciones anóxicas en las aguas subterráneas con presencia de materia orgánica, bajo ciertas características microbiológicas, podría inducir la variación de la calidad de agua como se describe en la reacción siguiente.



## 2.4 Origen de los Iones Mayoritarios

La mayoría de las sustancias disueltas en el agua subterránea se encuentran en estado iónico, algunos iones están presentes siempre y suman la totalidad de los iones disueltos. Se consideran iones mayoritarios a aquellos que se encuentran presentes en el agua en concentraciones superiores a 10 ppm. Entre estos se pueden mencionar los siguientes cationes  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ . Así como, algunos aniones, tales como  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ , este último experimenta variaciones debidas a procesos químicos y biológicos como se mencionó anteriormente.

## Cationes

Sodio ( $\text{Na}^+$ ). Este ion puede tener su origen en la disolución de halita (sal gema). Rara vez procede de emanaciones y fenómenos relacionados con procesos magmáticos. También se puede correlacionar con la contaminación urbana e industrial, y se han detectado aporte de este catión en el agua de lluvia (Davis, 1971). Puede ser adsorbido en arcillas con elevada capacidad de intercambio catiónico, puede ser intercambiado por  $\text{Ca}^{2+}$  provocando disminución de la dureza de las agua (ablandamiento natural). Altas concentraciones se relacionan a mezcla con agua de mar en regiones costeras, por procesos de intrusión salina.

La concentración de  $\text{Na}^+$  en aguas naturales es muy variable, pudiendo alcanzar hasta 120,000 mg/L en zonas evaporíticas; sin embargo, raramente sobrepasa 100 o 150 mg/L en aguas dulces.

Potasio ( $\text{K}^+$ ). Procede de ataques de la ortoclasa y otros silicatos (micas y arcillas). Localmente de la disolución de sales potásicas naturales (silvita, carnalita, etc.). El agua de lluvia aporta pequeñas cantidades. En ocasiones procede de contaminación industrial, minera y agrícola. Tiende a ser fijado irreversiblemente por el terreno con arcillas y es adsorbido en superficies minerales con alta capacidad de intercambio iónico, por ello tiene una baja relación  $r\text{K}/r\text{Na}$ , excepto en aguas muy diluidas, en las que ese valor puede llegar a 1.

Cantidades de potasio por encima de 10 mg/l puede en ocasiones puede ser indicio de contaminación por vertidos de aguas residuales.

Calcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ). Procede de disolución de calizas, dolomías, yesos y anhidritas; así como, por el ataque de feldspatos y otros silicatos cálcicos. Disolución de cementantes calcáreos de muchas rocas.

En el agua subterránea está frecuentemente en estado de saturación y su estabilidad en solución depende del equilibrio  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Magnesio ( $Mg^{2+}$ ). Procede de disolución de dolomías y caliza dolomíticas; así como, por el ataque de silicatos magnésicos y ferromagnésicos. Su disolución también se ha correlacionado con el lavado de rocas evaporíticas magnésicas (Carnalita, Casiterita, etc.) y mezclas con agua de mar.

En zonas urbanas se relaciona con contaminación industrial y minera. Aunque se disuelve más lentamente es más soluble que el  $Ca^{+2}$  y tiende a permanecer en solución cuando éste se precipita.

### **Aniones**

Ion cloruro. Procede de disolución de rocas evaporíticas de origen marino, mezcla con agua marina en regiones costera, las aguas congénitas y fósiles pueden aportar cantidades importantes; sin embargo, la principal fuente en el ciclo hidrológico es la lluvia y su concentración en terrenos con alta evaporación. También puede proceder de gases y líquidos asociados a emanaciones volcánicas. En zonas urbanas los vertidos urbanos e industriales pueden aportar cantidades importantes.

El ión  $Cl^-$  se considera un elemento conservativo debido a que no forma sales de baja solubilidad, no sufre oxidación, ni reducción en aguas naturales lo que le otorga un carácter potencial de trazador.

Ión Sulfato ( $SO_4^{2-}$ ). Los procesos hidrogeoquímicos que pueden contribuir a las variaciones de sulfatos en las aguas subterráneas pueden asociarse entre otros a la disolución de minerales evaporíticos como el yeso y anhidrita, a la oxidación de sulfuros minerales; así como, algunas contribuciones asociadas a actividades antropogénicas. La disminución de sulfatos en las aguas se puede relacionar con la reducción de sulfatos mediada por microorganismos en presencia de materia orgánica, la precipitación de diversos cationes, tales como  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$  o  $Ba^{2+}$ , aunque estos últimos con menor frecuencia debido a que están presentes generalmente en trazas.

iones bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) y carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ). Las aportaciones de estos iones en el agua están relacionadas principalmente con el equilibrio del  $\text{CO}_2$  atmosférico, pero también provienen de las disoluciones de calizas, dolomías e hidrólisis de silicatos en condiciones de acidificación. En general, si en el acuífero no existen aportes de  $\text{CO}_2$  (oxidación de materia orgánica y aportes magmáticos), el contenido en carbono disuelto ( $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ) permanece constante y muchas veces puede suponerse que el ion dominante es el  $\text{HCO}_3^-$  y se puede considerar una concentración constante.

Sílice ( $\text{SiO}_2$ ). La sílice procede de silicatos y otras rocas que contienen sílice soluble. El valor de pH es muy importante, precipitándose sílice si éste descende. Una parte puede estar en forma coloidal. Las rocas carbonatadas apenas tienen sílice soluble (7 ppm) mientras que las rocas plutónicas y volcánicas pueden llegar a dar hasta 100 ppm (Davis, 1971). La sílice puede ser un indicador del tipo de terreno por el que ha circulado el agua subterránea y aún mejor de la temperatura del acuífero.

## **2.5 Modelación Hidrogeoquímica.**

La modelación hidrogeoquímica es una herramienta que se basa en principios de equilibrio químico y puede aplicarse para la interpretación del origen y funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos (Varsányi y Kovács; 1997). Esta herramienta, toma en consideración en primer lugar, la conceptualización del sistema por estudiar, lo cual implica la descripción de las principales reacciones de equilibrio que involucra los iones analizados. En segundo lugar, resuelve el modelo constituido por el sistema de ecuaciones de equilibrio ajustándolo con los datos experimentales que caracterizan el agua subterránea, en al menos dos puntos de enlace o nodos. Para lograr lo anterior se considera que:

- La concentración de los iones depende del tipo de material por el que circula el agua, como se ha descrito en secciones anteriores.
- La porosidad efectiva juega un papel importante en el flujo.

- La permeabilidad influye en el tiempo de residencia del agua en el subsuelo; así como, la trayectoria del flujo.

En general, la modelación hidrogeoquímica se divide en dos, la directa y la inversa; sin embargo, esta última da información acerca del origen, distribución y dirección del agua subterránea.

Como se mencionó anteriormente, el objetivo de la modelación, es desarrollar modelos teóricos que sean capaces de explicar lo observado en campo, considerando la interacción agua-roca, cuantificar las reacciones químicas que han ocurrido; así como, las condiciones bajo las cuales se llevaron a cabo.

Los cálculos se inician con la definición de la composición inicial del agua, a partir de la cual se realiza una especiación que determina la distribución de las especies presentes en la solución, su composición y actividad termodinámica; así como, el estado de saturación de la solución con respecto a las distintas fases minerales. Finalmente, se resuelve con la ayuda de un algoritmo de transferencia de masas entre una fase sólida y la fase acuosa en equilibrio.

Como resultado de la modelación hidrogeoquímica se obtiene la composición del agua, la cual es el resultado de la interacción con el medio (evolución composicional) y las solubilidades de los minerales; así como, la transferencia de masa entre distintas fases. En este tipo de reacciones se obtienen cambios composicionales como resultado de las variaciones de temperatura, pH y Eh.

En este caso de estudio se utilizó el programa PHREEQC (Parkhurst et al. 1980) para el cálculo de la especiación y balance de masas. El PHREEQC es un programa que genera modelos para reacciones geoquímicas basadas en modelos acuosos de pares de iones o asociación de iones.

### **2.5.1 Modelación Directa**

Consiste en el cálculo termodinámico de la concentración y de los coeficientes de actividad de las especies geoquímicas; así como, el índice de saturación

(IS) respecto de los minerales de interés. La modelación directa se obtiene a partir de la concentración total de elementos analizados en una muestra de agua y parámetros físicoquímicos tales como temperatura, pH, Eh, y alcalinidad total.

La herramienta utilizada para la modelación directa en este trabajo fue PHREEQC (Parkhurst et al. 1980), basado en la Teoría de Asociación Iónica que es utilizada en la ecuación de Debye-Hückel para el cálculo de los coeficientes de actividad iónica y que considera el efecto que tiene la interacción eléctrica con otros iones sobre la energía libre del ion libre, suponiendo que los iones de carga opuesta puedan ser considerados como capa esférica alrededor del ión original.

El *IS* permite predecir la evolución de la solución acuosa y/o los cambios de composición debido a procesos de interacción agua-roca (disolución o precipitación) como se describe en la siguiente ecuación:

$$IS = \text{Log} (IAP/K_{eq})$$

Donde IAP representa el producto de actividad iónica y  $K_{eq}$  la constante de equilibrio correspondiente.

Para  $IS = 0$  se considera que el sistema se encuentra en equilibrio de saturación.

Para  $IS > 0$  Se define para sistemas en condiciones de sobresaturación.

Para  $IS < 0$ : se define para sistemas insaturados.

La modelación directa se consideró como la primera etapa en el análisis de la conexión hidráulica entre las cuencas estudiadas. La segunda etapa se aproximó con modelación inversa.

### **2.5.2 Modelación Inversa**

La modelación inversa cuyo principio se basa en la ley de conservación de la materia, consiste en la obtención de las reacciones químicas ocurridas entre dos puntos sobre una línea de flujo.

Con la información obtenida en la primera etapa, el problema es abordado de manera inversa, es decir, se consideran las composiciones químicas del agua inicial y final conocidas como datos de entrada, y el resultado de la modelación es el conjunto de posibles reacciones ocurridas entre estos puntos y sus fases minerales.

Los modelos inversos deben ser complementados con la información geológica del sistema estudiado, ya que de esta forma es posible acotar el número de procesos hidrogeoquímicos, para la selección del modelo más congruente con las condiciones hidrogeológicas del sistema.

### **2.6 Hidrogeoquímica Isotópica.**

Los isótopos son átomos del mismo elemento químico cuyo núcleo contiene la misma cantidad de protones pero diferente número de neutrones. Son especies de igual número atómico, pero diferente masa atómica con propiedades químicas prácticamente iguales. Debido a su diferencia en masa sus propiedades físicas varían. Estas especies atómicas pueden ser estables o inestables, en las estables su contenido no cambia con el transcurso del tiempo; las inestables o radiactivas decaen en isótopos de otro elemento (Hoefs, 1980).

Los isótopos estables se encuentran como constituyentes de los elementos existentes en la naturaleza. En la mayoría de los elementos pesados, las cantidades relativas entre ellos casi no varían; pero en elementos ligeros, pequeñas diferencias en masa generan variación de propiedades físicas, tales como diferentes puntos de ebullición y de condensación; así como, diversas velocidades de reacción. (Instituto de Geofísica, UNAM, 1999).

La distribución de los isótopos de un elemento ligero entre dos compuestos que reaccionan entre si o coexisten entre dos fases no es uniforme. Por lo tanto, a mayor diferencia relativa de masa entre dos isótopos de un elemento, dado su fraccionamiento es más significativo y en consecuencia el efecto isotópico es más intenso (Mazor, 1991).

La notación más común de isótopos es de la manera siguiente  ${}^m\text{E}$ ; el índice superior  $m$  representa la masa y  $\text{E}$  el elemento por ejemplo  ${}^1\text{H}$ ,  ${}^{13}\text{C}$ ,  ${}^{18}\text{O}$ ,  ${}^{34}\text{S}$ , cada elemento tiene diversos isótopos, de los cuales actualmente algunos se utilizan como herramienta muy valiosa en investigaciones en las Geociencias. Para el caso específico del agua todas las especies isotópicas del  ${}^2\text{H}$  y  ${}^{18}\text{O}$  se incorporan a su molécula, por ello en cualquier masa hídrica están presentes las moléculas integradas por combinación de los respectivos isótopos. De todas las posibles combinaciones sólo tres son de interés práctico, debido principalmente a su abundancia (Cortés et al. 1997).

Aun cuando los isótopos más comunes utilizados son los que constituyen la molécula de agua ( ${}^{16}\text{O}$ ,  ${}^{17}\text{O}$ ,  ${}^{18}\text{O}$  y  ${}^1\text{H}$ ,  ${}^2\text{H}$ ,  ${}^3\text{H}$ ) en hidrología isotópica se utilizan también algunos otros isótopos ambientales que ocurren en compuestos disueltos, tales como  ${}^{13}\text{C}$ ,  ${}^{14}\text{C}$ ,  ${}^{34}\text{S}$ ,  ${}^{15}\text{N}$  y  ${}^{222}\text{Rn}$  (Clark y Fritz, 1997).

Dada la dificultad de cuantificar con exactitud el contenido absoluto de cada isótopo, se determina de forma relativa con respecto a un estándar. Su obtención es por medio de un espectrómetro de masa, tipo Nier (1950); que es un instrumento diseñado para moléculas según su relación carga-masa, basados en su movimiento a través de campos eléctricos y /o magnéticos (McDowell, 1963).

Los valores relativos de contenido isotópico de una muestra con respecto a uno de referencia se expresan en unidades  $\delta$ (delta), determinadas así (Gat y Gonfiantini, 1981):

$$\delta_{m-r} = [(R_m - R_r) / R_r] \times 1000$$

R es la razón (cociente) del isótopo pesado o raro con respecto al ligero o abundante, relativo a la muestra (m) y a la referencia (r). Debido a que las diferencias entre muestras son pequeñas conviene expresar los resultados en tanto por mil (‰).

Actualmente los datos se expresan en ‰ con respecto a un patrón internacional VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*); esto es cada laboratorio debe hacer una calibración del patrón de trabajo interno con respecto a una referencia obtenida de los organismos internacionales, tales como la IAEA (International Atomic Energy Agency) y/o la NBS (National Bureau of Standards).

El patrón de referencia internacional aceptado como base para cuantificar las variaciones de abundancia relativas de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en agua es la línea meteórica estándar (LMM). La cual corresponde a un tipo de agua hipotética con relaciones isotópicas iguales de oxígeno e hidrógeno implicados en este valor de referencia cero (Clark y Fritz, 1997).

En la LMM se representa la relación isotópica entre el contenido de  $^{18}\text{O}$  y el deuterio del agua pluvial. La cual fue determinada por Craig en 1961 para aguas meteóricas, esta representada por la ecuación:

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

Esta relación lineal se puede explicar por el hecho de que, en equilibrio, la diferencia de presiones entre el agua y su vapor es aproximadamente 8 veces mayor que para el valor delta de deuterio respecto de las de  $^{18}\text{O}$ . A escala regional la relación entre  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  suele diferir de los valores mencionados, aunque casi siempre se conserva la pendiente de 8; sólo la ordenada puede variar un poco (Fritz y Fontes, 1980, Cortés et al., 1997).

### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1. Técnicas Analíticas

El muestreo fisicoquímico de este estudio se realizó en Agosto de 2009. Durante este periodo se tomaron 28 muestras de manantiales del sistema cárstico para determinar cationes y aniones mayoritarios (Figura 1). Las muestras fueron colectadas durante el período de estiaje. Cabe mencionar que estas representan aproximadamente el 98% de los manantiales más importantes del área de estudio.

Todas las muestras de agua fueron colectadas en botellas de polietileno de alta densidad, (HDLP), lavadas y enjuagadas 7 veces con agua desionizada. Los recipientes para recolección de muestras de agua para determinación de cationes y elementos traza fueron lavadas, además, con HCl al 10%. Para cada muestra colectada, se hizo la determinación *in situ* de pH, conductividad eléctrica, temperatura, potencial redox (ORP), oxígeno disuelto (OD), sólidos totales disueltos (STD) y alcalinidad.

Inmediatamente después de ser colectadas, las muestras para cationes y elementos traza se acidificaron con ácido nítrico puro hasta  $\text{pH} < 2$ . Todas las muestras se almacenaron a una temperatura menor a  $4^{\circ}\text{C}$ . Los iones mayores y elementos traza se analizaron en el laboratorio del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México. Las concentraciones de cationes mayores  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{K}^{+}$  y elementos traza fueron determinados por espectrómetro de plasma de acoplamiento inductivo óptico Modelo Termo ICAP 6500Duo de última generación, utilizando los estándares internacionales SLRS-4 y NIST 1640. Técnicamente, una fuente de plasma de acoplamiento inductivo consiste en una corriente de flujo de gas argón ionizando por aplicación de un campo de radiofrecuencia típicamente oscilantes a 27.1 MHz. Este campo esta acoplado inductivamente al gas ionizado por una bobina refrigerada con agua que rodea a una lámpara de cuarzo que soporta y confina el plasma. En un apropiado nebulizador y cámara de pulverización se genera un aerosol de la muestra que se lleva al plasma a través de un tubo inyector colocado dentro de la lámpara. El aerosol de la muestra se inyecta directamente en el plasma de acoplamiento inductivo, que somete a los átomos

que lo componen a temperaturas de aproximadamente 6,000 y 8,000 K debido a ello, tiene lugar una disociación de moléculas casi completa, consiguiendo una reducción significativa de interferencia química.

La eficaz excitación proporcionada por el plasma de acoplamiento inductivo da lugar a bajos límites de detección para muchos elementos. Esto unido al extenso recorrido dinámico, permite una determinación multielemental eficaz de metales. La luz emitida por el plasma de acoplamiento inductivo se enfoca sobre la rejilla de entrada de un monocromador o policromador que efectúa la dispersión. Se utiliza una rejilla de salida alineada con precisión para aislar una parte del espectro de emisión, para medida de la intensidad empleando un tubo fotomultiplicador.

Los aniones mayores ( $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^-$ ) se analizaron usando un colorímetro Smart 2 Lamotte, este mide de forma fotoeléctrica la cantidad de luz absorbida por una muestra coloreada con respecto a una muestra incolora (blanco).

El Colorímetro SMART 2 pasa uno de cuatro haces de luz coloreados a través de uno de cuatro filtros ópticos transmitiendo solo un determinado color o banda de longitud de onda al fotodetector donde es medido. La diferencia en la cantidad de luz de color transmitida por una muestra coloreada es una medida de la cantidad de luz absorbida por la muestra. En la mayoría de los ensayos colorimétricos la cantidad de luz absorbida es directamente proporcional a la concentración del factor de ensayo produciendo color y la distancia de paso a través de la muestra. Sin embargo, en algunos ensayos la cantidad de luz absorbida es inversamente proporcional a la concentración.

Se determina un blanco para compensar cualquier turbidez o color que resulte de los reactivos, se realiza un ensayo con un muestra de 10 ml de agua desionizada y se deduce el resultado del blanco de todos los resultados (LaMotte, 2001).

La alcalinidad y  $\text{HCO}_3^-$  se determinaron en el sitio por titulación. El error de equilibrio iónico (electro neutralidad) fue menor a 5% (Tabla 1 y Figura 4).

### 3.2. Diagramas Hidrogeoquímicos

Los datos de hidrogeoquímica del agua subterránea de la Huasteca Potosina fueron usados para identificar procesos de evolución del agua subterránea, interacción agua-roca, disolución, precipitación, dilución e intercambio iónico que ocurren en el acuífero con la ayuda de diagramas hidrogeoquímicos.

Con los datos de iones mayores se elaboraron diagramas de Piper. Estos diagramas están formados por dos triángulos equiláteros, donde se representa, respectivamente, la composición aniónica y catiónica del agua y un campo central romboidal en el que se representa la composición del agua deducida a partir de aniones y cationes. Es necesario incorporar las concentraciones de los iones expresadas en  $\text{meq} \cdot \text{L}^{-1}$  a % y sólo se puede reunir en cada triángulo tres aniones y/o tres cationes. A cada vértice le corresponde el 100% de un anión o catión. Como aniones suelen representarse por  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , y  $\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$  y como cationes:  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . Se proyectan los puntos de los dos triángulos inferiores al rombo superior y se grafica el punto en la intersección.

Estos diagramas permiten reflejar las variaciones causadas por mezclas de aguas, precipitaciones-disoluciones, procesos de intercambio iónico; en definitiva, permite ilustrar la evolución hidrogeoquímica de las aguas y permite establecer de forma directa el tipo de agua en relación a las facies hidroquímicas (Songlin Cheng, 1988).

El diagrama de Mifflin ilustra una clasificación de las muestras basada en la creciente concentración de los iones  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  a lo largo del flujo. La clasificación muestra puntos regionales, los cuales corresponde a la descarga en un sistema regional, mientras que, los puntos locales e intermedios se caracterizan por el flujo de descarga de un sistema que limita a las cuencas hidrográficas. El diagrama se construye utilizando los iones en miliequivalentes, sumando cationes ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) y aniones  $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$  por separado, y estos datos se grafican sobre la ordenada, los cationes y aniones en la abscisa en escala logarítmica. La gráfica está dividida en tres secciones que representan los distintos flujos local, intermedio y regional (Mifflin, 1988).

Los diagramas de dispersión son métodos simples de interpretación de datos hidrogeoquímicos los cuales permiten una evaluación preliminar con relación de iones donde se puede establecer balances estequiométricos entre los iones e identificar procesos como el intercambio iónico, dilución y evolución de las aguas subterráneas en el estudio analizado (Lloyd et al. 1985).

Los isótopos fueron analizados por espectrometría de masa de relación isotópica (IRMS, por sus siglas en inglés). La técnica emplea “trazadores isotópicos”, que son compuestos enriquecidos (o empobrecidos) artificialmente en un isótopo y que se añaden a un sistema con objeto de facilitar su estudio. El hecho de que los comportamientos físicoquímicos de los isótopos sean casi iguales en esta escala de trabajo los convierte en trazadores ideales en hidrología para identificar y cuantificar  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en aguas y especies disueltas. A partir de estos datos, se puede identificar las zonas de recarga de acuíferos, flujos profundos, caracterización de lluvias, origen de sales, fuentes contaminantes, etc.

Para este análisis se realizan graficas de dispersión donde por una convención se sugiere que el deuterio se coloque en la ordenada mientras el  $^{18}\text{O}$  en la abscisa, esto permite la mejor visualización de los datos (Mazor, 1991).

### 3.3. Modelación directa

Para realizar la modelación directa es necesario contar con información de la composición química del agua: así como, de la información mineralógica de las rocas del área de estudio, como se muestra en la siguiente Tabla 1 y Figura 6.

Tabla 1.- Datos necesarios para la realización de la Modelación Directa en Phreeqc

Datos	Utilización
Iones Mayores	Cálculo de complejo en la solución, cálculo de fuerza iónica y actividad de los solutos, índices de saturación de minerales.
Parámetros Físicoquímicos pH, Eh	Especiación de iones, formación de complejos y solubilidad de minerales
Iones menores/ elementos traza	Equilibrio de arcillas y oxihidróxidos, equilibrio con minerales de adsorción, complejación.
Constituyentes de fase sólida: Minerales	Control de la solubilidad en la concentración de la solución, fuente de constituyentes a la solución, medida de aproximada de la capacidad de neutralización, sitios de intercambio para cationes mayores.

Ejemplo

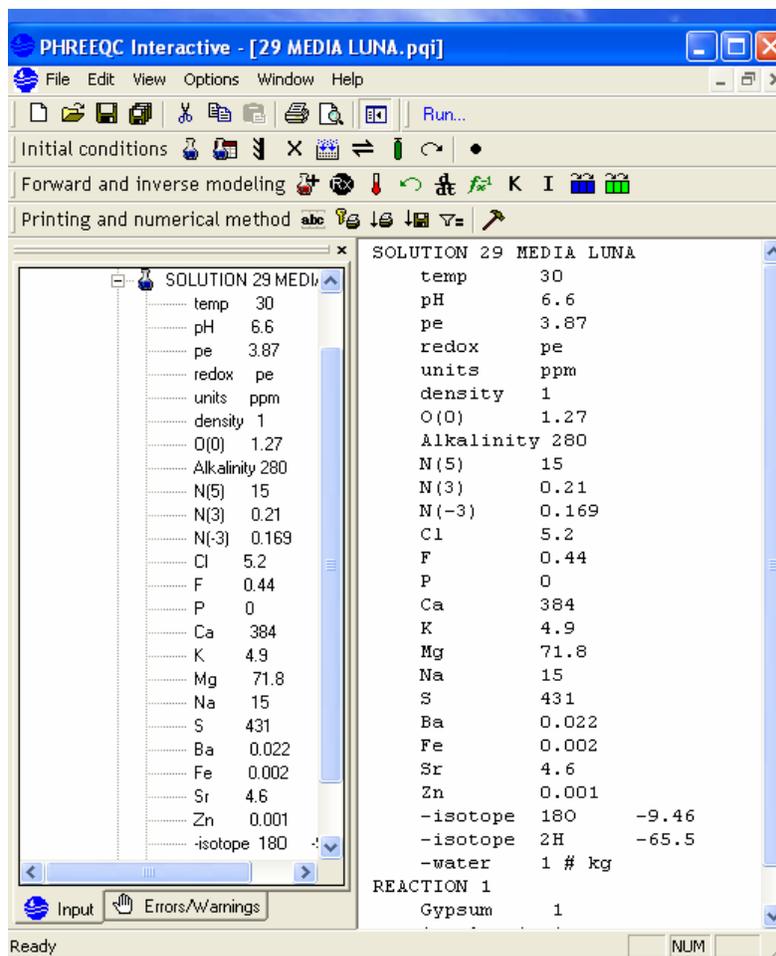


Figura 6.-Menú de datos de entrada requeridos en la modelación directa con Phreeqc

### 3.4. Modelación inversa

Como se puede observar en la siguiente figura, el modulo de modelación inversa requiere de los siguientes datos de entrada.

