UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

"HIDROGEOQUÍMICA DE SISTEMAS DE FLUJO, REGIONAL, INTERMEDIO Y LOCAL RESULTADO DEL MARCO GEOLÓGICO EN LA MESA CENTRAL: REACCIONES, PROCESOS Y CONTAMINACIÓN"

TESIS

que para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

AGUAS SUBTERRÁNEAS

Presenta:

antonio cardona benavides

Tutor:

Dr. J. Joel Carrillo Rivera

Ciudad Universitaria

2007

Universidad Nacional Autónoma de México
UNAM
Biblioteca Central
Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Por este medio deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que directa e indirectamente colaboraron para que el trabajo que se presenta en este documento fuera terminado. Como sucede en situaciones en las que las actividades desarrolladas involucran una gran cantidad de tiempo y esfuerzo, el número de involucrados es muy amplio, a continuación me atrevo a mencionar a la mayoría de ellos, solicitando disculpas anticipadas por alguna omisión involuntaria.

En primer lugar reconozco el gran apoyo de mi familia, Zaira, Antonio y Elisa, de mis padres Antonio Cardona Esparza (q.e.p.d.) y Gloria Benavides Benavides y mis hermanos Gloria, Miguelangel, Claudia, Vidal y Jorge. Además muy especialmente reconozco el apoyo de mis tios Alfonso Bonilla González y Ana María Lasseri (q.e.p.d.). Muchas gracias a todos.

Son muchas las personas que han participado en mi formación académica en las diversas etapas por las que he transitado. Desde el inicio de mi profesión en la Comisión Federal de Electricidad en 1982, Joel Carrillo siempre ha estado presente, de tal modo que además de un gran amigo, ha sido un importante mentor académico, juntos hemos superado diversos ciclos y etapas, compartido experiencias y aprendido muchas cosas que van más allá de aspectos técnicos. La estancia en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM permitió que, además de realizar la tesis de maestría, me iniciara en el camino de la investigación de las ciencias de la tierra, Maria Aurora Armienta, Ramiro Rodríguez, Alejandra Cortés, Jaime Durazo, Guillermo Hernández, entre muchos otros, fueron en ese periodo y siguen siendo además de compañeros un ejemplo a seguir. La interacción con colegas de diversas instituciones sin duda también ha enriquecido mi experiencia profesional y académica; largas pláticas sobre temas hidrogeológicos con Noel Hernández, Oscar Escolero, Rafael Huizar, Luis Felipe Sánchez, Adrián Ortega, Eduardo Graniel, Mike Edmunds, han permitido además de compartir el pan y la sal, estrechar lazos de amistad que reconozco en todo lo que vale. A mis actuales colegas en el Área Ciencias de la Tierra de la UASLP, Javier Castro, Leticia Padilla, Guillermo Alvarado, Juan Manuel Torres, Francisco Javier Orozco, Jorge Aceves, entre muchos otros, gracias por su apoyo y amistad, así como a todos los colegas y amigos de la Subcoordinación de Hidrología Subterránea del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Es importante reconocer y agradecer al CONACYT y al Sistema Nacional de Investigadores, por el apoyo recibido durante las diversas etapas de mi desarrollo profesional. El apoyo recibido por el Fondo CONACYT-SEMARNAT para el proyecto denominado "Identificación y cuantificación de la recarga natural, urbana y por actividades agrícolas en las cuencas de San Luis Potosí-Villa de Reyes" (SEMARNAT-2002-C01-0719) fue invaluable para la obtención de una buena parte de los datos del acuífero somero que se presentan en esta tesis. A partir de su formación como organización civil, el Consejo Técnico de Aguas Subterráneas del acuífero del valle de San Luis Potosí, por medio de Rosario Alcalde, está apoyando decididamente muchas de las investigaciones que junto con colegas de diversas instituciones estamos desarrollando y que permitirán la continuidad de las investigaciones presentadas en esta tesis; gracias por la confianza y apoyo otorgados.

Desde el punto de vista profesional, el Área Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, constituye ahora mi principal objetivo, por lo que quiero agradecer infinitamente a Arnoldo González y a Joel Milán que me invitaron a colaborar en esta gran entidad académica, brindando siempre su apoyo y experiencia en los quehaceres docentes y administrativos.

En este trabajo de investigación se llevaron a cabo un gran número de análisis químicos de agua. Por esta razón quiero agradecer ampliamente la participación siempre entusiasta y decidida de todo el personal del Laboratorio de Análisis de Agua y Suelo de la Facultad de Ingeniería de la UASLP, especialmente a Gela, Sandra y Lupita quienes de muy buena manera siempre han colaborado en la generación de la información básica necesaria las investigaciones relacionadas con la composición química de las aguas subterráneas. Además, aprecio mucho la respuesta siempre rápida de Jorge Aceves del LADISIG que con su conocimiento en el tema de los Sistemas de Información Geográfica, colaboró en la generación de los mapas digitales que manipulé para la representación cartográfica de información química en este trabajo de investigación. Juan Manuel Torres Jefe del Laboratorio de Petrografía, llevó a cabo la descripción de las láminas delgadas de rocas volcánicas, por lo que agradezco ampliamente su experiencia en la identificación de los minerales y en la generación de las fotomicrografías que se presentan en la tesis.

INDICE

RESUMEN I
INTRODUCCIÓN 1
REVISIÓN GENERAL DE LAS CONDICIONES HIDROGEOLÓGICAS DE LA CUENCA DE SAN LUIS POTOSÍ 1
FUNCIONAMIENTO DEL AGUA SUBTERRÁNEA, MODELO CONCEPTUAL 10
HIPÓTESIS DE TRABAJO 12
CONTRIBUCIÓN CIENTÍFICA DE ESTE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN 13
OBJETIVO GENERAL DEL TRABAJO 13
ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN 14
CAPÍTULO 1. DESCRIPCIÓN DEL MEDIO FÍSICO EN LA ZONA DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO 17
1.1 INTRODUCCIÓN 17
1.2 DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO 17
1.3 MATERIALES Y MÉTODOS DE TRABAJO 21
1.4 GEOLOGÍA REGIONAL 23
1.5 GEOLOGÍA SUPERFICIAL DE LA CUENCA DE SLP 31
1.6 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO EN LA CUENCA DE SLP 41
1.7 MINERALOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS 46
1.8 GEOQUÍMICA 52

CAPÍTULO 2. IMPORTANCIA DE LA COMPONENTE VERTICAL DE AGUA SUBTERRÁNEA: UNA INVESTIGACIÓN BASADA EN LA HIDROGEOQUÍMICA DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO 57
2.1 INTRODUCCIÓN 57
2.2 MÉTODOS 62
2.3 RESULTADOS 63
2.4 DISCUSIÓN 77
CAPÍTULO 3. UTILIZACIÓN DEL RÉGIMEN DE OPERACIÓN Y CONOCIMIENTO DE LAS CONDICIONES HIDROGEOLÓGICAS PARA CONTROLAR LAS CONCENTRACIONES DE FLUORURO EN EL AGUA SUBTERRÁNEA: CUENCA DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO 81
3.1 INTRODUCCIÓN 81
3.2 EL ÁREA DE ESTUDIO 84
3.3 MÉTODOS 93
3.4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN 93

CAPÍTULO 4. HIDROGEOQUÍMICA DE SISTEMAS DE FLUJO INTERMEDIO QUE CIRCULAN POR SEDIMENTOS CONTINENTALES DERIVADOS DE ROCAS VOLCÁNICAS FÉLSICAS EN LA REGIÓN DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO 109
4.1 INTRODUCCIÓN 109
4.2 MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN 111
4.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN 117

CAPÍTULO 5. CONTAMINACIÓN DE SISTEMAS DE FLUJO LOCALES: IMPLICACIONES PARA LAS FUENTES DE ABASTECIMIENTO SUSTENTADAS EN SISTEMAS INTERMEDIOS Y REGIONALES DE LA CIUDAD DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO 135
5.1 ANTECEDENTES 135
5.2 MATERIALES Y MÉTODOS 141
5.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN 148

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES 187
6.1 SISTEMA DE FLUJO REGIONAL 187
6.2 SISTEMA DE FLUJO INTERMEDIO 193
6.3 SISTEMA DE FLUJO LOCAL 196
6.4 CONSIDERACIONES FINALES 199
BIBLIOGRAFÍA 201
ANEXOS 217

ANEXO 1.A ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MUESTRAS DE ROCA CORRESPONDIENTES A LAS UNIDADES IGNIMBRÍTICAS
ANEXO 1.B ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MUESTRAS DE ROCA CORRESPONDIENTES A LAS UNIDADES LÁVICAS
ANEXO 1.C. RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE LA REGIÓN ANALIZADA
ANEXO 5.A. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA (PRIMERO Y SEGUNDO MUESTREOS)

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1.- Localización de la zona de estudio 19
Figura 1. 2.- Distribución de afloramientos de rocas volcánicas del Terciario en la República Mexicana 24
Figura 1. 3.- Correlación entre diferentes unidades de rocas volcánicas en los alrededores de la zona de estudio 26
Figura 1. 4.- Mapa geológico de la zona de interés 32
Figura 1. 5.- Afloramiento de la Andesita Casita Blanca 33
Figura 1. 6.- Afloramiento de Latita Portezuelo 35
Figura 1. 7.- Afloramiento de Riolita San Miguelito 35
Figura 1. 8.- Afloramiento de la Ignimbrita Cantera (ignimbrita) 36
Figura 1. 9.- Afloramiento de la Ignimbrita Cantera (toba) 36
Figura 1. 10.- Principales fallas normales del Cenozoico post-Laramídicas de la MC (Adaptado de Nieto-Samaniego et al., 1997) 39
Figura 1. 11.- Secciones geológicas transversales 44
Figura 1. 12.- Diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) 53
Figura 1. 13- Diagrama REE normalizado con condrita para las rocas volcánicas de la zona de estudio; adicionalmente se presenta la composición del material de relleno de la fosa tectónica (basin fill) 54
Figura 1. 14.- Relación entre Europio y Fluoruro en las rocas volcánicas de la zona de estudio 54
Figura 1. 15.- Relación de la concentración de Fluoruro con respecto Na2O y K2O en las rocas volcánicas de la zona de estudio 55
Figura 1. 16.- Diagrama de álcalis totales vs. SiO2 56
Figura 2. 1.- Valle de San Luis Potosí, mostrando para el acuífero profundo la distribución de cargas piezométricas para 1990. Las cargas piezométricas en la zona termal fueron corregidas para considerar la densidad del agua 59
Figura 2. 2.- Valle de San Luis Potosí, mostrando para el acuífero profundo la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo 61
Figura 2. 3.- Ubicación de los puntos donde se tomaron las muestras de agua subterránea en el valle de San Luis Potosí y la clasificación por grupos quimicos homogéneos de agua subterránea 66
Figura 2. 4.- Temperatura del agua subterránea medida a la descarga con relación a la concentración de fluoruro y litio en el acuífero profundo del valle de San Luis Potosí 68
Figura 2. 5.- Temperatura del agua subterránea medida a la descarga con relación a la concentración de sodio y sulfato en el acuífero profundo del valle de San Luis Potosí 69
Figura 2. 6.- Respuesta física y química en la calidad del agua con relación al tiempo de bombeo en pozos con (a) flujo vertical ascendente de agua del sistema regional y b) flujo horizontal 70
Figura 2. 7.- Índice de saturación calculado para el agua del sistema regional vs. temperatura para calcita (o) y fluorita ( ) 71
Figura 2. 8.- Relación empírica de Ellis relacionada con el valores de Log Na/K y su correspondiente temperatura del agua subterránea medida a la descarga 77

Figura 2. 9.-Sección transversal vertical esquemática en la que se presentan los cambios de la calidad del agua subterránea a lo largo del plano horizontal y los sistemas de flujo propuestos regional (grupo I), intermedio (grupo II) y local (grupo IV) 78
Figura 3. 1.- Ubicación del área de estudio en la que se presenta la geología superficial y la región donde se ha identificado la zona con agua somera contaminada por efluentes agrícolas (adaptado de Carrillo-Rivera y Armienta, 1989). 83
Figura 3. 2.- Sección hidrogeológica a lo largo de la dirección de flujo (horizontal) en la que se representan los sistemas de flujo regional, intermedio y local. La conductividad hidráulica (horizontal) se refiere a porción superior del acuífero profundo (unidades Tv y TGU), la temperatura se refiere a la medida a la descarga del pozo. La ubicación de la sección se indica en la Figura 3.1. 84
Figura 3. 3.- Distribución de la temperatura del agua subterránea en el acuífero profundo (oC) medida a la descarga del pozo en el año de 1962 (IIZD, 1962) 95
Figura 3. 4.- Diferencia en temperatura (oC) para el acuífero profundo, entre 1962 y 1990 96
Figura 3. 5.- Distribución de fluoruro en el agua subterránea del acuífero profundo (en mg l-1) después de varios meses de extracción continua. 97
Figura 3. 6.- Relación entre la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo y la concentración de F en el agua extraída del acuífero profundo 98
Figura 3. 7.- (a) Índice de saturación con relación a la fluorita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de Li; (b) Índice de saturación con relación a la calcita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de Li; (c) índice de saturación para la fluorita con relación al índice de saturación para la calcita; (d) indice de saturación con relación a la calcita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de F y (e) indice de saturación con relación a la fluorita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de F. La franja de equilibrio para los índices de saturación está de acuerdo con la propuesta de Jenne et al. (1980). 103
Figura 3. 8.- Distribución del flujo de agua subterránea en la vecindad de los pozos dependiendo de su construcción y litología. La línea llena en los pozos indica la longitud de la zona ranurada; TGU significa Terciario Granular Indiferenciado (relleno de la fosa tectónica); F significa el medio fracturado; f indica la presencia de fallas normales; KhTGU es la conductividad hidráulica horizontal del material TGU; KVf es la conductividad hidráulica vertical del medio fracturado 107
Figura 3. 9- Relación de la concentración de F con la de Li para el agua subterránea del acuífero profundo 108
Figura 4. 1.- Diagrama de estabilidad en el sistema Ca2O-NaO-SiO2-H2O 119
Figura 4. 2.- Localización de la zona de estudio en la que se presentan los sitios donde se tomaron las muestras de agua subterránea correspondientes con el sistema de flujo intermedio 123
Figura 4. 3.- Evolución de la composición química en las pruebas de laboratorio 133
Figura 4. 4.- Índice de saturación con relación a la calcedonia y SiO2 amorfa. La concentración de HCO3 se presenta como un índice del grado de interacción. CampoSLP se refiere a las muestras reportadas en el capítulo 2 y Campo2SLP a las colectadas para este capítulo. Las líneas punteadas representan la franja de equilibrio, por arriba se tiene sobresaturación, por abajo subsaturación 134

Figura 5. 1.- Zonificación de las regiones a donde se envían, para los años 1994 y 2000, las aguas residuales domésticas e industriales para su uso en la irrigación de cultivos (adaptado de CNA, 1995) 137
Figura 5. 2.- Zonas con agua subterránea contaminada por la influencia de irrigación de cultivos con aguas negras de origen doméstico e industrial (adaptado de Cardona et al. (2007)) 139
Figura 5. 3.- Concentraciones de elementos mayores en las muestras de agua subterránea 148
Figura 5. 4- Sitios seleccionados para el primer muestreo y configuración de la conductividad eléctrica (? mhos/cm) 152
Figura 5. 5.- Dirección del flujo subterráneo para el sistema de flujo local 153
Figura 5. 6.- (a) Composición de elementos mayores en el agua subterránea (primer muestreo) y (b) proporciones de los diferentes tipos de agua de acuerdo con ion dominante 154
Figura 5. 7.- Relación entre las concentraciones de Cl y SO4 en las aguas subterráneas y residuales 155
Figura 5. 8.- Configuración de N-NO3 (mg l-1) en el agua subterránea correspondiente a la primera etapa de muestreo 156
Figura 5. 9.- Configuración de PO4 (mg l-1) en el agua subterránea correspondiente a la primera etapa de muestreo 159
Figura 5. 10.- Configuración de coliformes totales (UFC/100 ml) en el agua subterránea, correspondiente a la primera etapa de muestreo 161
Figura 5. 11.- Distribución de las concentraciones de GyA en el agua subterránea correspondiente a la primera etapa de muestreo 163
Figura 5. 12.- Configuración de DQO (mg l-1) en el agua subterránea, correspondiente a la primera etapa de muestreo 165
Figura 5. 13.- Relaciones entre diversos elementos traza en el agua subterránea y residual 171
Figura 5. 14.- Relaciones entre diversos elementos traza en el agua subterránea y residual 173
Figura 5. 15.- Localización de los aprovechamientos que forman parte de la Red Nacional de Monitoreo 175
Figura 5. 16.- Evolución histórica de la concentración de NO3 en el acuífero somero 177
Figura 5. 17.- Comparación de parámetros químicos seleccionados obtenidos durante el primer y segundo muestreo 178
Figura 5. 18.- Evolución histórica de la concentración de NO3 (mg l-1) en el acuífero profundo 179
Figura 5. 19.- Modelo conceptual de mezcla entre los grupos de agua identificados: sistemas de flujo local (agua contaminada), intermedio y regional. La cantidad calculada de Cl muestra el grado de incertidumbre considerado en la modelación inversa. 184
Figura 5. 20.- Sección hidrogeoquímica conceptual donde se representa el modelo general de mezcla entre los grupos de agua identificados: sistemas de flujo local (agua contaminada), intermedio y regional 185
Figura 5. 21.- Comparación entre las zonas afectadas por contaminación por NO3 en 1987 y 2003 185

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. 1.- Clasificación del clima para la zona de SLP 19
Tabla 1. 2.- Precipitación media mensual en San Luis Potosí 20
Tabla 1. 3.-Unidades litológicas de acuerdo a patrones comunes de origen, composición y edad de las rocas volcánicas 30
Tabla 1. 4.- Características megascópicas de las muestras de roca colectadas para el experimento de laboratorio 47
Tabla 2. 1.-Análisis geoquímicos del agua subterránea del valle de San Luis Potosí. Todas las concentraciones de presenten en mg l-1, los valores de pH, temperatura (Temp.,oC) y conductividad eléctrica (EC ? mhos/cm) se midieron en campo. La profundidad del pozo se reporta en m, n.d. significa que no hay dato disponible 65
Tabla 2. 2.- Porcentaje de agua del grupo I en las mezclas con agua del grupo II, que constituyen el grupo III. Los cálculos se realizaron utilizando las concentraciones promedio de F, Li, Na y SO4 73
Tabla 2. 3.-Temperaturas de equilibrio correspondientes al agua subterránea del grupo I calculadas con ecuaciones de geotermómetros, Tdischarge es la temperatura medida a la descarga del pozo 76
Tabla 3. 1.- Promedio de los análisis químicos disponibles para el agua subterránea somera y profunda en la cuenca de San Luis Potosí. La profundidad (PROF.) del pozo se reporta en metros, la temperatura en o C, conductividad eléctrica (EC) en ? S cm-1, las concentraciones se reportan en mg l-1. ND significa que no existe determinación para esa especie química. Los análisis químicos de 7 pozos perforados en 1962 y que extraen agua del sistema regional y los datos de 6 pozos que captaban el sistema de flujo intermedio, así como sus valores promedio, se incluyen como referencia. 87
Tabla 3. 2.- Extracción de agua subterránea en pozos activos y abatimiento medio anual en la cuenca de San Luis Potosí. ND significa dato no disponible (adaptado de Carrillo-Rivera, 1992) 89
Tabla 4. 1.- Granulometría de la muestra de sedimento 112
Tabla 4. 2.- Tamaños de partículas que componen las muestras de sedimento y composición química de las fracciones utilizadas en el experimento de laboratorio 113
Tabla 4. 3.- Relación de número de muestra y tamaños de sedimento utilizados en las pruebas de laboratorio 116
Tabla 4. 4.- Composición química de la precipitación en SLP, la temperatura es en grados centígrados, y C. E. conductividad eléctrica en ? mhos/cm. El agua marina diluida fue normalizada utilizando el Cl 120
Tabla 4. 5.- Resultados de análisis químicos realizados en eventos individuales de precipitación 120
Tabla 4. 6.- Composición química de muestras que representan el sistema de flujo intermedio; las primeras 5 muestras fueron tomadas del capítulo 2. PROF. se refiere a la profundidad total del pozo donde se tomó la muestra, la temperatura es en grados centígrados, y C. E. conductividad eléctrica en ? mhos/cm 122
Tabla 4. 7.- Composición promedio del sistema de flujo intermedio y el ajuste realizado a la composición de la precipitación en SLP 128
Tabla 4. 8.- Resultados de transferencia de masa necesarios para que el agua de precipitación adquiera la composición del sistema de flujo intermedio. Todos los datos se reportan en mmol l-1 H2O. Los valores positivos indican disolución entre la solución

inicial y final; los valores negativos indican precipitación, el signo "—" indica que esa fase mineral no fue incluida en el modelo de balance de masa. CO2 (g) significa gas dióxido de carbono. CaX2 y NaX indican el intercambio de Na+ por Ca+2 en la superficie de minerales con capacidad de intercambio 129
Tabla 4. 9.- Resultados de análisis químicos en las muestras colectadas durante las pruebas de laboratorio 130
Tabla 4. 10.- Resultados de transferencia de masa necesarios para que el agua de precipitación adquiera la composición de las soluciones obtenidas durante las pruebas de movilidad. Todos los datos se reportan en mmol l-1 H2O. Los valores positivos indican disolución entre la solución inicial y final; los valores negativos indican precipitación, el signo "—" indica que esa fase mineral no fue incluida en el modelo de balance de masa. CO2 (g) significa gas dióxido de carbono. 134
Tabla 5. 1.- Categorías de fuentes de contaminación del agua subterránea establecidas por la Oficina de Evaluación Tecnológica de los Estados Unidos de América (OTA, 1984) 144
Tabla 5. 2.- Métodos de laboratorio utilizados para los análisis de agua 147
Tabla 5. 3.- Parámetros estadísticos de resultados de análisis químicos realizados en muestras de agua subterránea y residual 150
Tabla 5. 4.- Tabla de correlación entre elementos traza y otros parámetros analizados 168
Tabla 5. 5.- Datos generales de los aprovechamientos que forman parte de la red de monitoreo de la Comisión Nacional del Agua 176
Tabla 5. 6.- Cuatro ejemplos de reacciones posibles que reproducen las mezclas de agua subterránea registradas, durante los cálculos el Cl se consideró como elemento conservativo, (en paréntesis) el análisis de agua del sistema de flujo correspondiente que se utilizó en los cálculos realizados 183

Resumen

Las rocas volcánicas ejercen un control importante en el flujo de agua subterránea en la cuenca endorreica de San Luis Potosí. La interpretación hidrogeoquímica indica la existencia, dentro de la región de estudio, de tres sistemas de flujo: un sistema de flujo local controlado por una capa de arena fina que se detecta en la mayor parte del subsuelo de la planicie; un sistema intermedio en el cual el agua se infiltra un poco mas allá de los límites exteriores de la capa de arena compacta de arena fina, y un sistema de flujo regional que se origina mas allá de los límites de la cuenca superficial. Con excepción de los sistemas locales, los restantes descargan en zonas fuera de la misma. La composición química y la temperatura del agua extraída de los pozos que penetran parcialmente las rocas volcánicas fracturadas, indican que el agua se deriva de un flujo vertical ascendente. La mayor parte del agua subterránea con temperatura mayor a 30º C ha sido detectada en áreas relacionadas con lineamientos y fallas de naturaleza regional. La extracción no controlada llevada a cabo en la cuarta parte superior del acuífero (espesor total mayor de 1,500 m) ocasiona el ascenso de agua asociada con un sistema de flujo regional, el cual se mezcla por efecto de la extracción por medio de pozos, con agua subterránea de un sistema de flujo intermedio que se desplaza a menor profundidad y que circula preferentemente por material de relleno de la fosa tectónica. El agua subterránea del sistema regional contiene una elevada concentración de F que contamina la mezcla producida y ocasiona efectos importantes en la salud de la población que ingiere el agua. Los controles que condicionan la recarga del sistema de flujo regional requieren de mayor investigación; sin embargo, la evidencia hidrogeoquímica permite establecer que está limitada a la porción occidental de la Sierra Madre Occidental. Valores elevados de Na, Li, F (y SO_4) derivados de las rocas volcánicas del Terciario han sido introducidos en la zona de extracción, las concentraciones detectadas indican un patrón de circulación largo y profundo. La concentración de Li fue utilizada como indicador del tiempo de residencia relativo del agua subterránea en el acuífero, y por lo tanto de la longitud del patrón de flujo de agua subterránea. Los sistemas local e intermedio circulan a través de material con una conductividad hidráulica relativamente baja. Las reducidas concentraciones de Cl sugieren un flujo relativamente rápido en el sistema de flujo regional. Las concentraciones de Li y F pueden utilizarse para calcular el porcentaje de mezcla que de cada sistema se produce por efecto de la extracción. Las

concentraciones de Na, Ca y SO_4 parecen estar controladas por reacciones de interacción agua-roca donde la desvitrificación identificada en las rocas volcánicas de la región se produce como resultado de esa interacción.

En relación con constituyentes nocivos presentes en el agua subterránea, es posible señalar que es común encontrar una concentración elevada de F (hasta de 3.65 mg l^{-1}) en el agua subterránea de la región analizada. Esto es resultado de la extracción de agua por medio de pozos que inducen agua del sistema intermedio y de agua del sistema regional (termal, rica en F), los cuales se mezclan en diferente proporción que depende del entorno geológico del subsuelo, diseño, construcción y régimen de operación del pozo. El número de aprovechamientos que presenta concentraciones de F por arriba de la NOM-127-SSA1-1994 para agua potable puede incrementarse si la influencia del agua relacionada con un flujo regional, se acentúa por efecto de la extracción. La inducción de agua rica en F es ocasionada por el abatimiento de la carga hidráulica en el agua fría que la sobreyace, aunado a la existencia de una conductividad hidráulica vertical importante producida por los esfuerzos tectónicos que se han desarrollado en la región, situación que al parecer facilita que el flujo de agua termal profundo, se eleve a la zona de extracción de los pozos. Los resultados de la investigación realizada sugieren que, controlando, mediante el manejo del caudal de extracción y/o el tiempo de operación del aprovechamiento, la temperatura del agua a la descarga en algunos pozos y manteniéndola entre 28-30º C, la concentración de F en agua de mezcla obtenida sería de ≈1.5 mg l^{-1}, igual al máximo permisible (1.5 mg l^{-1}) por el estándar de calidad del agua vigente en nuestro país (NOM-127-SSA1-1994). Los controles de solubilidad relacionados con minerales como la fluorita y calcita también pueden utilizarse para reducir la concentración de F en el agua subterránea, sobre todo cuando es factible utilizar la construcción, diseño y operación del pozo para regular las condiciones de flujo del agua subterránea en la zona de influencia del cono de abatimiento.

Por otro lado, se realizó un análisis de las reacciones que condicionan la composición química del sistema de flujo intermedio que circula por el material de relleno de una fosa tectónica en la región central de México. La interacción agua-roca en ambientes volcánicos, generalmente se relaciona con disolución de minerales primarios o de la matriz vítrea de la roca. Sin embargo, cálculos geoquímicos realizados sugieren que la calidad del agua del sistema intermedio puede estar condicionada por reacciones con los minerales arcillosos producidos

por la alteración de las rocas volcánicas existentes en la región y que se presentan como relleno de fosa tectónica. Las reacciones y procesos identificados incluyen: *i*) disolución incongruente de montmorillonita e illita con caolinita como residuo insoluble, *ii*) intercambio de sodio de las arcillas por calcio disuelto en el agua subterránea, y *iii*) disolución de calcita. La aproximación cuantitativa se logró por medio de modelación geoquímica inversa, cálculos de balance de masa y termodinámicos (índices de saturación) complementados con la identificación de minerales con los que está en contacto el agua subterránea y que tomaron como base las reacciones establecidas. Adicionalmente, en laboratorio se realizaron experimentos de interacción entre agua de lluvia y sedimento de la fosa tectónica, las reacciones químicas identificadas en laboratorio fueron congruentes con las identificadas en campo.

El análisis de los sistemas de flujo local, incluyó investigar los efectos de la contaminación que se ha identificado en forma general en la planicie desde hace más de 50 años, por lo que se generó información geoquímica y microbiológica a partir de la colecta de muestras de agua subterránea asociada con sistemas de flujo local. Los resultados sugieren el desarrollo de procesos de contaminación muy importantes, asociados con el manejo del agua residual y residuos sólidos en la cuenca, que afectan los sistemas de flujo local y que han modificado la línea base en la mayor parte del área analizada. Las concentraciones registradas de NO_2, NO_3 y valores de coliformes totales y fecales rebasan los límites permisibles establecidos en la NOM-127-SSA1-1994. Los valores de alcalinidad (hasta de 600 mg l^{-1} $CaCO_3$), Cl (hasta de 400 mg l^{1}) y SO_4 (hasta de 1,030 mg l^{1}) son elevados en algunos lugares, especialmente en una región adyacente a la zona industrial, al igual que las concentraciones de metales pesados como el Mn, Ni, Co, Al, entre otros. La distribución de la carga hidráulica señala la presencia de un importante gradiente vertical descendente, lo que presenta condiciones propicias para inducir agua contaminada hacia el acuífero profundo donde se captan los sistemas de flujo intermedio y regional, esta agua se utiliza para abastecimiento público. Sin embargo, la principal amenaza a la calidad de esta fuente de abastecimiento se relaciona con pozos que permiten la migración directa del agua somera contaminada hacia los flujos intermedio y regional que se ubican a profundidad. La modelación geoquímica realizada con transferencia de masa para calcular la proporción relativa de agua somera captada por los pozos profundos fue llevada a cabo con el programa PHREEQC. Los resultados sugieren que actualmente una

pequeña proporción de agua contaminada somera (3-10%) forma parte del agua extraída por algunos pozos que captan el acuífero profundo. Esto puede estar relacionado con entrada directa de agua contaminada a través de pozos con diseño y construcción deficiente, o por pozos antiguos y abandonados que tienen el ademe corroídos en su porción superior, lo que permite el ingreso directo de agua contaminada a la zona de captación de los pozos utilizados para obtener el agua que abastece a la población. Este hecho se considera que constituye una de las principales amenazas a corto y mediano plazo que afectan la fuente de agua en la región.

Otro aspecto que advierte un problema potencial a largo plazo está relacionado con la tendencia de extracción excesiva y sin control alguno que se advierte en la región, lo que ocasionará que la concentración de F se incremente en el agua extraída por medio de pozos, así como los efectos no deseados que se asocian con su consumo. La falta de un manejo apropiado en acuíferos existentes en cuencas similares a la de SLP puede resultar en la contaminación del agua subterránea, no sólo a partir de fuentes antropogénicas sino también a partir de la interacción natural agua-acuífero.

Abstract

Fractured Tertiary volcanic rocks exert a control on its F content in the groundwater flow extracted in the San Luis Potosí basin. The contrasting chemical composition and high temperature of the water extracted from boreholes partially penetrating the fractured volcanic rocks indicate that the produced water originates from an upward vertical induced flow. Most of the thermal groundwater has been detected in areas related to regional faulting and lineaments. Intensive and uncontrolled water extraction from the upper ¼ of the aquifer thickness (basement depth > 1,500 m) causes the rise of water from a deep regional flow system that mixes, due to extraction practices, with the shallow water. The regional groundwater contains high F that contaminates the mixture, and causes substantial health related effects. The recharge control on the regional flow system, was beyond the scope of this investigation and requires further research; however, hydrogeochemical evidence supports the view that the origin of the recharge is limited to the western bounding Sierra Madre Occidental. High levels of dissolved Na, Li, F (and SO4) derived from the Tertiary volcanic rocks have been introduced into the extracted groundwater; the concentrations indicate lengthy and deep circulation flow. Lithium concentration was used as an indicator of groundwater residence time, and therefore of the length of the groundwater flow path. Hydrogeochemical interpretation indicates the presence of three flow systems; a shallow local system controlled at depth by a compact fine sand layer that sub-crops most of the plain; an intermediate system in which water infiltrates just beyond the boundary of the fine sand layer; and a deep regional system which originates outside the limits of the surface basin. The local and intermediate systems circulate through materials with comparatively low hydraulic conductivity (0.2-21x10-5 m s-1) when compared with that of the fractured volcanic rocks (1-300 x 10-5 m s-1). Low Cl concentrations suggest the presence of rapid flow in the regional system. Concentrations of Li and F can be used to calculate percentages of water mixtures of regional and intermediate flows. Concentrations of Na, Ca and SO4 appear to be controlled by water-rock interaction.

Significant amounts of F are found in the extracted groundwater flow of the study area., this groundwater withdrawal induces a shallow cold, low-F flow (as well as a deep thermal F-rich flow) in various proportions. Flow mixing takes place depending on the extraction regime, local hydrogeology, borehole construction design, and operation. Fluoride concentrations (up to 3.7 mg l-1) could become higher still, in time and space, if the input of regional F-rich water to the extraction boreholes is enhanced. It is suggested that by controlling the extraction well-head water temperature at 28-30º C, a water mixture with a F content close to the maximum drinking water standard of 1.5 mg l-1, will be produced.

An analysis of the reactions that characterize the chemical composition of the intermediate groundwater flow system was carried out. This system travels through basin fill sediments in a graben structure. Water-rock interaction in volcanic regions is usually related with the dissolution of primary minerals or of the glassy matrix of the rock. However, obtained geochemical calculations suggest that the water quality may be conditioned by the reactions with clayey minerals produced by the alteration of the volcanic rocks. Identified reactions include: i) incongruent montmorillonite and illite dissolution leaving kaolinite as a insoluble residue, ii) exchange of Na in clay minerals for Ca present in the groundwater, and iii) calcite dissolution. A quantitative approximation was made through both inverse geochemical modelling and mass balance computations, which considered the established expected theoretical reactions. Additionally, laboratory experiments were carried out with rain water and basin fill sediments; the reactions identified in the laboratory through the analytical results agreed with those postulated for field conditions.

Geochemical and microbiological data were collected for local groundwater flow systems of the study area to investigate the effects of contamination from different sources. Nitrate and NO2 concentrations, and faecal coliform counts exceeding the Mexican Health Agency's maximum recommended contaminant levels were determined in most samples within the study area, suggesting significant impact on local groundwater flow systems from anthropogenic activities. Values of alkalinity (up to 600 mgl-1 as CaCO3), Cl (up to 400 mgl-1) and SO4 (up to 1,030 mgl-1) are quite high in some places, especially near the industrial park where waste-water injection to shallow depths used to be a common practice. Reported hydraulic head conditions show that a strong vertical gradient exists between the shallow contaminated zones and deep levels.

However, direct transfer of contaminated water is also observed via poorly constructed or abandoned boreholes, where shallow contaminated water can flow, polluting deep sources of potable water supply. This condition constitutes one of the greatest threats to potable water sources in the area.

Uncontrolled extraction increase will tend to enhance F concentration and its undesirable effects. Further, new boreholes and those already operating could take advantage of fluorite solubility controls to reduce the F concentration in the extracted water by considering lithology and borehole construction design in order to regulate groundwater F conditions. Lack of management of extraction in basins similar to SLP can result in groundwater contamination, not only from surface anthropogenic sources, but also from natural water-rock interaction.

Introducción

Revisión general de las condiciones hidrogeológicas de la cuenca de San Luis Potosí

El acuífero del Valle de San Luis Potosí, que desde el punto de vista del Gobierno Federal (Comisión Nacional del Agua) administrativamente consiste de la cuenca hidrológica que ocupa la porción centro-occidental del estado de SLP, tiene una extensión del orden de los 1,980 km^2, y coincide en gran medida con una cuenca superficial de carácter endorreico. La población de la zona conurbana de la ciudad de San Luis Potosí (SLP) con la de Soledad de Graciano Sánchez (SGS), es abastecida a partir del acuífero (administrativo) denominado del Valle de SLP, por medio de 112 pozos en operación (2.4 $m^3\ s^{-1}$). Cuando el almacenamiento superficial lo permite, se incorporan a la red de distribución 0.21 $m^3\ s^{-1}$ derivados del sistema de Presas "San José" y "El Peaje" sobre el río Santiago, por lo que la oferta total de agua es del orden de 2.61 $m^3\ s^{-1}$ ($83x10^6\ m^3\ año^{-1}$). Si se considera además la extracción de $8x10^6\ m^3\ año^{-1}$ de agua subterránea para uso industrial y $35x10^6\ m^3\ año^{-1}$ para uso agrícola; la extracción actual del acuífero se estima en 126 $x10^6\ m^3\ año^{-1}$.

Son muchos los trabajos hidrogeológicos, geológicos y geofísicos que se han realizado hasta la fecha en la cuenca de San Luis Potosí. Una revisión exhaustiva de los mismos se presenta en Cardona (1990) y Castillo-Cruz (2003) en los que se describe la metodología de trabajo, el enfoque utilizado para el análisis de la información y los principales resultados obtenidos. En lo que concierne al referente geológico de la cuenca, son notorios los trabajos realizados por los investigadores del Instituto de Geología, quienes desde hace más de 30 años han realizado diversas investigaciones enfocadas a la diferenciación cartográfica de las diferentes unidades geológicas (por ejemplo Labarthe y Tristán, 1978; Labarthe et al. 1982; entre muchos otros que se especifican posteriormente en el Capítulo 1). Estos autores han descrito ampliamente las diversas estructuras que las afectan y su composición geoquímica. En el aspecto concerniente a la geología del subsuelo Martínez y Cuellar (1979), IGF (1988), Martínez-Ruiz (1997) y más recientemente Castillo-Cruz (2003) presentan con base en información de pozos profundos y datos geofísicos, diversas interpretaciones estableciendo con diferente grado de detalle la distribución espacial del espesor del material de relleno y ubicación de fallas que no son visibles en superficie. Por otro lado, diversos estudios geohidrológicos e hidrogeológicos

que se han realizado en la región, han aportado información valiosa relacionada con la evolución de las cargas hidráulicas con relación al tiempo, parámetros hidráulicos, calidad del agua subterránea, balances de agua, principalmente.

A continuación se presenta un panorama general de diversos estudios hidrogeológicos que se han desarrollado en la región de SLP. Streeta y Del Arenal (1960) plantean con base en la profundidad al nivel estático y la temperatura del agua en pozos, la existencia de dos acuíferos (somero y profundo). Respecto al acuífero profundo citan a éste como posible fuente de abastecimiento de agua para cubrir las necesidades actuales y futuras, no sin antes señalar que se debe de estudiar de manera detallada y por lo menos en un punto las características hidrogeológicas de los niveles permeables en material aluvial. Con base en diagramas semi-logarítmicos de análisis de agua concluyen que las riolitas (Sierra San Miguelito) que circundan la planicie no parecen contribuir a la alimentación del acuífero constituido por material aluvial, estos autores consideran que estas rocas delimitan zonas de recarga para Villa de Reyes (VR) y SLP a la región de Villa de Arriaga y Tepetate (al oeste de SLP) descargando el flujo en la zona de Ojo Caliente. Adicionalmente, señalan que el acuífero somero es de bajo rendimiento y está contaminado por aguas negras y que el profundo está *sobreexplotado*. Esta aseveración posiblemente condujo a la declaración de la cuenca de SLP como zona de veda (2 de junio de 1962). Es importante notar que desde hace más de 40 años, se tiene conocimiento de que el acuífero somero sufre problemas de contaminación y en ese período, ninguna dependencia Federal, Estatal o Municipal ha realizado actividades para corregir o amortiguar este problema.

Entre los estudios realizados de tipo geohidrológico en los 1960's resalta el llevado a cabo por Medina (1967), quien apoyado con 538 análisis químicos de muestras de agua subterránea colectadas en un área de 12,500 km^2 de zona semiárida del territorio potosino, determina su calidad y comportamiento utilizando dos métodos para la interpretación geoquímica: 1) el diagrama semi-logarítmico y 2) un diagrama triangular hidroquímico. Propone utilizar dichos diagramas para la investigación geohidrológica, concluyendo que la realización de estudios de este tipo, aparte de permitir localizar el agua subterránea acertadamente, el costo involucrado es mínimo comparado con otros estudios. Por lo tanto propone su realización a personas relacionadas con problemas de abastecimiento de agua a fin de ahorrar tiempo y dinero en la investigación geohidrológica.

Bajo esta misma línea Medina (1972), establece que en la porción noreste de la cuenca de SLP existe un acuífero profundo de tipo semi-artesiano de baja capacidad. Con base en estudios hidrogeoquímicos señala que existe la posibilidad de que la circulación subterránea procedente del sur de la cuenca de SLP al tratar de continuar su drenaje hacia cuencas de menor altitud, no sólo queda interceptado parcialmente bajo capas impermeables (basaltos y arcillas), sino que recibe también aportaciones locales que alteran su temperatura y composición química. Afirma que ese acuífero puede resolver el abastecimiento de agua potable para Barbechos Guadalupe y Estación Ventura, poblaciones ubicadas al norte de la cuenca de SLP. Así mismo en Medida (1974) se concluye que el drenaje subterráneo y el análisis hidrogeoquímico demuestran que existe una corriente subterránea termal, procedente de VR que circula lateralmente por la sierra San Miguelito y penetra en el subsuelo de la ciudad de SLP. Mediante figuras establece que la corriente termal procedente del sur cruza la ciudad de SLP en sus zonas sur y poniente dirigiéndose hacia el norte por el rumbo del Saucito. Por último Medina (1975), a partir de 19 muestras de agua del acuífero que señala como profundo (17 de SLP y 2 de VR) que analiza mediante diagramas semi-logarítmicos, indica que las aguas examinadas proceden de una misma corriente de agua subterránea termal. Tomando en cuenta que el agua subterránea de SLP tiene menor temperatura que la de VR, concluye que el agua subterránea termal de SLP proviene del flujo principal de VR (50 km al sur). También relaciona la temperatura del agua con el caudal del pozo que la extrae, de tal manera que establece que a mayor temperatura del agua, mayor volumen de extracción del pozo.

Consultores (1977) señala la existencia de dos acuíferos (somero y profundo) separados por una disminución en la permeabilidad en el sentido vertical, situación similar a lo establecido en estudios previos. Menciona además que la recarga que recibe el acuífero profundo proviene de salidas verticales del acuífero somero y de las riolitas fracturadas de la sierra San Miguelito y que la litología de los acuíferos corresponde a depósitos aluviales constituidos por arenas gravas, limos y arcillas, frecuentemente intercalados con riolitas y tobas fracturadas. Mediante geofísica (sondeos eléctricos verticales) detecta una zona de aluvión, otra que corresponde a una alternancia de tobas y riolitas y una última que se correlaciona con rocas volcánicas o sedimentarias, señalando que si están fracturadas pueden constituir acuíferos de importancia. Teniendo como base recorridos de medición de la profundidad al nivel estático en pozos, detecta que la dirección de flujo subterráneo es de la periferia de la planicie hacia la zona

urbana e industrial. Con base en lo anterior, es posible establecer que este trabajo señala un cambio en la visión de los 1960's en la que se consideraba que el agua subterránea que circulaba por las rocas volcánicas no era de importancia, ya que reconoce la importancia de las rocas volcánicas fracturadas como un medio geológico que transmite el agua subterránea en forma importante. Adicionalmente, detecta una evolución negativa de 1m/año en el nivel piezométrico para el período 1971-1977 y una "*sobreexplotación*" de $1.1x10^6$ m^3 (para el periodo junio-noviembre, 1977) que no toma en cuenta la zona urbana.

La determinación de las unidades geológicas que transmiten el agua subterránea, la realizaron Martínez y Cuellar (1979) con base en muestras de canal de pozos. Asignan una litología correspondiente a material de relleno para el acuífero somero (espesor de 350m), de tipo libre y otra de tobas arenosas y material de relleno más antiguo para el "acuífero profundo" (de tipo confinado y termal). Definieron que unidad denominada Riolita Panalillo separa los acuíferos somero y profundo al actuar como horizonte confinante, teoría que quedó invalidada posteriormente.

Labarthe y Tristán (1978) señalan que existen dos tipos de acuíferos uno denominado freático o libre (somero) representado por material aluvial, con un espesor máximo aproximado de 250 m, con un aporte por pozo del orden de los 0.02 a 0.03 m^3 s^{-1}; el otro acuífero lo denominan como confinado-termal controlado por fallas regionales de rumbo N-S y NW-SE. Los pozos en el último presentan caudales del orden de los 0.1 m^3 s^{-1} y temperatura a la descarga entre 30° y 40°C. Consideran que su recarga es en gran parte regional, posiblemente desde el estado de Guanajuato.

Debido al crecimiento de la ciudad de SLP, las necesidades de agua de la población tendrían un consiguiente aumento y con esto problemas del orden humano más que técnico. Villalobos (1980) menciona que este problema podría ser solucionado mediante la perforación de nuevos pozos profundos dentro de la ciudad o cerca de ella de acuerdo con la trayectoria del acuífero termal basándose en la topografía la ciudad de SLP, ya que ésta cuenta con reservas de agua de buena calidad para su abastecimiento a corto y mediano plazo.

Amozurrutia (1983), propone un cuestionamiento sobre la dependencia del agua subterránea de SLP con la de VR. Indica que los iones disueltos apuntan una relación directa con el tipo de rocas drenadas por el parte-aguas, por lo que sugiere una recarga de tipo local proveniente de las sierras que limitan la planicie de SLP, a través de las fallas que las atraviesan. Según sus

conclusiones, esto es confirmado por las configuraciones de sólidos totales disueltos, aniones y cationes, que presentan una tendencia de crecimiento de las márgenes este y oeste hacia el centro de la planicie de SLP, por lo que establece que el acuífero profundo contiene una mezcla de aguas fósiles y aguas de reciente infiltración.

Martínez (1983) estudió las cuencas geohidrológicas de VR, SLP y Villa de Arista en el estado de SLP, además de otras en los estados de Aguascalientes y Zacatecas (Martínez, 1984). En su análisis hidrogeológico considera que los límites laterales (sierras) de las fosas tectónicas están constituidos por material impermeable y que el agua subterránea únicamente se relaciona con el material granular que rellena las fosas tectónicas. Señala con base en balances hidrológicos que todas las cuencas están sobreexplotadas. En el cálculo de "*reservas perennes*", para las cuencas de VR y SLP establece que "*…de seguir con el ritmo de sobreexplotación actual, aunado a los requerimientos de la planta Termoeléctrica de la Comisión Federal de Electricidad en VR, se tendrán problemas graves de abatimientos regionales en un plazo no mayor de 12 años...*".