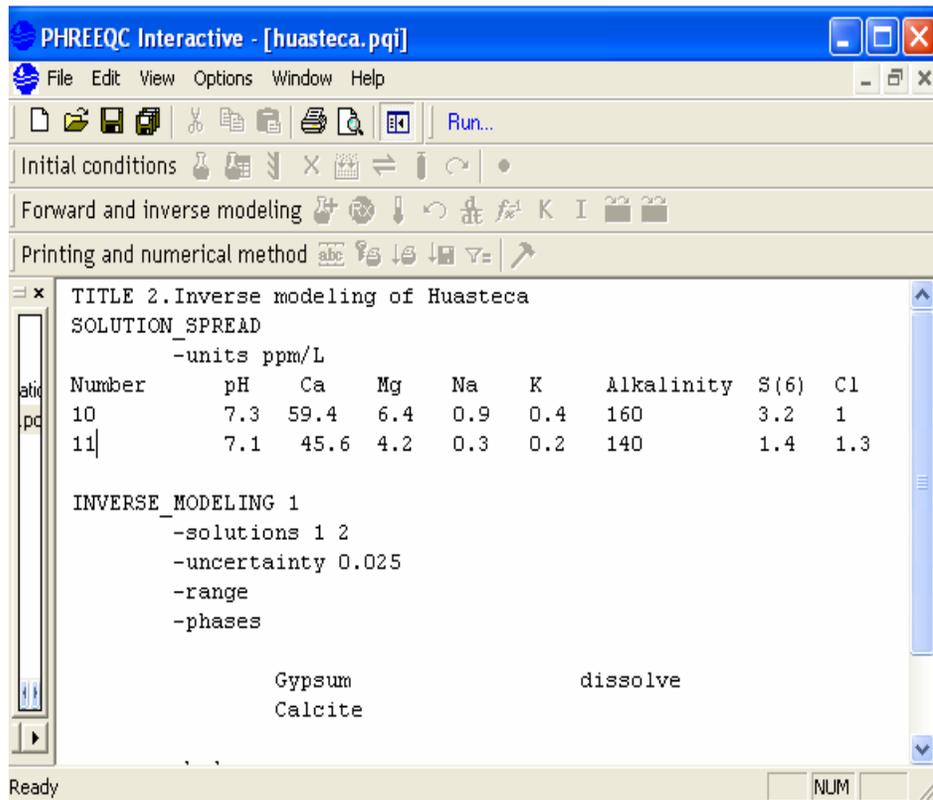


Figura 7.- Menú de datos de entrada necesarios para la modelación inversa con Phreeqc.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 Familias de Agua

Las descargas más importantes del acuífero cárstico se localizan al oeste del área estudio en los límites de la Sierra Madre Oriental (Figuras 1 y 4).

A nivel regional sección A-A'(Figura 1) la zona de recarga con mayor elevación se encuentra en Sierra de Álvarez; en donde predominan rocas carbonatadas de la Formación el Abra; sin embargo, en el núcleo del anticlinal se localiza depósitos evaporíticos formados principalmente por yesos de la Formación Guaxcamá por lo que las aguas que circulan a través de esta zona son de tipo sulfatada cálcica y su composición va cambiando a medida que se acerca a la Zona de la Huasteca de tal manera que en la zona de descarga son de tipo bicarbonatado cálcico (Figura 5). Este tipo de evolución es el resultado de la mezcla con agua de reciente infiltración de tipo bicarbonatada cálcica.

En la Figura 5 se identifican tres principales tipos de agua: 1) bicarbonatada cálcica ( $\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ ) característico de la interacción con rocas carbonatadas, 2) sulfatada cálcica ( $\text{Ca}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}$ ) típico de la disolución de rocas evaporíticas con predominancia en yesos y 3) un tercer tipo que correspondería a la transición entre las dos anteriores  $\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-}$ . La facie  $\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$  se distribuye principalmente en los valles de la zona de la huasteca, en tanto que la facie  $\text{Ca}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}$  se encuentra en la zona montañosa de la Sierra Madre Oriental que corresponde a la Zona Media.

Para el caso de la Zona Centro (Valle de San Luis Potosí), donde solamente se tiene un punto de muestreo, no es posible discernir la evolución de ésta con el sistema cárstico, debido a que la composición encontrada, independientemente del gradiente hidráulico asociado, no presenta conexión con la Zona Media.

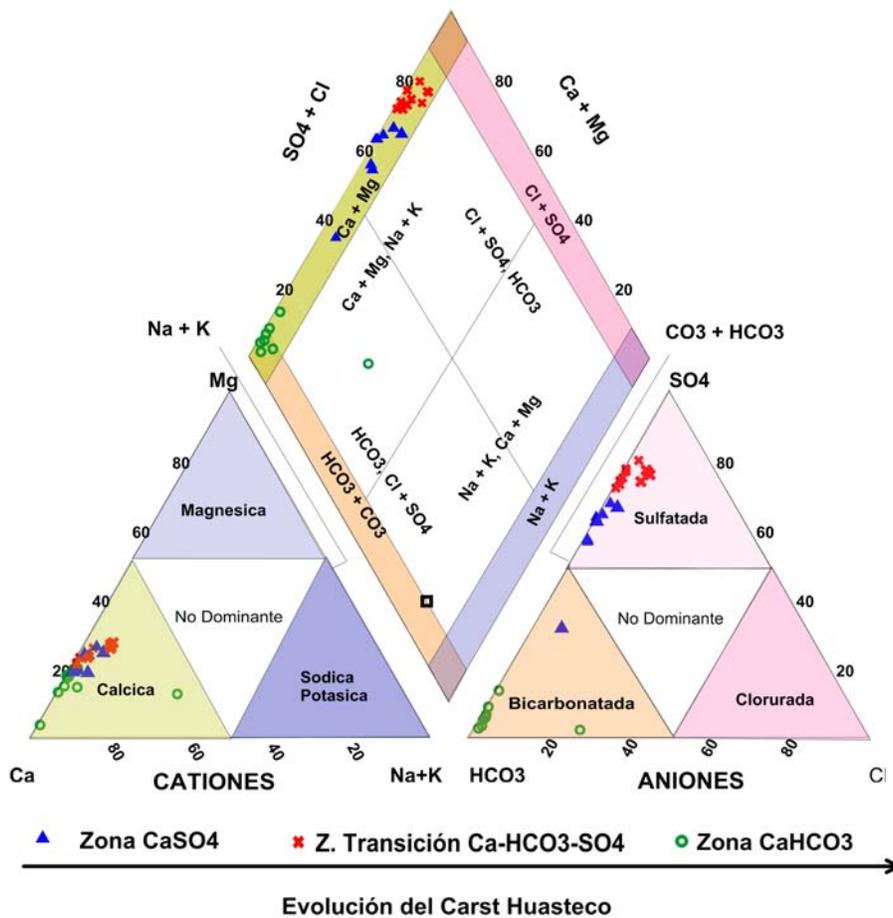


Figura 8.- Diagrama de Piper mostrando los tipos de agua en el área de estudio. La línea negra indica la evolución inversa en el área de estudio y los puntos corresponden a las muestras de los manantiales.

En el área de estudio se tiene una zona de recarga que produce agua de tipo sulfatada calcica por su interacción con la Formación Guaxcamá y conforme continúa su trayectoria y circula en rocas carbonatadas de la Formación el Abra (calizas) se mezcla con aguas de reciente infiltración. Lo anterior produce un cambio a un tipo de agua bicarbonatada calcica (Figura 8). Este tipo de evolución es opuesto al descrito por Chebotarev en 1955, quien compiló los análisis químicos de más de 9,719 muestras de agua subterránea y 3,364 núcleos de diferentes partes del mundo como Europa, Australia, Estados Unidos, Alemania, Rumania, Venezuela, Asia, Canada entre otros, encontrando que la evolución del agua inicia con un tipo bicarbonatada cálcica en las zonas de recarga y al circular en el subsuelo, el agua adquiere los iones que la vuelven sulfatada, hasta terminar como clorurada, considerandolas como aguas muy evolucionadas.

La evolución del agua subterránea propuesta por Chebotarev, se puede verificar con el diagrama utilizado por Miffilin (1988), el cual utiliza el contenido de aniones y cationes para mostrar la evolución del agua subterránea en el área de estudio. Sin embargo, nuevamente puede observarse una inconsistencia en la evolución del flujo subterráneo en el área de estudio, en el que se presenta una evolución inversa. En la Figura 9, se observa que las muestras de Tamasopo y Rioverde tienen valores altos en Na+K (800 y 900 meq/L) y en Cl+SO<sub>4</sub> (700 a 800 meq/L), mientras que las muestras de la zona de la Huasteca, que se encuentran en la parte media de la gráfica, presentan valores 14 veces inferiores en Na+K (3 a 60 meq/L) y la zona de descarga de la Huasteca presenta valores bajos en estos indicadores.

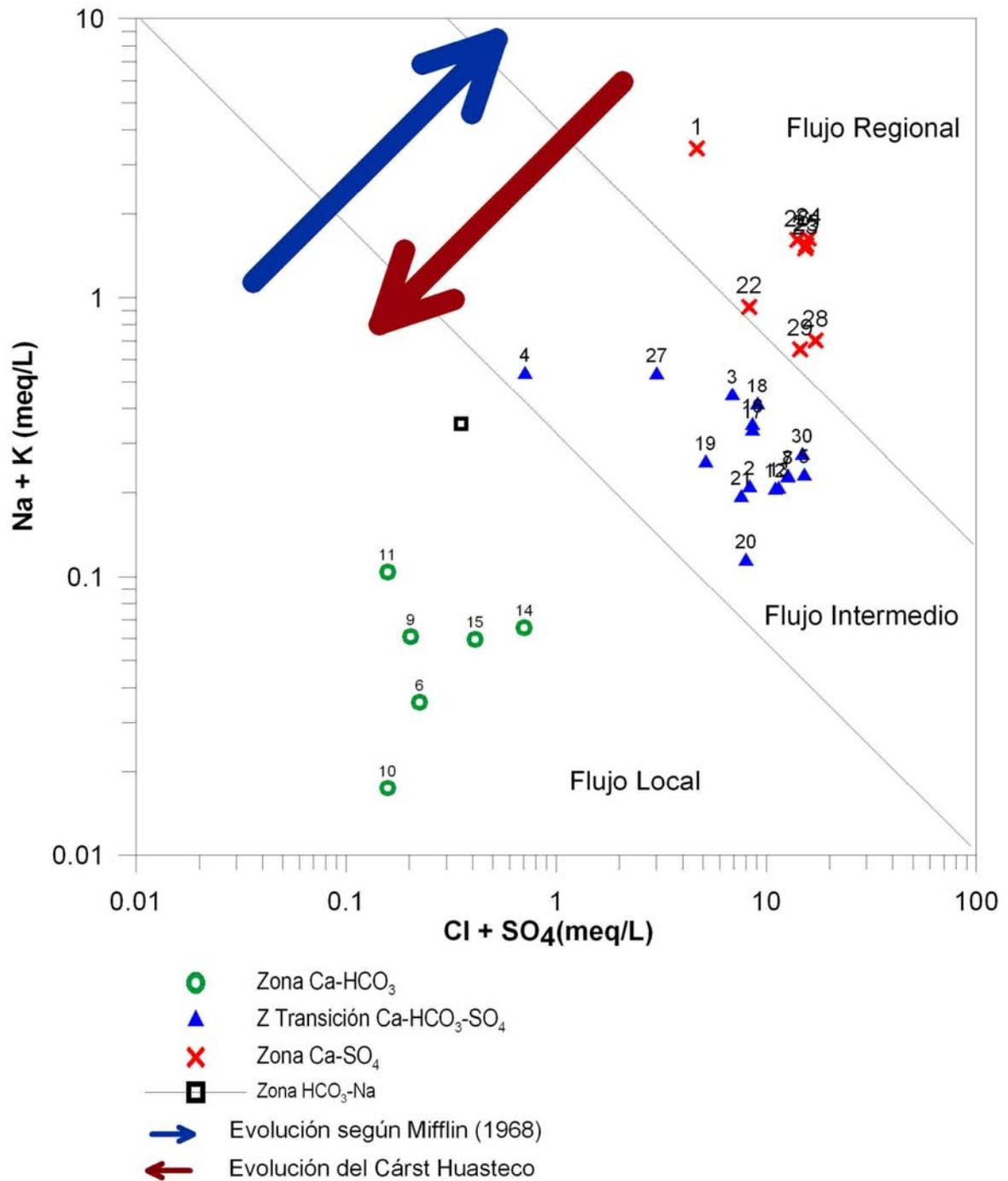


Figura 9. Diagrama de Mifflin muestra la evolución del agua subterránea en el karst Huasteco. La línea azul indica la evolución normal según Chevoratev, en tanto que la línea roja indica la evolución inversa en el área de estudio.

## 4.2 Diagramas de Dispersión

En la Figura 10, se puede observar una disminución de sólidos totales disueltos (STD) y  $\text{HCO}_3^-$ , conforme circula el agua de las zonas de Rioverde con mayor elevación topográfica de las áreas de recarga a las zonas de menor elevación topográfica en los sitios de descarga (Figuras 1,4 y 5). En la Figura 10a se muestra la dispersión de  $\text{Cl}^-/\text{STD}$  se puede observar que en el grupo de la Huasteca, no hay correlación entre los sólidos y los cloruros, en tanto que en el grupo de Tamasopo hay una correlación directa. La presencia de cloruros altos puede deberse a aguas evaporadas, aguas evolucionadas o aguas que atraviesan un medio donde disuelva sales (halita).

Los STD y sulfatos son directamente proporcionales debido a la evolución del agua y por disolución de rocas que contienen sulfatos en su composición. Sin embargo, debido a la evolución inversa los de mayor concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  se encuentran en las zonas de mayor elevación topográfica (Figura 1), que se encuentran en la esquina superior derecha de la Figura 10c.

En la Figura 10d se observa que las muestras correspondientes a la zona de Rioverde y Tamasopo tienen altas concentraciones de STD y sodio en tanto que las muestras de la zona de la huasteca son bajas en sodio y altas en STD, mientras que las muestras correspondientes a la zona montañosa de la Huasteca son muy bajas en sodio y STD.

Como se puede ver en la Figura 11a, se tiene una correlación de 0.86 entre  $\text{STD}/\text{Ca}^{2+}$ . El STD y calcio decrecen conforme la trayectoria de flujo subterráneo, de tal manera que la zona  $\text{Ca-SO}_4$  (cruz roja) tiene la mayor concentración en calcio y STD, la zona de transición  $\text{Ca-HCO}_3^- - \text{Ca-SO}_4$  (triángulo azul) tiene los valores intermedios y finalmente la zona  $\text{Ca-HCO}_3^-$  (círculos verdes) es la que tiene menor concentración en estos componentes.

En la Figura 11b la relación  $\text{STD}/\text{Magnesio}$ , se comporta de forma similar que en la relación anterior  $\text{STD}/\text{Magnesio}$ , también se observa un decrecimiento de estos componentes conforme su trayectoria de flujo, el coeficiente de correlación es de 0.78. Las muestras con mayor concentración de Magnesio

pueden estar relacionadas con la presencia de la roca dolomítica por la cual circula el agua subterránea.

La Figura 11c, muestra la relación de  $STD/F$ , con un coeficiente de correlación de 0.7, estas concentraciones de fluoruros son bajas (0.05- 0.5 ppm) en general, se encuentran en los mismos rangos de la zona de transición Ca-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>; así como, la zona Ca-SO<sub>4</sub> (cruces rojos y triángulos azules, respectivamente) y solo la zona Ca-HCO<sub>3</sub> no contiene fluoruros (círculos verdes).

La Figura 11d muestra la relación de  $Cl/Sr$  con una correlación de 0.62. Esta grafica se diferencia dos grupos de agua, uno con baja concentración de cloruros y con variación de estroncio. Otro con incremento de cloruros y estroncio en un rango de 2.5 a 4.5 ppm. También puede observarse una posible mezcla ternaria como la reportada por Morán-Ramírez et al. (2012a) en los acuíferos intermontanos.

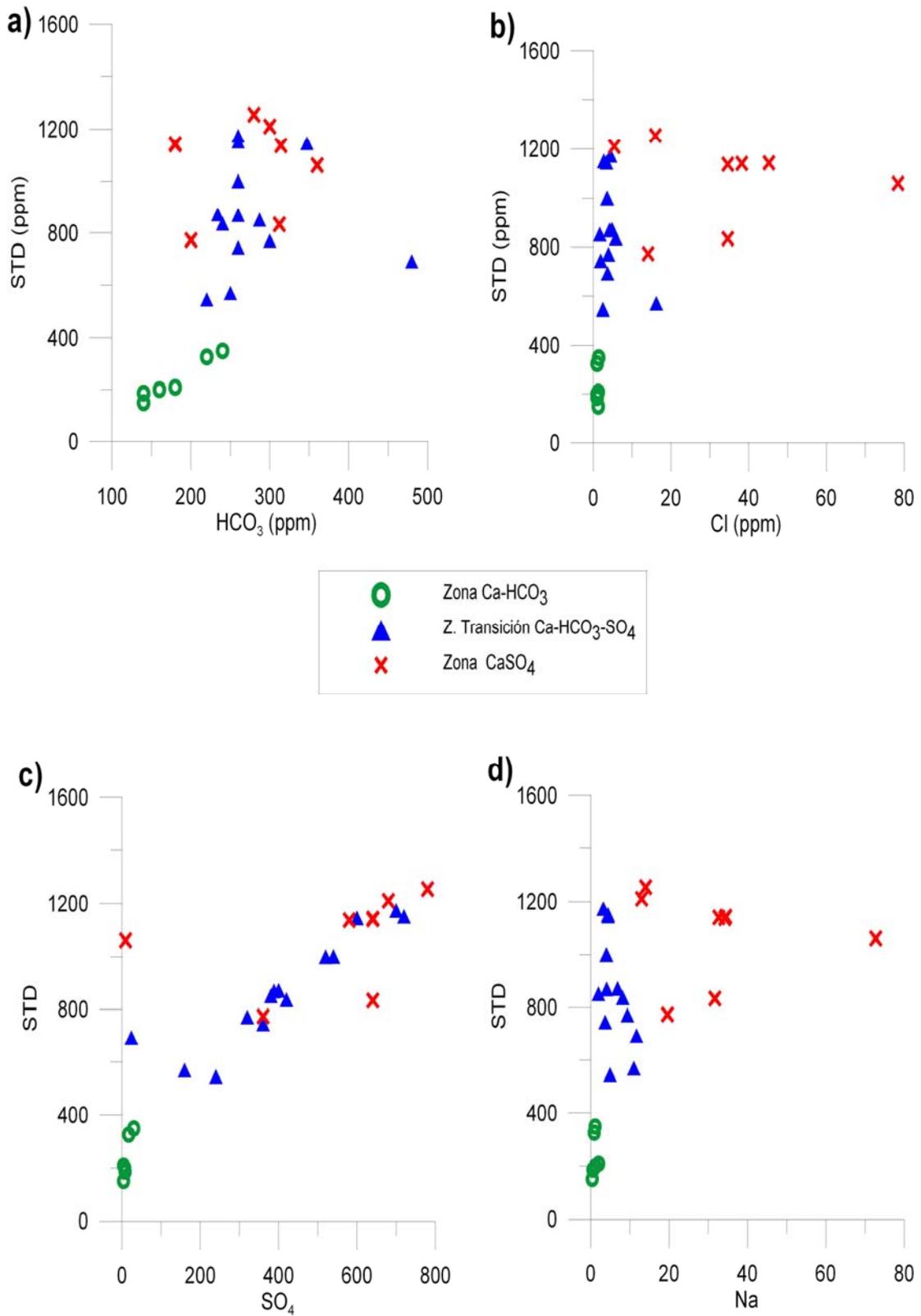


Figura 10. Variación de componentes químicos a lo largo del flujo subterráneo del área de estudio la figura a) STD/HCO<sub>3</sub>; b) STD/Cl c) STD/SO<sub>4</sub> y d) STD/Na.

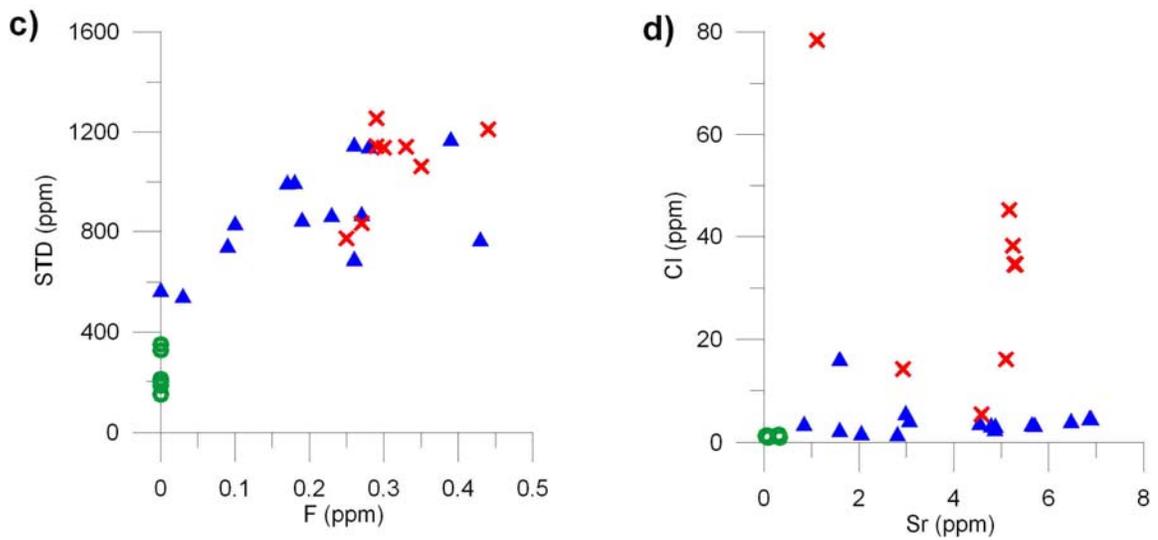
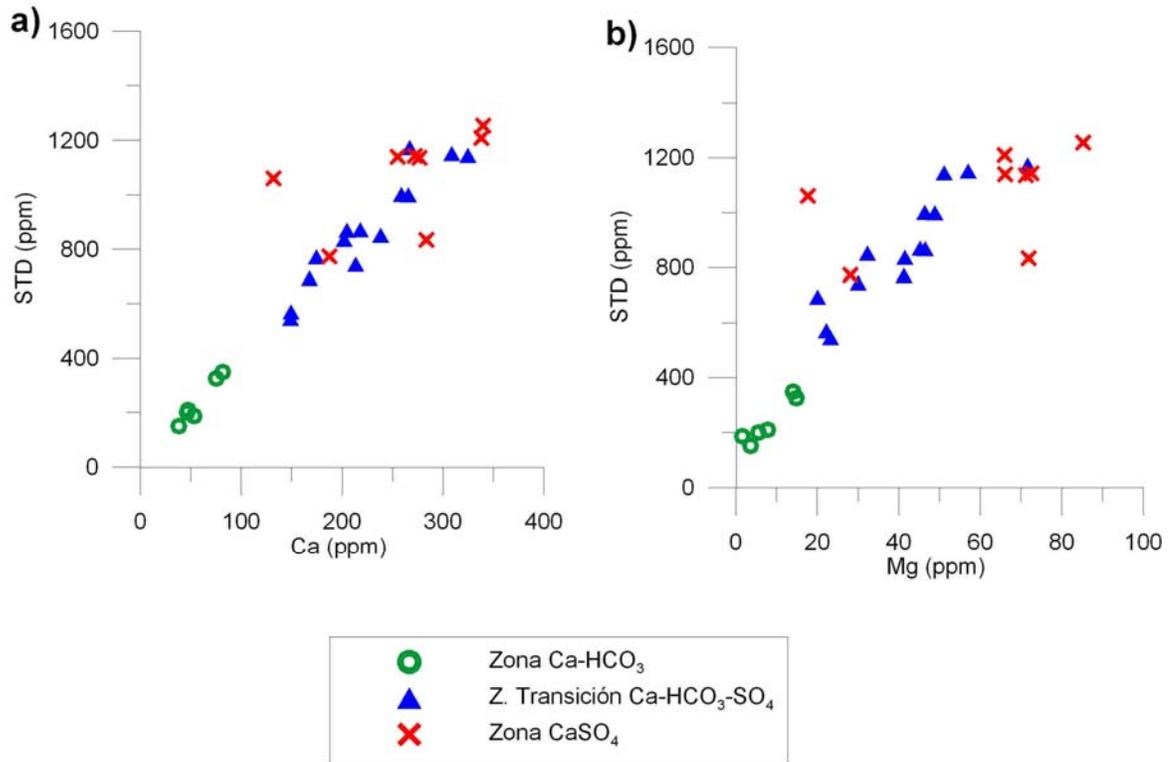


Figura 11 Variación de componentes químicos a lo largo del flujo subterráneo en el área de estudio a) STD/Ca; b) STD/Mg, c) STD/F, d) STD/Sr.

### 4.3 Isótopos Ambientales

El análisis de isótopos estables como deuterio  $^2\text{H}$  y  $^{18}\text{O}$ , se utilizan como trazadores de la molécula del agua en los acuíferos, además de identificar las zonas de recarga, permite conocer los mecanismos que han modificado la composición isotópica original del agua meteórica.

En el área de estudio, la mayoría de las muestras se distribuyen de manera paralela a la línea meteórica (Figura 12), lo cual indica que son aguas con poco o nulo efecto de evaporación también sugiere una rápida infiltración esto es debido a la karsticidad de la zona de recarga. Aunque la infiltración es proceso dominante en el área de estudio, pueden identificarse pequeños efectos isotópicos en los manantiales. El efecto isotópico de interacción agua-roca en la que las muestras se observa con un leve desplazamiento en la horizontal, esto se identificó en las muestras 2, 11, 13, 14, 17, 18, 20, 21, 22, 27, 25 y 26.