Lugo-Velasco (1984) señala que las unidades acuíferas de la cuenca de SLP están ubicadas en la misma formación geológica (materiales aluviales heterogéneos y sin clasificación definida). En una nueva interpretación hidrogeológica menciona que los acuíferos somero y profundo no están separados por roca impermeable, sino que se distinguen por las características físico-químicas del agua que contienen. Define que la recarga del acuífero somero es local y la de profundo es a través de la cuenca de Villa Reyes. Establece que la calidad del agua en el acuífero somero es conveniente para uso agrícola y la del acuífero semiconfinado (profundo) es conveniente para uso doméstico.

Un ejemplo de la incertidumbre asociada con la cuantificación del parámetro "extracciones por bombeo", se tiene en el año de 1984. Tecnología y Sistemas (TYSSA) contratada por la SARH y Acuaplan (1984) por encargo de la Comisión Federal de Electricidad, realizan dicha evaluación por separado en la misma área de estudio (planicie de SLP). El volumen de extracción que maneja TYSSA es 22.5% mayor que el determinado por Acuaplan, hecho que repercute directamente en la sobreexplotación calculada. TYSSA encuentra un déficit de 43×10^6 m^3 $año^{-1}$, mientras que Acuaplan define una sobreexplotación de 2.84×10^6 m^3 $año^{-1}$. Esta gran diferencia en el grado de sobreexplotación calculado para un mismo período, no se

refleja en el abatimiento promedio (1.8 m año^{-1} de Acuaplan y 1.65 m año^{-1} de TYSSA) lo que sugiere que existen inconsistencias en las metodologías utilizadas.

Martínez (1986) detecta un abatimiento promedio de 2.6 m año^{-1} en el nivel piezométrico del "acuífero profundo", debido a una sobreexplotación de 36.4x10^{6} m^{3} año^{-1}, esto con base en el "coeficiente de almacenamiento medio regional" (0.035) calculado por TYSSA en 1984. Un aspecto importante es la extracción por bombeo (83x10^{6} m^{3} año^{-1}) que utiliza en su ecuación de balance hidrológico, es un 20% menor que el obtenido por TYSSA en 1984. Por otro lado, pruebas de bombeo realizadas por TYSSA y Acuaplan detectan que el "acuífero profundo" es confinado con un coeficiente de almacenamiento de 0.0012. Inexplicablemente, ninguno de los autores (TYSSA, Acuaplan, Martínez) menciona por que no utilizaron dicho valor de coeficiente de almacenamiento en los cálculos involucrados en su balance hidrológico. Entre los trabajos realizados por instituciones académicas se tiene a la Facultad de Ingeniería de la UASLP (1987), que considera al "acuífero profundo" como semiconfinado basada en el coeficiente de almacenamiento medio regional que calcula (0.009) de la resolución de dos ecuaciones de balance hidrológico. La extracción por bombeo (108x10^{6} m^{3} año^{-1}) es similar a la determinada por TYSSA (1984), con lo que concluyen que existe una sobreexplotación de 67x10^{6} m^{3} año^{-1}. La Universidad Autónoma Metropolitana (Niedzielski, 1987) considera al "acuífero profundo" como libre. Establece además que la sobreexplotación abatió el nivel freático (140 m para 1987) lo que ocasionó la formación de una gran zona de aireación. Además predice que la vida útil del acuífero de SLP no será mayor a 14 años a partir de 1987.

Mediante la integración de la información generada por la Comisión Federal de Electricidad en la región de VR (cortes litológicos de pozos profundos, sondeos magnetotelúricos, sondeos eléctrico verticales y secciones geológicas) Flores et al. (1990) establecieron el modelo geológico estructural del subsuelo en el área de la Central Termoeléctrica de VR y el comportamiento de las aguas subterráneas. En este estudio se consideró que la Central Termoeléctrica en VR no afecta en forma considerable el rendimiento del acuífero que abastece a la ciudad de SLP, además señala que estudios confiables realizados por la Facultad de Ingeniería de la UASLP y el Instituto de Geofísica de la UNAM en 1987 y 1988 respectivamente, indican que la principal recarga del agua subterránea hacia la planicie de SLP proviene de la sierra San Miguelito (SW) y de la parte NE de la planicie de SLP. Además interpretan con base en las características litológicas, piezométricas y estudios geofísicos la

presencia de un cierre estructural parcial entre las cuencas subterráneas de VR y SLP a la altura del poblado la Pila.

En la zona de SLP, el Instituto de Geofísica (IGF, 1988) establece que existe un acuífero superficial de tipo libre que sobreyace parcialmente a otro denominado profundo, de tipo confinado, situación similar a la de otros trabajos. El primero, obtiene su recarga de agua de lluvia en los alrededores inmediatos a la planicie, así como de la infiltración principalmente de agua negra que se usa para riego. Establecen además que el acuífero profundo es alimentado por: 1) un flujo subterráneo horizontal pequeño (del orden de 0.12 $m^3 s^{-1}$) proveniente del norte y noreste de la cuenca y 2) su recarga principal consiste de agua termal profunda (> 1.3 $m^3 s^{-1}$) en una amplia faja que va desde la zona industrial hasta más allá del límite norte de la ciudad de SLP. A dicho flujo vertical de agua de buena calidad (< 400 mg l^{-1} de sólidos totales disueltos) se le adiciona un volumen importante de agua fría (no termal) derivada de la sierra San Miguelito a través de sedimentos de pie de monte y que se manifiesta en el centro de la misma ciudad (salinidad < 200 mg l^{1} de sólidos totales disueltos). Infieren como principal zona de recarga a la sierra San Miguelito, apoyándose en la calidad del agua y en un estudio hidrogeomorfológico, apuntando que la información analizada indica que el agua termal está en tránsito hacia otras zonas fuera de la cuenca de SLP, puesto que esta región nunca ha funcionado como zona de descarga natural.

Con base en los resultados de análisis químicos realizados por IGF (1988), Cardona (1990) establece diferentes grupos químicos de agua subterránea y las principales reacciones químicas que producen las concentraciones detectadas en el agua subterránea extraída en los pozos. Señala que el agua subterránea con más de 33°C de temperatura (termal) circula por rocas volcánicas, el agua subterránea de menor temperatura (entre 25 y 28°C) se relaciona con el material granular de relleno de la fosa tectónica. La extracción de agua subterránea por medio de pozos condiciona una mezcla entre dichos miembros extremos por lo que en este caso la temperatura del agua subterránea a la descarga del pozo se presenta entre 28 y 33ºC.

Posteriormente, una actualización de las condiciones del agua subterránea de SLP, es desarrollada por el IGF (1992), en donde corroboran por medio de diferentes metodologías entre ellas la geofísica (métodos eléctricos y magnéticos) y la modelación numérica de agua subterránea, la existencia de los dos acuíferos identificados previamente, separados por un horizonte arcilloso y define que el acuífero profundo consiste de material granular y

fracturado, asignando a una zona del acuífero profundo el carácter de semiconfinado a confinado. Además por medio de análisis físico-químicos de muestras de agua subterránea concluyen que la calidad del agua del acuífero somero es deficiente debido a la contaminación por la infiltración de aguas negras. Para el acuífero profundo, sólo en la región donde las temperaturas son mayores de 30°C, se presentan concentraciones significativas de F así como valores altos de Na, Li, Mg, U, Rn, lo que le confiere un carácter definitivamente termal.

Una interpretación más detallada de la información reportada por IGF (1988) la presenta Carrillo (1992). Al igual que muchos otros trabajos, este autor ratifica la existencia de dos acuíferos (somero y profundo), El somero que se encuentra contenido en material granular (aluvión). Con base en la interpretación de pruebas de bombeo, señala que desde el punto de vista hidráulico el acuífero profundo está constituido por tres tipos de medio (material granular, medio fracturado y medio de doble porosidad) que se presentan en condiciones hidráulicas especificas de confinamiento y semi-confinamiento. Señala además, que el origen del agua termal es de origen meteórico y que puede sufrir cambios químicos a partir de la extracción en un determinado tiempo de bombeo. Establece que el agua del acuífero profundo está contaminada por dos tipos de fuente: a) antropogénica, como resultado de las prácticas de irrigación y b) natural, ocasionado por inducción de agua termal con un alto porcentaje de F.

Un análisis del subsuelo en la región de SLP-VR fue realizado por Aguirre-Hernández (1992), quien utilizó la información de 39 cortes litológicos de pozos profundos distribuidos en dicha región para elaborar 11 secciones geológicas. Con base en el análisis de las secciones interpretó estructuras geológicas del subsuelo y su geometría. Menciona que las características más importantes de las unidades litológicas que integran el subsuelo son fallas normales que limitan la fosa tectónica, su patrón de orientación es NE, al NW y al N. Señala a una toba arenosa (Miembro inferior de la Riolita Panalillo) como el bloque de interés (espesor promedio de 150 m), mencionando que presenta una distribución espacial cuyo límite es desde el Estado de Guanajuato (en el sur) hasta la zona de Peñasco (al norte de SLP). Señala que esta misma unidad geológica junto con los depósitos conglomeráticos más antiguos y algunas rocas volcánicas que presentan un alto grado de fracturamiento (Latita Portezuelo), proporcionan zonas de permeabilidad elevada que constituyen el acuífero profundo.

En la década de los 1990'se realizaron diversos estudios geológicos en los que se estableció con mayor detalle la estructura, composición y edad de las rocas volcánicas en la región occidental del estado de SLP. Entre estos trabajos se menciona a Labarthe y Jiménez (1993) que analizaron la estructura geológica del domo del Cerro Grande en la sierra San Miguelito. Identifican que tiene un diámetro aproximado de 10 km en dirección NW-SE y unos 8 km al NE-SW, con un lóbulo que se extiende por otros 4 km hacia el oriente. La zona de fuente se localiza en la parte alta del Cerro Grande y consiste de flujos verticales, alabeados, de riolita desvitrificada fluidal, que pasan lateralmente a una foliación inclinada hacia la fuente. La estructura esta definida por la tectónica extensional del Terciario Medio y Superior, la cual presenta una serie de fallas tipo "dominó".

Bajo esta misma línea, Aguillón-Robles (1994, 1996) con base en el estudio geomorfológico en la región que circunda el Tepetate (al oeste de SLP), identificó estructuras volcánicas compuestas por las lavas riolíticas que dieron origen a los domos topacíferos con un alto porcentaje de silicio, álcalis y contenido elevado de flúor debido a la presencia de topacio. Estas rocas riolíticas tienen elevado contenido de potasio y composición metaluminosa a ligeramente peraluminosa. Además consideran que el emplazamiento de éstos fue controlado por fallas normales y fracturas desarrolladas durante el Terciario en la porción SW del estado de SLP. Al estudiar con más detalle la geología de la porción sureste de la sierra San Miguelito, Labarthe y Jiménez (1994) definen la estructura de la Riolita San Miguelito como un domo central (Domo del Cerro del Potosí), con su fuente a 1 km al N de este cerro, constituido por voluminosos flujos piroclásticos de la Formación Ignimbrita Cantera.

Una integración de la información geológica del Centro de México realizada por Nieto Samaniego et al. (1996) señala que el volcanismo heterogéneo de edad eocénica que aflora aparentemente en zonas aisladas, constituye la extensión hasta Aguascalientes y Guanajuato, del volcanismo eocénico del noroccidente de México. Menciona además que el volcanismo de composición riolítica inicia con el emplazamiento de domos y lavas, culminando con la emisión de la ignimbrita que cubre toda la parte meridional de la Mesa Central. Señala además que durante el Mioceno Medio y Mioceno Superior, se desarrolló un volcanismo de composición básica, formado por el grupo de andesitas y basaltos en toda la parte meridional de la Mesa Central. Hay un hiatus en el volcanismo que abarca todo el Mioceno Temprano lo que coincide con un cambio en composición, las rocas pasan de ser dominantemente riolita a

andesita y basalto, este periodo en el sur de la Mesa Central es sincrónico con el volcanismo ignimbrítico en la parte meridional de la Sierra Madre Occidental.

Basado en 65 cortes litológicos de pozos profundos perforados para agua potable, uso industrial y de exploración perforados desde los años 70's hasta 1996, en la planicie de SLP, Martínez (1997) realiza la configuración del piso rocoso (considerando que éste está constituido por la Latita Portezuelo y la Ignimbrita Cantera) de fosa tectónica en la región de SLP. Establece que en el subsuelo existen dos depresiones tectónicas bien marcadas, una en la zona de Peñasco y otra en la zona denominada San Luis; esta última de mayor extensión con una superficie del orden de los 450 km^2, con forma rectangular, extendiéndose desde el alto estructural de Rinconada en el norte y San Marcos de Carmona al poniente, hasta Portezuelo-Huizache al oriente. En esta zona el piso rocoso es irregular, presentándose lo más profundo en Soledad de Graciano Sánchez (500-570 m), lo más somero al poniente en la zona termal (100-250 m), al centro 236 m y a la entrada de La Florida 52 m. Las depresiones tectónicas se encuentran separadas por un alto estructural de la Latita Portezuelo en el área de Rinconada y al oeste de la misma se encuentra cubierta por material aluvial con espesores de 75 a 80 m, lo que separa las dos depresiones en el subsuelo, quedando una probable continuidad en la parte comprendida entre Peñasco y el aeropuerto internacional Ponciano Arriaga.

Funcionamiento del agua subterránea, modelo conceptual

A manera resumen es posible señalar que a la fecha, aunque existen algunas discrepancias entre las ideas que proponen diferentes investigadores, existe cierto acuerdo en relación con el conocimiento del funcionamiento del agua subterránea en la zona de SLP, de tal modo que se conoce: a) los acuíferos que se captan para abastecimiento agrícola, urbano e industrial, b) la litología y extensión genérica superficial de los materiales geológicos que los componen, c) sus propiedades y la distribución de cargas hidráulicas, d) la composición química del agua subterránea extraída de los pozos y su relación con la calidad del agua para uso potable y agrícola, e) características físicas (temperatura) del agua subterránea, f) zonas donde existe contaminación de origen antropogénico (NO_3, coliformes fecales, metales pesados) y de origen natural (F principalmente).

Son varios los modelos conceptuales de funcionamiento hidrogeológico que se han establecido a lo largo del tiempo; en términos generales se pueden generalizar de la siguiente manera:

i) **modelo conceptual que se sustenta en la metodología del balance hídrico y en la definición de un acuífero somero y otro profundo**, y que establece que el flujo subterráneo se desarrolla únicamente a través del material granular de relleno de la fosa tectónica y en algunas partes en rocas volcánicas fracturadas del subsuelo bajo el material granular, como fronteras laterales se marca la sierra de San Miguelito y la Sierra de San Pedro, la recarga se genera en la zona de pie de monte de las planicies. El flujo subterráneo en la cuenca de SLP, es dependiente del flujo subterráneo que se deriva de VR. Entre los investigadores y estudios previos realizados que en términos generales utilizan este modelo conceptual como base de su trabajo se tiene a Streeta y del Arenal (1961), Medina (1974, 1975, 1978), Consultores (1977), Lugo-Velasco (1983), Aguirre-Hernández (1992), Martínez (1983, 1984, 1986), Martínez y Aguirre (1984), Tecnología y Sistemas (1984); UASLP (1985), Difurt et al. (1995), entre otros.

ii) **modelo conceptual sustentado en sistemas de flujo subterráneo** (regional, intermedio y local) asociado con diferente tipo de medio geológico; el basamento hidrogeológico consiste de calizas del Cretácico y lodolitas calcáreas, afectados por un intrusivo Terciario de tipo cuarzo-monzonítico. En términos generales se establece que la cuenca de SLP forma parte de la zona de recarga de los sistemas de flujo regional (en donde el agua subterránea circula preferentemente por medio fracturado) e intermedio (el agua subterránea circula por el material de relleno de la fosa tectónica). Los sistemas de flujo local se relacionan con el acuífero somero, mientras que los intermedios y regionales circulan en el acuífero profundo. Un sistema de flujo intermedio con agua de baja temperatura, tiene una profundidad de circulación somera, con zona de recarga en las márgenes de la planicie. El flujo regional termal, se origina en las rocas volcánicas fracturadas que afloran en regiones alejadas de la planicie de SLP, seguramente más allá del límite de la cuenca superficial. No existen zonas de descarga natural de flujos intermedio y regional, dentro de los límites de la cuenca superficial que incluye la zona de estudio. Excepto por pequeños manantiales temporales que se relacionan con flujos de tipo local, la descarga (termal) más cercana (manantial de Ojo Caliente), se localiza a 27 kilómetros al sur del límite de la cuenca superficial de SLP. Este modelo conceptual es el que se utiliza como referencia en el presente trabajo de investigación.

Hipótesis de trabajo

De acuerdo con el model conceptual que se toma como referencia, el agua subterránea se deriva de un porcentaje de la precipitación que se infiltra y llega a la zona de saturación para incorporarse en los sistemas de flujo subterráneo. Desde el proceso de infiltración, la composición química del agua subterránea evoluciona desde la zona de recarga hasta la de descarga, a partir de la interacción que desarrolla con los minerales que forman parte de los materiales geológicos con los se pone en contacto. El transporte y destino de constituyentes disueltos en los sistemas de flujo subterráneo, como lo establece la ecuación advección-dispersión, está controlado por parámetros como: i) velocidad del agua subterránea, ii) dispersividad, iii) coeficiente de difusión, iv) término de reacción (Freeze y Cherry, 1979).

El término reacción (o de transferencia de masa) se conceptualiza como una razón de transferencia de una especie química, desde el mineral hacia la fase líquida, a otra fase u otra forma iónica o molecular, por lo que incluye cualquier proceso químico, bioquímico o radiactivo relacionado con la transferencia del soluto. Los procesos químicos que se incluyen en estas reacciones son: i) precipitación y disolución, ii) coprecipitación, iii) oxidación y reducción, iv) adsorción y desorción, v) intercambio iónico, vi) complejación, vii) decaimiento radiactivo, viii) filtración de iones y ix) generación de gases. El término de reacción afecta la concentración del soluto que es función de la solubilidad del mineral, patrón de flujo y tiempo de residencia, además de la temperatura a la que se desarrolla la reacción.

Una consecuencia de lo anterior es que la concentración de las especies químicas en solución se incrementa a lo largo de la dirección del flujo subterráneo, por lo que la hipótesis de trabajo en la presente investigación se sustenta en que diferentes patrones de flujo a través de diferente material geológico producen agua subterránea con características químicas contrastante. El análisis hidrogeoquímico de la composición del agua subterránea, apoyado en la ley de acción de masas para describir y explicar su carácter químico y el concepto de energía libre y otros conceptos termodinámicos, se utilizan en este trabajo para tener un punto de referencia para la desviación del equilibrio químico del agua subterránea con respecto de diversas fases minerales.

Contribución científica de este trabajo de investigación

Como se establece en los trabajos previos descritos en apartados anteriores, el estudio de la composición química del agua subterránea en la cuenca de SLP se ha enfocado básicamente en establecer sus condiciones para los diversos usos a que se desea destinar y a clasificarla de acuerdo con diversos criterios. La contribución científica de este trabajo de investigación, está dirigida integrar la información hidrogeoquímica (clasificada en términos de sistemas de flujo subterráneo) con el entorno geológico (superficial y del subsuelo definido a partir de su composición litológica, geoquímica y mineralógica) para establecer de manera cuantitativa, las reacciones químicas y los procesos que condicionan la composición química particular de los sistemas de flujo en la zona analizada.

Es importante mencionar que entre los principales impactos ambientales que se han relacionado con el manejo del agua subterránea en la cuenca de SLP se describen ampliamente el abatimiento del nivel de agua en los pozos (Martínez, 1986) y en los últimos años generación de fallas del terreno (Mata-Segura et al. 2004). Sin embargo, otros impactos ambientales no han sido documentados adecuadamente en trabajos previos, como son los cambios en la calidad del agua subterránea derivada del acuífero profundo y la contaminación que afecta al acuífero somero, por lo que otra contribución científica importante de este trabajo, consiste precisamente en identificarlos, describirlos y evaluarlos. Esta información, junto con otras de tipo económico, social y técnico, puede ser utilizada por los tomadores de decisión para establecer estrategias de manejo más adecuadas para que la sustentabilidad del agua subterránea se de ó se logre a largo plazo.

Objetivo general del trabajo

El objetivo general del trabajo se presenta en términos de los diferentes sistemas de flujo y el medio geológico por el que circulan por lo que en primera instancia se establece la necesidad de presentar una descripción amplia de la geología (superficial y del subsuelo), estratigrafía y geología estructural, de la zona de interés, de tal modo que aplicando técnicas hidrogeoquímicas sea posible identificar los sistemas de flujo de agua subterránea. Específicamente, para el caso de sistemas de flujo regional, se tiene por objetivo analizar el deterioro de la calidad natural del agua subterránea extraída por pozos y su evolución en

tiempo y espacio en relación con el F, la importancia del flujo vertical ascendente en la porción captada por los pozos que extraen agua subterránea del acuífero profundo de SLP, definir los posibles controles de solubilidad que determinan la concentración de F en el agua subterránea y utilizarlos para proponer una técnica *in situ* para controlarlo (disminuir su concentración).

En lo que a los sistemas de flujo intermedio concierne, mediante modelación inversa y el apoyo de experimientos de laboratorio, se definirán las principales reacciones que condicionan su composición química. Para los sistemas de flujo local el objetivo es analizar la contaminación inorgánica, incluyendo algunos conceptos muy generales de la composición orgánica y microbiológica, utilizando información de elementos mayores, menores y traza, además de nutrientes, carga contaminante orgánica y datos microbiológicos para identificar el estado actual del deterioro que presenta el agua subterránea somera, definiendo hasta que punto el manejo histórico del agua residual ha modificado las condiciones naturales (línea base).

Organización del trabajo de investigación

El presente trabajo de investigación está conformado por cinco capítulos que constituyen su cuerpo principal, un capítulo adicional de Conclusiones y finalmente diversos Anexos con información específica detallada. En los capítulos que constituyen la parte sustancial de las aportaciones científicas de la Tesis se describen; *i*) las características generales y específicas de la geología (superficial y del subsuelo) y mineralogía de las unidades geológicas (volcánicas) del área de estudio (**Capítulo 1**); *ii*) las condiciones hidrogeológicas como base para la determinación de los sistemas de flujo de agua subterránea (regional, intermedio y regional), además de una amplia descripción de la relación entre la composición química del agua subterránea y aquella de las rocas volcánicas y material de relleno de la fosa tectónica (**Capítulo 2**); *iii*) las metodologías para establecer una estrategia que, sustentada en el conocimiento de los sistemas de flujo subterráneo, controles de solubilidad para el sistema de flujo regional y las diversas condiciones hidrogeológicas particulares que fueron identificadas para la zona de interés, permita la utilización de las condiciones de operación de los pozos para controlar las composición química del agua extraída (**Capítulo 3**); *iv*) las condiciones hidrogeoquímicas que condicionan la composición química del agua subterránea del sistema

de flujo intermedio debido a su interacción con el material de relleno de la fosa tectónica, además que se describe un experimento de laboratorio que junto con modelación hidrogeoquímica inversa, permite establecer las reacciones químicas principales que se desarrollan entre el agua subterránea y los minerales en los sedimentos (**Capítulo 4**); *v*) las condiciones actuales de impacto antropogénico que afectan a los sistemas de flujo local, descripción que se realiza a partir de diversos indicadores físicos, químicos (elementos mayores, menores y traza), de calidad del agua (grasas y aceites, demanda química de oxígeno) y bacteriológicos, la evolución histórica de la contaminación y una evaluación del riesgo de contaminación de los sistemas de flujo intermedios y regionales debido a la contaminación de los sistemas locales (**Capítulo 5**).

En el capítulo de **Conclusiones** se establece la trascendencia de las diferentes deducciones realizadas con base en la información hidrogeológica e hidrogeoquímica generada, en el incremento del conocimiento científico de la zona estudiada, además de que se describen los aportes de tipo científico que se obtuvieron mediante el escrutinio de la información analizada.

En los diversos **Anexos** se presenta información como tablas con resultados de análisis químicos, imágenes de vistas al microscopio de láminas delgadas de las diferentes unidades volcánicas de la zona de estudio.

Capítulo 1. Descripción del medio físico en la zona de San Luis Potosí, México

1.1 Introducción

En este capítulo se describen en términos generales las características del medio físico que constituye la región analizada, con un énfasis especial en la geología de la región. Se considera que la definición del modelo conceptual y características de los sistemas de aguas subterráneas dentro de la Mesa Central (MC), en particular la zona de la cuenca superficial de San Luis Potosí y parte asociada de la Sierra Madre Occidental (SMO) requiere de conocer las principales características geológicas de las unidades litológicas en esta región.

El marco geológico regional y el de la zona de interés sin duda que tiene una importancia fundamental tanto en la distribución de los sistemas de flujo como en la definición de las características químicas del agua subterránea con la que está en contacto, por lo que el objetivo general de este capítulo consiste en presentar una descripción amplia de la geología (superficial y del subsuelo), estratigrafía y geología estructural, de la zona de interés detallando en las particularidades de la geología superficial y del subsuelo de la cuenca de SLP. Como objetivos específicos se plantea; *i*) elaborar secciones geológicas detalladas de la zona de interés a partir de la integración y reinterpretación de datos (cortes litológicos, registros eléctricos e información geofísica), *ii*) analizar en forma minuciosa la mineralogía de las rocas volcánicas, *iii*) determinar la composición geoquímica de las principales unidades litológicas (volcánicas principalmente) con las que está en contacto el agua subterránea, con énfasis en aquellas unidades que contienen concentraciones anómalas de elementos litófilos como el fluoruro (F) que tienen una particular importancia en el contexto de la composición química del agua subterránea de la zona de interés.

1.2 Descripción general del área de estudio

La cuenca de SLP, México, se localiza en la porción suroeste del estado con el mismo nombre (Figura 1.1). Es una cuenca superficial cerrada con una superficie de alrededor de 1900 km^2. El piso del valle tiene una altitud aproximada de 1850 m sobre el nivel medio del mar (msnm). De acuerdo con INEGI (1985) el clima predominante de la zona de SLP pertenece al grupo de

climas secos, con tipos: i) semi-seco, ii) seco y iii) muy seco. En general, los tipos secos y muy secos predominan en la planicie de la zona de interés, mientras que los semi-secos se correlacionan con las partes elevadas. Las condiciones de canícula se presentan en cada uno de ellos, que se manifiesta en una pequeña temporada menos lluviosa, dentro de la estación de lluvias, llamada también sequía de medio verano. En la Tabla 1.1 se presenta la clasificación del clima determinada para la zona de interés. Las referencias de los parámetros climatológicos que se presentan a continuación permiten describir las condiciones climáticas en una forma muy general, debido a la escasez de datos básicos y a una distribución irregular de las estaciones climatológicas existentes. Considerando la magnitud del área analizada y los diferentes tipos de climas detectados, se presentan variaciones en los patrones de la precipitación, temperatura y evaporación potencial, tanto a nivel espacial como temporal. A continuación se presenta una breve descripción de la distribución espacial de los parámetros antes mencionados dentro de la zona de estudio.

En la región de SLP, el periodo de lluvias comprende los meses de mayo a octubre con una precipitación media mensual para este periodo de ≈52.9 mm; mientras que para la zona Villa de Reyes (VR) la precipitación se presenta durante los meses de mayo a septiembre con un promedio para el periodo mencionado de alrededor 63.5 mm. La precipitación media anual calculada (INEGI, 2000) para SLP es de aproximadamente de 386 mm año^{-1}. La distribución de la precipitación pluvial señala mayores valores (400-450 mm año^{-1}) hacia las sierras San Miguelito (SSM), San Pedro (SSP) y Álvarez que rodean la planicie. La planicie de SLP presenta una precipitación de 366.5 mm año^{-1}. Con base en un periodo de 20 años de observación (Tabla 1.2) se determina que en la cuenca de SLP la mayor parte precipitación pluvial (88%) se presenta entre abril y octubre, alcanzando su máxima expresión en los meses de julio y agosto con un promedio total mensual en mm de 62.7 y 45.9 respectivamente.

En la cuenca de SLP la temperatura media anual es de 17.5º C, con una media anual en verano de 21º C. La temperatura máxima extrema se presenta en los meses de mayo y junio alcanzando valores de 37.3º C. y la temperatura mínima extrema se presenta en el mes de diciembre (-2.7º C.). Respecto a la temperatura media mensual, la cuenca de SLP con un lapso estadístico de 20 años de observación determina que asciende paulatinamente de los meses de febrero a junio, registrando un aumento notable en este parámetro en los meses de mayo y

junio (21.4 y 20.8°C); un descenso de temperatura se presenta en los meses de diciembre y enero 13.8 y 13.1°C.

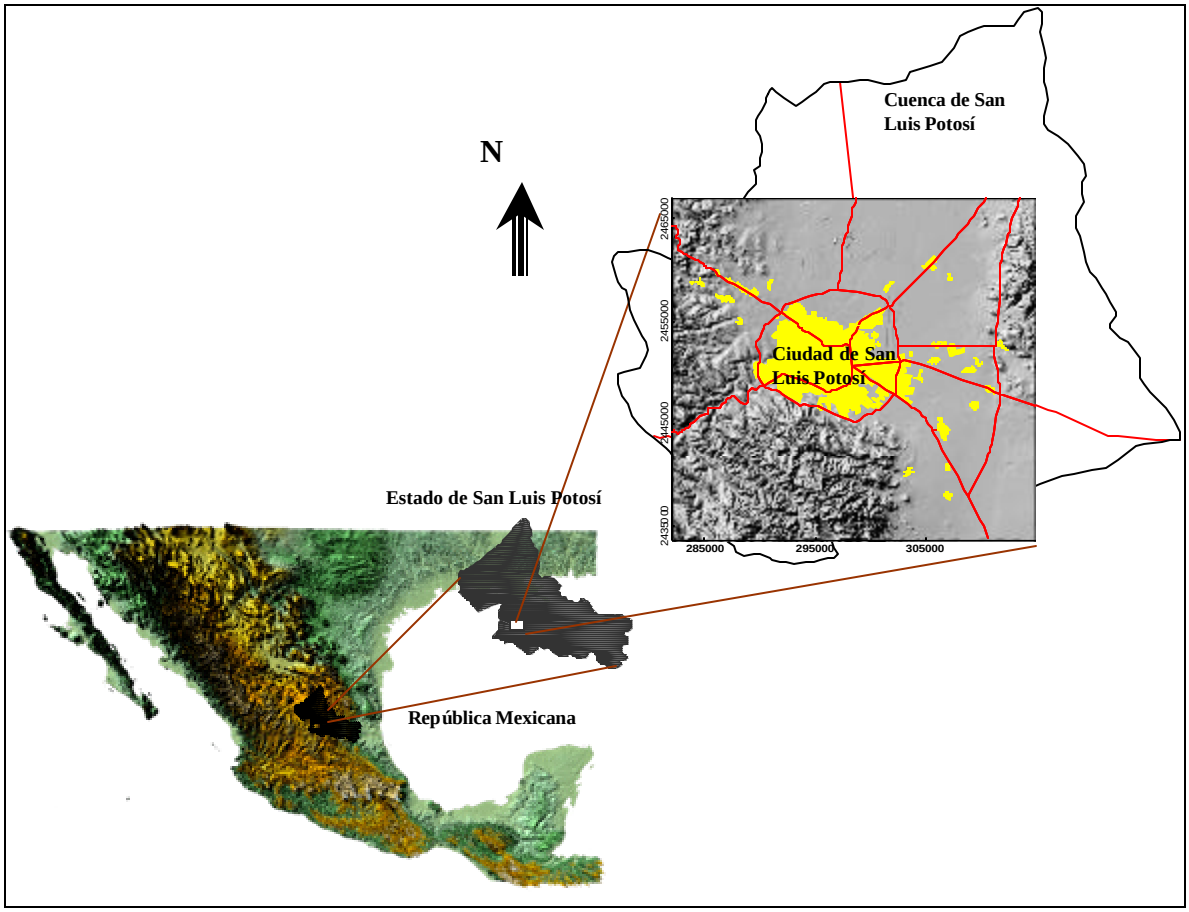


Figura 1. 1.- Localización de la zona de estudio

Tabla 1. 1.- Clasificación del clima para la zona de SLP

Grupo	Tipo	Subtipo	Descripción	Zona donde predomina
Climas Secos (BS)	Semi seco (BS_1)	Semiseco Templado (BS_1 Kw.)	Con lluvias en verano. % de precipitación invernal entre 5 y 10.2 y con verano cálido.	Predomina en la porción occidental, abarca las partes altas con más de 1950msnm (sierra San Miguelito)
	Seco (BS_0)	Seco Semicalido (BS_0 hw)	Con lluvias en verano. % de precipitación invernal entre 5 y 10.2 y con invierno fresco	Predomina en una pequeña porción al S-SE de la cuenca de San Luis Potosí.
		Seco Templado (BS_0 Kw.)	Con lluvias en verano. % de precipitación invernal entre 5 y 10.2 y con verano cálido.	Abarca gran parte del área de estudio, predominando en la porción plana Sur y al oriente (sierra San Pedro),de la cuenca de San Luis Potosí,
	Muy seco (BW)	Muy Seco Templado (BW Kw.)	Con lluvias en verano. % de precipitación invernal entre 5 y 10.2 y con verano cálido.	Predomina en la porción norte (Peñasco)

Clasificación de Köppen modificada por E. García

Tabla 1. 2.- Precipitación media mensual en San Luis Potosí

ESTACION Y CONCEPTO	PERIODO	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
S. L. P.	1999	0.0	0.0	4.0	2.2	21.1	51.2	114.5	84.7	91.6	17.0	4.3	9.2
PROMEDIO	1979-1999	11.7	6.5	3.3	24.9	41.3	63.4	62.7	45.9	53.2	51.4	9.1	12.8

Fuente: adaptada de INEGI (2000)

La evaporación potencial media anual para la cuenca de SLP es del orden de 1925 mm (Cardona, 1990). Datos históricos de la evaporación potencial que permitieran la identificación de su variación a lo largo del año en la zona de interés no estuvieron disponibles.

Desde el punto de vista fisiográfico, es posible señalar que la cuenca de SLP tiene una orientación N-S. Los límites morfológicos de la cuenca de SLP son: i) la SSP y Álvarez al este, ii) la SSM al oeste, iii) hacia el norte el parteaguas se localiza sobre la sierra la Melada y iv) un parteaguas poco prominente a la altura del poblado La Pila en el sur. De acuerdo a la clasificación de las Provincias Fisiográficas de la República Mexicana (Raisz, 1959), el área analizada se ubica entre los límites de la MC y la Subprovincia Fisiográfica de las "Sierras Bajas" de la Sierra Madre Oriental. La MC es una altiplanicie rodeada por tres Provincias Fisiográficas: i) al norte y oriente se encuentra la Sierra Madre Oriental, compuesta principalmente por sedimentos mesozoicos plegados, ii) al poniente se localiza la SMO, que es un campo volcánico constituido principalmente por rocas félsicas, calci-alcalinas formado durante el Terciario Medio y iii) en la parte sur se encuentra la cadena volcánica activa del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).

Dentro de la Provincia de la MC se encuentra la SSM que consiste de un paquete de rocas volcánicas félsicas que se caracteriza por presentar cerros de forma dómica y una topografía abrupta e irregular con pendientes mayores de 30º. Las altitudes máximas corresponden con los cerros Potosí y Colorado (2780 msnm, con diferencias de altura con relación al nivel de la planicie hasta de 950 m). En la porción oriental de la cuenca de SLP se localiza la SSP, que forma parte de la Subprovincia de las Sierras Bajas. Se caracteriza por constituir un conjunto de sierras alargadas de orientación general NW-SE con elevaciones de hasta 2300 msnm, compuesta predominantemente por rocas calcáreas del Mesozoico, coronadas en ocasiones por rocas volcánicas como en el cerro Chiquihuitillo. Presenta características de serranías bajas, redondeadas con laderas suaves de pendiente entre 20^{o} y 30^{o}.

El sistema hidrográfico, de la cuenca de SLP pertenece a la cuenca RH-37 (cuenca endorreica) el Salado. Los escurrimientos superficiales en la región de "El Salado" son de tipo efímero e intermitente de carácter torrencial, al se puede asociar a los tipos de climas BS_oKw y BWKw. La planicie y altiplanicie de SLP así como al oriente y occidente del área forman parte de esta región. Las principales corrientes que se presentan incluyen los ríos Santiago, Paisanos, Españita y Mexquitic.

Se identifican diferentes tipos de drenaje, siendo la litología y el control estructural factores de su existencia. La SSM muestra un drenaje de tipo dendrítico y enrejado, la SSP, un drenaje dendrítico a sub-dendrítico, en la zona de pie de monte el aluvión muestra drenaje paralelo.

En cuando al orden de corrientes, las rocas en la SSM desarrollan un orden máximo de corrientes entre 5 y 6 cuando se trata de riolitas, en esta misma cuando se habla de ignimbrita tienen un orden de corrientes entre 4 y 5 y finalmente cuando la roca es de tipo intermedio el orden de corrientes es entre 3 y 4. Para la SSP este parámetro se ubica entre 3 y 4 en las rocas sedimentarias de la sierra. En los materiales no consolidados que constituyen la planicie de las cuencas, el orden de corrientes está entre 1 y 2 (zona de abanicos aluviales) y prácticamente cero en el material del centro de la planicie. Dentro del área de estudio la SSM presenta una elevada inclinación, detectándose pendientes mayores a los 45° y un relieve muy abrupto e irregular. La SSP presenta valores intermedios (6 a 15°), contando en algunas ocasiones valores entre 15 y 30° (Carrillo-Rivera, 1992).

1.3 Materiales y métodos de trabajo

El análisis geológico realizado incluyó recorridos de campo para describir afloramientos y tomar muestras de roca para análisis petrográfico y geoquímico. Durante los recorridos de campo se tomaron muestras de rocas, que incluyeron la mayoría de las unidades litológicas identificadas como las más importantes por su distribución y espesor dentro de la zona de estudio. En estas muestras se realizaron análisis geoquímicos y petrográficos. Las regiones donde se colectaron las muestras tienen una amplia distribución dentro de la cuenca de SLP. Un factor limitante en la selección de los sitios donde se tomaron las muestras fue la alteración de las rocas volcánicas, por lo que se trató, en lo posible, que las muestras no incluyeran alteraciones (silicificación, caolinización y/o alteración de fenocristales) muy marcadas y

obvias. El análisis petrográfico colaboró en la identificación de estas alteraciones cuando estuvieron presentes.

Los análisis de roca total fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México, utilizando un espectrómetro de Rayos X Siemens SRS 3000. La precisión analítica fue estimada de ±2% para SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, tot., MgO y CaO y de ±6% para los otros elementos mayores. Los análisis de elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés) y otros elementos traza fueron realizados por ICP-MS y el F que fue determinado con el método de ión selectivo, fueron realizados en un laboratorio comercial (Activation Laboratories Ltd, en Canadá). La precisión analítica reportada varía entre 4 y 11%.

Las muestras para análisis petrográficos fueron remitidas al laboratorio de petrografía y mineragrafía del Área de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UASLP para su análisis correspondiente. Las técnicas utilizadas fueron las tradicionales para el análisis petrográfico de minerales e incluyeron la realización de láminas delgadas de las muestras montadas en un portaobjetos y cubiertas con un cubreobjetos de vidrio. El análisis petrográfico se realizó por medio de microscopio polarizante, realizando la definición de los minerales por medio de la observación de sus propiedades ópticas.

La determinación petrográfica de las muestras de rocas colectadas dentro de la zona de estudio se llevó a cabo con un microscopio petrográfico-mineragráfico marca Kyowa, de tipo triocular con una cámara fotográfica incluida. La descripción incluyó una observación macroscópica de la muestra (en los fragmentos sobrantes), anotando su color, mineralogía y demás propiedades observadas, realizando una determinación preliminar de la roca, desde luego anotando las generalidades y datos de campo. Posteriormente se analizó la lámina delgada determinando la textura y microestructura presente. La determinación cualitativa y cuantitativa de los minerales presentes en la muestra se realizó por medio de un contador automático de puntos marca Swift, equipado con platina mecánica y con desplazamientos graduados. Con base en la información anterior se especificó el tipo de la roca de acuerdo con la clasificación de Johannsen (Heinrich, 1972). Posteriormente utilizando una cámara marca Pentax automática, integrada al microscopio se procedió a tomar las fotomicrografías necesarias de las áreas representativas de la muestra.

1.4 Geología regional

La zona analizada se ubica en la porción central del país, que comprende una amplia región de la Provincia Fisiográfica de la MC que limita al: i) norte y oriente con la Sierra Madre Oriental (SMOr), compuesta principalmente por sedimentos plegados del Mesozoico; ii) occidente con la SMO (SMO), que consiste de un campo volcánico compuesto dominantemente por rocas félsicas, calcialcalinas formado durante el Terciario Medio; iii) sur con la cadena volcánica activa del CVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). El límite entre todas estas provincias es transicional.

La MC consiste en su mayor parte de un territorio de tipo semiárido, que incluye una buena parte de la porción occidental del estado de SLP. La zona de interés, se ubica en la porción oriental de la MC, región que desde el punto de vista geológico presenta afloramientos de rocas volcánicas muy similares a aquellas de la SMO. En la región analizada, es posible distinguir dos grandes paquetes de unidades geológicas que afloran en esta región y alrededores inmediatos: i) "complejo basal" o basamento (Mesozoico) y ii) "cubierta" (Cenozoico) (Aranda-Gómez, 1989). Entre las rocas del basamento se incluyen algunos cuerpos intrusivos, probablemente del Cenozoico, que intrusionan a las rocas sedimentarias más antiguas.

1.4.1 Basamento

En algunas porciones de la MC afloran rocas sedimentarias (y en ocasiones metamórficas) del Mesozoico que constituyen el basamento; presentan características diferentes dependiendo de la región considerada. Por ejemplo, en la zona oriental de la cuenca de SLP las rocas sedimentarias del Mesozoico constituyen dos importantes unidades paleogeográficas: i) la Plataforma de Valles-SLP y ii) la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) (Carrillo-Bravo, 1971). La plataforma consiste hacia su base de sedimentos clásticos y evaporíticos del Jurásico cubiertos por una secuencia evaporítica (Formación Guaxcamá, Cretácico Inferior) y por un complejo arrecifal del Albiano-Cenomaniano (Formación El Doctor) (Labarthe et al., 1982).

La CMCM consiste de una secuencia de sedimentos carbonatados y pelíticos, que presentan características de aguas profundas. En la zona de Sierra de San Pedro afloran rocas

sedimentarias que por sus características (calizas arcillosas de textura microcristalina, estratos delgados, interestratificaciones arcillosas y lentes y nódulos de pedernal café a negro) se asocian con sedimentos de la CMCM. En algunos pozos perforados en la zona de SLP se ha detectado la presencia de estos sedimentos de cuenca a profundidades del orden de 1,000 m (Castillo-Cruz, 2003). Durante el Terciario Temprano tiene lugar un plegamiento intenso (Orogenia Laramide) que dio origen a las estructuras compresivas características de la Provincia Morfotectónica de la SMOr. Por otro lado, en esta zona se identifican algunos cuerpos constituidos por intrusivos hipoabisales de composición félsica, como el que aflora en la Sierra de San Pedro.

1.4.2 Cubierta Cenozoica

Entre los aspectos geológicos más conspicuos de la MC destaca la distribución regional de unidades geológicas compuestas por rocas volcánicas de edad correspondiente al Terciario. En la Figura 1.2 se presenta la distribución de los afloramientos de rocas volcánicas Terciarias dentro de la República Mexicana, que litológicamente abarcan derrames lávicos, ignimbritas y tobas y que descansan discordantemente sobre el basamento del Mesozoico.

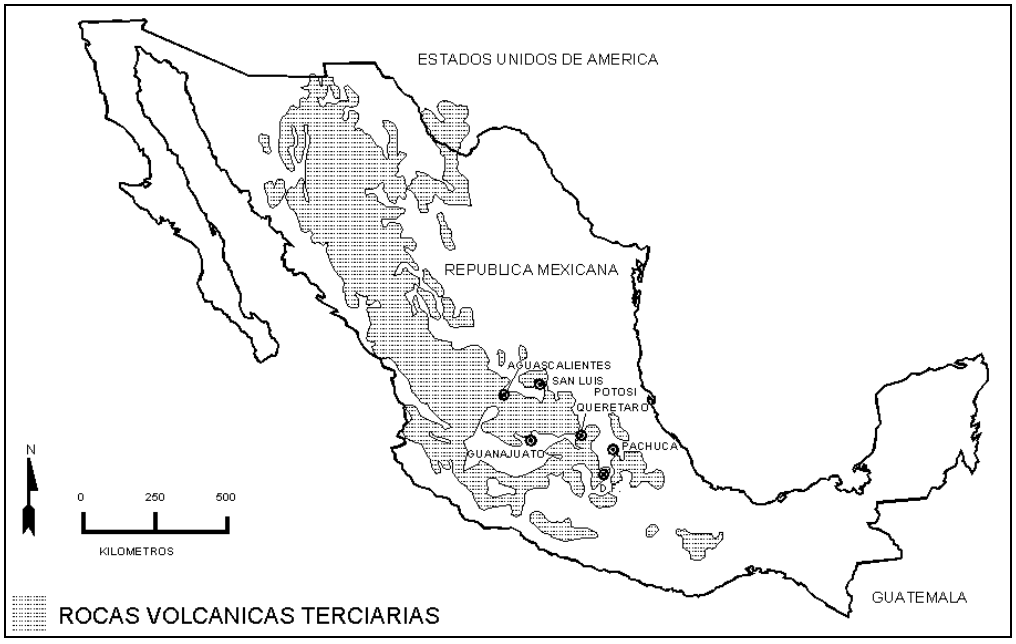


Figura 1. 2.- Distribución de afloramientos de rocas volcánicas del Terciario en la República Mexicana

Las unidades geológicas que componen la cubierta de las rocas del basamento, están compuestas por: i) conglomerados continentales del Eoceno y ii) un paquete de rocas volcánicas de composición predominantemente félsica cuya edad varía entre 44 y 26 Ma. Asimismo, también se incluyen extensos depósitos de gravas del Pleistoceno, en ocasiones cubiertos por rocas volcánicas de composición máfica.

En la porción central del estado de SLP, se ha establecido la existencia de una región donde afloran ampliamente rocas volcánicas de edad correspondiente al Terciario Medio, región definida como Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP, Labarthe et al., 1982). El CVSLP se localiza en las inmediaciones de la Ciudad de SLP, forma parte de una región mucho más extensa que cubre un área aproximada de 10,000 km^2. De acuerdo con Labarthe et al., (1982), las coordenadas geográficas que lo limitan son: los paralelos 21º 45', 22º 45' de latitud norte y los meridianos 100º 30' y 101º 30' de longitud oeste. Las rocas volcánicas del CVSLP, en su mayoría son félsicas y pertenecen a la extensa provincia magmática de la SMO; estructura regional que con una dirección NNW y con anchura promedio de 150-200 km, abarca en forma continua desde la FVT en el sur, hasta los Estados Unidos de América en el norte.