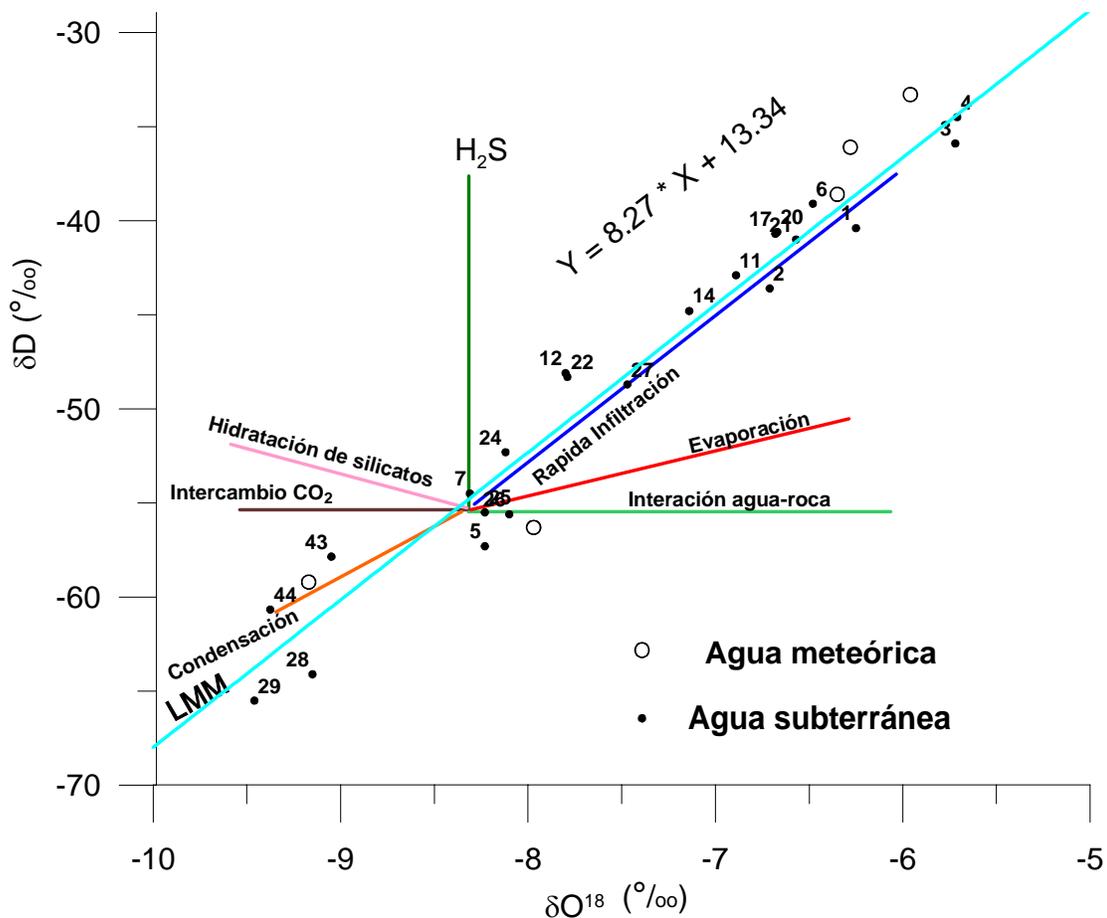


Figura 12.- Relación  $\delta\text{D}$  y  $\delta\text{O}^{18}$  del agua meteórica y agua subterránea de la zona de la Huasteca. Las diferentes líneas indican los posibles procesos que pueden ocurrir en el agua subterránea (Clark y Fritz 1997).

Un ligero efecto de evaporación es apreciable en la muestra 28 y 29 ya que estos sitios se encuentran en la laguna de La Media Luna lo cual es congruente a el área expuesta y sujeto a los cambios de temperatura ambiental.

Las muestras 43 y 44 presentan un efecto de condensación esto es debido por su orografía ya que estos manantiales se encuentran en la parte alta de la Sierra de Álvarez donde es común la presencia de niebla y es factible que suceda este efecto de condensación en esta zona de recarga.

#### **4.4 Modelación Inversa**

Los principales flujos en el área de estudio corren de W – E. Debido a que la zona de estudio está sumamente fracturada, es posible que un número importante de estas fracturas comuniquen hidráulicamente las diferentes cuencas hidrogeológicas de la región, como lo evidencian los manantiales de la región que están cerca de una grandes alineamientos estructurales. Para comprobar la conectividad hidráulica del sistema de fallas y fracturas en la Sierra Oriental se eligieron 5 secciones E-W 1)SLP-Rioverde 2) Rioverde-Santa Anita, 3) Apesco-Huchihuayan, 4)Unión de Guadalupe-Tambaque, 5) El Salto-Minas Viejas, en los que se desarrollaron modelos hidrogeoquímicos para entender esta conectividad en la zona cárstica de la Huasteca Potosina (Morán et al. (2012b).

En la modelación hidrogeoquímica inversa las principales ecuaciones que gobiernan los procesos de interacción agua-roca en la zona cárstica del área de estudio son:

##### **4.4.1 Secciones modeladas**

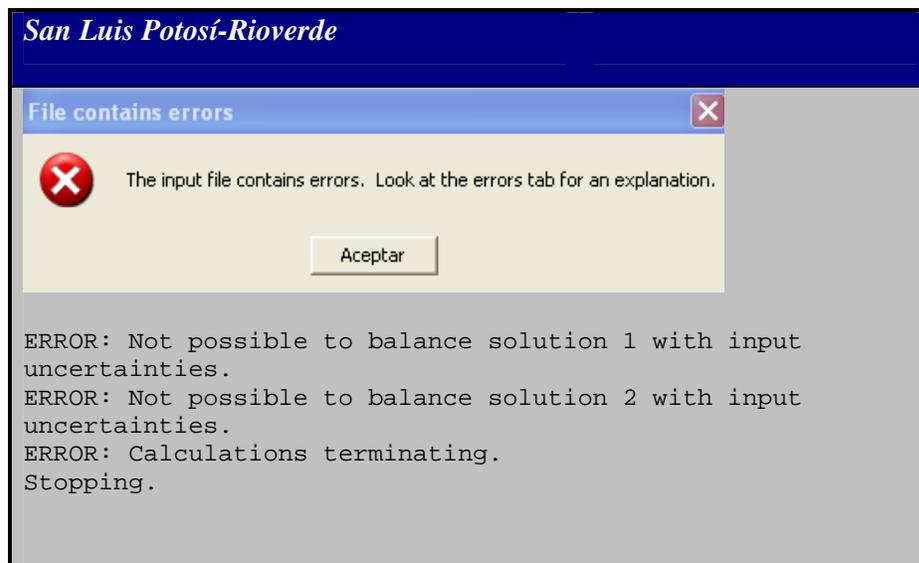
###### *1) Valle de San Luis Potosí- Rioverde.*

La sección 1, conecta la Zona Centro (Valle de San Luis Potosí) con la Zona Media (Rioverde) (Figuras 1,4 y 5). El flujo debería producirse en rocas volcánicas y de la Latita Portezuelo en el valle de San Luis Potosí.

Para esta sección se considera información de un pozo profundo en el Valle de San Luis Potosí localizado a una elevación de 1890 msnmm y el manantial de de la Media Luna en la Zona Media a 1007 msnmm, que como puede verse hay una carga hidrostática de 883 m con probable flujo hacia Rioverde.

La sección modelada de San Luis Potosí Rioverde no genero ningún modelo hidrogeoquímico (Tabla 2) que pudiera justificar una posible conexión hidráulica entre ambas cuencas hidrogeológicas. Lo cual es lógico considerando que la composición química del agua subterránea es diferente por la interacción con las diferentes rocas del subsuelo en cada cuenca (Figura 13). Por lo cual el modelo hidrogeoquímico no puede realizar el balance de masas. Esto es congruente con el modelo hidrogeológico propuesto por Ramos (2007), en el que debido a que hay un cambio de facies litológicas en las rocas carbonatadas de la Sierra de Álvarez no es factible la conexión hidráulica entre el Valle de San Luis Potosí y Rioverde.

Tabla 2.- Resultado de la modelación inversa en PHREEQC para el segmento de flujo de San Luis Potosí -Rioverde-Santa Anita no se produce ningún modelo no existe una conexión.



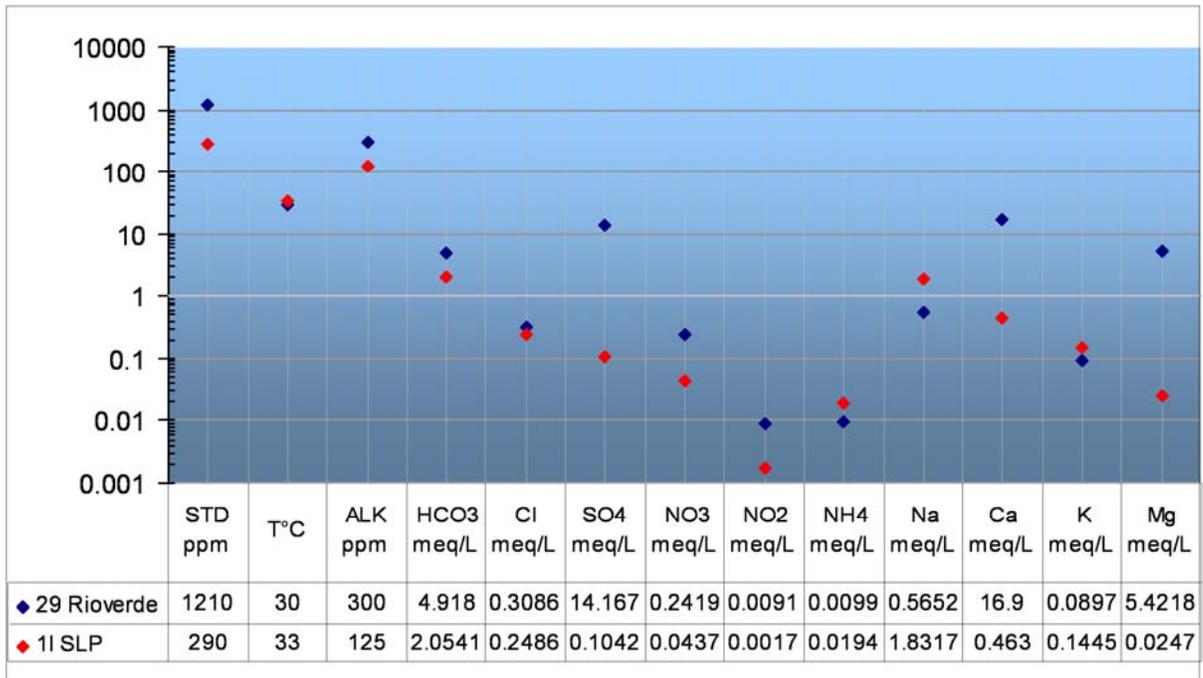


Figura 13.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección San Luis Potosí-Rioverde.

## 2) Rioverde-Santa Anita

La sección 2 se localiza en la parte Media del área de estudio (Figuras 1, 4 y 5), esta sección conecta al manantial de La Media Luna a una elevación de 1007 msnmm con Santa Anita de menor elevación (178 msnmm). esta sección es representativa de la conexión hidráulica de las cuencas hidrogeológicas en la Zona Media con las cuencas de la zona de la Huasteca. En la Zona Media el agua subterránea interacciona con formaciones evaporíticas con yesos, en tanto que hacia la zona Huasteca la circulación se desarrolla en calizas cársticas de la Formación El Abra.

En esta sección hay ganancia de  $\text{CO}_2$  por la formación de  $\text{HCO}_3^-$  por lo que aumenta la alcalinidad como se muestra en la Figura 14, donde el flujo va de un tipo de agua sulfatada cálcica ( $\text{Ca}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}$ ) a una bicarbonatada cálcica ( $\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ ). En el trayecto de Rioverde a Santa Anita, hay un incremento de los iones mayores ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) y los parámetros fisicoquímicos (CE, STD, pH, T, OD y PR), lo cual indica que la disolución de minerales fue el principal proceso que ocurre a lo largo del trayecto del flujo subterráneo.

En la Figura 14 se observan las variaciones importantes en ORP, CE, STD, SO<sub>4</sub> y Ca, el flujo va de la Media Luna en Rioverde a Santa Anita, en todos los casos hubo disminución de estos parámetros fisicoquímicos.

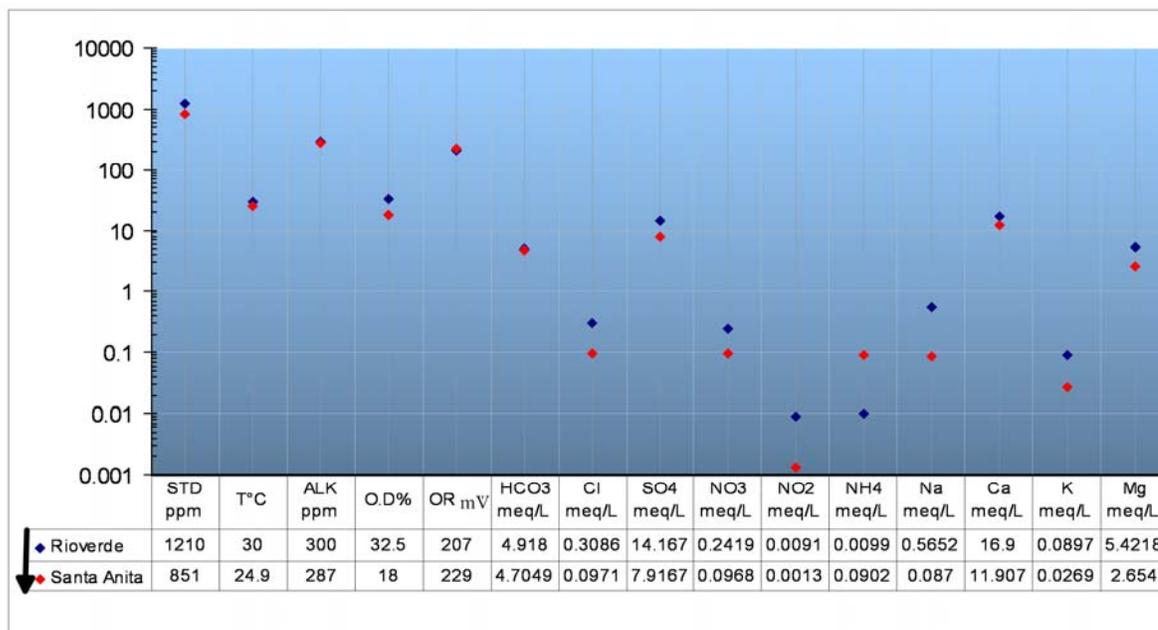


Figura 14.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Rioverde-Santa Anita.

Para esta sección 2, el modelo (Tabla 3) predice la precipitación de yeso, cuarzo, dolomita, estroncianita y la disolución de halita. La anhidrita y calcita se encuentran en una zona conocida como metaestable muy cercana a su precipitación; por lo cual se encuentra anhidrita en disolución y precipitación de calcita.

Debido a que el yeso esta se encuentra en una zona metaestable, éste puede disolverse o precipitarse, dependiendo de las condiciones fisicoquímicas. La presencia de calcio y magnesio en forma de carbonatos favorece la precipitación de dolomita, debido a que ésta, tiene un índice de formación mayor que otras fases como la calcita que se forma en menor proporción.

En la transferencia se perdió yeso (-7.23E-02), CO<sub>2</sub> (-2.56E-03), cuarzo (-4.83E-05), dolomita (-2.87E-03), estroncianita (-4.68E-05) y halita (-1.72E-04). Por otro lado hubo ganancia de calcita (4.39E-03), anhidrita (6.83E-02).

Tabla 3.- Modelo producido por PHREEQC para el segmento de flujo de Rioverde-Santa Anita (Unidades en mM /L).

<i>Rioverde- Santa Anita</i>	<i>Modelo</i>	
<b>Yeso</b>	<b>CaSO<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O</b>	<b>-7.23E-02</b>
<b>CO<sub>2</sub>(g)</b>		<b>-2.56E-03</b>
<b>Calcita</b>	<b>CaCO<sub>3</sub></b>	<b>4.39E-03</b>
<b>H<sub>2</sub>O(g)</b>		<b>-2.76E+01</b>
<b>Cuarzo</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>-4.83E-05</b>
<b>Anhidrita</b>	<b>CaSO<sub>4</sub></b>	<b>6.83E-02</b>
<b>Dolomita</b>	<b>CaMg[CO<sub>3</sub>]<sub>2</sub></b>	<b>-2.87E-03</b>
<b>Estroncianita</b>	<b>SrCO<sub>3</sub></b>	<b>-4.68E-05</b>
<b>Halita</b>	<b>NaCl</b>	<b>-1.72E-04</b>

### 3) Apesco-Huichihuayán

La sección 3, conecta el manantial de Apesco y Huichihuayán (Figuras 1, 4 y 5). El flujo se produce en calizas cársticas de la Formación El Abra, esta sección se localiza al sur de la zona de la Huasteca, en donde el Manantial de Apesco está en la zona montañosa con una elevación de 866 msnmm y el manantial de Huchihuayán en la zona baja a 149 msnmm. La distancia en línea recta entre ambos sitios es de aproximadamente 7 km. En este trayecto se incrementaron todos los parámetros fisicoquímicos lo cual involucra disolución de minerales (Figura 15). Los manantiales de Apesco y Huichihuayan representan flujos locales bajo condiciones oxidantes.

En la Tabla 3, se muestran un modelo representativo de transferencia de masa que reproduce los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en el trayecto de la sección. El criterio de elección del modelo se basa principalmente en la mínima incertidumbre (< 0.05) y las reacciones termodinámicas afines a la geología del la sección modelada; así como, la congruencia de estas reacciones con los

deltas iónicos (Figura 15) de los parámetros fisicoquímicos introducidos al modelo (Tabla 4). Este mismo criterio se siguió para todas las secciones.

El modelo predice la formación de calcita (-9.320E-04), y celestita (-5.34E-05); la disolución de anhidrita (3.71E-04), calcedonia (8.51E-06), halita (1.66E-07) y dolomita (5.24E-04). La reacción de sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) con materia orgánica en medio ácido ( $\text{H}^+$ ) ó bien en presencia de  $\text{H}^+$ , produce  $\text{CO}_2$ , agua y sulfuro.

En el trayecto el sulfato se reduce con materia orgánica esta reacción puede llevarse a cabo posiblemente por la acción bacteriana.

Tabla 4.- Modelo producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Apesco a Huichihuayán en la zona de la Huasteca (Unidades en mM /L).

<i>Apesco –Huchihuayán</i>	<i>Modelo</i>	
<b>Anhidrita</b>	$\text{CaSO}_4$	<b>3.71E-04</b>
<b>Calcita</b>	$\text{CaCO}_3$	<b>-9.32E-04</b>
<b>Celestita</b>	$\text{SrSO}_4$	<b>-5.34E-05</b>
<b>Calcedonia</b>	$\text{SiO}_2$	<b>8.51E-06</b>
<b><math>\text{CO}_2(\text{g})</math></b>		<b>1.01E-03</b>
<b>Dolomita</b>	$\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$	<b>5.24E-04</b>
<b><math>\text{H}_2\text{O}(\text{g})</math></b>		<b>2.48E-01</b>
<b>Halita</b>	$\text{NaCl}$	<b>1.66E-07</b>
<b>Sulfuro</b>		<b>-3.04E-04</b>

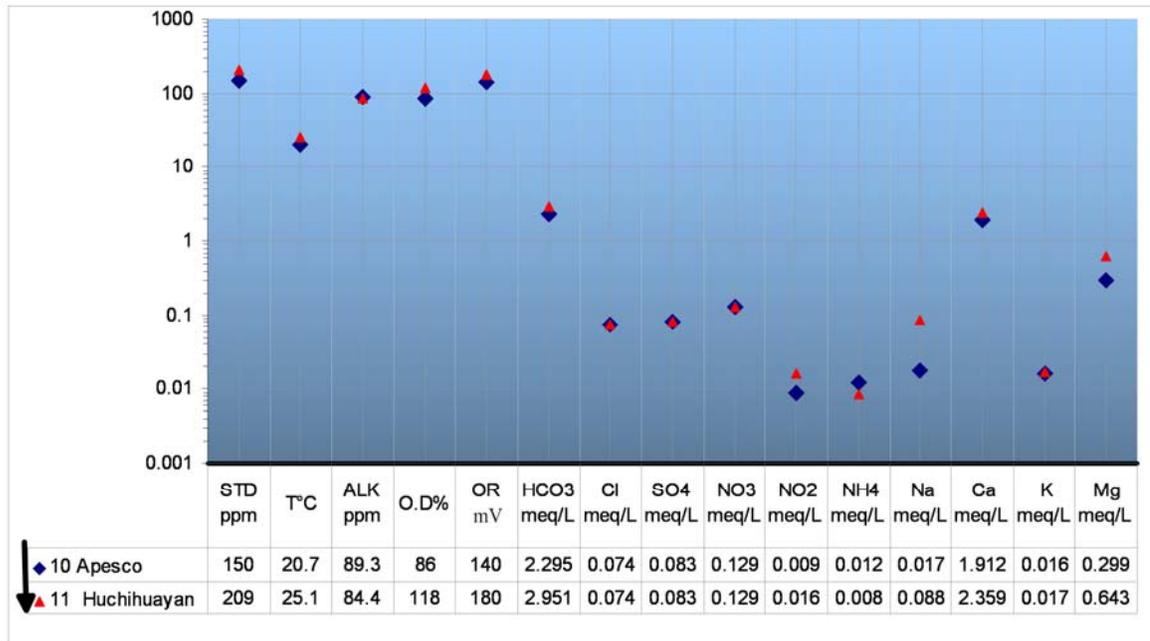


Figura 15.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Apesco-Huichihuayán, la flecha indica el sentido del flujo.

#### 4) Unión de Guadalupe – Tambaque

Esta sección se localiza en la parte sur del área de estudio (Figuras 1, 4 y 5). Este segmento representa un flujo local en la zona de recarga que se encuentra en la Sierra El Nacimiento a 912 msnmm y la descarga al sur de Ciudad Valles a 80 msnmm. El flujo tiene lugar en calizas cársticas de la Formación El Abra y en calizas arcillosas de la Formación Agua Nueva en la zona del valle.

El modelo (Tabla 4) predice la disolución de calcita, fluorita, halita, sílice, azufre y formación de dolomita. Debido a la disolución de carbonatos, en el agua subterránea se tiene un incremento de calcita ( $1.40E-03$ ), fluorita ( $7.38E-06$ ), halita ( $6.78E-05$ ), sílice ( $6.50E-05$ ), azufre ( $8.07E-05$ ). La precipitación origina una disminución de dolomita ( $-5.76E-05$ ), durante su formación se libera  $CO_2$  ( $2.84E-03$ ).

Tabla 5.- Modelo producido por PHREEQC para el segmento de flujo de Unión de Guadalupe – Tambaque (Unidades en mM /L).

Unión de Guadalupe - Tambaque		Modelo
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	1.40E-03
Dolomita	CaMg[CO <sub>3</sub> ] <sub>2</sub>	-5.76E-05
Fluorita	CaF <sub>2</sub>	7.38E-06
Halita	NaCl	6.78E-05
SiO <sub>2</sub> (a)		6.50E-05
Sulfuro		8.07E-05

En la Figura 16 se observan las principales variaciones en pH, conductividad eléctrica (CE), sólidos totales disueltos (STD), Alcalinidad, sulfatos (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) y Ca<sup>2+</sup>, entre la muestra que va de Unión de Guadalupe a Tambaque, en todos los casos hubo incremento de estos parámetros fisicoquímicos.

En el trayecto entre Unión de Guadalupe a Tambaque, hay incremento de los iones mayores (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) y parámetros fisicoquímicos (CE, STD, pH, T, O.D. y ORP), lo cual indica que la disolución de minerales fue el principal proceso.

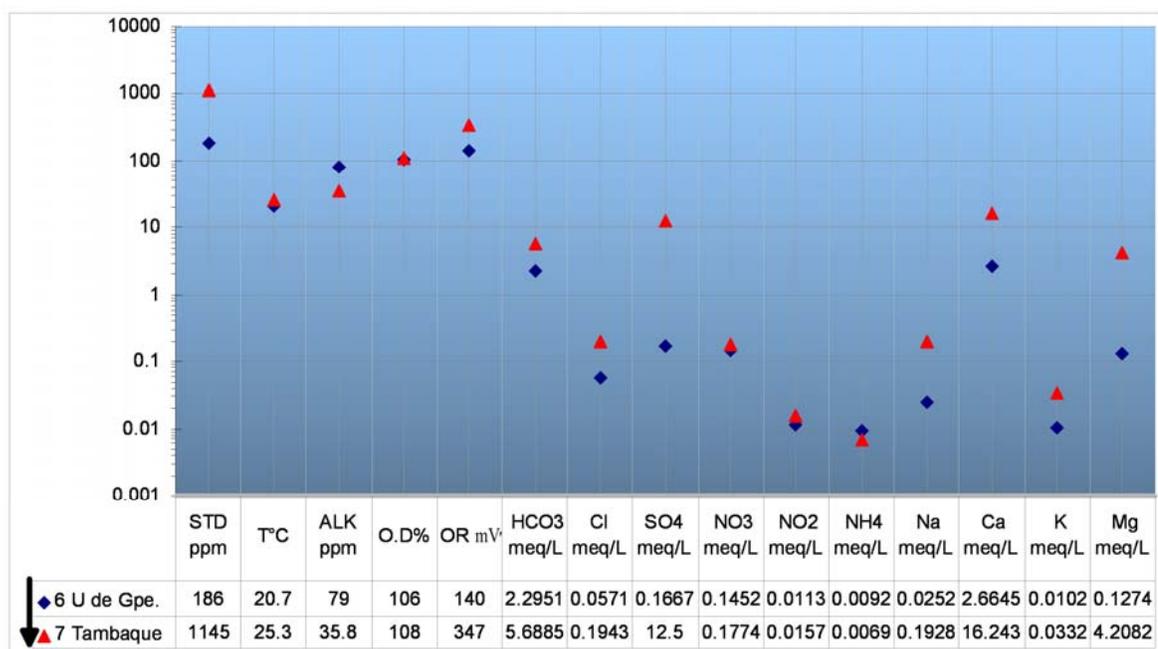


Figura 16.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Unión de Guadalupe –Tambaque.

### 5) El Salto- Minas Viejas

La sección 5, se localiza al norte del área de estudio (Figuras 1, 4 y 5), conecta al manantial de Minas Viejas en la zona montañosa con el manantial del Salto en el Valle del Salto. En esta sección el agua circula a través de rocas carbonatadas de la Formación El Abra.

El modelo (Tabla 5) predice la disolución de calcita, pirita y cuarzo; así como, precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita.

En la Figura 17 se observan las principales variaciones en pH, CE, STD, Alcalinidad,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , entre la muestra que va de El Salto a Minas Viejas, en todos los casos hubo incremento de estos parámetros fisicoquímicos.

Tabla 6.- Modelo producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Salto – Minas Viejas (Unidades en mM /L).