Desde el punto de vista estratigráfico de la secuencia volcánica del Cenozoico, en la Figura 1.3 se presenta una relación simplificada de las diferentes columnas estratigráficas volcánicas de la porción meridional de la MC (corregidas con nuevas edades) y su relación con la zona de interés. Con fines comparativos, se presentan también columnas estratigráficas de las zonas de Zacatecas, Zac. (Ponce y Clark, 1988) y Fresnillo, Zac. (Lang et al., 1988).

Considerando la propuesta de Nieto-Samaniego et al., (1996), en el análisis a escala 1:250,000 las unidades geológicas de tipo volcánico que afloran en esta región pueden ser agrupadas en 5 grupos denominados: i) Volcanismo Heterogéneo, ii) Domos Riolíticos y algunas ignimbritas, iii) Grupo ignimbrítico, iv) Andesita y Basalto y v) Basanita. Con excepción de la unidad Andesita y Basalto, las restantes afloran ampliamente en las inmediaciones de la zona de interés.

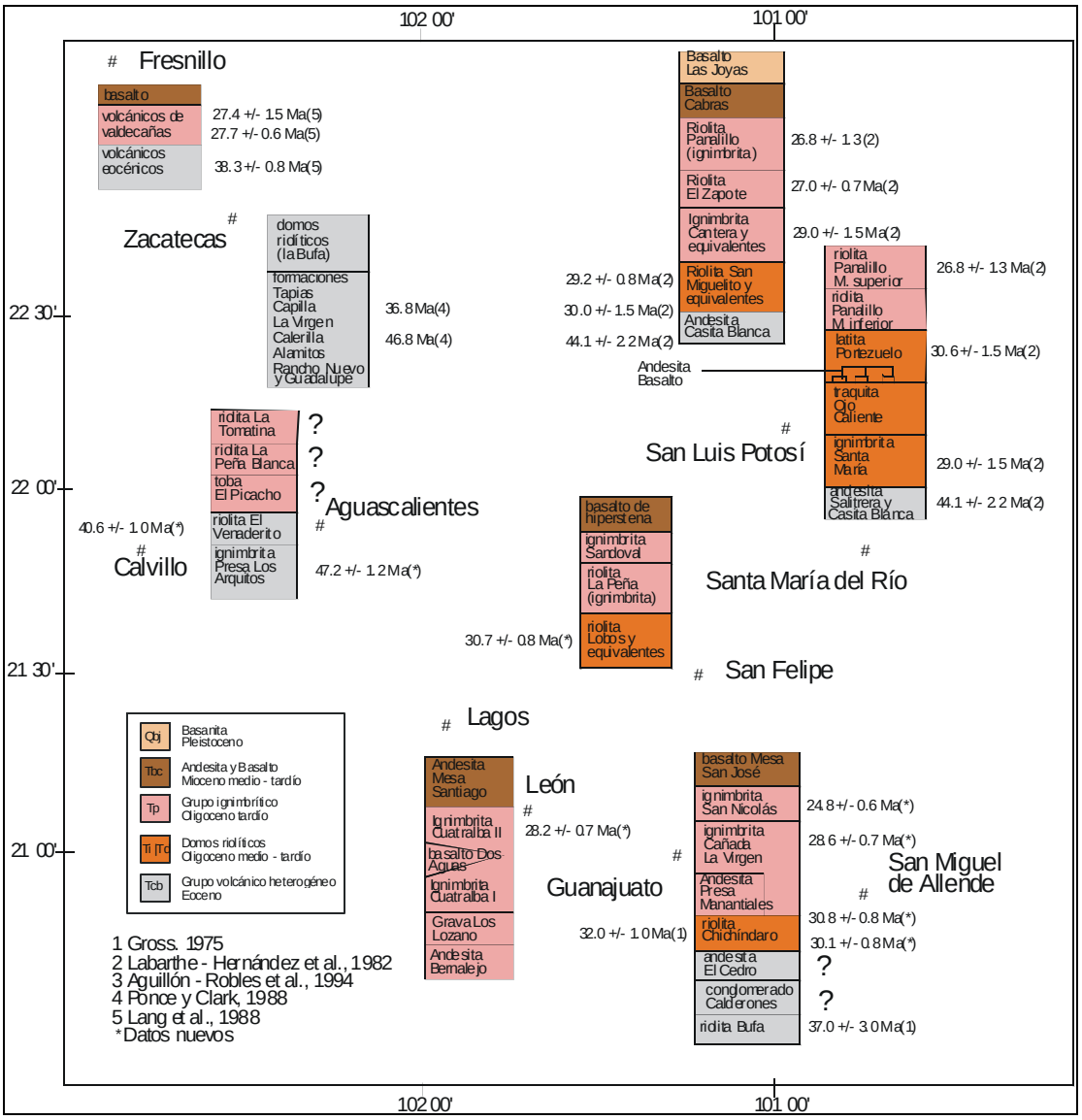


Figura 1. 3.- Correlación entre diferentes unidades de rocas volcánicas en los alrededores de la zona de estudio

1.4.2.1 Volcanismo heterogéneo

Consiste en rocas volcánicas de composición que varía de andesita a riolita, que afloran a una escala no cartografiable al oriente de SLP (Andesita Casita Blanca, Labarthe et al., 1982) y una unidad constituida por sedimentos continentales del Eoceno denominada Formación Cenicera. Está compuesto por derrames lávicos, tobas, ignimbritas y epiclásticos con edades determinadas entre 47.2±1.2 Ma (K-Ar, sanidino, Ignimbrita Presa Los Arquitos; Nieto-Samaniego et al., 1996) y 37±3.0 Ma (K-Ar, Formación La Bufa; Gross, 1975). Se

correlaciona con el volcanismo Eocénico reconocido en el noroeste de México (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

1.4.2.2 Domos Riolíticos y algunas ignimbritas

Aflora ampliamente en la SSM. Consiste principalmente de domos y derrames lávicos de composición riolítica y riodacítica, aunque incluye algunas tobas e ignimbritas intercaladas. Las edades de estas rocas se ubican entre 32.0±1.0 Ma (K-Ar, riolita Chichíndaro; Gross, 1975) y 29.2±0.8 Ma (K-Ar, biotita, Riolita San Miguelito; Aguillón-Robles et al., 1994).

La unidad Domos Riolíticos aflora ampliamente no sólo en la zona de interés sino también en toda la MC. En la región de SLP-Villa de Reyes (SLP-VR) en este Grupo están incluidas diversas Formaciones, que se conocen locamente con el nombre de Riolita San Miguelito y equivalentes (Riolita Quelital, Ignimbrita Santa María, Latita Portezuelo, Traquita Ojo Caliente). Fuera del área analizada, esta unidad también se ha identificado en la región de San Felipe-Ocampo en la porción norte del estado de Guanajuato, donde se conoce como Riolita Lobos y equivalentes (Pérez-Ibargüengoitia, 1967; UASLP, 1999). En las inmediaciones de la porción sur de la Sierra de Guanajuato se identifica la presencia de Domos Riolíticos de esta edad que localmente se conocen con el nombre de Riolita Chichíndaro.

Entre los Domos Riolíticos que se han identificado en la región de la MC se mencionan los existentes en la SSM (Cerro Grande, Labarthe et al., 1982; ubicado al oeste de la ciudad de SLP), los domos el Gato, el Lobo, Cerro Silva y Rincón Reina en la zona del Tepetate, S.L.P. (Aguillón, et al., 1994), en la Sierra de Santa Bárbara y Jacales, en la región de Ocampo Gto. (Pérez-Ibargüengoitia, 1967; UASLP, 1999), los Huacales, Los Herrera y los Sauces en la región de Pinos, Zacatecas (Aguillón-Robles, 1983). Entre las principales características de estos domos resalta su composición química y mineralógica, ya que se tienen un contenido aproximado de 75% de SiO_2, 13% de Al_2O_3, 8-9% de Na_2+K_2O y 1% de CaO, por lo que se consideran de composición metaluminosa a ligeramente peraluminosa. Desde el punto de vista mineralógico se reconoce cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica, biotita y minerales opacos; su elevado contenido de F está condicionado por la presencia de topacios normalmente cristalizados en fase de vapor y que se asocian con minerales de estaño. Como estos Domos Riolíticos se derivan de fusión parcial de corteza continental Precámbrica que emergieron

durante periodos de actividad tectónica extensiva, además de F están enriquecidas en elementos incompatibles litófilos (Rb, La, Sm, Yb, Y, Th, U, Nb, Ta) y con deficiencia de elementos compatibles con feldespatos (Sr, Ba, Eu) (Orozco-Esquivel et al., 2002). En la MC el emplazamiento de esta unidad fue de manera simultánea con el desarrollo de esfuerzos tridimensionales que generaron un patrón de fallas de tipo ortogonal (Nieto-Samaniego et al., 1999).

1.4.2.3 Grupo ignimbrítico

Desde el punto de vista regional, el Grupo Ignimbrítico aflora ampliamente en la SSM y en menor proporción en la Sierra de Santa María (al sur, fuera del área de estudio). Consiste en ignimbritas con intercalaciones de toba y lavas de composición riolítica. Ocasionalmente se observan asociadas con derrames de basalto. La edad de esta unidad se ubica entre 29.0$\pm$1.5 Ma (K-Ar, roca total, Ignimbrita Cantera; Labarthe-Hernández et al., 1982) y 24.8$\pm$0.6 Ma (K-Ar, sanidino, ignimbrita San Nicolás; Labarthe-Hernández et al., 1982).

En forma similar a la unidad Domos Riolíticos, el Grupo Ignimbrítico también denominado Cubierta Ignimbrítica se identifica en diversos lugares de la MC. En la zona de SLP-VR incluye diversas unidades conocidas como Ignimbrita Cantera, Riolita El Zapote, Riolita Panalillo, Andesita Calderón, Ignimbrita Ahualulco (Labarthe et al., 1982). Fuera del área de interés ha sido reconocido en la región de Fresnillo donde se conocen con el nombre local de Volcánicos de Valdecañas (Lang et al., 1988). En la región de San Felipe-Ocampo Gto., se han identificado ignimbritas denominadas localmente como Riolita La Peña e Ignimbrita Sandoval, que aunque no se han datado radiométricamente, presentan características, litológicas y estratigráficas, que permiten agruparlas en forma preliminar en esta unidad. En similares condiciones se encuentran la Toba el Picacho, Riolita Peña Blanca y Riolita la Tomatina (Aranda-Gómez, 1989) de la región occidental de Aguascalientes.

En la porción sur de la MC, que incluye Lagos de Moreno, la Sierra de Guanajuato y San Miguel de Allende también afloran ampliamente rocas ignimbríticas y tobáceas cuya edad absoluta permite agruparlas dentro de la unidad Cubierta Ignimbrítica. En la zona de León-Lagos de Moreno Jal. se incluye una derrame máfico denominado Andesita Bernalejo que en esta región constituye la base de la Cubierta Ignimbrítica, posteriormente aparecen los sedimentos continentales de la Grava Los Lozano y la Ignimbrita Cuatralba (miembros

ignimbrítico y tobáceo) con el Basalto Dos Aguas intercalado. Hacia el oriente (Guanajuato-San Miguel de Allende), las unidades equivalentes se conocen como Ignimbrita La Virgen, asociada con la Andesita Presa Manantiales y finalmente con la Ignimbrita San Nicolás, que es la más joven de todas las formaciones incluidas ya que tiene una edad de 24.8±0.6 Ma (Nieto-Samaniego, et al.,1996)

En muchas de las regiones donde afloran las rocas de la Cubierta Ignimbrítica, se observan descansando sobre la unidad Domos Riolíticos o sobre las rocas sedimentarias y metamórficas del Basamento. En algunas regiones es posible diferenciar una secuencia de tobas depositada por aire que alternan con diferentes horizontes de ignimbritas. En la zona de SLP-VR, por ejemplo, la denominada Ignimbrita Cantera consiste de cuatro miembros; el inferior (miembro I) incluye una toba depositada por aire que subyace a una ignimbrita de color rosáceo, el miembro II consiste de una toba sin soldar color gris, el miembro III es una ignimbrita gris rosáceo a café grisáceo, mientras que el miembro IV está conformado por una toba color claro (Labarthe et al., 1982). Sobreyaciendo a la Ignimbrita Cantera se detecta la Riolita Panalillo que comprende dos miembros; i) el inferior es una toba color crema a café claro y ii) el superior es una ignimbrita café rojiza con estructura fluidal y *fiamme.*

Otra característica importante de las rocas incluidas en la Cubierta Ignimbrítica es la presencia de intercalaciones de coladas lávicas de composición entre andesítica y basáltica. Sin embargo, estas erupciones no deben confundirse con la unidad Andesitas y Basaltos que incluyen derrames muy extensos de lavas de composición principalmente andesítica con variaciones de composición basáltica y edad correspondiente al Mioceno Tardío. Fuera del área de interés, esta unidad se ha detectado en la región de Fresnillo (Lang et al., 1988); en la zona de SLP-VR donde aflora en regiones muy restringidas y se conoce localmente como Basalto Cabras (Labarthe et al., 1982). En la zona de San Felipe también se ha identificado un basalto de hiperstena que aunque no se ha analizado detalladamente al parecer se correlaciona con esta unidad. Otros derrames como la Andesita Mesa de Santiago en la zona de León-Lagos de Moreno (Quintero-Legorreta, 1992) y el Basalto Mesa de San José en la zona de Guanajuato-San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego, 1990) también forman parte de esta unidad.

1.4.2.4 Basanitas

Durante el Mioceno hace aproximadamente 13 Ma, fuera del área analizada en este trabajo tuvo lugar la erupción de lavas de composición basanítica a través de fallas o fracturas tensionales (Aranda-Gómez et al., 1993). La actividad volcánica alcalina continuó durante el Plioceno y Pleistoceno, causando la formación de pequeños conos cineríticos y derrames de lava asociados y erupciones freatomagmáticas que produjeron grandes cráteres (maares). Se considera que las fuentes de estos basaltos están íntimamente relacionadas a la intersección de las principales estructuras de carácter regional (Aranda et al., 1983; Tristán, 1986). Estos volcanes contienen xenolitos de lherzolita de espinela provenientes del manto y de granulitas feldespáticas procedentes de la base de la corteza (Aranda y Luhr, 1990, Aranda et al., 1991). Las lavas basaníticas descansan sobre las rocas cretácicas, terciarias y/o sedimentos lagunares o gravas continentales del Cuaternario. En la Tabla 1.3 se presenta un resumen de las principales características de estas unidades litológicas

Tabla 1. 3.-Unidades litológicas de acuerdo a patrones comunes de origen, composición y edad de las rocas volcánicas

UNIDAD LITOLOGICA	COMPOSICIÓN	AFLORAMIENTOS	EDAD	UNIDADES FORMACIONALES EQUIVALENTES
BASANITAS (Pleistoceno)	Este grupo está constituido de numerosos maares y conos cineríticos.	Aflora en regiones muy restringidas en la zona de SLP-Villa de Reyes	Se le ha considerado en una edad cuaternaria (Aranda Gómez et al., , 1993.	Se le conoce localmente como Basalto las Joyas
ANDESITAS Y BASALTOS (Mioceno medio-Tardío)	Consiste en derrames muy extensos de lava de composición principalmente andesitica, con variaciones de composición basáltica.	Se observa en toda la parte meridional de la MC Aflora aisladamente en la sierra Santa María y en la porción SW, S, y SE de la cuenca de SLP.	Es del Mioceno tardío 8.1 ± 0.8 Ma (K-Ar, roca total; Pasquare et al., , 1991).	Se le conoce localmente como Basalto Cabras.
CUBIERTA IGNIMBRITICA (Oligoceno tardío)	Compuesta por ignimbrita, con algunas intercalaciones de toba y lava riolíticas. Se observan derrames de basalto ocasionalmente intercalados.	Se identifica en diversos lugares de la MC. Aflora ampliamente en la SSM, y en menor proporción en la sierra Santa Maria.	Varían entre 29.0 ± 1.5 Ma (K-Ar, roca total, Ignimbrita Cantera; Labarthe-Hernández et al., , 1982) y 24.8 ± 0.6 Ma (K-Ar, sanidino, ignimbrita San Nicolás; Labarthe-Hernández et al., , 1982).	Se conocen localmente con el nombre de: Ignimbrita Cantera y equivalentes, (Riolita Panalillo, Andesita Calderón, Ignimbrita Ahualulco, Riolita el Zapote).
DOMOS RIOLITICOS (Oligoceno medio-tardío)	Consiste principalmente en domos y derrames de composición riolítica y riodacítica. Presentando algunas tobas e ignimbritas intercaladas	Aflora ampliamente en la MC. En la sierra Santa María y San Miguelito.	Se ubican entre 32.0 ± 1.0 Ma (K-Ar, riolita Chichindaro; Gross, 1975) y 29.2 ± 0.8 Ma (K-Ar, biotita, Riolita San Miguelito; Aguillón-Robles et al., , 1994)	Se conocen localmente con el nombre de: Riolita San Miguelito y equivalentes (Ignimbrita Santa Maria, Traquita Ojo Caliente, Latita Portezuelo Riolita Quelital).
VOLCANISMO HETEREOGENEO (Eoceno)	Rocas volcánicas de composición que varía de andesita a riolita. Se observan derrames de lava, ignimbrita y epiclásticos.	Aflora en pequeñas cantidades al Oriente de SLP.	Varían de 47.2 ± 1.2 a 37 ± 3.0 Ma (K-Ar)	Andesita Casita Blanca y Formación Cenicera

1.5 Geología superficial de la cuenca de SLP

1.5.1 Estratigrafía

En la cuenca de SLP afloran rocas sedimentarias del Cretácico, rocas volcánicas del Terciario y sedimentos granulares del Cuaternario. Su distribución espacial se presenta en el mapa geológico de la Figura 1.4, que ha sido adaptado de los trabajos de Labarthe y Tristán (1978), Labarthe et al. (1982), Labarthe y Jiménez-López (1992, 1993, 1994) y Castillo-Cruz (2003).

MESOZOICO (Cretácico Medio-Superior)

En la porción NE de la zona analizada (Sierra de San Pedro), aflora una secuencia sedimentaria del Cretácico (Aptiano a Turoniano), intensamente plegada constituyendo una serie de anticlinales y sinclinales con eje de rumbo general N20ºW. Entre las formaciones que afloran en esta región se tiene: i) La Peña (Kip); ii) Cuesta del Cura (Kcc), iii) El Doctor (Kid) e iv) Indidura (Ksi). Consisten de calizas arcillosas en ocasiones carbonosas de grano fino a medio de color gris claro a oscuro. Se encuentran en estratos medianos a delgados de 5 a 20 cm y en ocasiones de 20 a 40 cm de espesor, con abundantes bandas y lentes de pedernal negro y en algunas ocasiones presentan interestratificación arcillosa. Sobreyacen con un contacto concordante y transicional a la Formación La Peña. Subyacen discordantemente a los sedimentos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno (Formación Cenicera) y a varias de las unidades de rocas ígneas del Cenozoico.

En lo referente a los cuerpos intrusivos, se presenta el Pórfido Cuarzomonzonítico asociado a la mineralización de sulfuros de Pb-Ag y Au en la Sierra de San Pedro, donde aparece como diques o pequeños apófisis. El intrusivo consiste de una roca de color gris verdoso a café rojizo, de textura holocristalina, porfirítica, con fenocristales de 0.002-0.01 m de ortoclasa, plagioclasa y cuarzo. La matriz se encuentra alterada en su mayoría a óxidos de hierro calcita y sericita. La presencia de pseudomorfos de cuarzo, sugiere que los intrusivos son de poca profundidad. Con base en la composición química de una muestra de roca intrusiva, se puede clasificar como un pórfido cuarzo-monzonítico. Su edad absoluta no ha sido determinada, sin embargo se conoce que es posterior al Cretácico ya que se encuentra intrusionando a sedimentos calcáreos de ese periodo.

Figura 1. 4.- Mapa geológico de la zona de interés

CENOZOICO (Terciario)

UNIDAD: VOLCANISMO HETEROGÉNEO; Terciario (Paleoceno-Eoceno Medio)

Andesita Casita Blanca (Tcb) y Formación Cenicera (Tc)

La evidencia de actividad volcánica en la región del CVSLP se inicia durante el Eoceno (44 Ma) y está representada por derrames de tipo andesítico que afloran en zonas aisladas dentro del área analizada.

Durante las primeras fases de formación del CVSLP, el volcanismo fue de composición diversa (desde intermedio hasta básico) y de la que sólo quedan algunos vestigios aislados, representados por la Andesita Casita Blanca (44.1±2.2.Ma, Labarthe et al., 1982). Las características que presenta sugieren que constituyó estructuras de tipo central, con derrames de lava de espesor delgado. La Andesita Casita Blanca aflora a manera de ventanas aisladas a una escala no cartografiable al oriente de la cuenca de SLP, en las inmediaciones de la SSP (Figura 1.5). Se trata de una andesita de color gris verdoso, de textura porfirítica, con escasos fenocristales de 1 a 2 mm de biotita y plagioclasa, en una matriz afanítica compuesta de plagioclasas y biotita.

Figura 1. 5.- Afloramiento de la Andesita Casita Blanca

En esta área se le estima un espesor de 80 a 160 m. Su espesor en la sección tipo localizada en las inmediaciones de la ranchería de Casita Blanca, fuera del área de estudio, es de 64 a 120 m (Labarthe et al., 1982). Su edad determinada por el método de K/Ar es de 44.1 ± 2.2 millones

de años (Ma), lo que la coloca en el Eoceno Medio. Por lo tanto es la roca volcánica más antigua de la secuencia volcánica. Sobreyace discordantemente sobre los sedimentos marinos del Mesozoico; subyaciendo de manera también discordante a las diferentes unidades volcánicas del Terciario. La Formación Cenicera se identifica con buenas exposiciones sobre el arroyo del mismo nombre (fuera del área de estudio). Incluye una secuencia de horizontes brechosos, conglomeráticos y areniscas poco consolidadas, limos y arcillas que presentan una marcada variación litológica lateral de conglomerados a zonas arcillosas, que han sido identificados en algunos de los pozos profundos perforados en la región de SLP.

UNIDAD: DOMOS RIOLÍTICOS Y ALGUNAS IGNIMBRITAS; Terciario (Oligoceno medio-Tardío)

Riolita San Miguelito (Tsm), Latita Portezuelo (Tlp) e Ignimbrita Santa María (Tis)

Esta Unidad aflora ampliamente en las SSM y San Pedro y está constituida por las formaciones Ignimbrita Santa María, Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito, principalmente. Consiste en domos y derrames lávicos (Figuras 1.6 y 1.7), generalmente son de color gris claro a café grisáceo, presentando diferentes tipos de textura (holocristalina, inequigranular, porfirítica, microporfirítica, traquítica a pilotáxica) y matriz vítrea, en ocasiones desvitrificada y bandeada, constituida por microlitos de plagioclasa. Los fenocristales que presenta como minerales esenciales son cuarzo y sanidino y plagioclasa de idiomorfos a hipidiomorfos acompañados por minerales secundarios de óxidos de hierro como magnetita y hematita. Algunos derrames lávicos presentan una matriz totalmente desvitrificada por lo que es común la presencia de estructuras esferulíticas y perlíticas que le dan un aspecto moteado. Las tobas están compuestas por fragmentos piroclásticos contenidos en un matriz de ceniza o vítrea. El espesor de esta unidad es del orden de los 600 a los 1300 m aproximadamente. Sobreyacen discordantemente al basamento (formaciones marinas del Mesozoico) a la Formación Cenicera y a la Andesita Casita Blanca; subyaciendo discordantemente a la unidad Ignimbrítica del Oligoceno Tardío.