Salto- Minas viejas		Modelo
<b>Calcita</b>	$\text{CaCO}_3$	<b>1.11E+02</b>
<b>Celestita</b>	$\text{SrSO}_4$	<b>-1.68E-04</b>
<b>CO2(g)</b>		<b>-1.11E+02</b>
<b>Dolomita</b>	$\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$	<b>-8.82E-03</b>
<b>FeS(ppt)</b>	Pirrotita	<b>-1.11E+02</b>
<b>Yeso</b>	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	<b>-1.11E+02</b>
<b>Halita</b>	$\text{NaCl}$	<b>-8.36E-04</b>
<b>Jarosita-K</b>	$\text{KFe}_3[(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2]$	<b>-3.51E-04</b>
<b>O2(g)</b>		<b>1.66E+02</b>
<b>Pirita</b>	$\text{FeS}_2$	<b>1.11E+02</b>
<b>Quartz</b>	$\text{SiO}_2$	<b>4.50E-05</b>

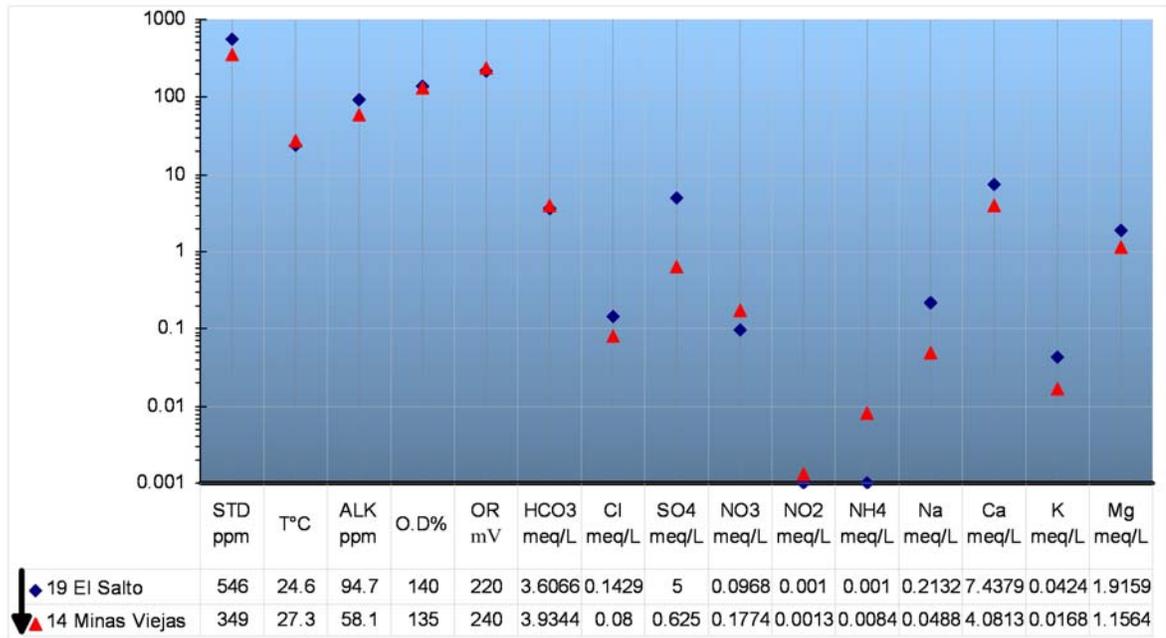


Figura 17.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Salto- Minas Viejas.

En este sitio es donde se puede observar una mayor precipitación de dolomita, yeso, halita, dando lugar a la formación de pirita.

La disolución de la caliza incorpora Ca y CO<sub>3</sub> al agua, debido a esto es más alto el contenido de cationes y aniones en el Salto que en Minas Viejas. Debido a la disolución e incorporación al agua subterránea se tiene un incremento en calcita (1.11E+02), pirita 1.11E+02 y cuarzo (4.50E-05). Debido a precipitación, la solución pierde celestita (-1.68E-04), halita (-8.36E-04), dolomita (-8.82E-03), FeS (-1.11E+02), yeso (-1.11E+02), halita (-8.36E-04) y jarosita (-3.51E-04). Durante su formación se libera CO<sub>2</sub>(-1.11E+02).

## 5. CONCLUSIONES

1. Se identificaron dos principales tipos de agua: uno bicarbonatado cálcica, debido a interacción con rocas carbonatadas como las calizas y otro sulfatado cálcico que se relaciona con un proceso de interacción agua-roca, principalmente de origen evaporítico como los yesos que le da un carácter sulfatado cálcica.
2. Los resultados isotópicos muestran un efecto de recarga rápida del agua meteórica con poca evaporación y en algunos casos poca interacción agua-roca y condensación en la zona de mayor elevación.
3. En general la modelación hidrogeoquímica sugiere que el principal proceso que domina en el flujo subterráneo es la interacción agua roca y la mezcla con agua de reciente infiltración.
4. No existe conexión hidráulica entre el Valle de San Luis Potosí (Zona Centro) y el Valle de Rioverde (Zona Media) como se propone con el modelo hidrogeoquímico y con los diferentes diagramas de clasificación y evolución del agua subterránea donde se comprueba que el agua de los valles es de diferente origen.
5. La conexión hidráulica entre la cuenca en la zona media representada por los manantiales de la Media Luna en Rioverde con la zona de la Huasteca (manantial de Santa Anita), se explica con la modelación hidrogeoquímica en donde el modelo sugiere que en el trayecto ocurrió precipitación de yeso, sílice, dolomita, estroncianita y halita en tanto que se disolvió anhidrita y calcita.
6. La conexión hidráulica entre subcuencas en la Zona de la Huasteca se indicada con las secciones Apezco-Huichihuayan, Unión de Guadalupe-Tambaque y El Salto-Minas Viejas.
7. En la conexión de Apezco a Huichihuayan el modelo considera precipitación de anhidrita, aragonita, calcita, halita y celestita; así como, disolución de yeso, calcedonia y dolomita.
8. En el flujo de Unión de Guadalupe a Tambaque la modelación inversa indica la disolución de calcita, fluorita, halita, sílice, azufre; así como, precipitación de dolomita.

9. En la sección El Salto- Minas Viejas, el modelo predice la disolución de calcita, pirita y cuarzo; así como, precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita.
10. La modelación hidrogeoquímica resultó una herramienta económica, útil y eficiente para evidenciar la conexión hidráulica entre cuencas y subcuencas hidrogeológicas y la simulación los procesos naturales.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Apello C.A., Postma D., 1996. *Geochemistry, groundwater and pollution*, A. A. Balkema, Rotterdam, 536 pp.
- André L, Franceschi M, Pouchan P, Atteia O, 2005. Using geochemical data and modeling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, south-west of France. *Journal Hydrology* 305:40-62 pp.
- Andreo B. Vadillo I, Carrasco F, Neukum C, Jiménez P, Goldscheider N, Hötzl H, Vías J.M, Pérez I y Göpper N., 2004. Precisiones Sobre el Funcionamiento Hidrodinámico y la Vulnerabilidad a la Contaminación del Acuífero Kárstico de la Sierra de Líbar (Provincia de Málaga y Cádiz, Sur de España) A Partir de Un Ensayo de Trazadores. *Revista de la Sociedad de España*, 17(3-4).
- Antigüedad 1990. Trazadores en la hidrogeología cárstica metodología de uso e interpretación de los ensayos de trazadores MUNIBE (Ciencias Naturales) V-41 31-45 pp.
- Bögli A., 1980. *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer. Berlin, 270 pp.
- Carrillo M. M., 1981. Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo el Doctor, Estado de Querétaro: UNAM, *Rev. Inst. Geol.*, V5, No. 1, 25-29.
- Carrasco, V. B., 1977. Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles–San Luis Potosí Platform, México: *SEPM Special Publication*, 25, 263–272.
- Chebotarev 1955. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering, *Geochemical et cosmochemica acta*, vol.8, 22-48 pp.
- Cortés A., Durazo J. and Farvolden RN. 1997. Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico: annotated bibliography and interpretation, *Journal of Hydrology* 198, 346-376 pp.
- Consejo de Recursos Minerales monografía Geológico – Minera del Estado de San Luis Potosi. 1992, 218 pp.
- Clark and Fritz P, 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publisher. Boca Raton-New york. 328 pp.
- Craig, H 1961b Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834.

- Davis S.N. y Wiest JMR, 1971. Hidrogeology Ediciones Ariel Esplugues de Llobregat Barcelona. 555 pp.
- Dreybrodt,W, 1988. Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry and Geology. Springer. Berlin, 288 pp.
- Dreybrodt,W, 2004. Dissolution Carbonate Rocks En Gunn, J. (Ed) Encyclopedia of Caves and Karst Science.Fitzroy Dearborn. New York, 295-298 pp.
- Derek Ford and Williams P; 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Ed. Wiley, 562 pp.
- Fagundo J.R.P., Gonzales, S. Jiménez, M. Suárez, Facundo-Sierra, A Gonzáles, E. Romero, D. Orihuela. 2002. Procesos Geoquímicos Naturales e Inducidos por el Hombre en Acuíferos Kársticos Costeros. Caso de estudio: Sector Hidrogeológico Güira-Quivicán (Cuenca Sur de La Habana). Revista Latinoamericana de Hidrogeología (2): 71-79.
- Facundo J.R; González P; Rodríguez M.; Suárez M; Melián C; 2004. Aplicaciones de la cinética en la hidrogeología y el medio ambiente. Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Vol. 5, ISBN 959-7136-24-4.
- Fritz P. and Fontes, J.Ch. 1980 and 1986. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Vols. 1 and 2.
- Gutiérrez Elorza M. 2008. Geomorfología. Prentice Hall, 898 pp.
- Gary Marcus O.; Sharp John M. 2006,Volcanogenic Karstification of Sistema Zacatón, Mexico, Geological Society of America, Special Paper 404; 89pp.
- Gat J. y Gonfiantini R. 1981. Stable Isotope Hidrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Resources Research (7), 980-993 pp.
- Hereford G., Keating H., Guthrie Jr D., Chen Zhu. 2007. Reactions and reaction rates in the regional aquifer beneath the Pajarito Plateau, north-central New Mexico, USA. Environ Geol. 52: 965-977.
- Helgeson, H.C., Brown, T.H.; Nigrini, A y Jones, T.A. 1970. Calculations of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions, Geochim. Cosmoch, Acta, 34, 569-592.

- Hidalgo- Carmen, 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.
- Hoefs J., 1980. *Stables Isotope Geochemistry*. Second Edition. Springer Verlag, Heidelberg, New York.
- Irazobal Tamayo I, Antigüedad I., 2003. Estudio Hidrogeoquímico del Karst de Indusi (Dima- Bizkaia) Boletín No. 5 SEDECK Sociedad Española de espeleología y ciencias del karst. 22-39 pp.
- Instituto de Geofísica, UNAM, 1999. Estudio isotópico para la caracterización del agua subterránea en la zona de La Muralla, Gto. Informe Técnico, elaborado por CEAG, inédito. 118 pp.
- Lloyd J.W. and Heathcote J. A, 1985. *Chemistry of groundwater*, Oxford University Press, New York , 293 pp. |
- Lesser J.M., 1978. El Uso y la Aplicación de Trazadores de Agua Subterránea Bol. Soc. Geol. Mexicana Tomo XXXIX, No. 2 Septiembre 1978, 71-76 pp.
- LaMotte Operator's Manual Smart 2 colorimeter. 2001. 53 pp.
- Mazor E, 1991. *Chemical and isotopic groundwater hydrology the applied approach*. 412 pp.
- 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.
- McDowell, C., 1963. *Mass Spectrometry*. McGraw-Hill Book Co., Inc. New York.
- Morán R.J, Ramos Leal JA, López AB. Martínez VN, Reyes GLR y Carranco LS. 2010. Conexiones Hidráulicas de Cuencas Hidrogeológicas en la Sierra Madre Oriental Aplicando Modelos Hidrogeoquímicos. *GEOS*, V-30, No. 1, 174 pp.
- Morán RJ., Ramos L. J.A., López A.B., Carranco L.S., Martínez V.N. 2011 Procesos de mezcla e interacción agua roca en acuíferos intermontanos de la Huasteca Potosina. *GEOS*, V-31, No. 1, 37 pp.
- Morán-Ramírez, J., Ramos-Leal, J.A., López-Álvarez, B., Carranco-Lozada, S., Martínez-Villegas N.V., Celis-García, M.L.B., Briones-Gallardo R. Validación de Patrones de Flujo en Zonas Cársticas Aplicando

- Modelación Inversa: Caso Huasteca Potosina. En Revisión. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Noyola M. MC., Ramos L., JA, Domínguez M. E., Pineda M. LF, López L. H. y Carabajal N. 2009. Factores que dan Origen al minado de acuíferos en ambientes áridos caso Valle de San Luis Potosí. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V 26, núm. 2 395-410 pp.
- Parkhurst DL, Apello CAJ 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.
- Plummer, L.N., Back, W., 1980. The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems, Am. J. Sci. 280,130-142.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A, 1988. PHRQPITZ, a computer program incorporating Pitzer's equations for calculating of geochemical reactions in brines. U.S.G.S. Water Resour. Invest., 88-4153, 310 pp.
- Roback, R.C ., Johnson, T.M, McLing, T.L., Murrell, M.T., Luo, Shangde and Ku, Teh-Lung, 2001. Uranium Isotopic Evidence for Groundwater Chemical Evolution and Flow Patterns in the Eastern Snake River Plain Aquifer, Idaho: Geological Society of America Bulletin, V-113, No. 9, p.1133-1141.
- Ramos Leal, J.A., 2007. Vulnerabilidad Acuifera e índices de Calidad del Agua Subterránea de los valles de San Luis Potosí –Villa de Reyes. Reporte CONACY 54pp.
- Ramos-Leal J A, Santacruz G, Torres-Gaytan D, Morán-Ramírez J y López-Loera H. 2009. Caracterización Terrenos Cársticos Por Métodos Hidrogeoquímicos y Geofísicos: Caso Zona de La Huasteca, SLP. Unión Geofísica Mexicana. Geos, Vol. 29, No. 1, Noviembre, 2009, 38 pp.
- Songlin Cheng, 1988. Trilinear diagram revisited application, limitation, and an electronic spreadsheet program: Ground Water Vol. 26, No. 4: 505-510pp.

- SantaCruz de León G. y Ramos Leal JA, 2010. Estudio del comportamiento hidrogeológico de la reserva Sierra Abra Tanchipa y su zona de influencia. Reporte Inédito, 78 pp.
- Varsányi I. and Kovács L.Ó. 1997. Chemical evolution of groundwater in the River Danube deposits en the southern part of the Pannonian Basin (Hungary); Applied Geochemistry, V-12, 625-636 pp.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in Geologic History: Berlin, Springer, 471 pp.
- Worthington S.R.H; Ford D.C, 1995. High sulfate concentrations in limestone springs:an important factor in conduit initiation: Environmental Geology ,25:9-15 pp.

# **7 Anexo A**

Anexo I.-Datos de campo la muestra del área de estudio

No	X	Y	Z	T °C	OD PPM	OR Mv	pH	CE	STD	ALK	NO3	Cl	F	SO4	Ca	K	Mg	Na	S
							6.9	1660											
1	511489	242859	38	36	0.33	-185			1061	360	8	78.4	0.35	9	146	11.1	19.7	84.4	57.7
2	511944	2431591	40	26.8	6.55	88	6.7	1220	869	260	8	4.2	0.23	388	237	1.6	48.3	4.1	235
							6.4	1080											
3	505040	2423455	51	32.8	0.28	-169			771	300	9	3.9	0.43	320	195	1.9	45.2	9.4	203
							6	970											
4	505355	2412860	47	32.6	0.43	-140			693	480	12	3.7	0.26	24	184	1.1	20.1	11.7	73.1
5	502474	2403135	45	25.5	2.48	125	6.7	1590	1151	260	10	2.7	0.26	1013	349	1.8	59.1	4.2	389
6	489592	2388416	912	20.7	6.73	106	7.6	260	186	140	9	1	0	8	59.7	0.4	1.4	0.5	2.6
7	495566	2398145	80	25.3	2.79	108	6.7	1580	1145	260	11	3.4	0.28	600	347	1.9	57.6	4.5	385
9	498114	2367341	849	20.3	7.19	107	7.3	280	200	160	8	1	0	7	59.4	0.4	6.4	0.9	3.2
10	498788	2365449	866	20.7	8	86	7.3	210	150	140	8	1.3	0	4	45.6	0.2	4.2	0.3	1.4
11	502386	2372964	139	20.7	7.3	118	7.1	300	209	180	8	1.3	0	4	57.6	0.6	9	1.6	2.7
12	492512	2411381	38	25.1	1.24	125	6.6	1390	1000	260	13	3.6	0.17	520	292	1.7	53.4	3.8	315
13	492512			25	1.22	135	6.7	1390	1001	260	12	3.5	0.18	540	294	1.7	54.1	3.8	319
14	463447	2476423	506	20.9	4.73	135	6.9	500	349	240	11	1.4	0	30	90.7	0.8	13.7	1.3	29
15	461814	2475257	581	23.5	7.4	163	7	460	325	220	11	0.8	0	17	87.5	0.9	16.1	0.9	20
16	495301	2510201	132	27.3	2.47	132	6.6	1220	871	180	11	4.8	0.27	400	234	2.7	45.2	8	231
18	460470	2497953	521	28.4	7.27	140	7.9	1170	836	240	2	5.8	0.1	420	227	2.9	45.6	8.2	
19	454700	2496425	548	24.6	5.09	175	6.5	770	546	220	6	2.5	0.03	240	171	2	26.4	4.9	248
20	480110	2430820	178	24.9	2.5	207	6.6	1190	851	280	5	1.7	0.19	380	287	1.4	38	2	129
21	483192	2410058	105	25.5	3.8	231	6.5	1050	745	260	8	1.9	0.09	360	243	1.5	36.5	3.1	259
22	456573	2424998	429	25.9	5.82	238	6.9	1090	773	200	12	14.1	0.25	360	212	3.7	47	18.8	209
23	456759	2425061	436	25.6	7.39	226	7.4	1180	833	180	15	34.6	0.27	640	312	6.9	76.9	32.9	221
24	456807	2425027	357	26.7	6.36	244	7.3	1590	1143	180	14	45.2	0.29	640	314	7.4	73.4	35.6	386
25	457009	2425357	394	26.3	6.05	243	7	1540	1140	180	14	38.2	0.33	640	298	7.1	75.8	33.8	389
26	456972	2425326	436	26.9	5.46	227	7	1570	1137	200	12	34.6	0.3	580	314	7.1	74.9	35	370
27	459333	2428861	369	24.3	5.7	231	6.8	800	570	240	14	16.2	0	100	172	2.7	26.7	11.2	388
28	413884	2408101	849	30.7	1.71	242	6.4	1730	1255	220	15	16	0.29	780	406	5.4	89.3	15.4	123
29	393773	2417800	1006	30	1.27	229	6.6	1670	1210	280	15	5.2	0.44	680	384	4.9	71.8	15	501
31	393632	2417783	1007	29.7	0	231	6.5	1640	1174	260	15	4.4	0.39	700	371	5.1	71.6	15.2	431
1L	306540	2442559		33	4.4		7.03	290	290	125.3	2.71	8.7	1.93	5	9.27	5.65	0.3	42.13	

# **7 Anexo B**

## **Procesos de mezcla e interacción agua roca en acuíferos intermontanos de la Huasteca**

### **Potosina.**

Janete Morán-Ramírez<sup>2</sup>, José Alfredo Ramos-Leal<sup>1\*</sup>, Briseida López-Álvarez<sup>2</sup>, Simón Carranco Lozada<sup>2</sup>, Nadia Valentina Martínez-Villegas<sup>1</sup>

[\\*jalfredo@ipicyt.edu.mx](mailto:*jalfredo@ipicyt.edu.mx)

1 Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), C. Presa San José # 2055, Lomas 4ª. Sección, CP 78216, San Luís Potosí, SLP, México.

2 Posgrado en Ciencias ambientales. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), C. Presa San José # 2055, Lomas 4ª. Sección, CP 78216, San Luís Potosí, SLP, México.

### Resumen

La Sierra Madre Oriental está formada por un sistema montañoso con importantes estructuras geológicas regionales desarrolladas en rocas carbonatadas muy fracturadas de la Formación El Abra, lo que facilita la recarga de acuíferos. A nivel regional la recarga se produce al Oeste, en la Sierra Madre Oriental y localmente en sierras como Palmillas, La Colmena y El Abra, en tanto que, la descarga regional es hacia el este en la zona de la Huasteca. Los valles intermontanos del Valle del Salto, se localizan muy cerca de la zona de descarga regional. En esta región se identificaron tres miembros extremos relacionados al flujo local, intermedio y regional que definen procesos de mezcla ternaria en el agua subterránea. La aplicación de métodos hidrogeoquímicos contribuyó a determinar el origen del agua y los procesos que ocurren en el acuífero. El modelo de mezcla de los valles intermontanos, indica que del total de la recarga que

se produce, el flujo local aporta el 68.3%; el flujo intermedio, el 12.3% y el regional, 19.4%. La modelación directa muestra que en el acuífero ocurre mezcla con interacción agua-roca y la modelación inversa que la precipitación y/o disolución de calcita, yeso y dolomita, son principales procesos que ocurren en acuífero de los valles intermontanos.

**Palabras clave:** Mezcla ternaria, interacción agua roca, modelación directa, modelación inversa, valles intermontanos.

### **Abstract**

The Sierra Madre Oriental is composed of ranges with important regional geological structures developed in highly fractured carbonate rocks (El Abra Formation), which facilitates the recharge of aquifers. At the regional level recharge occurs to the west in the Sierra Madre Oriental and locally in ranges as Palmillas, La Colmena and El Abra, while the regional discharge is to the east in the Huasteca zone. Intermountain valleys of Valle del Salto, located near the regional discharge zone. In this region three end members were identified, one related to the local flow, another to the intermediate and third at regional, these flows define ternary mixing processes in groundwater. The application of hydrogeochemical methods helped to identify the source of water and the processes occurring in the aquifer. The mixture model of the intermountain valleys indicates that the total recharge occurs, the local flow accounts for 68.3%, the intermediate flow, 12.3% and regional, 19.4%. Forward modeling shows that in the aquifer occurs mixed with water-rock interaction and the inverse modeling showed that precipitation and / or dissolution of calcite, gypsum and dolomite, are major processes that occur in the intermountain valleys aquifer.

**Key words:** ternary mixing, water-rocks interaction, forward modeling, inverse modeling, intermountain

## INTRODUCCION

El área de estudio se encuentra en San Luis Potosí, en la zona conocida como la Huasteca, en la parte central de la Sierra Madre Oriental (SMO), en los límites con el Golfo de México, es formada principalmente por calizas cársticas plegadas con orientación norte-sur, formando valles íntermontanos (Figura 1). Esta región es considerada como parte de la zona de descarga de la Sierra Madre Oriental (Ramos et al. 2008). En general poco se conoce sobre el funcionamiento hidrodinámico del sistema cárstico, debido a que son difíciles de estudiar por las condiciones abruptas del terreno y la excesiva vegetación; así como, a la ausencia de pozos de extracción para su estudio. La disponibilidad del agua subterránea en la zona, depende de las condiciones climáticas y topográficas de la región intermontana, y de las características físicas del subsuelo.

El flujo regional inicia en las áreas de mayor elevación topográfica en las calizas carbonatadas de la Formación El Abra y fluye hacia las de menor elevación hacia el Golfo de México. Debido a la presencia de estructuras geológicas como fallas y fracturas profundas se genera procesos de mezclas del agua subterránea, para su estudio se pueden utilizar herramientas como la hidrogeoquímica, particularmente los elementos conservativos que son considerados como trazadores.

Estos procesos han sido abordados en numerosas publicaciones para evaluar la cantidad de mezcla entre agua dulce y agua marina o entre diferentes orígenes del agua subterránea (Lee et al., 2001; Petitta, et al., 2010; Ramos-Leal, 2007). Sin embargo, en estos estudios los procesos de

mezcla no explican la composición final del agua subterránea y son pocos los que además incluyen la aplicación de modelación directa con interacción agua roca y modelación inversa para explicar y entender los procesos fisicoquímicos que ocurren en el agua subterránea (Hereford et al., 2007; Helgeson et al., 1970; André et al., 2004; Plummer y Back, 1980; Plummer et al., 1990).

En este trabajo se realiza modelación hidrogeoquímica para identificar los procesos fisicoquímicos que ocurren en la interacción agua-roca y que definen la evolución química del agua subterránea.

## **MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO**

La región conocida como Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Martínez, 1981), ubicada en la parte occidental de México en los límites de la Sierra Madre Oriental (SMO) está constituida por rocas sedimentarias, cuyas edades que van del Mesozoico al Reciente. Los valles de la zona están formados por un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales cerrados con orientación N-S. El Valle el Salto (VS) y Chantol son los principales valles en el área de estudio los cuales están limitados por tres principales sierras, Palmillas, la Colmena y Cerro Alto.

Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Guaxcama del Cretácico Inferior, que está constituida por depósitos evaporíticos (yesos), esta unidad no aflora en el área de estudio y ha sido reportada por Consejo de Recursos Minerales (CRM, 1992) al NW de Rioverde (Figura 1).

Sobre la Formación Guaxcama se encuentra la Formación El Abra constituida por calizas de plataforma y arrecifales de estratificación gruesa a masiva (Lopez-Doncel, 2003). Esta unidad constituye el principal acuífero en la Plataforma San Luis Valles, es la Formación El Abra, cuyo espesor supera los 1000 m, su principal zona de recarga se localiza en la Sierra Madre Oriental.

Sin embargo, dado sus características de fracturamiento y alta permeabilidad primaria y secundaria tiene una importante recarga al W del área de estudio, a lo largo de toda la SMO. Localmente se comporta como acuífero libre en las sierras y semiconfinada en los valles.

Figura 1. Localización y geología regional del área de estudio.

En la Figura 2 se muestra una sección E-W, en donde puede observarse la distribución en los valles de las formaciones San Felipe y Méndez, y los grandes espesores de la Formación El Abra. Los valles están formados por sinclinales y las sierras corresponden a anticlinales. Algunas dolinas llegan a presentarse en los ejes de los anticlinales como en la Sierra del Toro.

Figura 2. Sección geológica E-W mostrando las principales estructuras que dan origen a los valles intermontanos.

En los valles la Formación el Abra es cubierta por la formaciones San Felipe y Méndez formadas por calizas arcillosas y lutitas respectivamente. Evidencias de la recarga local y regional se localizan en los manantiales de Agua Fría, La Laguna, Minas Viejas y El Gato.

Debido a las características de carticidad de la región se producen un importante recarga local (C1), que se mezcla con los flujos subterráneos (C2); así mismo, la presencia de fallas y fracturas que cortan los pliegues en la Sierra madre Oriental, propician la conexión hidráulica que origina la mezcla de flujos regionales (C3) con flujos someros.

## **METODOLOGIA**

Los datos hidrogeoquímicos fueron obtenidos en Marzo del 2010 con 27 muestras tomadas en pozos de agua, manantiales y norias en el VS al Sur del Municipio del Naranjo (Figura 3). Los manantiales se localizan en calizas de la Formación El Abra, en tanto que las norias están en lutitas y calizas arcillosas de estratificación delgada de la Formación San Felipe. Los pozos se encuentran en ambas formaciones.

Todas las muestras fueron colectadas en botellas de 60ml de polietileno (HDLP). Las utilizadas para aniones se lavaron y enjuagaron 7 veces con agua desionizada, mientras que, para cationes y elementos traza se lavaron con HCL al 10% y enjuagadas 7 veces con agua desionizada.

Una vez tomada la muestra para cationes y elementos traza, se acidificaron con  $\text{HNO}_3$  concentrado para llevarlo a un  $\text{pH} < 2$ ; las muestras de aniones no fueron acidificadas. La preservación del total de las muestras se realizó a una temperatura menor a  $4^\circ\text{C}$ .