UNIDAD: GRUPO IGNIMBRÍTICO; Terciario (Oligoceno Tardío)

Riolita Panalillo (Tap y Trp) e Ignimbrita Cantera (Tic)

Aflora en la SSM y en menor proporción en la SSP. Consiste en ignimbritas (Ignimbrita Cantera, Riolita Panalillo), con algunas intercalaciones de toba y lava riolítica. Ocasionalmente se observa derrames de basalto intercalado (Nieto-Samaniego et al., 1996).

Consiste de una ignimbrita de color rosa a café rosado con texturas de merocristalina a holocristalina, porfirítica, fluidal y eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y sanidino (hipidiomorfos a idiomorfos) y algunas plagioclasas en una matriz de parcial a totalmente desvitrificada con esferolitas rellenas de cuarzo. Las tobas son de color blanco, crema a ligeramente rojizas depositadas por aire y flujos de ceniza sin soldar bien estratificados y gradados, con fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasas, con algunos fragmentos líticos en una matriz de grano extremadamente fino (Figuras 1.8 y 1.9).

Figura 1. 6.- Afloramiento de Latita Portezuelo

Figura 1. 7.- Afloramiento de Riolita San Miguelito

Figura 1. 8.- Afloramiento de la Ignimbrita Cantera (ignimbrita)

Figura 1. 9.- Afloramiento de la Ignimbrita Cantera (toba)

Su espesor promedio es del orden de los 200 a los 900 m. Sobreyacen discordantemente al basamento, Formación Cenicera y en ocasiones a la Andesita Casita Blanca así como a la Unidad Domos Riolíticos; subyacen de la misma forma a los depósitos de relleno continentales del Terciario como gravas, arenas y tobas (Flores et al., 1990) así como a los depósitos de material aluvial del Cuaternario.

CENOZOICO (Cuaternario)

SEDIMENTOS CUATERNARIOS (Q)

Generalmente estos sedimentos afloran en la planicie y pie de monte de las sierras. En este trabajo al material transportado y depositado que aflora en las diversas depresiones existentes

en la región se le aplica el término de aluvión (Q). Existen desde conglomerados, con clastos de rocas ígneas y sedimentarias que van de subredondeados a redondeados presentando una pobre clasificación y consolidación, hasta clastos de menor tamaño (gravas, arenas, limos y arcillas) pobremente cementados en una matriz arenosa y calcárea. El espesor varía entre los 60 y 350 m. Sobreyacen discordantemente a las rocas del Terciario y Mesozoico de la región, así como a sedimentos más antiguos en la fosa tectónica.

1.5.2 Geología Estructural

1.5.2.1 Deformación compresiva del Mesozoico

Una vez depositadas las rocas sedimentarias del Mesozoico, durante el Terciario Temprano se presentó una orogenia (Orogenia Laramide) con fuerzas de compresión que las plegó y deformó intensamente, conformando las estructuras compresivas de la Provincia Morfotectónica de la Sierra Madre Oriental. Este tipo de estructuras de plegamientos en las rocas sedimentarias del Mesozoico se presenta en las diferentes regiones de la MC donde afloran los sedimentos de la CMCM, como en la región oriental de la Cuenca de SLP. A escala regional, en la parte meridional de la MC, la historia de las rocas del Mesozoico que conforman el basamento es un poco más compleja, ya que al parecer fueron deformadas por diferentes etapas de fuerzas compresivas y posteriormente extensivas. El análisis estructural en esta región señala que las rocas del Basamento presentan pliegues con dirección S80°W buzante 15°.

1.5.2.2 Deformación extensional Cenozoica

En contraste con la deformación compresiva que se presentó durante las orogenias Nevadiana y Laramide y que afectó las rocas del Basamento, las unidades del Cenozoico al parecer han sido afectadas por deformación extensional únicamente. El análisis hipsográfico realizado por Nieto-Samaniego et al., (1997) señala que en la SMO se presentan fosas y levantamientos regulares de naturaleza alargada y orientación preferencial de N10°E; en la SMO la disposición de las elevaciones y hondonadas es intrincada. La elevación media de la MC es del orden de 2250 msnm. El análisis del espesor de la corteza en estas zonas señala que en la MC es más delgada que en las otras regiones, ya que se identifica que la MC tiene un espesor

cortical de 32 km, que comparados con las elevaciones de la SMO (1650 msnm) y Sierra Madre Oriental (Sierra Madre Oriental; 1550 msnm) y con sus espesores respectivos (del orden de 40 y 37 kilómetros respectivamente); revelan la presencia de un bloque cortical adelgazado entre dos bloques más gruesos y deprimidos.

En la porción de la SMO adyacente a la MC existen varias estructuras paralelas (fallas normales de alto ángulo), con dimensiones longitudinales del orden de un ciento de kilómetros y 10-15 km de ancho. Los desniveles topográficos observados oscilan entre 400 y 900 m. En contraste, en la MC las estructuras (fosas tectónicas limitadas por fallas normales) tienen dirección N-S, N30°E y NW-SE y hundimientos del orden de 400-900 m; además de fallas normales con direcciones NW, NE y E-W. Al parecer estos sistemas de fallas no tienen una edad relativa única, como durante cada etapa de deformación se presentó actividad de desarrollo de fallas con ambos rumbos preferentes, se infiere que tuvieron actividad sincrónica, lo que produjo una disposición poligonal complicada.

El análisis cuantitativo de la deformación del Cenozoico que afectó las rocas volcánicas de la Cubierta Cenozoica señala que durante la formación de las estructuras tectónica se presentaron durante diversos eventos de deformación: *i*) dos anteriores a 30 Ma, *ii*) el de mayor magnitud entre 30 y 27 Ma, *iii*) otro durante el Mioceno medio-Mioceno tardío y *iv*) el último durante el Plioceno-Pleistoceno (Nieto-Samaniego et al., 1997). Con base en mediciones de rumbo de fallas, echado, direcciones de las estrías y sentido del movimiento dichos autores realizaron un análisis cuantitativo del fallamiento determinando: *i*) la deformación principal en la MC fue durante el Oligoceno tardío fue de tipo triaxial, por lo que se generaron arreglos romboédricos en las fosas y pilares y *ii*) la deformación principal en la SMO fue de tipo biaxial, ocurrió durante el Mioceno temprano por lo que se formaron fosas y pilares tectónicos paralelos.

Desde el punto de vista estructural, los dos sistemas que dieron inicio a la deformación extensional del Cenozoico durante el Eoceno-Oligoceno Temprano, desarrollaron una serie de fallas normales con rumbo general N30º-40ºW, echado de 75º a 45º en su mayoría buzando al SW y otro sistema de menor importancia con rumbo N50ºE a N20ºE que presentan echado al SE (Labarthe y Jiménez, 1994). Estas estructuras constituyeron cuencas aisladas donde se depositaron sedimentos lagunares y terrígenos continentales que dieron origen a la Formación Cenicera.

El segundo evento de deformación está representado por las principales fallas normales Cenozoicas post-Laramídicas de la MC (Figura 1.10). La extensión regional que comenzó a actuar en el Oligoceno Medio o Tardío, origina en la región de la MC una serie de pilares y fosas tectónicas con orientación al N y NW, como las estructuras de Calera, Calvillo, Aguascalientes, Loreto, Palo Alto, Villa Hidalgo (Tristán-González, 1986, Aranda-Gómez et al., 1989). Obsérvese que en esta región existen tres direcciones preferentes de las fallas: i) las fallas que limitan esta región tienen rumbo N-S (Fosa de Aguascalientes y de San Miguel de Allende), la fosa del Bajío, el sistema de fallas San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo tienen rumbo NW y la fosa tectónica de Villa de Reyes con rumbo NE (Nieto-Obregón et al., 1997).

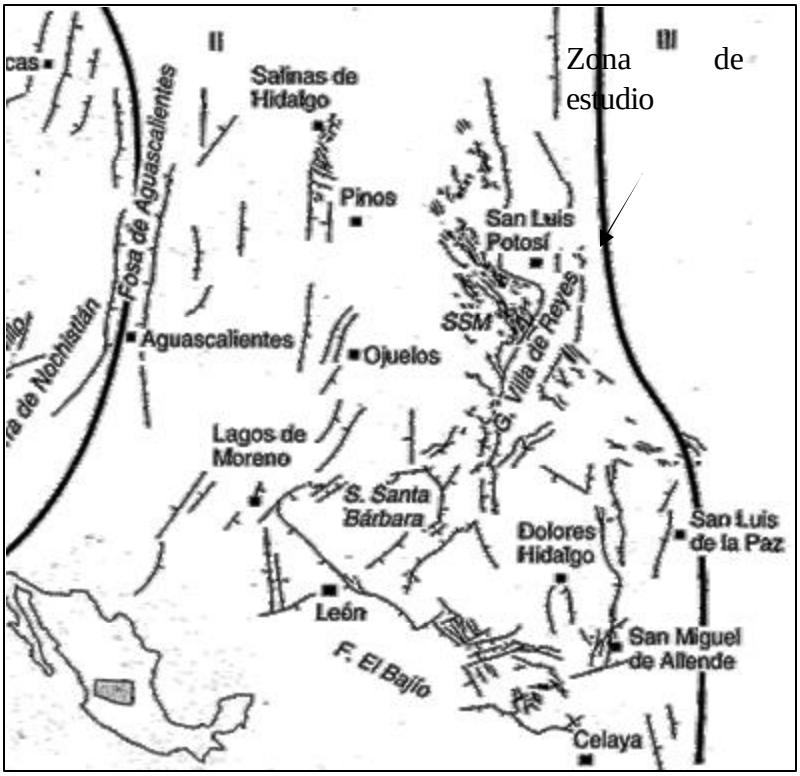


Figura 1. 10.- Principales fallas normales del Cenozoico post-Laramídicas de la MC (Adaptado de Nieto-Samaniego et al., 1997)

Durante estas fases de extensión se presentaron las extrusiones de la unidad denominada Domos Riolíticos. Al finalizar la etapa principal de extrusión de estas rocas, se presentó un período de desarrollo de fallas que originaron bloques, constituyendo pilares y fosas tectónicos, cuya orientación predominante está entre N30-60ºW. Una vez formadas estas depresiones (con este término, se designan las áreas originalmente mas bajas que el terreno que las rodea) fueron parcial a totalmente rellenadas por derrames piroclásticos sin

piroconsolidar que constituyen la Riolita Panalillo, (edad de K-Ar de 26.8±1.3 Ma en roca total, Labarthe et al., 1982). Durante las últimas etapas volcánicas del Oligoceno Medio hubo erupciones esporádicas de magmas basálticos que posiblemente fueron expulsados a través de fallas normales.

De este modo, la presencia de tectonismo de tipo extensional en la MC a partir del Eoceno-Oligoceno, está estrechamente relacionada con el vulcanismo (Nieto-Samaniego et al., 1997; Aranda-Gómez et al., 1989; Tristán-González, 1986, entre otros). En cuanto a los desplazamientos verticales, se ha identificado que algunas de las estructuras principales como la fosa tectónica de Aguascalientes (N-S), fosa de VR-SLP (NE-SW) y la del Bajío (NW-SE) presentan hundimientos máximos del orden de 900 m (Jiménez-Nava, 1993), 500 m (Tristán-González, 1986; Castillo-Cruz, 2003) y 900 m (Hernández-Laloth, 1991) respectivamente. Dichas fosas tectónicas están rellenas por sedimentos continentales de edad que abarca desde el Terciario medio hasta el Reciente, además de un grueso paquete de tobas de caída libre, derrames piroclásticos, depósitos lacustres y aluviales, cuyo espesor conjunto generalmente es de entre 200 y 500 m. Las evidencias geológicas sugieren que el sistema extensional existe desde el Eoceno y que se ha reactivado repetidamente desde entonces. Existen algunas evidencias históricas de sismicidad y otras (pequeños campos volcánicos del Pleistoceno, presencia de extensos depósitos de grava y arena con fauna del Plioceno-Pleistoceno) que sugieren que la actividad tectónica pudiera continuar hasta nuestros días.

Debido a la presencia de numerosas fosas y pilares tectónicos de orientación NE-SW y NW-SE algunos autores han propuesto que estas estructuras dentro y en las inmediaciones de la zona de interés, forman parte de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range) (Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez, 1989; Aranda-Gómez et al., 1989).

El tercer evento de tectónica distensiva se desarrolló después del Oligoceno Medio, no se sabe sí de manera continua, o en períodos aislados de actividad. Durante el Oligoceno Tardío (22 Ma), Mioceno (11 Ma) y Pleistoceno (<2 Ma) se expulsaron basanitas y basaltos alcalinos (McDowell y Keizer, 1977; Aranda-Gómez et al., 1993; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), por lo que se infiere que durante el Mioceno (11 Ma) y Cuaternario se presentó volcanismo de tipo alcalino, posiblemente asociado a un régimen extensivo. Durante el Mioceno hace aproximadamente 13 Ma, fuera del área analizada tuvo lugar la erupción de lavas de

composición basanítica a través de fallas o fracturas tensionales (Campo Volcánico Los Encinos; Aranda y Luhr, 1990).

Finalmente, el último evento tectónico en la región se asocia con la actividad volcánica alcalina desarrollada durante el Plioceno y Pleistoceno, causando la formación de pequeños conos cineríticos y derrames de lava asociados y erupciones freatomagmáticas que produjeron grandes cráteres (maares). Se considera que las fuentes de estos basaltos están íntimamente relacionadas a la intersección de la fosa tectónica de VR con otras estructuras de carácter regional (Aranda et al., 1983; Tristán, 1986). Estos volcanes contienen xenolitos de lherzolita de espinela provenientes del manto y de granulitas feldespáticas procedentes de la base de la corteza (Aranda y Luhr, 1990, Aranda et al., 1991). Las lavas basaníticas descansan sobre las rocas cretácicas, terciarias y/o sedimentos lagunares o gravas continentales del Cuaternario.

1.6 Geología del subsuelo en la cuenca de SLP

En las inmediaciones de la región de interés se ha identificado la presencia de un gran espesor de rocas volcánicas (flujos lávicos, tobas e ignimbritas) fracturadas de composición de félsica a intermedia y edad correspondiente al Terciario Medio (Labarthe et al., 1982). El tectonismo de tipo extensivo que acompañó la extrusión de la secuencia volcánica, originó el desarrollo de una amplia fosa tectónica que coincide con la región denominada Valle de SLP (VSLP). Una secuencia clástica derivada del intemperismo de las rocas volcánicas y compuesta por gravas, arenas, limos y arcillas se ha depositado en el interior de la fosa tectónica, paquete que en sus porciones inferiores se intercala con tobas e ignimbritas. En forma genérica, el material de relleno de la fosa tectónica se ha definido como Terciario Granular Indiferenciado (TGI) y tiene un espesor máximo que oscila entre 500-600 m.

Labarthe et al., (1982) y Tristán (1986) consideran que paralelamente a la formación de la fosa tectónica comenzó el proceso de sedimentación clástica continental (relleno de la fosa). El hundimiento se produjo a lo largo de fallas normales de alto ángulo, donde varios bloques experimentaron descensos relativos que aumentan hacia la zona central de lo que actualmente constituye el VSLP. En este tipo de estructuras los desplazamientos generalmente ocurren a lo largo de una compleja serie de fragmentos de falla interconectados, de tal modo que el bloque que experimenta el mayor descenso relativo ocupa sólo una pequeña parte del valle actual.

Desde el punto de vista geológico, es de esperar que relacionada con la distribución de los bloques desplazados por las fallas normales en el subsuelo del VSLP, se presente una variación horizontal en el tamaño de los sedimentos clásticos que rellenan la fosa; en los alrededores de las elevaciones que rodean al VSLP predominarán sedimentos angulosos de granulometría correspondiente con gravas y arenas, mientras que en la región que coincide con los bloques más hundidos (zona de playa) deberán existir facies de sedimentos de grano más fino con abundante material arcilloso.

Con base en la interpretación de sondeos eléctricos verticales y la descripción cortes litológicos y registros eléctricos de pozos, se comprobó que incluido en el TGI existe un cuerpo de material fino predominantemente arcilloso depositado en la zona de playa de la fosa (Cardona, 1990). A lo largo de la historia geológica de la fosa tectónica que abarca más de 20 Ma, seguramente se produjeron movimientos diferenciales en las fallas normales que la limitan, por lo que la zona de playa se desplazó lateralmente alejándose del bloque que experimentó el mayor levantamiento relativo en un determinado periodo de tiempo geológico. De la misma manera, las cuñas de material grueso adyacente también modificaron su ubicación dentro de la cuenca; estas condiciones originaron que en el subsuelo, la geometría tridimensional de la región con material fino sea variable y por lo tanto difícil de determinar con exactitud.

La identificación del espesor del material de relleno de la fosa tectónica fue llevada a cabo mediante la integración de información directa proporcionada por los cortes litológicos de más de aproximadamente 130 pozos profundos perforados en la cuenca. Información detallada de los cortes litológicos se presenta en Castillo-Cruz (2003). En el plano geológico (Figura 1.4) se presenta la configuración del espesor del material granular de la fosa tectónica, en la mayor parte de la región central de la zona de interés, el espesor del relleno de la fosa es mayor a 250 m; en las inmediaciones de la zona conurbanada SLP-SGS se identifica un espesor del orden de 300 m con alguna zonas locales con un poco de más profundidad. La configuración presentada delimita claramente la fosa tectónica y además establece la presencia de una región más hundida en la zona central de la zona de interés; el límite norte de esa región más hundida corresponde con una falla normal de orientación NE establecida a partir de la interpretación de imágenes de satélite (Carrillo-Rivera, 1992), los límites laterales (oriente y poniente) se relacionan con las fallas normales que delimitan la fosa tectónica de VR, el límite sur no se

relaciona con ninguna estructura conocida o identificada hasta el momento. Al norte de la cuenca de SLP (zona de Peñasco) se localiza otra depresión con una orientación preferencial NW-SE y profundidad al piso rocoso en su zona más hundida de más de 300 m, ocupando una superficie aproximada de 90 km^2. Aproximadamente a mitad de la depresión se presenta un alto estructural que la divide formando una estructura tectónoca de tipo fosa-pilar-fosa.

Considerando la información litológica, la base del material de relleno de la fosa tectónica puede ser la Ignimbrita Panalillo o la unidad Latita Portezuelo. En la región adyacente a la SSM se ha identificado a la Ignimbrita Cantera directamente bajo el material granular.

Las secciones geológicas elaboradas a partir de la geología superficial y de la información del subsuelo se presentan en la Figura 1.11. Dicha información permite establecer que las rocas que constituyen el basamento regional incluyen sedimentos del Cretácico (Formación Indidura y Caracol) que afloran al oriente de la cuenca SLP. En el subsuelo estas unidades han sido identificadas en diversos pozos perforados en la planicie del VSLP. Las profundidades son variables entre 177 m (subyaciendo a la Latita Portezuelo en la zona noreste de la cuenca) en la región central de la planicie, al norte de la ciudad de SLP, las rocas del basamento fueron identificadas a 300 m de profundidad. En contraste, en otras regiones dentro del VSLP fue identificado a 652 m en la zona noreste, y en la región de SGS subyaciendo a la Formación Cenicera y a una profundidad de 1148 m, subyaciendo también a la Formación Cenicera. Las unidades volcánicas que se reconocieron en el subsuelo del VSLP son las siguientes: i) Latita Portezuelo, ii) Riolita San Miguelito, iii) Ignimbrita Cantera, v) Riolita Panalillo y vi) Basalto Cabras.

De acuerdo con la información presentada en las secciones geológicas, la Latita Portezuelo constituye la unidad más común subyaciendo al relleno de la fosa tectónica, su espesor aproximado promedio que se detecta en los pozos que la atravesaron totalmente es de aproximadamente 425 m. La Riolita San Miguelito sólo se ha identificado en el subsuelo en un pozo ubicado al NW de la cuenca de SLP, con un espesor aproximado de 212 m sin cortar su base. La Ignimbrita Cantera sólo ha sido identificada en la porción occidental de la zona urbana de SLP a profundidades entre 44 y 232 m. Con relación a la Riolita Panalillo, la mayoría de los pozos que la atravesaron detectaron espesores diversos que fluctuaron entre 20 y 50 m para el primer miembro. El Basalto Cabras sólo se detectó en dos pozos ubicados al occidente de la ciudad de SLP con un espesor aproximado de 15 m.