Figura 3. Localización de las muestras colectadas en el Valle del Salto.

Para cada muestra se midió in situ el pH, conductividad eléctrica, alcalinidad, ORP, OD, STD, Temperatura. Los iones mayores y elementos traza fueron enviados a laboratorio de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, los cuales fueron determinados por ICPOES y los aniones ( $\text{SO}_4$  y  $\text{Cl}$ ) por colorimetría en el IPICYT, y la alcalinidad por titulación en campo. El balance iónico de los datos químicos tuvo un error menor al 10%.

Los datos de hidrogeoquímica del agua subterránea del VS fueron usados para evaluar procesos de mezcla ternaria, interacción agua-roca, disolución, precipitación e intercambio iónico que

ocurren en el acuífero, (Tabla 1). Con estos datos se elaboraron diagramas de Piper para definir familias y los procesos geoquímicos; así como, diagramas de dispersión para identificar los miembros extremos y proporciones de mezclas binarias o ternarias de C1, C2 y C3.

Con el diagrama de dispersión de los elementos conservativos Cl contra Sr (Figura 4), se distinguieron a partir de tres muestras de agua que representan a los miembros extremos (C1, C2 y C3) y el resto de estas se localizaron acotadas entre las líneas de mezcla, clasificándose como fracciones de mezcla de miembros extremos definidos con parámetros hidrogeoquímicos. Su composición puede ser expresada como un porcentaje de los tres miembros extremos, es decir mezcla ternaria.

Figura 4. Modelo de mezcla ternaria utilizando concentraciones de Cl y Sr para valles intermontanos en el Valle del Salto, donde C1, C2 y C3 son miembros extremos.

La suma de las tres fracciones de mezcla de acuerdo a la ecuación de balance volumétrico, donde la suma total representa las muestras del área de estudio.

$$C_w = C_1 + C_2 + C_3 \quad (1)$$

Donde  $C_1$  es el miembro asociado a la recarga local,  $C_2$  es el miembro asociado a la recarga intermedia y  $C_3$  esta asociado a recarga regional.

Donde  $C_w = 1$  y  $C_1$ ,  $C_2$  y  $C_3$  son incógnitas.

Estos componentes van a ser determinados las ecuaciones de balance de masa de dos elementos conservativos Cl y Sr.

$$C_w Cl_w = C_1 * Cl_1 + C_2 * Cl_2 + C_3 * Cl_3 \quad (2)$$

$$C_w Sr_w = C_1 * Sr_1 + C_2 * Sr_2 + C_2 * Sr_2 \quad (3)$$

Sustituyendo la Eq. (2) en  $C_3$  de la Eq. (1), y reorganizando se obtiene:

$$C_1 = \frac{C_w (Cl_w - Cl_3) + C_2 (Cl_3 - Cl_2)}{Cl_1 - Cl_3} \quad (4)$$

Sustituyendo en la Eq. (3) para  $C_1$  en la Eq. (1) se obtiene:

$$C_1 = \frac{C_w (Sr_w - Sr_1) + C_2 (Sr_2 - Sr_1)}{Sr_3 - Sr_1} \quad (5)$$

La solución única para  $C_2$  es cuando  $C_w = 1$ . Los otros dos componentes son calculados sustituyendo  $C_1$  y  $C_3$  en la Eq. (1).

Con la fracción de mezcla para las diferentes muestras se obtuvo la composición química teórica, sin considerar la interacción agua roca.

El proceso de modelación se llevo a cabo en dos etapas principalmente; en la primera, se obtuvo la fracción de mezcla que tiene cada muestra con respecto a los tres miembros extremos. En la segunda etapa, se aplicó modelación con interacción agua roca, obteniendo los índices de saturación ( $SI = \log IAP/K$ ) para la calcita, dolomita, yeso, halita, crisotilo, barita y celestita, calculados con el modelo numérico de PHREEQC (Parkhurst y Apello, 1999). De ocurrir una diferencia (delta iónico) entre el valor real y el medido durante la segunda etapa como indicio de la ocurrencia de otros procesos (intercambio iónico, disolución y/o precipitación de especies

principales), se lleva a cabo entonces, una tercera etapa de modelación inversa para la identificación y cuantificación de dichos procesos.

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En el diagrama de Piper (Figura 5) se identifican 3 familias de aguas: bicarbonatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3^-$ ), bicarbonatada sulfatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ ), sulfatada cálcica ( $\text{Ca-SO}_4$ ). La familia  $\text{Ca-HCO}_3^-$  es originada por la circulación del agua en calizas, a lo largo de su infiltración ocurre la disolución de la roca lo que produce cambios de bicarbonatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3$ ) a bicarbonatada sulfatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ ), que en este caso se relaciona a la disolución de calizas y yesos de rocas evaporíticas que son los minerales sulfatados.

Figura 5 Diagrama de Piper de agua muestreada en valles intermontanos del Salto.

Con el diagrama de dispersión de Cl y Sr fue posible distinguir los tres miembros extremos presentes en el VS, también se identifican dos procesos evolutivos principales en el agua subterránea, en el primer caso se tiene concentraciones bajas en Sr y son altos en Cl y en el segundo caso se tiene valores altos de Sr y es bajo en Cl

El C1, está asociado a la recarga local, se localiza al Oeste del VS, tiene valores bajos de Cl y Sr, temperatura de 21.67 C, los valores mas bajos se encontraron en la Muestra 25, la cual presento valores de 0.002857 meq/L de Cl y 0.009193 meq/L de Sr. Para el modelo de mezcla se utilizaron estos valores de la muestra 25 siendo de tipo  $\text{Ca-HCO}_3$  (Figura 4 y 5).

El C2, está representado por la muestra 26 se encuentra al norte del valle de Chantol, representa flujo intermedio, tiene temperatura de 23.76 °C, concentraciones de Cl (0.1428 meq/L), y alta concentración de Sr (0.12394 meq/L). Este tipo de agua es Ca-HCO<sub>3</sub> (Figura 4 y 5).

El C3, está representado por la muestras 27, se ubica al suroeste del Valle de El Salto, representa en flujo regional procedente de la Sierra Madre Oriental. La muestra 27 es la más representativa de a este miembro, tiene temperaturas de 23.34 C, concentraciones de Cl del orden de 1.548 meq/L de CL y 0.0248 meq/L de Sr. El tipo de agua de este miembro es Ca-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> (Figura 4 y 5).

Para obtener las fracciones de mezcla se utilizaron al Cl y Sr. Los rangos de Cl del agua subterránea en el Valle de El Salto es de 0.002857a 1.548 meq/l y 0.00919 a 0.1239 meq/l de Sr. Los porcentajes obtenidos de estas fracciones de mezcla para cada muestra considerada se presentan en la Tabla 2.

Tabla 1. Datos fisicoquímicos de las muestras del Valle del Salto.

Tabla 2.- Fracciones de mezcla en el agua subterránea del Valle del Salto.

De acuerdo al modelo de mezcla ternaria el agua en el área de estudio el C1 (recarga local) esta aportando el 68.3%, el C2 (flujo intermedio) un 12.3% y el C3 (regional) contribuye con 19.4%. Como mezcla binaria entre C<sub>1</sub> y C<sub>3</sub>, solo se identifica en las muestras 2, 14, 16 y 24.

Con las fracciones de mezcla se obtuvo una composición química teórica para las muestras de agua (Tabla 3). Al comparar en el diagrama de Piper la composición química teórica con la real de las aguas del área de estudio, se puede observar que existe una diferencia entre ambas composiciones (Figura 6). Esta diferencia se debe en gran medida a que en la composición teórica no se consideró hasta este punto en el proceso la interacción agua roca.

Tabla 3. Composición química teórica de la mezcla sin interacción agua roca.

Figura 6. Diagrama de Piper que representa la diferencia entre mezclas reales y del modelo de mezcla (el símbolo \* representa las muestras teóricas, + representa las muestras reales).

Como una respuesta a lo anterior se realizó una modelación directa a las muestras reales para obtener las fases minerales (Tabla 4) presentes en el agua subterránea, las cuales se utilizaron en la interacción agua-roca de las muestras de composición teórica (Tabla 3), con el objetivo de identificar los procesos hidrogeoquímicos que intervienen en la composición química real.

Tabla 4.- Índices de saturación de las principales fases minerales en el agua subterránea del VS.

El modelo hidrogeoquímico resultante es una aproximación a los procesos reales que ocurren en el acuífero y refleja su interacción con las rocas carbonatadas de la región. Ésta sugiere, la

interacción con rocas formadas por la caliza de la Formación El Abra, margas de la Formación San Felipe y lutitas de la Formación Méndez; ya que las fases minerales más importantes son la calcita, dolomita y yeso. Para la zona de estudio la calcita la encontramos ligeramente saturada, en tanto que el yeso y la dolomita están subsaturada lo cual indica una disolución de estos minerales al estar en contacto con el agua cuando atraviesa estas rocas. En algunos casos la dolomita puede estar saturada debido a aportes de Mg. Todas las muestras se encuentran subsaturadas con respecto a la celestita. La barita están muy cercanas al equilibrio y por lo cual la podemos encontrar en ocasiones subsaturadas o saturadas. (Tabla 4)

Como se muestra en el diagrama de Piper (Figura 7), la composición química obtenida de la mezcla teórica modelada con interacción agua roca, tienen una ligera desviación con respecto a las muestras reales, esta desviación es dada en parte por diferentes procesos como la disolución o precipitación de minerales que aportan iones al agua lo que ocasiona un aumento o disminución en su composición química que no son considerados en un proceso de mezcla. (Tabla 5).

Una vez tomado en cuenta el proceso de interacción agua roca se puede observar una mejor aproximación o una menor diferencia entre muestras reales y modeladas con interacción agua roca. Esto se puede observar también en la Figura 8 de los deltas iónicos de iones mayores del agua subterránea del VS.

Figura 7. Diagrama de Piper que representa la diferencia entre mezclas reales y del modelo de mezcla con interacción agua-roca (el símbolo  $\nabla$  representa las muestras mezcladas con interacción agua-roca, + representa las muestras reales).

Tabla 5. Resultados hidrogeoquímicos del modelo de mezcla con interacción agua roca.

Los deltas iónicos de la composición química de las fases minerales y los índices de saturación de la solución inicial (modelada) y final (real) para los minerales de calcita, dolomita y yeso pueden ser explicados en la modelación inversa (Tabla 6).

Los procesos principales modelados fueron la precipitación de minerales como calcita, dolomita y yeso; así como, procesos de intercambio iónico (Tabla 6).

El balance de masas nos proporciona de forma cuantitativa la transferencia de moles que ocurren en el proceso de interacción agua roca donde los principales minerales son la calcita, dolomita y yeso

En la tabla (6) se muestran tres principales grupos en las ocurren los principales procesos que justifican la composición química del agua del VS.

Tabla 6. Modelación inversa entre las muestras modeladas con interacción agua roca y las reales.

En el primer grupo la calcita es positiva (ganancia) y el yeso y dolomita son negativos (perdida) lo cual indica que la calcita está disolviéndose proporcionando sus iones al medio para la formación de yeso y dolomita.

Figura 8. Deltas iónicos a) aniones y b) cationes, derivados de las muestras reales y las mezclas con interacción agua roca.

En el segundo grupo la calcita es negativa (perdida) y el yeso y dolomita son positivos (ganancia) lo cual indica que se formó calcita con iones obtenidos de la disolución de yeso y dolomita.

En el Tercer grupo la calcita y dolomita son negativas (perdida) y el yeso es positivo (ganancia) lo cual indica que se formó calcita y dolomita y hubo disolución de yeso.

En el cuarto grupo la calcita y yeso son negativas (perdida) y la dolomita es positiva (ganancia) lo cual indica que se formó calcita y yeso y hubo disolución de dolomita.

En la muestra 23 tenemos una pérdida calcita, dolomita y yeso lo que nos indica una precipitación de estos minerales.

Para la muestra 24 se tiene la formación de dolomita por la disolución de calcita y yeso.

En las muestras 8 y 12 no produjo ningún modelo esto se puede explicar por que la composición inicial y final son produce un delta iónico cercano a cero, lo cual implica que ocurrió una mezcla con interacción agua roca.

## **Conclusiones**

La zona de recarga regional ocurre en la Sierra Madre Oriental, la intermedia se produce en los límites montañosos de la Sierra Madre Oriental, en tanto que la recarga local ocurre en los anticlinales que forman sierras alargadas en donde la formación el abra esta expuesta.

Las principales familias de agua subterránea en los valles intermontanos del Salto son bicarbonatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3^-$ ), bicarbonatada sulfatada cálcica ( $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ ), sulfatada cálcica ( $\text{Ca-SO}_4$ ).

El agua del acuífero del valle del Salto representa la mezcla ternaria de tres miembros extremos que están relacionados al flujo local, intermedio y regional.

El modelo de mezcla generó la primera aproximación a la composición química del agua subterránea; sin embargo, hay diferencias (delta iónico) con la composición química real, que están asociados a procesos físicoquímicos como la interacción agua roca, disolución, precipitación de minerales e intercambio iónico.

El modelo de mezcla en los valles intermontanos, muestra que la recarga local esta aportando el 68.3%, el flujo intermedio el 12.3% y el regional 19.4%.

Con la modelación directa y mezcla con interacción agua roca se redujo notablemente las diferencias del delta iónico con la composición química real.

En la modelación inversa para los deltas iónicos, indica la precipitación y disolución de calcita, dolomita y yeso, principales procesos que ocurren en acuífero de los valles intermontanos del área de estudio.

Solo la muestra 1 presentó además intercambio iónico debido a su circulación en materiales arcillosos.

De acuerdo a estos resultados la hidrogeoquímica resultó ser una excelente herramienta para identificar los procesos de mezcla, interacción agua roca, precipitación, disolución de minerales e intercambio iónico que ocurren en los acuíferos carbonatados de la región.

## References

- Abu-Jaber N., 2001, Geochemical evolution and recharge of the shallow aquifers at Tulul al Ashiqif NE, Jordan: *Environ. Geol.* 41:372–383.
- Apello CA, Postma D, 1996, *Geochemistry, groundwater and pollution*: A. A. Balkema, Rotterdam, 536.
- Carrillo M., M., 1981, Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo el Doctor, Estado de Querétaro: *Univ. Nal. Auton. México, Rev. Inst. Geol.*, V5, No. 1, 25-29.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1992, *Geológico–Mineral del estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo: México, Copyright, 218pp.*
- Dixon, W., Chiswell, B., 1992, The use of hydrochemical section to identify recharge areas and saline intrusions in alluvial aquifers, southeast Queensland: *Australia: J. Hidrol.* 130, 299-338.
- Hereford G., Keating H., Guthrie Jr D., Chen Zhu, 2007, Reactions and reaction rates in the regional aquifer beneath the Pajarito Plateau, north-central New Mexico: *USA. Environ. Geol.*, 52:965-977.
- Helgeson, H.C., Brown, T.H.; Nigrini, A. y Jones, T.A., 1970, Calculations of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions: *Geochim. Cosmoch., Acta*, 34, 569-592.
- Hidalgo- Carmen, 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.

- L. André, M. Franceschi, P. Pouchan, O. Atteia, 2004, Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin: *Journal of Hydrology*, 305, 40-60.
- Lee ES, Krothe NC, 2001, A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers: *Chem. Geol.*, 179:129–143.
- 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.
- Parkhurst D.L., 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.
- Petita M., Primavera P., Tuccimei P., Aravena R., 2010, Interaction between deep and shallow groundwater systems in areas affected by Quaternary tectonic (Central Italy): a geochemical and isotope approach: *Environ. Earth Sci.*, DOI 10.1007/s12665-010-0663-7.
- Plummer, L.N., Back, W., 1980, The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems: *Am. J. Sci.*, 280,130-142.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A., 1988, PHRQPITZ, a computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines: U.S.G.S. Water Resour. Invest., 310, 88-4153.

Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R.W., Hanshaw, B.B., 1990, Geochemical modeling of the madison aquifer in parts of montana, Wyoming, and South Dakota: Water Resour. Res., 26, 1981-2014.

Ramos-Leal J., Martínez-Ruiz V., Rangel-Méndez J., Alfaro de la Torre M., 2007  
Hydrogeological and mixing process of waters in aquifers in arid regions: a case study in San Luis Potosí Valley, Mexico: Environ. Geol., 53, 325-337.

## Listado de Figuras

Figura 1. Localización y geología regional del área de estudio.

Figura 2. Sección geológica E-W mostrando las principales estructuras que dan origen a los valles intermontanos.

Figura 3. Localización de las muestras colectadas en el Valle del Salto.

Figura 4. Modelo de mezcla ternaria utilizando concentraciones de Cl y Sr para valles intermontanos en el Valle del Salto, donde C1, C2 y C3 son miembros extremos.

Figura 5 Diagrama de Piper de agua muestreada en valles intermontanos del Salto.

Figura 6. Diagrama de Piper que representa la diferencia entre mezclas reales y del modelo de mezcla (el símbolo \* representa las muestras teóricas, + representa las muestras reales).

Figura 7. Diagrama de Piper que representa la diferencia entre mezclas reales y del modelo de mezcla con interacción agua-roca (el símbolo  $\nabla$  representa las muestras mezcladas con interacción agua-roca, + representa las muestras reales).

Figura 8. Deltas iónicos a) aniones y b) cationes, derivados de las muestras reales y las mezclas con interacción agua roca.

## Listado de Tablas

Tabla 1. Datos fisicoquímicos de las muestras del Valle del Salto.

Tabla 2.- Fracciones de mezcla en el agua subterránea del Valle del Salto.

Tabla 3. Composición química teórica de la mezcla sin interacción agua roca.

Tabla 4.- Índices de saturación de las principales fases minerales en el agua subterránea del VS.

Tabla 5. Resultados hidrogeoquímicos del modelo de mezcla con interacción agua roca.

Tabla 6. Modelación inversa entre las muestras modeladas con interacción agua roca y las reales.

Tabla 1. Datos fisicoquímicos

MUESTR A	TEMP (°C)	PH	EH (MV)	COND (MHOM S/CM)	TDS	ALCAL INIDAD	CL (PPM)	SO <sub>4</sub> (PPM)	CA (PPM)	K (PPM)	MG (PPM)	NA (PPM)	SR (PPM)
1	26.2	6.83	30.3	943	472	285	0.9	516	159.1	0.829	17.84	2.02	1.193
2	24.32	6.86	136.2	806	403	372	7.3	26	135.9	3.890	6.52	7.50	0.318
3	25.31	7.02	174.1	724	361	375	3.9	6	129.1	1.227	4.66	7.68	0.504
4	25.52	7.06	101.2	719	360	405	4.2	5	109.1	1.583	5.09	31.56	0.737
5	24.54	6.85	12.4	1056	528	285	1.2	100	150.5	1.204	25.20	2.50	1.327
6	25.17	8.86	-53.7	1164	582	300	2	294	180.8	1.396	27.28	6.89	1.910
7	23.05	6.87	73.5	878	435	375	20.6	9	134.5	1.627	5.25	17.16	0.980
8	22.6	6.8	154.5	789	394	360	6	23	134.2	1.468	4.21	16.38	0.983
9	25.29	6.94	84.9	811	405	333	7.7	23	119.8	1.130	10.95	30.80	1.186
10	21.11	7.09	95.6	664	332	300	5.9	46	112.5	4.380	4.60	11.10	0.603
11	22.95	6.54	75.5	930	464	435	3.2	91	168.2	0.980	1.65	11.15	0.915
12	22.24	6.89	-27.1	622	311	300	1	1	109.1	0.910	5.44	11.23	0.567
13	23.34	6.75	-20.1	853	429	420	3.1	66	158.5	1.137	1.26	9.58	0.779
14	22.69	7.04	34.2	783	392	345	23.3	47	140.3	0.860	1.42	11.95	0.657
15	23.76	6.69	-23.4	875	437	360	8.8	30	165.5	0.840	0.98	8.02	0.712
16	23.78	6.59	30.1	933	468	420	18.4	86	173.9	1.046	1.83	11.85	0.823
17	27.36	7	-50	623	311	300	2.5	9	104.7	1.004	2.58	10.37	0.551
18	23.51	6.79	-57.6	668	334	285	3.4	8	123.6	1.752	1.51	11.92	0.786
19	23.26	7.1	-79.2	687	343	360	1.5	6	131.2	1.154	3.15	11.84	0.642
20	24.86	6.64	-39.9	1637	817	330	2.4	276	314.4	3.202	21.36	20.12	4.147
21	25.8	7.05	-114	1559	779	360	2.6	261	316.6	1.479	30.38	15.29	3.951
22	30.12	8.04	-28.2	705	353	210	1.1	758	120.8	1.738	19.90	3.10	1.076
23	24.23	7.02	-63.2	893	447	225	1.2	192	164.2	1.240	25.01	2.34	1.298
24	22.66	7.18	-80.6	416	208	225	1.4	5	86.6	0.337	1.63	7.16	0.175
25	21.68	7.02	47.6	616	308	204	0.05	70	103.3	0.804	15.15	0.94	0.403
26	23.76	7.52	-101.4	1692	846	291	2.5	332	246.6	3.791	55.65	20.55	5.433
27	23.34	7.21	-119	893	447	375	27.1	51	137.5	2.405	9.96	29.15	1.081

Tabla 2. Fracciones de mezcla de los tres miembros extremos

MUESTRA	C1	C2	C3
1	0.83	0.16	0.02
2	0.73	0.00	0.27
3	0.86	0.00	0.14
4	0.80	0.05	0.15
5	0.79	0.18	0.03
6	0.66	0.29	0.05
7	0.23	0.01	0.76
8	0.70	0.09	0.21
9	0.61	0.12	0.27
10	0.77	0.01	0.22
11	0.80	0.09	0.11
12	0.94	0.03	0.03
13	0.83	0.06	0.11
14	0.14	0.00	0.86
15	0.66	0.02	0.32
16	0.32	0.00	0.68
17	0.89	0.02	0.09
18	0.82	0.06	0.12
19	0.91	0.04	0.05
20	0.24	0.74	0.02
21	0.27	0.70	0.03
22	0.84	0.13	0.03
23	0.80	0.17	0.03
24	0.95	0.00	0.05

Tabla 3. Composición química teórica de la mezcla sin interacción agua roca

MUESTRA	ALK	Cl (mEq)	SO4 (mEq)	Ca (mEq)	K (mEq)	Mg (mEq)	Na (mEq)
1T	3.61	0.05	6.30	6.31	0.03	0.88	0.19
2T	4.10	0.42	3.71	5.62	0.03	0.57	0.37
3T	3.79	0.22	4.07	5.55	0.03	0.62	0.23
4T	3.74	0.24	4.38	5.60	0.03	0.65	0.26
5T	3.68	0.07	6.68	6.50	0.04	0.92	0.23
6T	3.89	0.11	8.35	7.35	0.04	1.10	0.35
7T	5.49	1.18	3.36	6.55	0.05	0.48	0.98
8T	4.06	0.34	5.07	6.15	0.04	0.72	0.38
9T	4.28	0.44	5.49	6.49	0.04	0.76	0.48
10T	3.96	0.34	3.93	5.61	0.03	0.60	0.31
11T	3.77	0.18	5.19	5.98	0.03	0.75	0.25
12T	3.48	0.06	4.40	5.43	0.02	0.66	0.11
13T	3.73	0.18	4.79	5.78	0.03	0.70	0.22
4T	5.76	1.33	3.07	6.64	0.06	0.44	1.10
15T	4.27	0.50	3.93	5.85	0.04	0.59	0.45
16T	5.24	1.05	3.26	6.32	0.05	0.48	0.87
17T	3.62	0.14	4.17	5.44	0.03	0.63	0.17
18T	3.76	0.19	4.78	5.80	0.03	0.70	0.24
19T	3.54	0.09	4.56	5.55	0.03	0.68	0.14
20T	4.46	0.14	15.08	10.51	0.08	1.85	0.70
21T	4.43	0.15	14.47	10.24	0.08	1.78	0.68
22T	3.61	0.06	5.93	6.15	0.03	0.84	0.19
23T	3.67	0.07	6.59	6.46	0.04	0.91	0.22
24T	3.48	0.08	3.95	5.25	0.02	0.61	0.10

Tabla 4.- Índices de saturación de las principales fases minerales en el agua subterránea del VS.

MUESTRA	Barite	Calcite	Chrysotile	Celestite	Dolomite	Gypsum	Halite
1	0.14	0.08	-9.13	-1.18	-0.4	0.77	-10.38
2	-0.47	0.14	-10.48	-2.89	-0.69	-1.96	-8.85
3	-0.98	0.31	-9.46	-3.31	-0.49	-2.6	-9.13
4	-1.67	0.29	-8.94	-3.21	-0.37	-2.76	-8.47
5	-0.37	0.05	-8.59	-1.75	-0.27	-1.4	-10.15
6	0.23	2	3.68	-1.2	3.57	0.94	-9.47
7	-0.62	0.14	-10.12	-2.86	-0.81	-2.42	-8.03
8	0.19	0.04	-10.82	-2.45	-1.09	-2.02	-8.59
9	-0.24	0.13	-8.72	-2.36	-0.41	-2.07	-8.19
10	0.11	0.17	-9.33	-2.33	-0.73	-1.77	-8.74
11	0.41	-0.03	-13.34	-1.95	-1.69	-1.36	-9.02
12	-1.96	-0.02	-10.14	-4	-1.03	-3.41	-9.51
13	0.29	0.13	-12.37	-2.13	-1.41	-1.52	-9.1
14	0.2	0.28	-10.66	-2.32	-1.04	-1.7	-8.11
15	0.04	0.13	-13.09	-2.55	-1.61	-1.77	-8.72
16	0.48	0.04	-12.97	-2.04	-1.55	-1.37	-8.23
17	-0.8	0.17	-9.82	-3.06	-0.88	-2.46	-9.16
18	-0.71	-0.09	-11.73	-2.96	-1.65	-2.49	-8.94
19	-0.9	0.34	-9.42	-3.2	-0.59	-2.6	-9.32
20	0.79	0.19	-9.72	-0.98	-0.45	-0.78	-8.93
21	-0.19	0.62	-6.7	-1.03	0.61	-0.83	-9.01
22	0.32	1.09	-2.44	-1.09	1.89	-0.83	-10.07
23	-0.04	0.12	-7.62	-1.49	-0.17	-1.13	-10.13
24	-1.37	0.01	-9.95	-3.74	-1.2	-2.81	-9.56
25	-0.74	-0.14	-9.17	-2.31	-0.73	-0.67	-12.02
26	0.16	0.9	-3.22	-0.79	1.52	-0.8	-8.91
27	-0.08	0.51	-7.45	-2.11	0.16	-1.65	-7.66

Tabla 5. Resultados hidrogeoquímicos de la mezcla modelada con interacción agua roca .

MUESTRA	ALK	Cl (mEq)	S (mEq)	Ca (mEq)	K (mEq)	Mg (mEq)	Na (mEq)
1M	5.643	0.0508	9.008	10.358	0.033223	4.37	0.08007
2M	6.671	0.412	0.5714	6.1	0.031628	0.4898	0.3698
3M	5.758	0.2202	0.05816	5.576	0.027607	0.3148	0.2263
4M	5.54	0.237	0.09494	5.388	0.029502	0.4372	0.2601
5M	5.964	0.06772	2.262	6.57	0.035409	2.104	0.2267
6M	4.268	0.1129	230.8	184.58	0.044905	52.86	0.3473
7M	8.645	1.1628	0.19492	6.4	0.052747	0.4032	0.9828
8M	6.702	0.3386	0.4146	7.898	0.036	0.4204	0.3751
9M	6.513	0.4346	0.4684	5.848	0.040954	0.9118	0.4767
10M	5.723	0.333	0.8816	5.992	0.030304	0.000838	0.3142
11M	7.89	0.1806	1.8886	8.52	0.031799	0.15642	0.2481
12M	5.548	0.05644	0.02124	5.166	0.024167	0.4208	0.1053
13M	0.7677	0.17492	1.327	6.948	0.029502	0.11534	0.2241
14M	8.295	1.3152	0.9616	7.214	0.055946	0.14238	1.097
15M	8.479	0.4966	1.2542	3.898	0.009595	0.000583	0.0161
16M	1.221	1.0382	1.663	9.164	0.048224	0.1646	0.8729
17M	5.379	0.1411	0.18538	5.436	0.025401	0.226	0.161
18M	6.222	0.1919	0.1649	5.756	0.030124	0.14952	0.2377
19M	5.233	0.08466	0.13024	5.604	0.025662	0.2322	0.1371
20M	8.168	0.1355	6.324	14.296	0.078288	1.5838	0.6983
21M	6.582	0.1468	6.082	12.988	0.07546	2.226	0.6774
22M	4.342	0.06208	7.794	9.99	0.031759	3.43	0.1853
23M	5.3	0.06772	4.018	7.58	0.031759	2.246	0.185
24M	4.734	0.07902	0.08762	4.74	0.022573	0.2246	0.1018

Tabla 6. Modelación inversa entre las muestras modeladas con interacción agua roca y las reales.

MUESTRA	Calcite (mmol)	Gypsum (mmol)	Dolomite (mmol)	NaX (mmol)	MgX2 (mmol)
$\Delta 1$	0.002853	-0.001914	-0.001412	-1.697E-06	8.487E-07
$\Delta 2$	<b>-4.00E-04</b>	<b>-1.49E-05</b>	<b>2.67E-05</b>		
$\Delta 3$	<b>-3.86E-04</b>	<b>3.34E-05</b>	<b>3.19E-05</b>		
$\Delta 4$	<b>-2.56E-04</b>	<b>4.60E-06</b>	<b>-4.63E-06</b>		
$\Delta 5$	<b>-5.69E-04</b>	<b>-8.99E-05</b>	<b>1.34E-04</b>		
$\Delta 6$	<b>5.03E-02</b>	<b>-1.13E-01</b>	<b>-2.52E-02</b>		
$\Delta 7$	<b>-2.04E-04</b>		<b>1.65E-05</b>		
$\Delta 9$	<b>-1.95E-04</b>	<b>5.31E-06</b>	<b>5.06E-06</b>		
$\Delta 10$	<b>-7.27E-05</b>	<b>3.83E-05</b>	<b>-1.31E-05</b>		
$\Delta 11$	<b>-7.27E-04</b>	<b>3.65E-06</b>	<b>4.12E-06</b>		
$\Delta 13$	<b>-1.85E-04</b>	<b>2.40E-05</b>	<b>8.19E-06</b>		
$\Delta 14$	<b>-4.13E-06</b>	<b>8.71E-06</b>	<b>-1.23E-06</b>		
$\Delta 15$	<b>-3.15E-04</b>		<b>3.75E-05</b>		
$\Delta 16$	<b>-2.80E-04</b>	<b>6.45E-05</b>	<b>4.14E-06</b>		
$\Delta 17$	<b>-1.85E-04</b>	<b>1.04E-06</b>	<b>2.19E-06</b>		
$\Delta 18$	<b>-1.95E-04</b>	<b>8.60E-07</b>	<b>3.43E-06</b>		
$\Delta 19$	<b>-3.25E-04</b>	<b>-2.63E-06</b>	<b>1.97E-05</b>		
$\Delta 20$	<b>-7.19E-04</b>	<b>-2.86E-04</b>	<b>1.26E-04</b>		
$\Delta 21$	<b>-7.79E-04</b>	<b>-3.21E-04</b>	<b>2.05E-04</b>		
$\Delta 22$	<b>1.69E-03</b>	<b>-2.54E-03</b>	<b>-8.54E-04</b>		
$\Delta 23$	<b>-6.68E-06</b>	<b>-8.59E-06</b>	<b>-3.19E-05</b>		
$\Delta 24$	<b>1.15E-04</b>	<b>8.26E-06</b>	<b>-2.59E-05</b>		