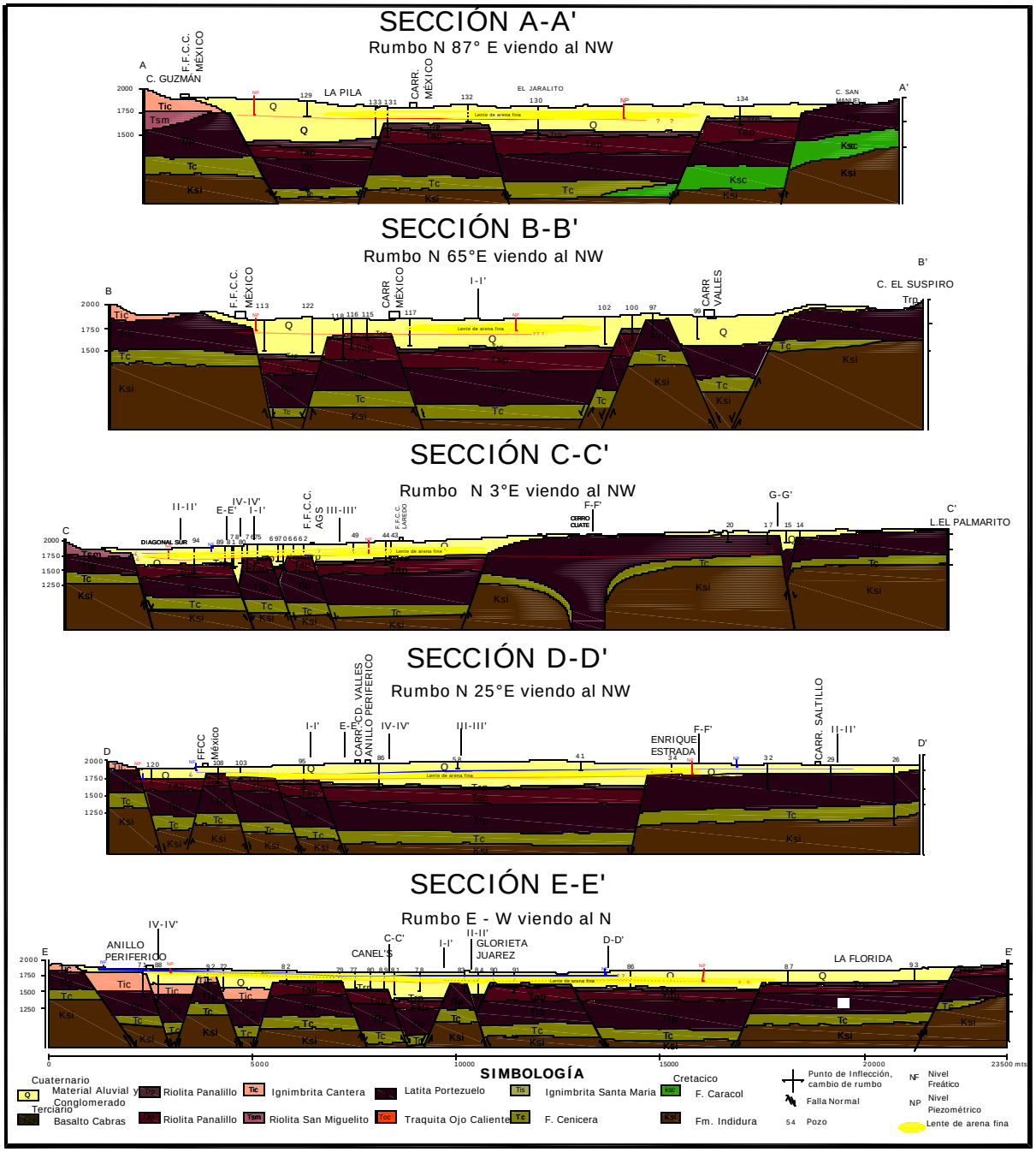


Figura 1. 11.- Secciones geológicas transversales

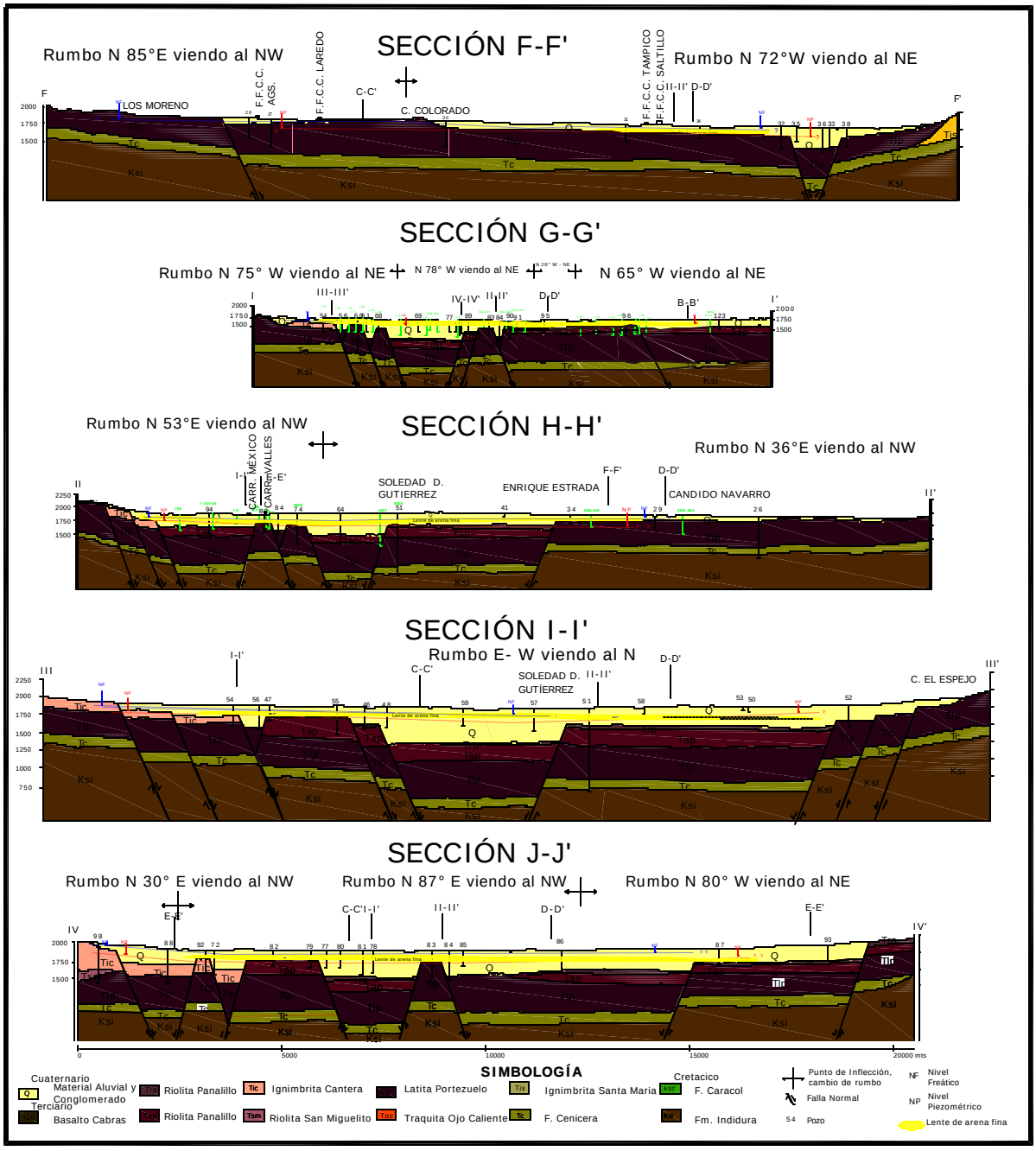


Figura 1.11.- Secciones geológicas transversales (continua)

1.7 Mineralogía de las rocas volcánicas

Las muestras de roca colectadas incluyen unidades geológicas de edad y composición diversa que abarcan diferentes Grupos de formaciones. En la Tabla 1.4 se presentan sus principales características megascópicas. En general los derrames lávicos de la unidad **Domos Riolíticos** y las ignimbritas de la unidad **Grupo Ignimbrítico**, son rocas con textura porfídica con una matriz vítrea que presenta un grado variable de desvitrificación. El porcentaje del volumen total de la roca que ocupa la matriz vítrea, puede ser tan alto como 80-85% en relación con los fenocristales (20-15%). Los minerales esenciales incluyen fenocristales de cuarzo euhedral a subhedral y sanidino anhedral, acompañados por minerales secundarios de biotita, hematita y sericita. En algunos de los derrames lávicos es común la presencia de estructuras esferulíticas y perlíticas ocasionadas por la desvitrificación de la matriz. En ocasiones algunos domos lávicos de composición riolítica presentan cavidades miarolíticas rellenas con minerales, producto de cristalización en "fase de vapor"; los minerales más comúnmente identificados son cuarzo, hematita, calcedonia, especularita y topacio. Las cavidades miarolíticas frecuentemente se asocian a cavidades alineadas a lo largo de la foliación primaria del derrame (Aguillón-Robles et al., 1994).

Las tobas están compuestas por fragmentos piroclásticos contenidos en una matriz de ceniza o vítrea. En ocasiones se observan fragmentos de riolitas, pumicita y de cristales rotos de feldespato y cuarzo. Las partículas clásticas en general son del tamaño de la arena y en ocasiones la pumicita puede estar deformada.

1.7.1 Ignimbritas

Desde el punto de vista macroscópico se define que es una roca de coloración parduzco rojizo claro, con estructura de tipo compacta y fluidal, en general es dura, no la raya la navaja, pero tiene zonas en donde sí penetra la navaja rayándola. La textura es de tipo porfirítica con matriz afanítica, se distinguen fenocristales y fragmentos de cuarzo, feldespato (sanidino), fragmentos de vidrio o roca, óxidos de fierro y minerales de la arcilla en matriz afanítica.

Tabla 1. 4.- Características megascópicas de las muestras de roca colectadas para el experimento de laboratorio

MTRA	COLOR	ESTRUCTURA / DUREZA	TEXTURA	MINERALOGÍA	CLASIFICACION	
					ROCA	FORMACION
1	PARDO ROJIZO	COMPACTA	PORFIRÍTICA	MAFICOS ALTERADOS, MICROLITOS DE PLAGIOCLASA Y ALGUNOS METALICOS	ANDESITA	ANDESITA CASITA BLANCA
2	PARDO ROJIZO	COMPACTA, DENSA	PORFIRÍTICA CON MATRÍZ AFANÍTICA CON VESICULAS PARCIALMENTE RELLENAS	CUARZO, FELDESPATO ALCALINO, PLAGIO-CLASAS, FRAGMENTOS DE PÓMEZ ÓXIDOS DE FIERRO	TOBA VÍTREA (IGNIMBRITA)	IGNIMBRITA SANTA MARIA
4	PARDO ROSÁCEO	COMPACTA, DENSA	PORFIRÍTICA CON MATRÍZ AFANÍTICA	FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA, FELDES-PATO, MAFICOS Y METALICOS ALTERADOS, OXIDADOS,Y MATRÍZ DE GRANO FINO	COMPOSICION LATÍTICA	LATITA PORTEZUELO
6	PARDO ROSÁCEO	COMPACTA, DENSA	PORFIRÍTICA CON MATRÍZ AFANÍTICA, FRAGMENTOS DE CRISTALES DEL TAMAÑO DEL POLVO VOLCANICO	FELDESPATO ALCALINO,CUARZO,ALGUNOS FRAGMENTOS DE POMEZ,MAFICOS OXIDA-DADOS,MINERALES VOLCANICOS Y VIDRIO EN LA MATRÍZ.	ROCA PIRO-CLASTICA DE COMPOSICION RIOLITICA	IGNIMBRITA CANTERA MIEMBRO Nº 3
7	PARDO ROSÁCEO	COMPACTA Y MUY DENSA	PORFIRÍTICA CON MATRÍZ AFANÍTICA, CON ESCASAS VESICULAS Y AMIGDALAS	FENOCRISTALES DE CUARZO Y FELDESPA-TO, EN MATRÍZ AFANÍTICA	IGNEA EXTRU-SIVA DE COM-POSICION RIO-LITICA	RIOLITA SAN MIGUELITO (DOMO)
8	PARDO - ROJIZO CLARO	COMPACTA DENSA CON FRACTURA CONCOIDEA	PORFIRÍTICA CON MATRÍZ AFANÍTICA	FENOCRISTALES DE CUARZO Y SANIDINO EN MATRÍZ AFANÍTICA CON ALGUNOS OXIDOS DE HIERRO	RIOLITA VITROFIDA	RIOLITA PANA-LILLO MIEMBRO INFERIOR
9	PARDO ROSACEO ROJIZO	COMPACTA DENSA Y FLUIDAL	PORFIRÍTICA CON MATRÍZ AFANÍTICA, CON LINEAS BIEN MARCADAS DE FLUIDEZ, EUTAXÍTICA	CONTIENE CUARZO, FELDESPATO Y VIDRIO VOLCANICO.	IGNEA EXTRU-SIVA DE COM-POSICION RIO-LITICA	RIOLITA SAN MIGUELITO (DERRAME)

Presenta algunas bandas muy delgadas (menos de 1 mm de diámetro), de cuarzo microcristalino; atrae débilmente el imán de mano.

La clasificación microscópica señala la presencia de una textura hipocristalina, hipidiomorfa, inequigranular, porfirítica con matriz principalmente vítrea, desvitrificada, fajeada o bandeada o pseudofluidal, con rellenos irregulares. Los minerales que contiene incluyen cuarzo, feldespato, sílice micro y criptocristalina, óxidos de fierro, vidrio volcánico natural, minerales de la arcilla y minerales metálicos.

El **CUARZO** se encuentra de varias maneras: como fenocristales y fragmentos. Los fenocristales son de formas hipidiomorfas, se observan sanos, sin alteración, por lo que su superficie se observa limpia, llegan a estar fracturados y rotos, por lo que se encuentran también como fragmentos. Se asocian principalmente al material fino de la matriz. Como cuarzo microcristalino y sílice micro y criptocristalina. Se observan generalmente alineados paralelamente con respecto al flujo del polvo volcánico que sirve como matriz de la roca, lo cual en ocasiones dan la apariencia de ser microvetillas. Se asocian entre sí, la sílice criptocristalina se llega a observar como agregados fibrosoradiales. En ocasiones presentan zonas donde al parecer está rellena de los mismos minerales de la sílice, los cuales se observan perfectamente que crecieron en un espacio vacío, presenta algunos cristales euhedrales de cuarzo.

Los **FELDESPATOS** se presentan como fenocristales y fragmentos de sanidino, en general son de formas subhedrales y subangulosas, se observan en forma individual, asociados únicamente a los minerales de la matriz.

También se identifican algunos **ÓXIDOS DE HIERRO**, que se observan principalmente en la matriz, aunque contiene algunos óxidos que provienen de los minerales máficos, los cuales se encontraban como fenocristales y se alteraron por meteorización. Los minerales metálicos son escasos y de tamaños muy pequeños, están únicamente en el polvo volcánico de la matriz.

La **MATRIZ** generalmente presenta fragmentos de vidrio, en general colapsados, soldados y en su mayoría desvitrificado, desde luego asociado con los productos de la alteración por desvitrificación, los cuales son minerales de la arcilla, sílice micro y criptocristalina y escasos minerales metálicos.

PORCENTAJES MINERALES: Fenocristales entre el 20 al 25 %; de los cuales el 12 al 14 % son de cuarzo, el 8 % de sanidino y el 3 % de máficos alterados a óxidos de fierro. Matriz:

entre el 75 al 80 %, predominando el polvo volcánico de composición vítrea, desvitrificado a minerales arcillosos y sílice, escasamente contiene óxidos de fierro y minerales metálicos.

En general las rocas ignimbríticas presentan estructura de bandeamiento de sus componentes, el cual es muy marcado en el polvo volcánico de la matriz; el colapsamiento y la desvitrificación que sufrió el vidrio, marca perfectamente la separación de las bandas, ya que en estas se observan los agregados micro y criptocristalino de sílice marcándolas.

En el Anexo 1.A se presentan algunas fotomicrografías de láminas delgadas realizadas a muestras de mano de diferentes unidades ignimbríticas que afloran en la SSM, en las que se trata de ilustrar gráficamente las principales características mineralógicas y texturales descritas en los párrafos anteriores.

1.7.2 Unidades Lávicas

En general los afloramientos de las unidades volcánicas lávicas consisten de una roca muy compacta y densa, el color de intemperismo es café grisáceo, con algunas tonalidades verdosas, el color en fractura fresca es café a gris obscuro. Normalmente presentan textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo y feldespato en una matriz vítrea, en la que en ocasiones se observa una cierta cantidad de cavidades, algunas huecas y otras rellenas total o parcialmente de calcedonia. La presencia de topacios en algunos derrames lávicos sugiere que estas rocas tienen una concentración de F mayor a la normal. Desde el punto de vista macroscópico, en muestra de mano se define que consisten de rocas de coloración rojiza, con tonos violáceos y con esferulitas que tienen rellenos de color blanco, presenta una estructura compacta y con esferulitas, una dureza relativamente alta ya que la navaja no la raya. En lo referente a la textura se identifica que es de tipo porfirítica, contiene fenocristales en matriz de afanítica. Contiene fenocristales y fragmentos de: cuarzo y feldespato alterado, así como estructuras tipo esferulitas, los cuales están rellenos parcial y totalmente de calcedonia o sílice criptocristalina. Además se identifican óxidos de fierro provenientes de la alteración de minerales máficos y metálicos, minerales de la arcilla, la matriz es afanítica, muy probablemente vítrea. Otras características que se detectan incluyen la presencia de estructuras esferulíticas, de tamaños desde menores de 1 mm hasta cerca de 2 mm, así como cavidades parcialmente rellenas con minerales de la arcilla y sílice criptocristalina, atrae levemente el imán de mano, no efervece a la acción del ácido clorhídrico diluido.

Desde el punto de vista de una descripción microscópica se señala que presenta textura hipocristalina, hipidiomorfa, inequigranular, porfirítica con matriz en zonas microcristalina y zonas vítrea con desvitrificación débil a moderada, con espacios vesiculares vacíos y de tipo esferulítico, de tamaños entre 0.05 a 0.16 y hasta poco más de 1 mm, predominan las de 0.16 mm, se encuentran rellenas de sílice criptocristalina, con porosidad y permeabilidad baja; con cristales fracturados y fragmentados.

Entre los minerales que se identifican en la lámina delgada se señala que la roca que contiene cristales y fragmentos de cuarzo y feldespato, así como sílice micro y criptocristalina, óxidos de fierro, vidrio volcánico natural alterado, minerales de la arcilla minerales máficos y minerales metálicos. También se observan estructuras esferulíticas rellenas de minerales de fases gaseosas.

El **CUARZO** se presenta en varias formas, como *fenocristales* y *fragmentos*, los fenocristales son escasos, presentan formas subhedrales, se encuentran sanos, sin alteración, por lo que en su mayoría su superficie se observa limpia, existen algunos que tienen fracturas, las cuales están rellenas de minerales de la misma matriz, ocasionalmente se encontró algo de topacio. Algunos de los cristales de cuarzo están rotos, formando fragmentos subangulosos. Se asocian al material fino de la matriz y a material criptocristalino del relleno de cavidades.

El cuarzo *microcristalino* y sílice *micro* y *criptocristalina* que se considera son productos de la desvitrificación del vidrio que contiene la muestra. Se encuentran distribuidos en la matriz, como relleno de las estructuras esferulíticas y alrededor de los fenocristales. El cuarzo microcristalino es abundante en la matriz. La sílice criptocristalina está en la matriz, en los escasos fragmentos de vidrio desvitrificado, rellenando espacios en asociación con los fenocristales y rellenando esferulitas.

Los **FELDESPATOS** se presentan como fenocristales y fragmentos de cristales de sanidino, presentan formas subhedrales y subangulosas, en su mayoría están fracturados y rotos, en la lámina se observan sin alteración en su superficie, aunque en lo general están alterados hacia minerales arcillosos, en la lámina llegan a quedar algunos espacios vacíos que corresponden precisamente con las formas de los feldespatos (lo más probable es que al preparar la lámina delgada se desbastaron). En general los cristales y fragmentos que se conservan, se observan en forma individual asociados únicamente a los minerales de la matriz y con los minerales producto de fase gaseosa.

Los diversos minerales **MÁFICOS** presentes son muy escasos, se encuentran como fenocristales totalmente alterados a óxidos de fierro, en ocasiones de identificaron fenocristales de biotita con un grado variable de alteración. Los **ÓXIDOS DE HIERRO** se observan principalmente en la matriz, provienen de la oxidación de los minerales metálicos y de los minerales máficos. Los minerales metálicos en general son de pequeñas dimensiones, se ubican principalmente entre el polvo volcánico de la matriz, en general están oxidados. Se observa que en ocasiones las láminas delgadas manifiestan la presencia de cantidades subordinadas de magnetita.

También se observan estructuras de formas esféricas y subesféricas del tipo esferulítico, formadas muy probablemente por la presencia de gases, algunas están vacías y otras se encuentran rellenas de sílice criptocristalina, en ocasiones llegan a contener algo de minerales de la arcilla. Son de tamaños diferentes, desde 0.05 mm, 0.16mm y hasta de 1mm de diámetro; las más abundantes son las segundas, se encuentran distribuidas entre el vidrio de la matriz y normalmente están rellenas.

En cuanto a la **MATRIZ** se puntualiza que está compuesta de cuarzo microcristalino, minerales arcillosos, minerales metálicos y en ocasiones por vidrio del tamaño del polvo volcánico, el cual está moderadamente desvitrificado y parcialmente soldado, desde luego asociado con los productos de la alteración por desvitrificación, los cuales son minerales de la arcilla, sílice micro y criptocristalina y minerales metálicos.

PORCENTAJES MINERALES: Los fenocristales y fragmentos abarcan aproximadamente el 15% (8% son de cuarzo y el 7% restante de sanidino). Las estructuras esferulíticas se presentan en porcentaje aproximado al 30%, predominan entre la matriz. La matriz abarca entre el 50-55%, predominando el cuarzo microcristalino y con algo de vidrio desvitrificado y alterado hacia minerales de la arcilla, sílice criptocristalina, óxidos de fierro y minerales metálicos. En ocasiones se observan cristales de topacio.

En el Anexo 1.B se presentan algunas fotomicrografías de láminas delgadas realizadas a muestras de mano de diferentes unidades lávicas que afloran en la SSM, en las que se trata de ilustrar gráficamente las principales características mineralógicas y texturales descritas en los párrafos anteriores.

1.8 Geoquímica

La geoquímica de las rocas volcánicas de la región ha sido reportada con detalle en diferentes investigaciones. Labarthe et al., (1982) y Aguillón-Robles et al., (1994) reportan datos de elementos mayores de las unidades volcánicas de la región; Webster et al., (1996) y Leroy et al., (2002) abordan algunos aspectos particulares de las unidades volcánicas que presentan concentraciones anómalas de elementos litófilos (como el F); Orozco-Esquivel et al., (2002) analizan una amplia región de la MC en la que se incluye la zona de SLP desde el punto de vista de elementos mayores, traza, $^{87}Sr/^{86}Sr$ y ε_{Nd} para determinar el origen de las lavas de composición riolítica que existen en la región.

Con respecto a la clasificación de las rocas volcánicas con base en su composición química, se utilizó el diagrama SiO_2-K_2O que permite distinguir claramente varios tipos de rocas muy diferenciadas y reconocer conjuntos de rocas con valores altos, medios y bajos de K. La mayoría de las rocas volcánicas analizadas en la región de interés son riolitas, riodacitas y traquitas con elevado contenido de K, las rocas de composición intermedia constituyen una minoría relativa en la región. En la Figura 1.12 se presenta un diagrama de clasificación de las rocas volcánicas, se incluyen algunos datos reportados en la bibliografía y los generados en este trabajo que se presentan en el Anexo 1.C (resultados de análisis geoquímicos a las rocas volcánicas analizadas). Algunas de las riolitas ricas en K presentadas en la Figura 1.12 contienen topacio (identificado en campo y en láminas delgadas, ver Anexo 1.B), lo que les confiere un elevado contenido de F (2651 ppm de acuerdo con los resultados de este trabajo, pero Orozco-Esquivel et al., 2002, reportan un dato de 7603 ppm). El topacio es un silicato que normalmente se forma durante la desvitrificación de alta temperatura, que sucede en forma simultánea al enfriamiento de la lava. Normalmente se presenta en cavidades litofísicas o a lo largo de fracturas y planos de foliación de flujo. La presencia de topacio en las rocas lávicas diferenciadas sugiere que, al menos, 0.1-0.2% del F original del magma quedó atrapado dentro del vitrófido.

Las riolitas topacíferas que se identifican generalmente en domos, presentan enriquecimiento de elementos litófilos incompatibles (Rb, U, Th, Li, Be y Sn) con pobre contenido de elementos compatibles como Sr, Eu y Ba y ferromagnesianos (Ti, Co, Ni, Cr) y Zr. Comúnmente se asocian a ellas depósitos minerales que consisten en varias combinaciones de

F, Be, U, Sn, Mo, W, Li principalmente. En un diagrama de REE con condrita normalizada (Figura 1.13), es clara la anomalía de Eu para las muestras de rocas volcánicas como la Riolita San Miguelito (que presenta la mayor anomalía), Riolita Panalillo e Ignimbrita Cantera, unidades que pertenecen a la Secuencia Superior definida por Orozco-Esquivel et al., (2002) y que son típicos de riolitas topacíferas; una muestra del material de relleno de la fosa tectónica (basin fill en la Figura 1.13) presenta una composición química muy similar. La composición de REE en el diagrama normalizado de las unidades Latita Portezuelo, Ignimbrita Santa María y Andesita Casita Blanca, presentan un patrón más plano con una anomalía de Eu mucho menor. En la Figura 1.14 en la que se representa la relación entre F y Eu, se identifica que para las rocas asociadas con la Secuencia Superior (Orozco-Esquivel et al., 2002), el contenido de F se incrementa con la disminución de Eu; en constraste para las rocas de la Secuencia Inferior (Latita Portezuelo, Ignimbrita Santa María, Andesita Casita Blanca) la tendencia es inversa, lo que se en este caso se relaciona con mineralización producida posteriormente a su emplazamiento.