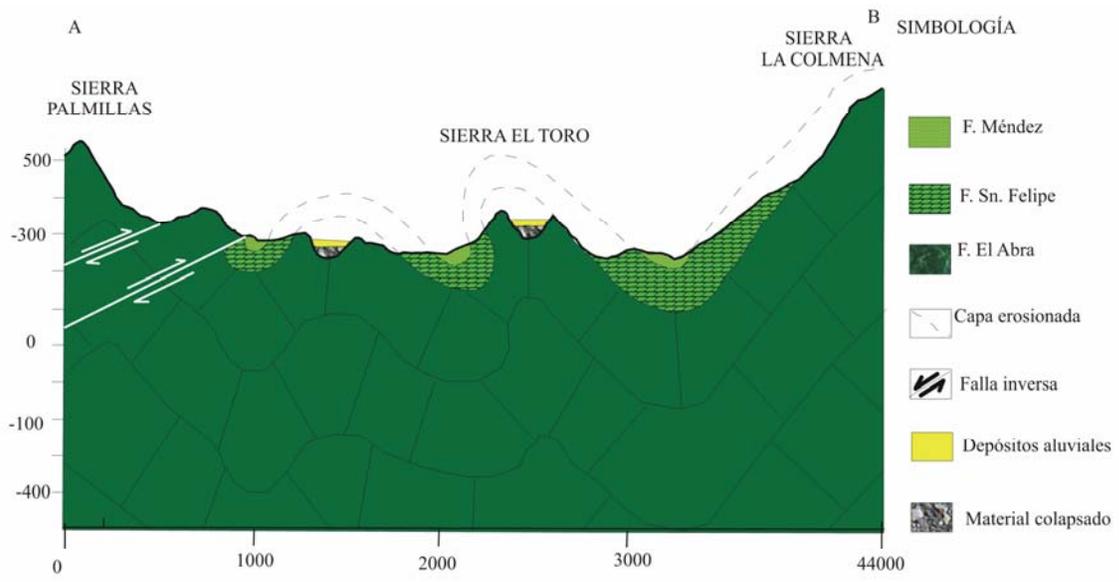


Figura 2

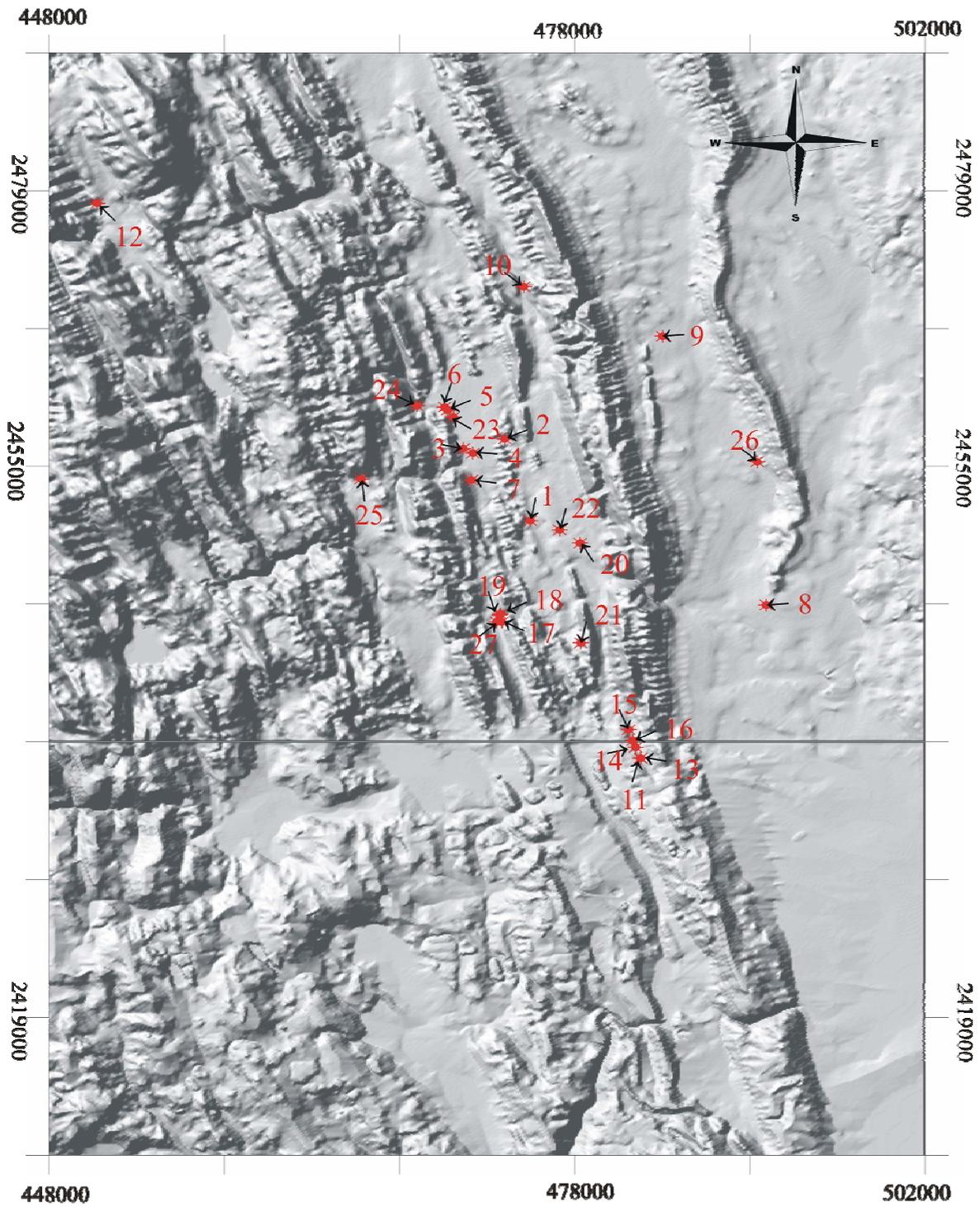


Figura 3

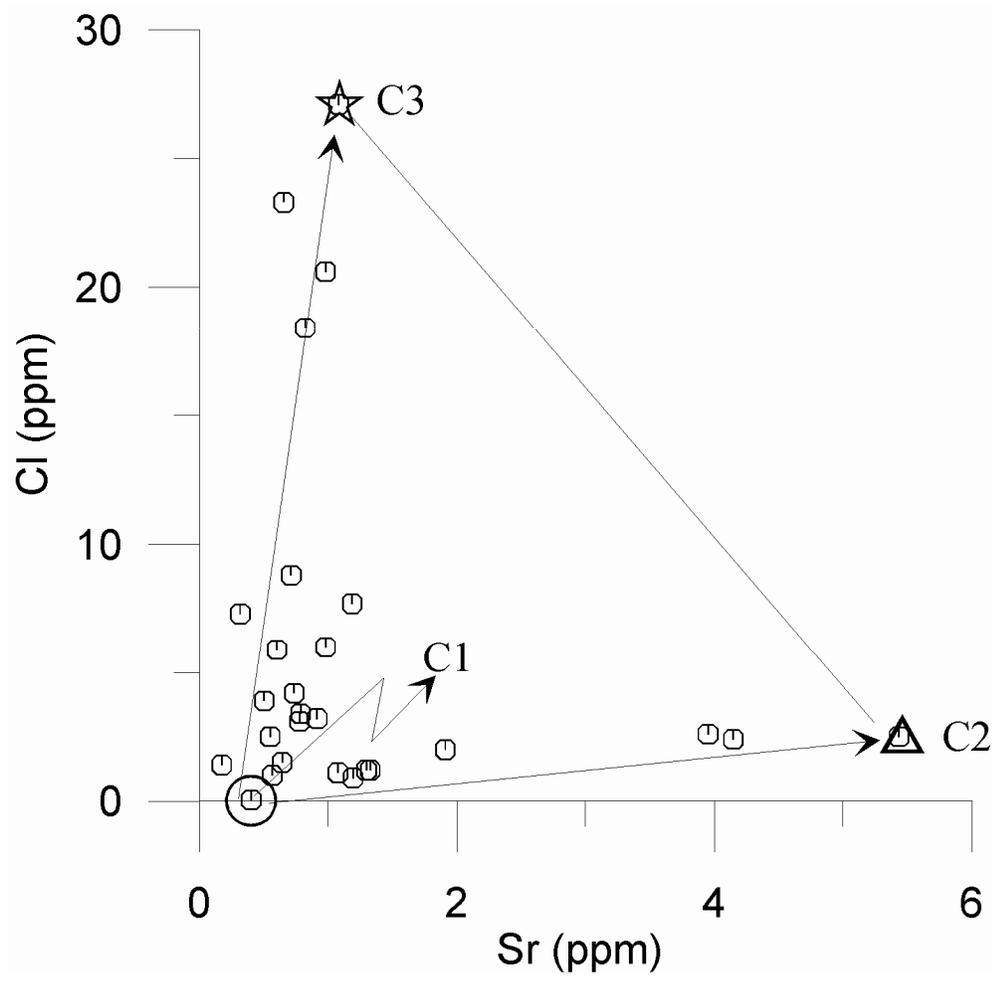


Figura 4

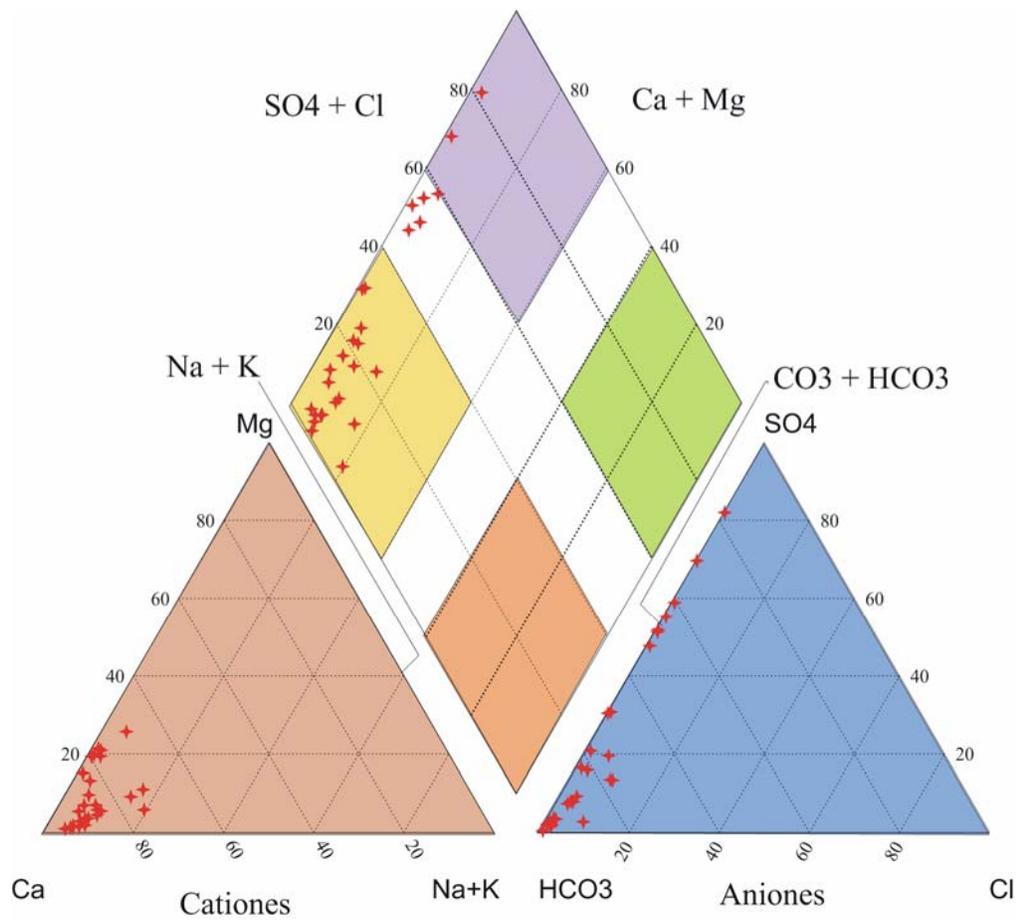


Figura 5

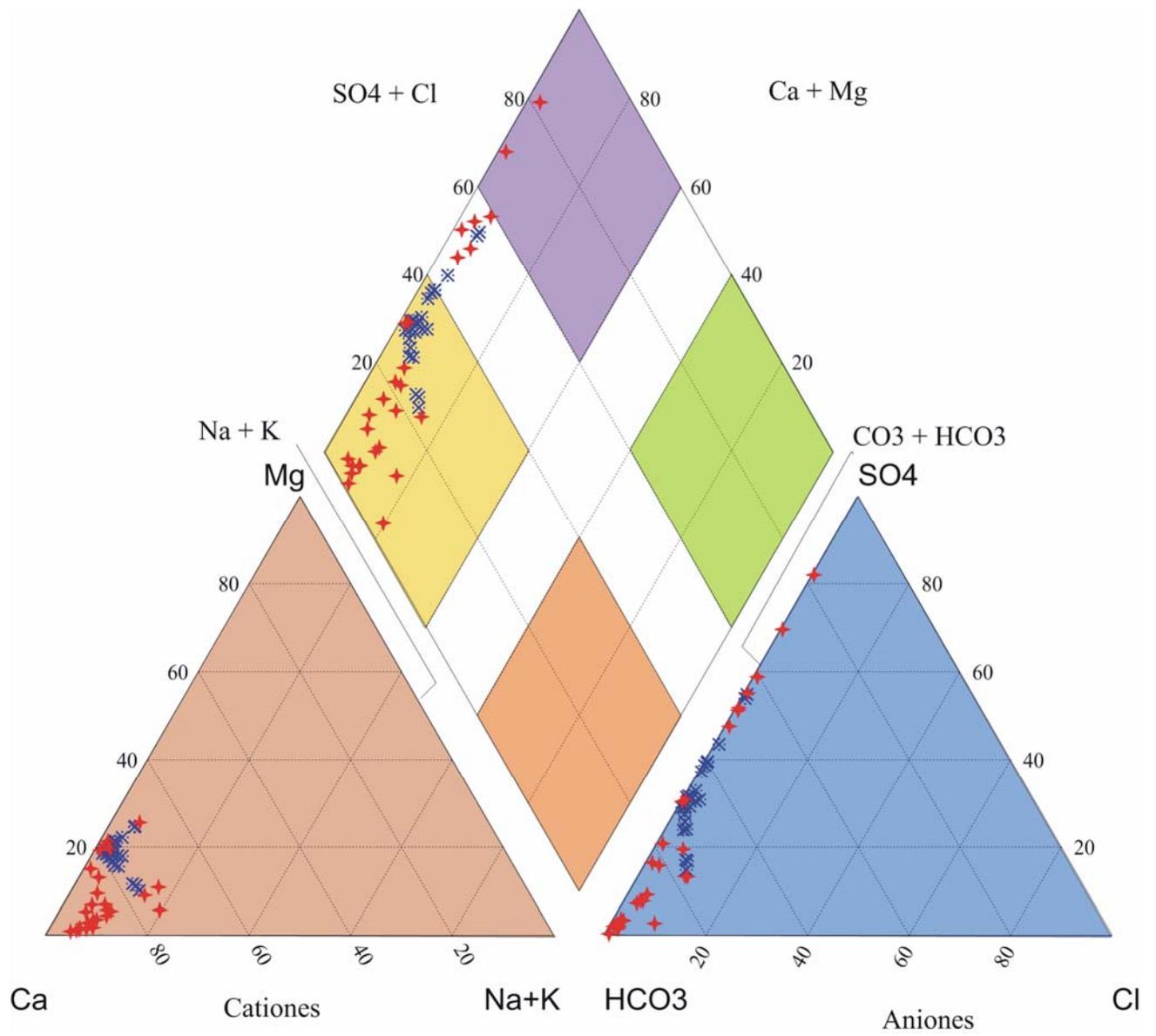


Figura 6

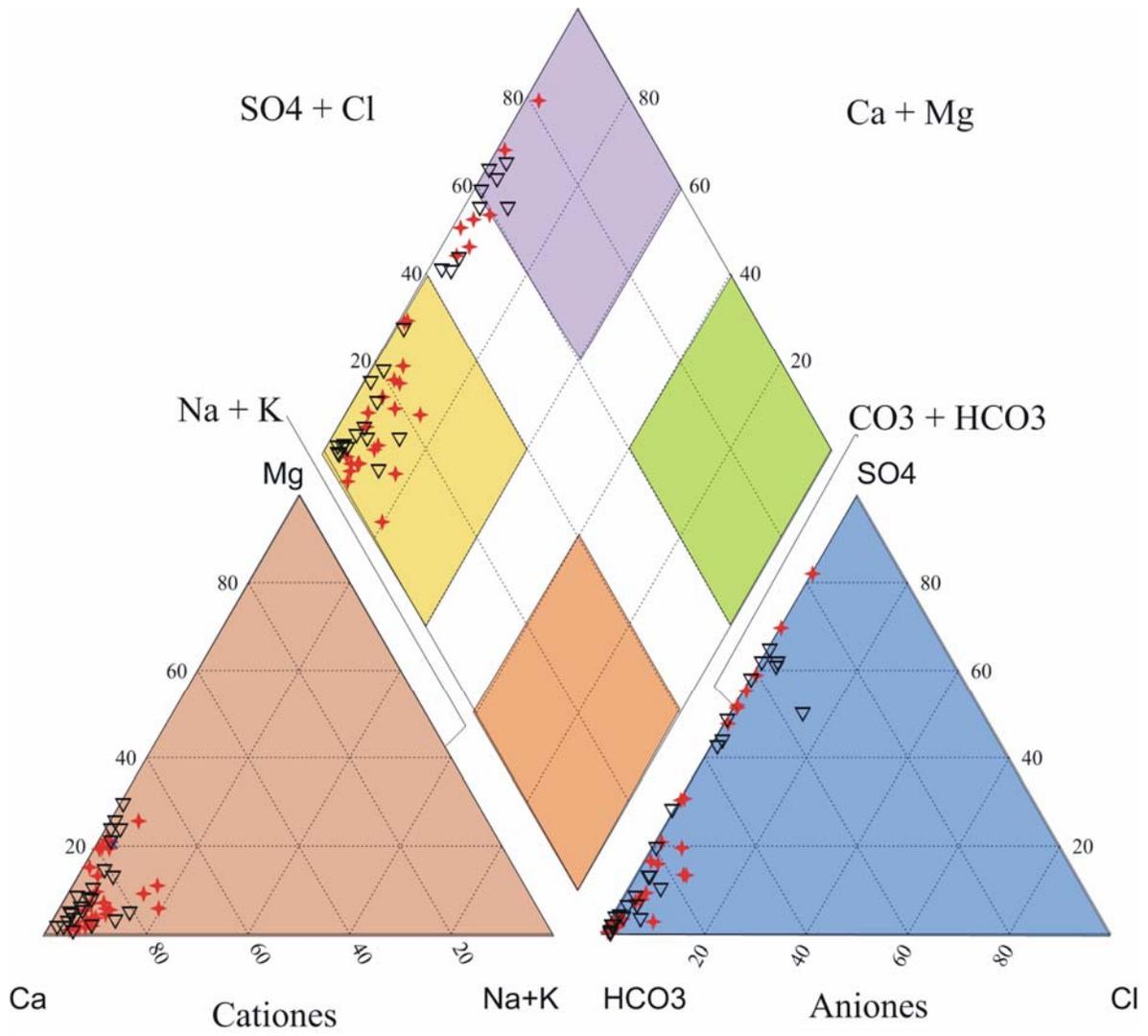


Figura 7

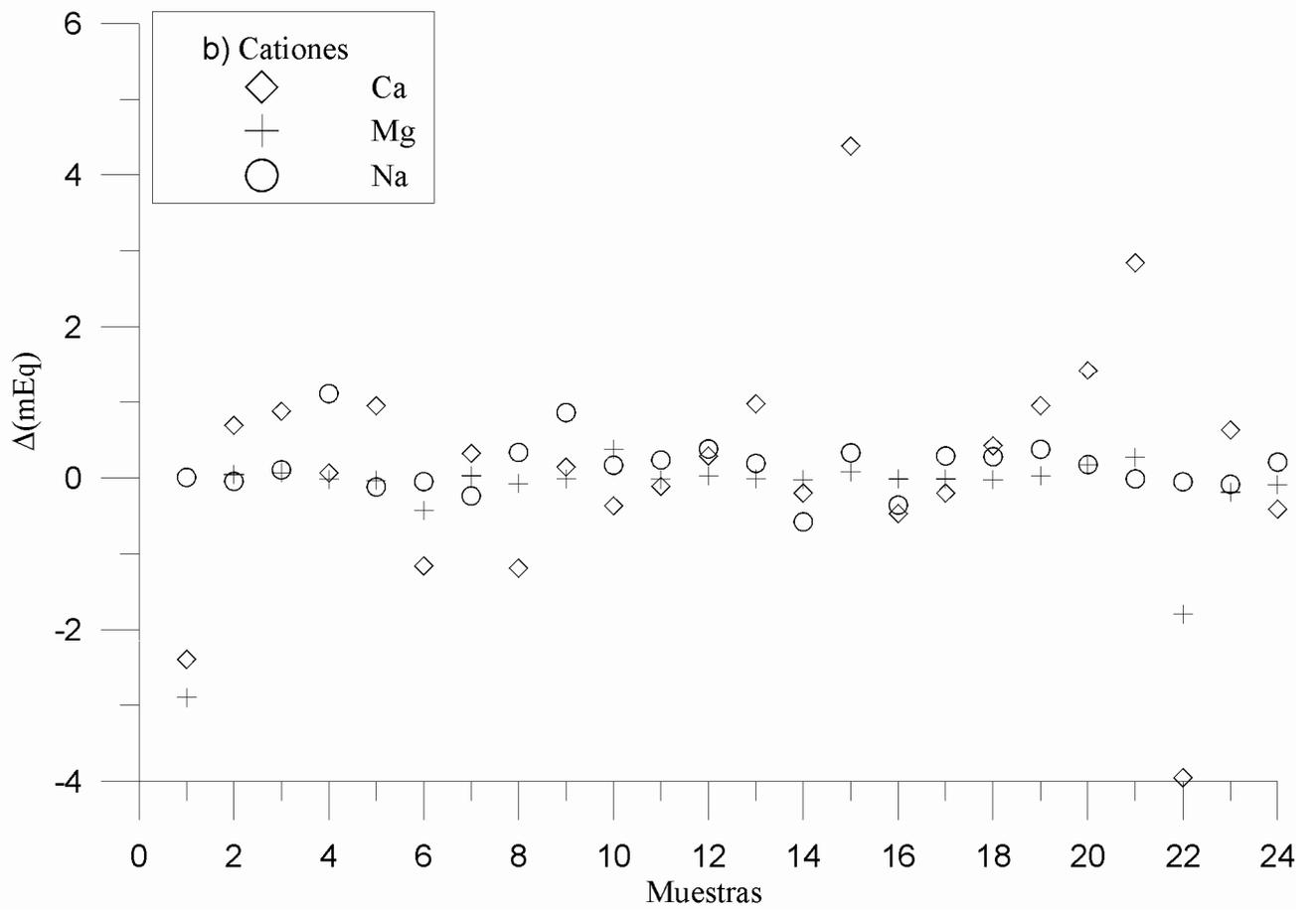
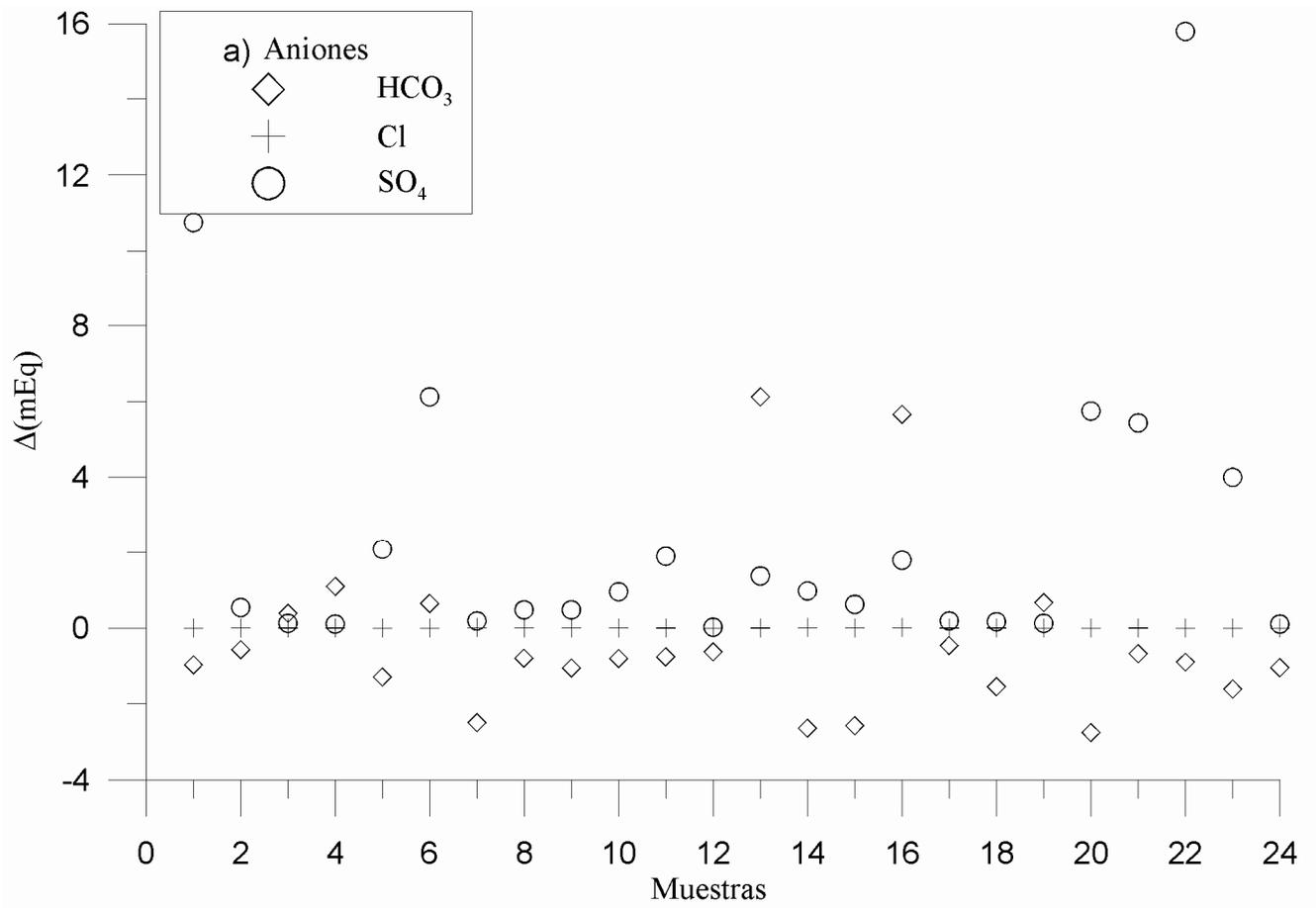


Figura 8

# **VALIDACIÓN DE PATRONES DE FLUJO EN ZONAS CÁRSTICAS APLICANDO MODELACIÓN INVERSA: CASO HUASTECA POTOSINA**

Janete Morán-Ramírez<sup>2</sup>, José Alfredo Ramos-Leal<sup>1\*</sup>, Briseida López-Álvarez<sup>2</sup>, Simón Carranco Lozada<sup>2</sup>, Nadia Valentina Martínez-Villegas<sup>1</sup>, Celis-García, M.L.B.<sup>1</sup>

\*jalfredo@ipicyt.edu.mx

1 Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), C. Presa San José # 2055, Lomas 4ª. Sección, CP 78216, San Luís Potosí, SLP, México.

2 Posgrado en Ciencias ambientales. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), C. Presa San José # 2055, Lomas 4ª. Sección, CP 78216, San Luís Potosí, SLP, México.

## **Resumen**

El área de estudio se encuentra dentro de la Plataforma Valles-San Luis Potosí la cual pertenece a la Sierra Madre Oriental (SMO), cuya porción montañosa formada por anticlinales y sinclinales tienen una orientación preferencial N-S y un sistema muy importante de fallas y fracturas con orientación E-W que controlan el flujo subterráneo hacia el Golfo de México. Para demostrar la conectividad hidráulica del sistema de fallas y fracturas E-W, se aplicó modelación inversa a 4 secciones, otras pruebas realizadas a posibles conexiones entre fracturas no fueron capaces de reproducir estos procesos, lo que se interpreta como puntos sin conexión hidráulica. Se identificaron dos principales tipos de agua: uno bicarbonatado cálcico debido a interacción con rocas carbonatadas como las

calizas y otro sulfatado cálcico que se relaciona con un proceso de interacción agua-roca, principalmente de origen evaporítico como los yesos los cuales le dan un carácter sulfatado cálcico. En el trayecto de Rioverde a Santa Anita, el agua subterránea cambia su composición química debido a un proceso de dilución por mezcla con otras aguas de reciente infiltración o menos evolucionadas por lo que sus parámetros fisicoquímicos disminuyen. El flujo subterráneo de Apesco a Huichihuayan muestra un incremento en sus parámetros fisicoquímicos debido a la disolución de yeso, calcedonia y dolomita; así como, precipitación de anhidrita, aragonita, calcita, halita y celestita. La evolución hidrogeoquímica de Unión de Guadalupe a Tambaque muestra un incremento de los parámetros fisicoquímicos por la disolución de calcita, fluorita, halita, sílice, azufre; así como, precipitación de dolomita. En la sección El Salto- Minas Viejas, se relaciona con la disolución de calcita, piritita y cuarzo; acompañada con la precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita.

**Palabras claves:** modelación hidrogeoquímica, modelación inversa, balance de masas, conectividad, índices de saturación, karst.

### **Abstract**

The study area lies within the Platform Valles-San Luis Potosi, which belongs to the Sierra Madre Oriental (SMO), which portion consists of mountain anticlines and synclines have a North-South preferential orientation and a very important system of faults and fractures with east-west orientation that control groundwater flow into the Gulf of Mexico. To demonstrate the hydraulic connectivity of the system of faults and fractures East-West,

inverse modeling was applied to four sections, other tests on possible connections between fractures were not able to reproduce these processes, which is interpreted as no hydraulic connection points. Two main types of water were identified: calcium bicarbonate due to interaction with carbonate rocks such as limestone and other calcium sulphate which relates to a process of water-rock interaction, mainly from evaporite such as plaster which give a character sulfated calcium. On flow path to Rioverde-Santa Anita, groundwater changes its chemical composition by a process of dilution by mixing with other recent water infiltration or less evolved so their physicochemical parameters decrease. Apesco-Huichihuayán flow path shows an increase in their physicochemical parameters due to the dissolution of gypsum, chalcedony and dolomite and precipitation of anhydrite, aragonite, calcite, halite and celestite. The hydrogeochemical evolution of Guadalupe Tambaque Union flow path shows an increase in the physicochemical parameters for the dissolution of calcite, fluorite, halite, silica, sulfur, and precipitation of dolomite. El Salto-Minas Viejas flow path is related to the dissolution of calcite, pyrite and quartz, accompanied by the precipitation of celestite, dolomite, FeS, gypsum, halite, jarosite.

**Keywords:** hydrogeochemical modeling, inverse modeling, mass balance, connectivity, saturation indices, karst.

## **1. Introducción**

La composición química del agua subterránea es controlada principalmente por factores como tiempo de residencia, distancia recorrida, mineralogía y geología del acuífero. La distribución espacial de los parámetros fisicoquímicos en el agua subterránea de los acuíferos, nos da una idea de heterogeneidad y conectividad del subsuelo por donde circula el agua, ésta puede atravesar por acuíferos en medio granular o en medio fracturado; en el

primer caso el flujo es laminar, en tanto que el flujo subterráneo en medios fracturados se caracteriza por tener velocidades altas y heterogéneas, tiempos de residencia relativamente cortos y una gran interacción agua roca (Roback *et al.* 2001).

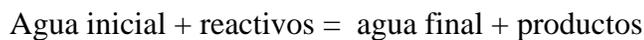
Durante el trayecto del flujo subterráneo ocurren procesos hidrogeoquímicos como el intercambio iónico, reacciones ácido-base, procesos óxido-reducción, disolución, precipitación, posibles mezclas de aguas, reducción bacteriana y degradación.

Una forma de conocer dichos procesos los procesos hidrogeoquímicos es mediante la aplicación de modelos hidrogeoquímicos, que proporcionan información detallada acerca de su origen, interacción agua roca y patrones de flujo (Hidalgo *et. al* 2001).

La modelación directa y la modelación inversa son dos tipos de modelos hidrogeoquímicos en donde se aplican los principios físico-químicos para describir las reacciones que ocurren en el sistema hidrológico (Parkhurst *et. al.*, 1980). La primera, predice la composición del agua y la transferencia de masa que puede resultar de reacciones químicas hipotéticas; mientras que la segunda, se define como la transferencia de masas a partir de datos químicos, isotópicos y mineralógicos observados intentando explicar el significado de un conjunto de datos hidrogeoquímicos e identificar de forma cuantitativa la reacciones hidrogeoquímicas que dan origen a dicha composición (Facundo *et. al.* 2004).

Los modelos hidrogeoquímicos utilizan reacciones químicas específicas como intercambio iónico, reacciones ácido-base, procesos óxido-reducción, disolución, precipitación, posibles mezclas de agua; así como reducción bacteriana los cuales pueden ocurrir en el trayecto del flujo subterráneo.

Los cálculos inician con la composición inicial del agua, a partir de la cual, se realiza una especiación para obtener los índices de saturación presentes en la solución, su composición que determina la distribución de las especies presentes en la solución, su composición y actividad termodinámica, así como, el estado de saturación de la solución con respecto a las distintas fases minerales. Finalmente se calcula con códigos numéricos la transferencia de masa entre una fase sólida y la fase acuosa en equilibrio, este proceso de interacción agua-roca es reversible (Plummer, et al 1980; Apello *et al.*, 1996). Como resultado de la modelación se obtiene la composición del agua, de la roca con la que reacciona en el sistema en equilibrio (evolución composicional) y las solubilidades de los minerales, así como, la transferencia de masa entre distintas fases (Helgeson, *et al.* 1970; Hereford *et al.* 2007). Una manera muy simple de ejemplificar este proceso es con la siguiente ecuación.



Agua inicial es la composición del agua en el punto origen, el reactivos es el medió rocoso con el que interactúa, el agua final y los productos son el resultado de los procesos de interacción con el lecho rocoso.

La modelación inversa se aplica entre dos puntos a lo largo de una línea de flujo suponiendo una composición inicial y una final (puntos extremos). Para la aplicación de estos modelos se parte de la premisa de que existen diferencias en los componentes químicos de ambos puntos (delta iónico). El modelo cuantifica procesos que sean posibles; para explicar cambios observados sobre una línea de flujo; calcula todos los posibles conjuntos de reacciones entre puntos extremos y la fase mineral definida (André *et al.* 2005). Cabe mencionar que la conectividad entre dos puntos no siempre es posible.

En este trabajo se utiliza modelación hidrogeoquímica inversa para demostrar la conexión hidráulica existente entre los manantiales de Apesco-Huchihuayan, Unión de Guadalupe-Tambaque, Rioverde- Santa Anita, El Salto- Minas Viejas, en la región cárstica de la zona Huasteca de San Luis Potosí.

La zona de la Huasteca se encuentra en la parte central de la Sierra Madre Oriental; está formada principalmente por calizas plegadas muy fracturadas con orientación norte-sur, formando valles intermontanos (Figura 1). El área de estudio se considera parte de la zona de descarga de la Sierra Madre Oriental.

En general se conoce poco sobre el funcionamiento hidrodinámico de los sistemas cársticos, debido a que son difíciles de estudiar por las condiciones abruptas del terreno y la excesiva vegetación; así como, a la ausencia de pozos de extracción para su estudio.

Figura 1 Localización de los puntos de muestreo de agua subterránea en el área de estudio.

## **2. Descripción del área de estudio.**

El área de estudio también conocida como Plataforma Valles-San Luis Potosí (PV-SLP), pertenece a la Sierra Madre Oriental, cuya porción montañosa formada por anticlinales y sinclinales tienen una orientación preferencial N-S.

Las edades de las rocas que afloran en el área de la PV-SLP varían del Mesozoico al Reciente. Las rocas más antiguas dentro del Mesozoico corresponden al Cretácico Inferior, constituido por depósitos evaporíticos, principalmente yesos, cabe mencionar que estas rocas no afloran en el área de estudio (Figura 2).

En el Cretácico Temprano se depositaron fuera de la PV-SLP, calizas perteneciente a la Formación Tamaulipas Inferior de facies batial (consistente de caliza compacta de textura fina, con nódulos de pedernal) y al interior de la PV-SLP se desarrolló en un ambiente evaporítico la Formación Guaxcamá. En el Cretácico Medio fue depositada la Formación El Abra en un ambiente lagunar con su correspondiente frente arrecifal y en los bordes exteriores se acumularon restos del mismo que dieron origen a la Formación Tamabra. El Cretácico Superior involucra a un número más variado de formaciones las cuales cambian dependiendo de la posición que guardan dentro de la PV-SLP, la primera es la Formación Agua Nueva está formada por una secuencia de caliza-lutita de las (calizas arcillosas alternando con lutitas); esta es cubierta por lutita-arenisca de la Formación San Felipe (calizas compactas delgadas, arcillosas en parte, con buena estratificación). Sobre esta última se encuentra la Formación Méndez compuesta por capas delgadas de margas grises y azules.

Durante la formación de la Sierra Madre Oriental las rocas sedimentarias fueron plegadas originando formas alargadas y en posición paralela (anticlinales y sinclinales) con orientación norte-sur. El flexionamiento de las rocas sedimentarias de los produjo anticlinales con esfuerzos distensivos en sus crestas, generando un intenso fracturamiento. En algunos casos el plegamiento fue tal que produjo grandes cabalgaduras. Posterior a la generación de este tipo de estructuras se produjo fracturas y fallas normales con orientación Este-Oeste que sirven de conducto entre los valles intermontanos.

Figura 2. Geología del área de estudio

### **3. Hidrogeología**

En el área de estudio existen unidades con condiciones hidrogeológicas que funcionan como acuitardos (formaciones San Felipe y Méndez) y otros como acuíferos (formaciones Abra y Agua Nueva) esta última tiene poco espesor y no siempre esta presente en la secuencia estratigráfica debido a que fue erosionada.

La unidad hidrogeológica más importante de la región es la Formación El Abra, la cual funciona como acuífero confinado en los valles y como acuífero libre en los sistemas montañosos. Esta unidad está formada por carbonatos de plataforma y arrecifes, se encuentra muy fracturada y presenta las estructuras cársticas más importantes (dolinas) de la región.

En general el agua fluye a través de las calizas en los valles y es captada principalmente por fallas regionales que descargan hacia el Golfo de México en la zona de la Huasteca. Solo en la parte interna de la PV-SLP el flujo subterráneo interacciona con los yesos de la Formación Guaxcamá y es controlado por estructuras como anticlinales y sinclinales con orientación N-S y fallas regionales con una disposición E-W.

Figura 3. Sección hidrogeológica

### **4. Metodología**

El muestreo fisicoquímico de este estudio se realizó en Agosto de 2008 mediante 28 muestras del sistema cárstico para determinar cationes y aniones mayoritarios (Figura 1). Las muestras fueron colectadas durante el período de estiaje.

Todas las muestras de agua fueron colectadas en botellas de polietileno, (HDLP), lavadas y enjuagadas 7 veces con agua desionizada. Para colectar las muestras para determinar cationes y elementos traza, las botellas se lavaron además con HCl 10%. Para cada muestra colectada, se midió in situ el pH, conductividad eléctrica, temperatura, potencial redox (PR), oxígeno disuelto (OD) y alcalinidad.

Inmediatamente después de ser colectadas, las muestras para cationes y elementos traza se acidificaron con ácido nítrico puro hasta  $\text{pH} < 2$ . Todas las muestras se almacenaron a una temperatura menor a  $4^{\circ}\text{C}$ . Los iones mayores y elementos traza se analizaron en el laboratorio del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México. Las concentraciones de cationes mayores  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ , y  $\text{K}^{+}$  fueron determinados por ICPOES y los aniones mayores ( $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^{-}$ ) se analizaron usando cromatografía de líquido. La alcalinidad y  $\text{HCO}_3^{-}$  se determinaron en el sitio por titulación. El error de equilibrio iónico (electro neutralidad) fue menor a 5% (Tabla 1).

Los índices de saturación ( $SI = \log IAP/K$ , donde  $IAP$  es el producto de actividad de iónica y  $K$  es el producto de solubilidad) con respecto a la calcita (SICa), aragonita (SIAr), dolomita (SIDo), yeso (SIGy), fluorita (SIF), y anhidrita (SIAn), fueron calculados con PHREEQC (Parkhurst y Apello, 1999).

## **5. Resultados y Discusión**

### **5.1 Facies Hidrogeoquímicas**

Las facies hidrogeoquímicas, también conocidas como familias de agua, pueden ser identificadas a partir de diferentes métodos. Los iones mayores de las muestras tomadas en la zona de estudio, fueron graficados en un diagrama Durov-Expandido, que es un método gráfico cualitativo de identificación y además permite establecer la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea.

En la figura 4, se identifican tres principales tipos de agua: 1) bicarbonatado cálcico ( $\text{Ca-HCO}_3$ ) característico de la interacción con rocas carbonatadas, 2) sulfatado cálcico ( $\text{Ca-SO}_4$ ) típico de la disolución de rocas evaporíticas con predominancia en yesos y 3) la transición entre las dos anteriores  $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$  (Figura 4). La facie  $\text{Ca-HCO}_3$ , se distribuye principalmente en los valles de la zona de la Huasteca, en tanto que la facie  $\text{Ca-SO}_4$  se encuentra en la zona montañosa de la Sierra Madre Oriental.

Figura 4. Diagrama de Durov-Expandido que muestra los tipos de agua en el área de estudio.

## 5.2 Modelación Hidrogeoquímica

Los principales flujos en el área de estudio corren de W – E. Debido a que la zona de estudio está sumamente fracturada es posible que un número importante de estas fracturas estén comunicadas hidráulicamente, como lo evidencian los manantiales de la región. Para comprobar la conectividad hidráulica del sistema de fallas y fracturas en la Sierra Oriental se eligieron 4 secciones E-W 1) Apesco-Huchihuayan, 2) Unión de Guadalupe-Tambaque, 3) Rioverde-Santa Anita, 4) El Salto-Minas Viejas, en los que se desarrollaron modelos

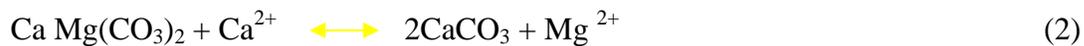
hidrogeoquímicos para entender esta conectividad en la zona cárstica de la Huasteca Potosina.

En la modelación hidrogeoquímica inversa las principales ecuaciones que gobiernan los procesos de interacción agua-roca en la zona cárstica del área de estudio son:

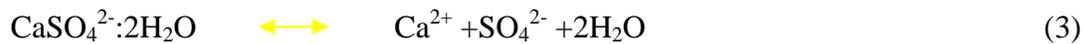
Disolución de Calcita



Disolución de Dolomita y formación de Calcita



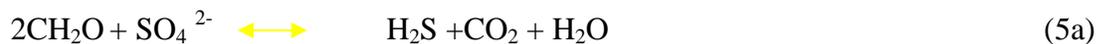
Disolución de Yeso



Oxidación de S con Materia Orgánica



Reducción del sulfato



### 5.2.1 Secciones modeladas

#### 1) Apesco-Huichihuayan

La sección 1, conecta el manantial de Apesco y Huichihuayan. El flujo se produce en calizas cársticas de la Formación El Abra, esta sección se localiza al sur de la zona de la Huasteca, en donde el Manantial de Apesco está en la zona montañosa con una elevación de 866 msnmm y el manantial de Huchihuayan en la zona baja a 149 msnmm. La distancia en línea recta entre ambos sitios es de aproximadamente 7 km. En este trayecto se incrementaron todos los parámetros fisicoquímicos lo cual involucra disolución de minerales (Figura 5). Los manantiales de Apesco y Huichihuayan representan flujos locales bajo condiciones oxidantes.

En la Tabla 1, se muestran los 3 modelos principales de transferencia de masa, de acuerdo con los resultados obtenidos el modelo 1 es el que mejor reproduce los procesos hidrogeoquímicos de la sección. El criterio de elección del modelo se basa principalmente en la mínima incertidumbre ( $< 0.05$ ) y las reacciones termodinámicas afines a la geología de la sección modelada; así como, la congruencia de estas reacciones con los deltas iónicos (Figura 5) de los parámetros fisicoquímicos introducidos al modelo (Tabla 1). Este mismo criterio se siguió para todas las secciones.

El modelo 1 predice la formación de calcita ( $-9.320E-04$ ), y celestita ( $-5.34E-05$ ); la disolución de anhidrita ( $3.71E-04$ ), calcedonia ( $8.51E-06$ ), halita ( $1.66E-07$ ) y dolomita ( $5.24E-04$ ). La reacción de sulfato ( $SO_4^{2-}$ ) con materia orgánica en medio ácido ( $H^+$ ) ó bien en presencia de  $H^+$ , produce  $CO_2$ , agua y sulfuro.

En el trayecto el sulfato se reduce con materia orgánica (Ec. 5a) esta reacción puede llevarse a cabo posiblemente por la acción bacteriana.

Tabla 1.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Apesco a Huichihuayan en la zona de la Huasteca (Unidades en mmoles /L).

Figura 5.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Apesco-Huichihuayan, la flecha indica el sentido del flujo.

## 2) Unión de Guadalupe – Tambaque

Esta sección se localiza en la parte sur del área de estudio. Este segmento representa un flujo local en la zona de recarga que se encuentra en la Sierra El Nacimiento a 912 msnmm y la descarga al sur de Ciudad Valles a 80 msnmm. El flujo tiene lugar en calizas cársticas de la Formación El Abra y en calizas arcillosas de la Formación Agua Nueva en la zona del valle.

El modelo 2 (Tabla 2) predice la disolución de calcita, fluorita, halita, sílice, azufre y formación de dolomita. Debido a la disolución de carbonatos, en el agua subterránea se tiene un incremento de calcita ( $1.40E-03$ ), fluorita ( $7.38E-06$ ), halita ( $6.78E-05$ ), sílice ( $6.50E-05$ ), azufre ( $8.07E-05$ ). La precipitación origina una disminución de dolomita ( $-5.76E-05$ ), durante su formación se libera  $CO_2$  ( $2.84E-03$ ).

Tabla 2.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Unión de Guadalupe –Tambaque (Unidades en mmoles /L).

Figura 6.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Unión de Guadalupe – Tambaque.

En la Figura 6 se observan las principales variaciones en pH, conductividad eléctrica (CE), sólidos totales disueltos (STD), Alcalinidad, sulfatos (SO<sub>4</sub>) y Ca, entre la muestra que va de Unión de Guadalupe a Tambaque, en todos los casos hubo incremento de estos parámetros fisicoquímicos.

En el trayecto entre Unión de Guadalupe a Tambaque, hay incremento de los iones mayores (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) y parámetros fisicoquímicos (CE, STD, pH, T, O.D. y ORP), lo cual indica que la disolución de minerales fue el principal proceso.

### 3) *Rioverde-Santa Anita*

La sección 3 se localiza en la parte Media del área de estudio, esta sección conecta al manantial de La Media Luna a una elevación de 1007 msnmm con Santa Anita de menor elevación (178 msnmm). En la Zona Media el agua subterránea interacciona con formaciones evaporíticas con yesos, en tanto que hacia la zona Huasteca la circulación se desarrolla en calizas cársticas de la Formación El Abra.

En esta sección hay ganancia de CO<sub>2</sub> por la formación de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> por lo que aumenta la alcalinidad como se muestra en la Figura 7, donde el flujo va de un tipo de agua sulfatada cálcica (Ca-SO<sub>4</sub>) a una bicarbonatada cálcica (Ca-HCO<sub>3</sub>). En el trayecto de Rioverde a

Santa Anita, hay un incremento de los iones mayores ( $\text{SO}_4^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) y los parámetros fisicoquímicos (CE, STD, pH, T, OD y PR), lo cual indica que la disolución de minerales fue el principal proceso que ocurre a lo largo del trayecto del flujo subterráneo.

Figura 7.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Rioverde-Santa Anita.

Para esta sección 3, el modelo 2 (Tabla 3) predice la precipitación de yeso, cuarzo, dolomita, estroncianita, y la disolución de halita. La anhidrita y calcita se encuentran en una zona conocida como metaestable muy cercana a su precipitación (Ec. 1); por lo cual se encuentra anhidrita en disolución y precipitación de calcita.

Debido a que el yeso esta se encuentra en una zona metaestable, éste puede disolverse o precipitarse, dependiendo de las condiciones fisicoquímicas (Ec. 3). La presencia de calcio y magnesio en forma de carbonatos favorece la precipitación de dolomita, debido a que ésta, tiene un índice de formación mayor que otras fases como la calcita que se forma en menor proporción.

En la trasferencia se perdió yeso ( $-7.23\text{E-}02$ ),  $\text{CO}_2$  ( $-2.56\text{E-}03$ ), cuarzo ( $-4.83\text{E-}05$ ), dolomita ( $-2.87\text{E-}03$ ), estroncianita ( $-4.68\text{E-}05$ ) y halita ( $-1.72\text{E-}04$ ). Por otro lado hubo ganancia de calcita ( $4.39\text{E-}03$ ), anhidrita ( $6.83\text{E-}02$ ).

Tabla 3.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Rioverde-Santa Anita (Unidades en mmoles /L).

En la Figura 7 se observan las variaciones importantes en ORP, CE, STD, SO<sub>4</sub> y Ca, el flujo va de la media Luna en Rioverde a Santa Anita, en todos los casos hubo disminución de estos parámetros fisicoquímicos.

#### *4) El Salto- Minas Viejas*

La sección 4, se localiza al norte del área de estudio, conecta al manantial de Minas Viejas en la zona montañosa con el manantial del Salto en el Valle del Salto. En esta sección el agua circula a través de rocas carbonatadas de la Formación El Abra.

El modelo 2 (Tabla 4) predice la disolución de calcita, pirita y cuarzo; así como, precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita.

En la Figura 8 se observan las principales variaciones en pH, CE, STD, Alcalinidad, SO<sub>4</sub><sup>=</sup> y Ca<sup>2+</sup>, entre la muestra que va de El Salto a Minas Viejas, en todos los casos hubo incremento de estos parámetros fisicoquímicos.

Tabla 4.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Salto – Minas Viejas (Unidades en mmoles /L).

Figura 8.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Salto- Minas Viejas.

En este sitio es donde se puede observar una mayor precipitación de dolomita, yeso, halita, que al incorporar estos elementos ocurren las reacciones ecuaciones 4 b y c, dando lugar a la formación de pirita.

La disolución de la caliza incorpora Ca y CO<sub>3</sub> al agua, debido a esto es más alto el contenido de cationes y aniones en el Salto que en Minas Viejas. Debido a la disolución e incorporación al agua subterránea se tiene un incremento en calcita (1.11E+02), pirita 1.11E+02 y cuarzo (4.50E-05). Debido a precipitación, la solución pierde celestita (-1.68E-04), halita (-8.36E-04), dolomita (-8.82E-03), FeS (-1.11E+02), yeso (-1.11E+02), halita (-8.36E-04) y jarosita (-3.51E-04). Durante su formación se libera CO<sub>2</sub> (-1.11E+02).

## **6. Conclusiones**

Se realizó la modelación inversa de 4 secciones de conexión hidráulica en fracturas, las cuales logran reproducir los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en el agua subterránea, otras pruebas realizadas a posibles conexiones entre fracturas no fueron capaces de reproducir estos procesos, lo que se interpreta como puntos sin conexión hidráulica.

Se identificaron dos principales tipos de agua: uno bicarbonatado cálcica, debido a interacción con rocas carbonatadas como las calizas y otro sulfatado cálcico que se relaciona con un proceso de interacción agua-roca, principalmente de origen evaporítico como los yesos que le da un carácter sulfatado cálcica.

En el trayecto de Rioverde a Santa Anita, la modelación hidrogeoquímica inversa muestra que en el trayecto ocurrió precipitación de yeso, sílice, dolomita, estroncianita y halita en

tanto que se disolvió anhidrita y calcita. El modelo predice la disolución de calcita, pirita y cuarzo; así como, precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita.

En el flujo subterráneo de Apesco a Huichihuayan el modelo considera precipitación de anhidrita, aragonita, calcita, halita y celestita; así como, disolución de yeso, calcedonia y dolomita, en el proceso gana CO<sub>2</sub> (g) debido a la reacción de SO<sub>4</sub> con materia orgánica en presencia de H.

En la evolución hidrogeoquímica de Unión de Guadalupe a Tambaque la modelación inversa indica la disolución de calcita, fluorita, halita, sílice, azufre; así como, precipitación de dolomita.

En la sección El Salto- Minas Viejas, el modelo predice la disolución de calcita, pirita y cuarzo; así como, precipitación de celestita, dolomita, FeS, yeso, halita, jarosita.

## **Bibliografía**

- Apello CA, Postma D, 1996. Geochemistry, groundwater and pollution, A. A. Balkema, Rotterdam, 536.
- Carrillo M., M., 1981, Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo el Doctor, Estado de Querétaro: Univ. Nal. Auton. México, Rev. Inst. Geol., V5, No. 1, 25-29.
- Fagundo J.R,P. Gonzales, S. Jiménez, M. Suárez, Facundo-Sierra, A Gonzáles , E. Romero, D. Orihuela (2002). Procesos Geoquímicos Naturales e Inducidos por el Hombre en Acuíferos Kársticos Costeros. Caso de estudio: Sector Hidrogeológico Güira-Quivicán (Cuenca Sur de La Habana). Revista Latinoamericana de Hidrogeología (2): 71-79.
- Facundo J.R; González P; Rodríguez M.; Suárez M; Melián C; (2004), Aplicaciones de la cinética en la hidrogeología y el medio ambiente. Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Vol. 5, ISBN 959-7136-24-4.
- Hereford G., Keating H., Guthrie Jr D., Chen Zhu. 2007, Reactions and reaction rates in the regional aquifer beneath the Pajarito Plateau, north-central New Mexico, USA. Environ Geol 52: 965-977.

- Helgeson, H.C., Brown, T.H.; Nigrini, A y Jones, T.A. 1970, Calculations of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions, *Geochim. Cosmoch. Acta*, 34, 569-592.
- Hidalgo- Carmen., 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.
- L. André., M. Franceschi., P. Pouchan., O. Atteia, 2004, Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin. *Journal of Hydrology* 305, 40-60.
- Parkhurst DL, Apello CAJ 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.
- Plummer, L.N., Back, W., 1980, The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems, *Am. J. Sci.* 280,130-142.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A, 1988, PHRQPITZ, a computer program incorporating Pitzer's equations for calculating of geochemical reactions in brines. U.S.G.S. Water resour. Invest., 88-4153, 310 págs.
- Roback, R.C ., Johnson, T.M, McLing, T.L., Murrell, M.T., Luo, Shangde and Ku, Teh-Lung, 2001, Uranium Isotopic Evidence for Groundwater Chemical Evolution and Flow Patterns in the Eastern Snake River Plain Aquifer, Idaho: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 9, p.1133-1141.

Tabla 1.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Apesco a Huichihuayan en la zona de la Huasteca (Unidades en mmoles /L).

Tabla 2.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Unión de Guadalupe –Tambaque (Unidades en mmoles /L).

Tabla 3.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Rioverde-Santa Anita (Unidades en mmoles /L).

Tabla 4.- Modelos producidos por PHREEQC para el segmento de flujo de Salto – Minas Viejas (Unidades en mmoles /L).

Figura 1 Localización de los puntos de muestreo de agua subterránea en el área de estudio.

Figura 2. Geología del área de estudio

Figura 3. Sección hidrogeológica

Figura 4. Diagrama de Piper que muestra los tipos de agua en el área de estudio.

Figura 5.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Apesco-Huichihuayan, la flecha indica el sentido del flujo.

Figura 6.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Unión de Guadalupe – Tambaque.

Figura 7.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Rioverde-Santa Anita.

Figura 8.- Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Salto- Minas Viejas.

<b>Apesco – Huchihuayan</b>	<b>Modelo 1</b>	<b>Modelo 2</b>	<b>Modelo 3</b>
Anhidrita	-1.24E-01	<b>3.71E-04</b>	8.27E-05
Calcita	-6.40E-04	<b>-9.32E-04</b>	-6.44E-04
Celestita	-5.34E-05	<b>-5.34E-05</b>	-5.34E-05
Calcedonia	8.51E-06	<b>8.51E-06</b>	8.51E-06
CO <sub>2</sub> (g)	7.17E-04	<b>1.01E-03</b>	7.21E-04
Dolomita	5.24E-04	<b>5.24E-04</b>	5.24E-04
H <sub>2</sub> O(g)		<b>2.48E-01</b>	2.48E-01
Yeso	1.24E-01		
H <sub>2</sub> S(g)	-1.17E-05		
Halita	1.66E-07	<b>1.66E-07</b>	
O <sub>2</sub> (g)	4.33E-04		4.33E-04
Sulfuro		<b>-3.04E-04</b>	-1.57E-05

Morán-Ramírez –Tabla 1

<b>Union de Guadalupe -</b>			
<b>Tambaque</b>	<b>Modelo1</b>	<b>Modelo 2</b>	<b>Modelo 3</b>
Calcita	1.29E-03	<b>1.40E-03</b>	1.34E-03
CO2(g)	2.84E-03		2.79E-03
Dolomita		<b>-5.76E-05</b>	
Fluorita	7.38E-06	<b>7.38E-06</b>	7.38E-06
Halita	6.78E-05	<b>6.78E-05</b>	6.78E-05
SiO2(a)	6.50E-05	<b>6.50E-05</b>	1.03E-04
Sulfuro	8.07E-05	<b>8.07E-05</b>	8.07E-05
Crisotilo			-1.92E-05

Morán-Ramírez –Tabla 2

<b>Rioverde- Santa</b>			
<b>Anita</b>	<b>Modelo1</b>	<b>Modelo2</b>	<b>Modelo 3</b>
Yeso	1.98E+01	<b>-7.23E-02</b>	1.98E+01
CO2(g)	3.88E-03	<b>-2.56E-03</b>	3.88E-03
Calcita	5.60E-04	<b>4.39E-03</b>	5.43E-04
H2O(g)		<b>-2.76E+01</b>	
Cuarzo	6.90E-05	<b>-4.83E-05</b>	6.90E-05
Anhidrita	-1.98E+01	<b>6.83E-02</b>	-1.98E+01
Dolomita	7.20E-04	<b>-2.87E-03</b>	7.20E-04
Estroncianita		<b>-4.68E-05</b>	1.70E-05

Sulfuro	-1.02E-07		-1.02E-07
Halita	6.05E-06	<b>-1.72E-04</b>	
Pirita	4.35E-08		4.35E-08

Morán-Ramírez –Tabla 3

Salto- Minas viejas	Modelo1	Modelo2	Modelo3
Anhidrita			1.11E+02
Barita			-6.99E-07
Calcita	1.11E+02	<b>1.11E+02</b>	7.66E-03
Celestita	-1.68E-04	<b>-1.68E-04</b>	-1.68E-04
CO2(g)	-1.11E+02	<b>-1.11E+02</b>	-7.52E-03
Dolomita	-8.82E-03	<b>-8.82E-03</b>	-8.82E-03
FeS(ppt)	1.11E+02	<b>-1.11E+02</b>	-5.55E-05
Yeso	-1.11E+02	<b>-1.11E+02</b>	-1.11E+02
Halita	-8.36E-04	<b>-8.36E-04</b>	-8.36E-04
Hematita	-5.55E+01		5.54E-04
Jarosita-K	-3.51E-04	<b>-3.51E-04</b>	-3.51E-04
O2(g)	2.50E+02	<b>1.66E+02</b>	-1.14E-03
<b>Pirita</b>		<b>1.11E+02</b>	
Quartz	4.50E-05	<b>4.50E-05</b>	4.50E-05

Morán-Ramírez –Tabla 4

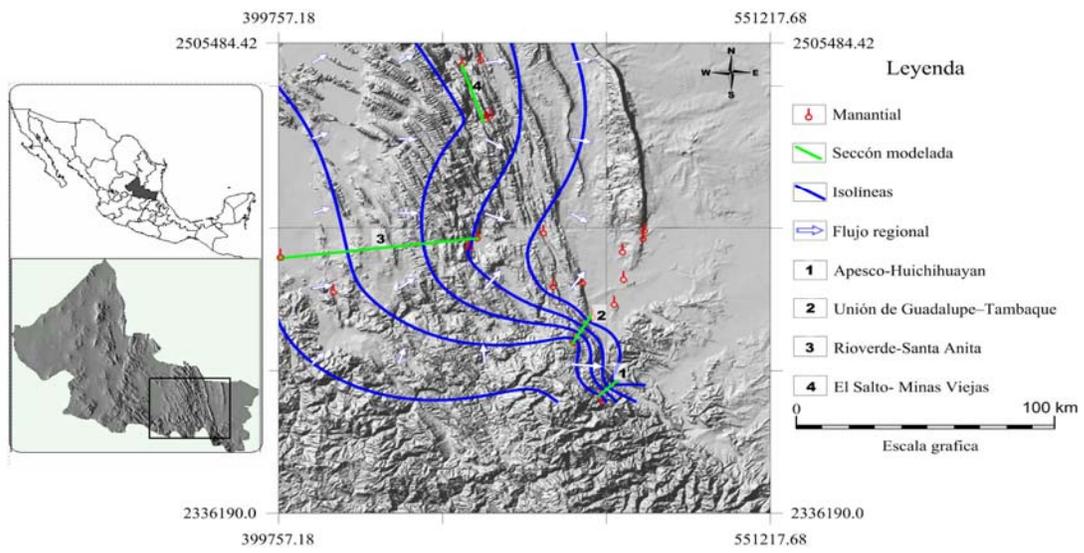


Figura 1

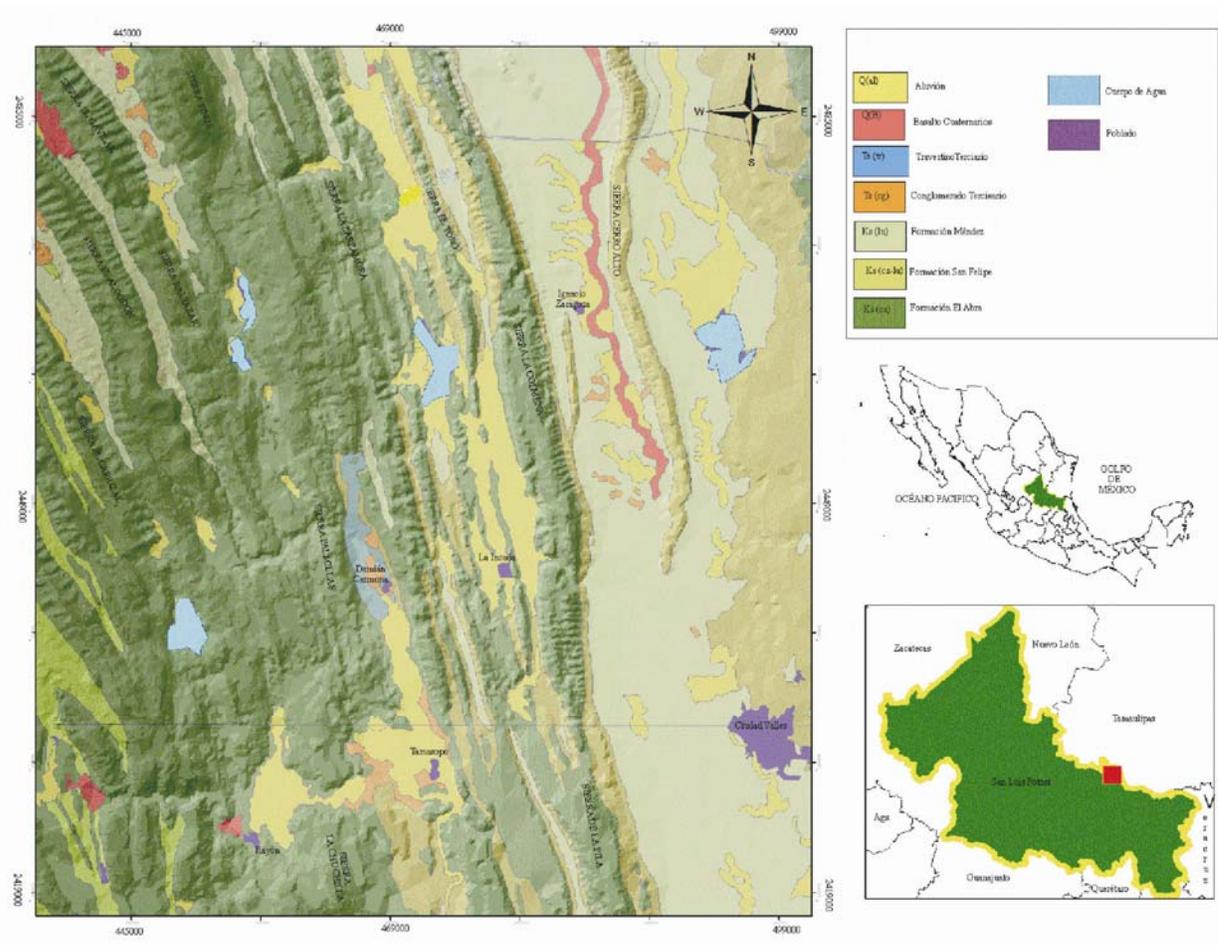


Figura 2

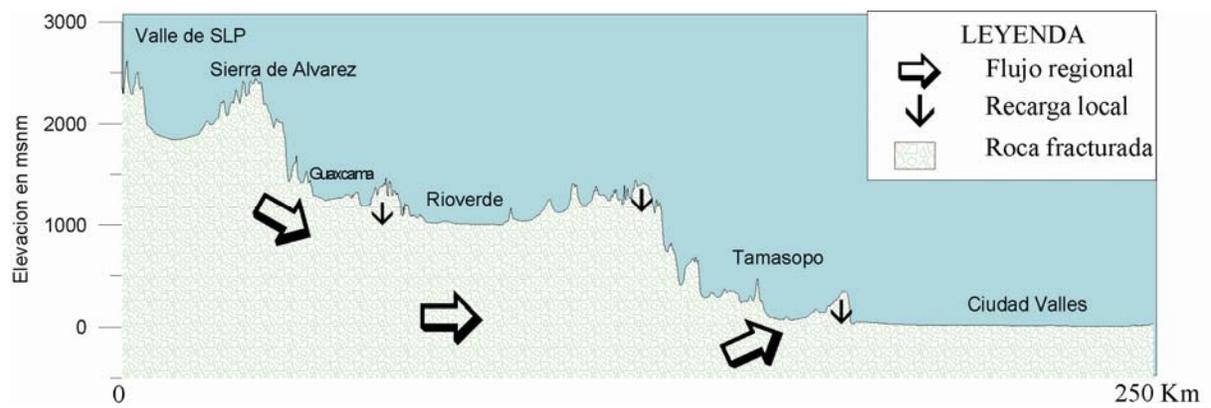


Figura 3



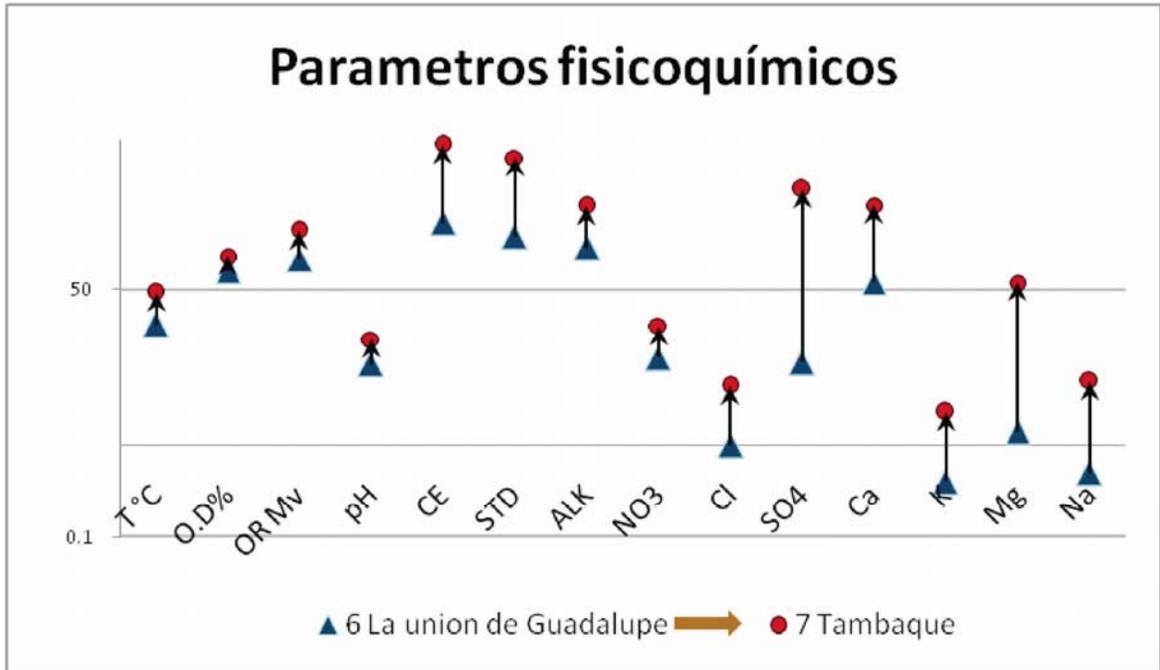


Figura 6

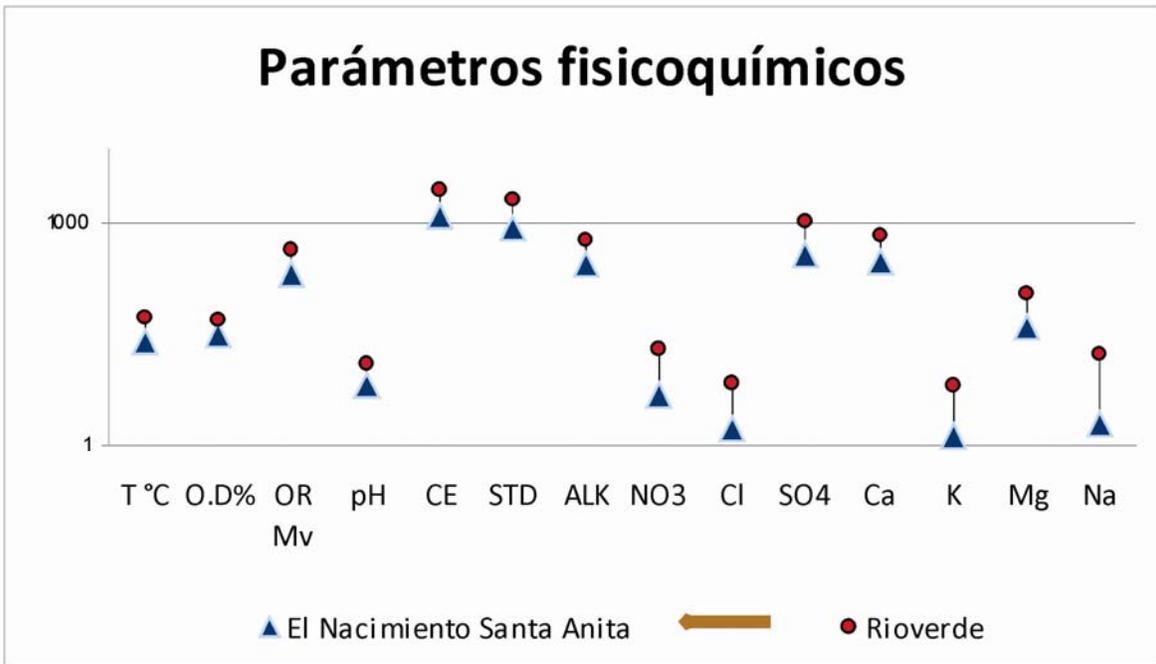


Figura 7

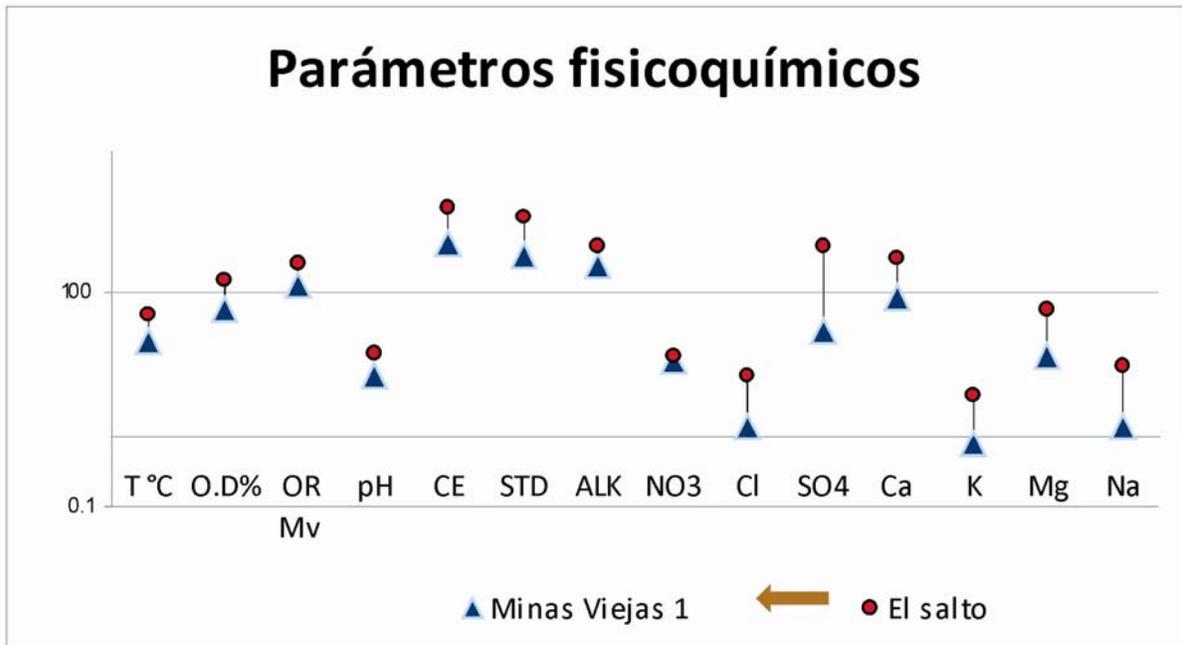


Figura 8