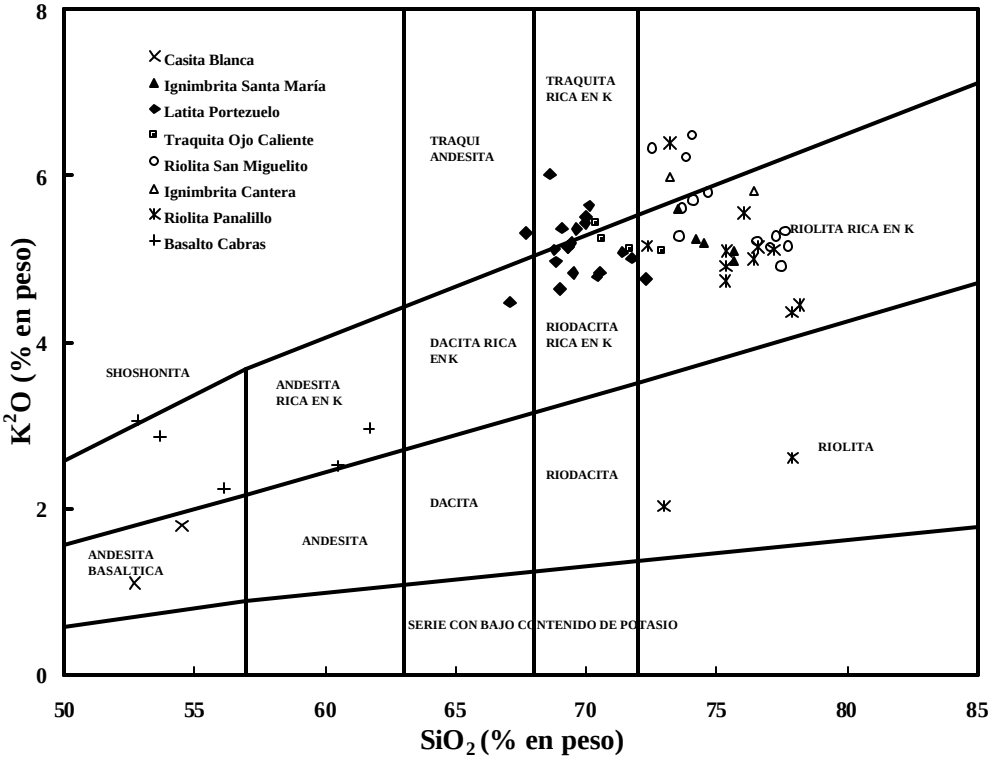


Figura 1. 12.- Diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976)

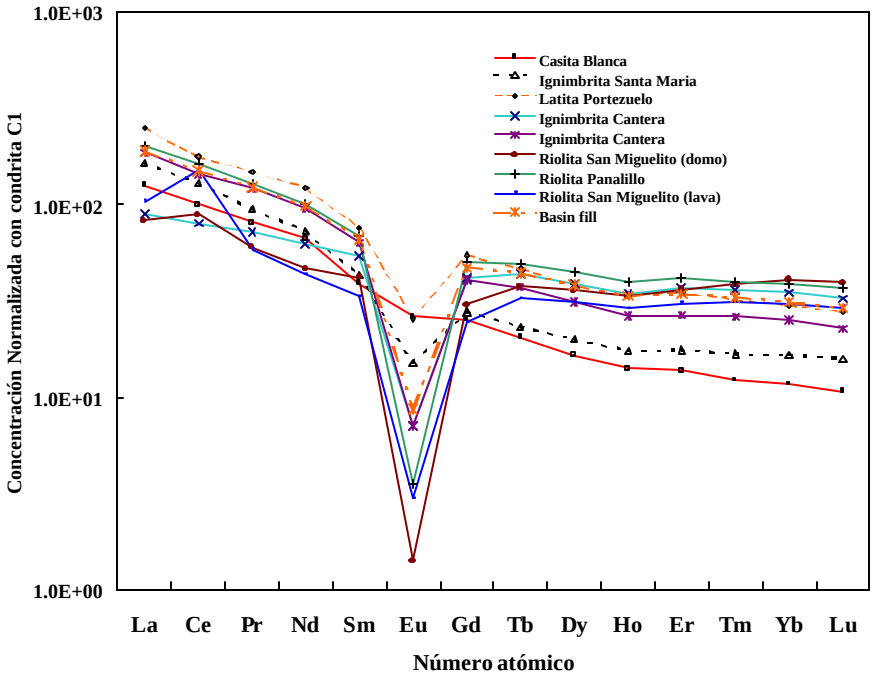


Figura 1. 13- Diagrama REE normalizado con condrita para las rocas volcánicas de la zona de estudio; adicionalmente se presenta la composición del material de relleno de la fosa tectónica (basin fill)

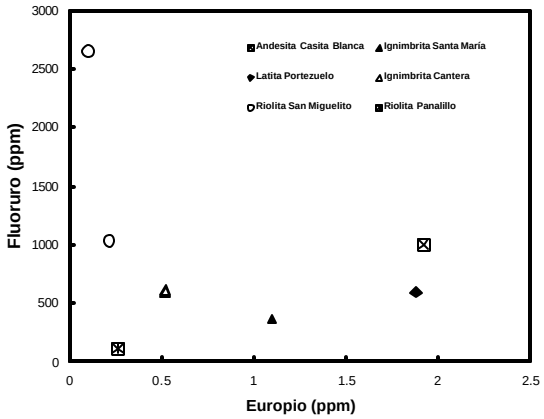


Figura 1. 14.- Relación entre Europio y Fluoruro en las rocas volcánicas de la zona de estudio

Christiansen et al., (1986), sugiere que la evolución de los elementos traza en magmas riolíticos es sensible a la proporción F/Cl en la mezcla. Los sistemas dominantes por F (F/Cl mayor que 3) despliegan incrementos en Al, Na, Li, Rb, Cs, Ta, Th y Be, mientras que los sistemas dominantes por Cl, son usualmente peralcalinos y están asociados con grandes enriquecimientos de LREE, Na, Fe, Ti, Mn, Zn, Nb, y Zr. Aunque magmas con proporciones variables de H_2Om F, Cl y CO_2 ciertamente existen, las riolitas con topacio parecen

representar el miembro final dominado por el F. En secuencias de diferenciación, el K generalmente declina con el incremento en las concentraciones de F y otros elementos incompatibles; sin embargo esto no se identifica en las rocas del área (Figura 1.15) debido a que en este caso particular muchas de las rocas son ricas en K (Figura 1.12); como resultado del fraccionamiento combinado de sanidino y biotita, el F se incrementa al igual que el Na (Figura 1.15).

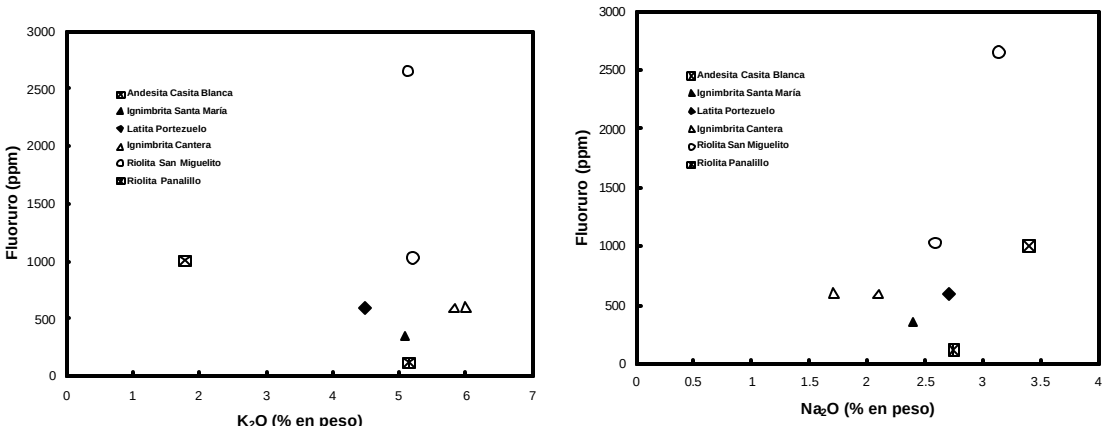


Figura 1. 15.- Relación de la concentración de Fluoruro con respecto Na_2O y K_2O en las rocas volcánicas de la zona de estudio

La desvitrificación de alta temperatura de la roca moviliza un número de elementos traza (U, Sb, Cl, F, Li, Be, quizá Sn, W y Mo); lo que sugiere que la desvitrificación de la Riolita San Miguelito ocasionó la movilización de estos elementos hacia rocas más antiguas (Latita Portezuelo, Ignimbrita Santa María y Andesita Casita Blanca), lo que explica el comportamiento identificado en la Figura 1.14.

Para la definición del conjunto (suite) magmática a la que pertenecen las rocas, se recurrió al diagrama de álcalis totales (Na_2O+K_2O) vs. SiO_2. En el diagrama de álcalis totales (Figura 1.16), la línea punteada separa los campos de rocas alcalinas y subalcalinas de acuerdo con el criterio de Irvine y Baragar (1971), las líneas de rayas cortas y puntos separan las series alcalinas de las de basalto alumínico-riolita y pigeonita de acuerdo a Kuno (1969). En este diagrama de álcalis totales se encontró que la mayoría de las rocas analizadas son sub-alcalinas, con excepción del Basalto Cabras que es alcalino.

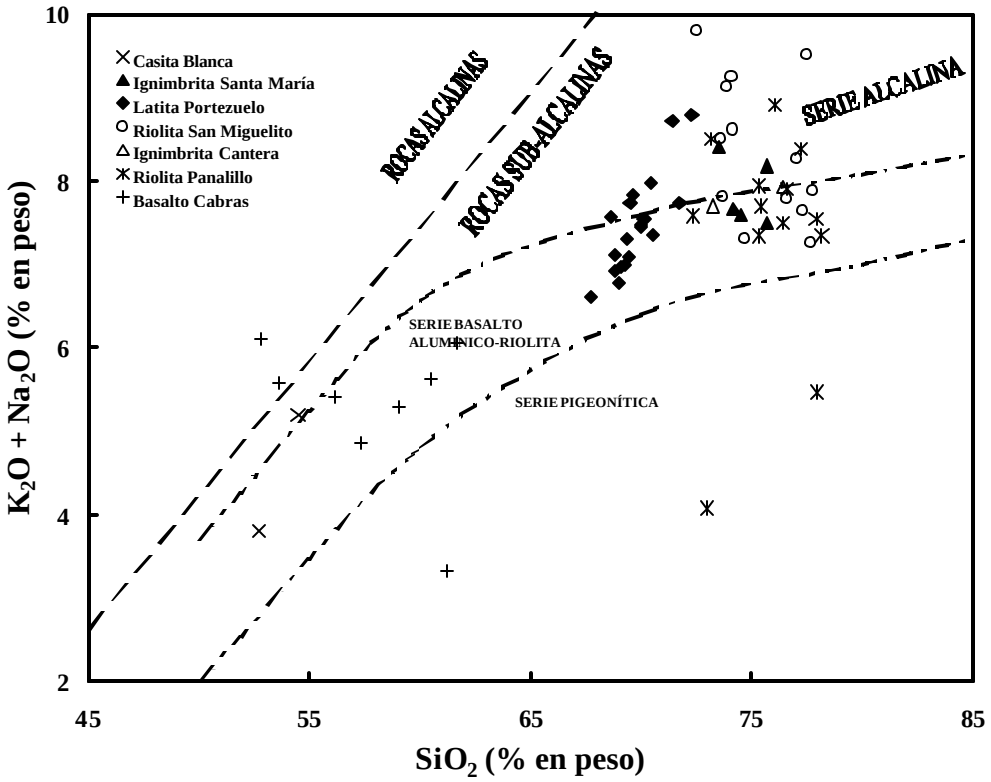


Figura 1. 16.- Diagrama de álcalis totales vs. SiO_2

Capítulo 2. Importancia de la componente vertical de agua subterránea: una investigación basada en la hidrogeoquímica del valle de San Luis Potosí, México

2.1 Introducción

Los casos reportados de cambios inducidos en la calidad del agua subterránea debido a efectos antropogénicos incluyen la contaminación por: *i*) salinización ocasionada por la intrusión de agua marina, *ii*) ascenso local de agua marina, *iii*) infiltración de fertilizantes y residuos animales y humanos y recientemente *iv*) compuestos orgánicos. Sin embargo, en regiones áridas y semi-áridas en las que existen secuencias de gran espesor (más de 1,500 m) de rocas volcánicas de edad Terciaria y Reciente, la calidad del agua subterránea también puede deteriorarse debido a diversas condiciones naturales, una de ellas es la que resulta de la extracción intensiva y no controlada.

Este trabajo de investigación demuestra que la temperatura y la composición química del agua extraída de pozos que penetran parcialmente un acuífero profundo compuesto por rocas fracturadas, indica que existe una producción importante de agua subterránea profunda que es captada por pozos debido a su ascenso por flujo vertical; sin embargo se requiere trabajo adicional para confirmar las áreas de recarga de esta fuente de agua. Algunos pozos de 200-350 m de profundidad extraen agua subterránea con temperatura anormal que es resultado de flujo hacia el pozo a través de fracturas alimentadas por un sistema de flujo regional que circula a profundidades mayores a 1,500 m.

Los datos químicos utilizados con el medio hidrogeológico de referencia apropiado indican que la componente de flujo vertical se relaciona con un sistema de flujo regional de agua subterránea. Las bajas concentraciones de Cl se consideran evidencia de un flujo relativamente rápido a través de las fracturas. Las elevadas concentraciones de algunos elementos traza como el Li y F han sido inducidas en los niveles de extracción de agua subterránea de los pozos que captan el medio volcánico fracturado; se consideran evidencia de la relativa larga trayectoria recorrida y de la profundidad de circulación. La concentración de Li se utiliza

como un indicador del tiempo de residencia relativo, y por lo tanto de la longitud y profundidad de los sistemas de flujo analizados (Edmunds et al., 1986).

La evidencia hidrogeoquímica indica la presencia de tres sistemas de flujo. El sistema local está limitado por una capa de arena fina compacta que se detecta en una buena parte del subsuelo de porción plana de la zona de estudio. El sistema intermedio está compuesto por agua que se infiltra justo un poco más allá del límite de la capa de arena fina compacta. Se infiere que el sistema regional se origina fuera de los límites de la cuenca hidrológica superficial.

Los elementos traza en el agua subterránea del sistema de flujo regional se derivan de las rocas volcánicas del Terciario que afloran en la región occidental del área analizada y que también se han detectado en el subsuelo. Entre estos elementos, se ha encontrado que el F ocasiona severos efectos a la salud de la población (Medellín-Milán et al., 1993). Hasta tiempos recientes, este impacto en la calidad del agua subterránea no había sido tomado en cuenta en el manejo del acuífero en San Luis Potosí o en otras regiones de México.

Con este marco de referencia, los objetivos planteados para este segundo capítulo incluyen: *i*) aplicar técnicas hidrogeoquímicas para identificar los sistemas de flujo de agua subterránea, tomando como referencia la clasificación jerárquica establecida por Tóth (1962), que existen en la zona de interés, *ii*) analizar el deterioro de la calidad natural del agua subterránea con relación al F y *iii*) discutir la importancia del flujo vertical ascendente en la porción captada por los pozos que extraen agua subterránea del acuífero profundo de SLP.

2.1.1 Agua subterránea

En el valle de SLP se ha identificado la presencia de dos acuíferos principales, separados por una capa de arena fina compacta. El acuífero somero está constituido por material aluvial, es de tipo freático-libre y presenta cargas hidráulicas entre 1,815 y 1,880 m. La profundidad al nivel freático se ubica a 5-30 m bajo la superficie del terreno. El acuífero profundo es de tipo confinado bajo la capa de arena fina compacta, con cargas hidráulicas entre 1,715 y 1,760 m (Figura 2.1). El agua subterránea en el acuífero profundo se encuentra en la unidad Terciario Granular Indiferenciado y en las rocas volcánicas fracturadas subyacentes. Algunos pozos (profundidad entre 350-450 m) que captan el acuífero profundo, atraviesan aproximadamente 100-200 m de rocas volcánicas (flujos lávicos, tobas e ignimbritas). Desde el punto de vista

hidráulico, se han identificado sistemas locales, intermedios y regionales; el sistema local se correlaciona con el acuífero somero mientras que los sistemas intermedio y regional circulan a través del acuífero profundo.

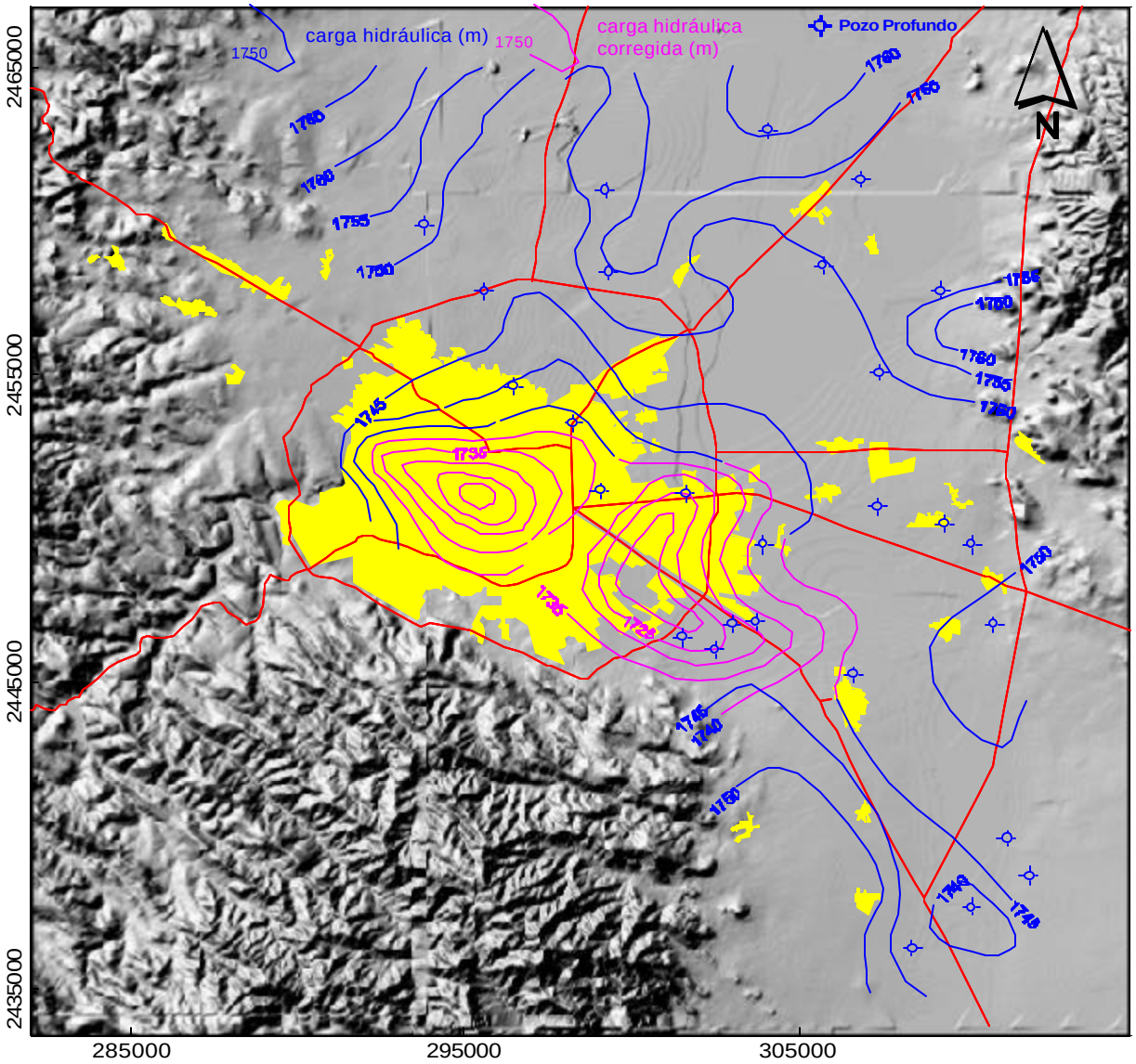


Figura 2. 1.- Valle de San Luis Potosí, mostrando para el acuífero profundo la distribución de cargas piezométricas para 1990. Las cargas piezométricas en la zona termal fueron corregidas para considerar la densidad del agua

El acuífero somero está colgado sobre la capa de arena fina compacta, su recarga proviene de la lluvia y de infiltración de retornos de riego. Los efluentes municipales sin tratamiento que se utilizan para la irrigación de cultivos contaminan el agua del acuífero somero; las concentraciones de NO_3, Cl y SO_4 son elevadas (Carrillo-Rivera y Armienta, 1989). La producción de agua subterránea del acuífero profundo comenzó en la década de los 1940's. La información hidrogeológica disponible para ese tiempo es escasa y de mala calidad.

Las elevaciones del nivel del agua en pozos para el año de 1972 se estima que disminuyeron a un ritmo de 0.9 m por año en promedio, mientras que para 1990 el ritmo de abatimiento del nivel del agua en los pozos resultó de 1.3 m por año. La extracción de agua subterránea del acuífero profundo se incrementó en un 330% (desde 0.78 $m^3 s^{-1}$ a 2.6 $m^3 s^{-1}$) para el periodo 1972 a 1990.

En general, los pozos de mayor capacidad específica se ubican en las inmediaciones de los principales sistemas de fracturamiento. El agua subterránea de estos pozos presenta temperaturas de hasta 40.4º C (localmente denominada agua termal), valor elevado cuando se compara con los 25º C que representan el promedio de la temperatura del agua subterránea fuera de esa región (Figura 2.2). Las regiones de temperatura elevada presentan agua subterránea con una importante concentración de F y Li: El agua subterránea del acuífero somero tiene una temperatura del orden de 21º C (±1º C). No existen manantiales termales en la vecindad inmediata de la cuenca de SLP, los más cercanos se localizan en la región denominada Ojo Caliente, ubicado a 27 km al sur de SLP.

La modelación numérica de pruebas de bombeo dentro de la región (roca volcánica fracturada) con agua subterránea termal, sugiere que el acuífero tiene una conductividad hidráulica horizontal relativamente baja ($\approx 10^{-5}$ m s^{-1}) cuando se compara con los valores correspondientes a la conductividad hidráulica vertical ($\approx 10^{-2}$ m s^{-1}). Esta anisotropía sugiere que el flujo de agua subterránea a los pozos debe presentar una componente vertical de mucha importancia. Los pozos que captan las rocas volcánicas (lavas) presentan las características típicas de flujo a través de fracturas; mientras que aquellos que captan unidades volcánicas compuestas por tobas e ignimbritas, presentan flujo a través de un medio de doble porosidad.

El deterioro de la calidad del agua extraída del acuífero profundo ha ocasionado preocupación entre los habitantes de la ciudad y las autoridades. Medellín-Milán (1993) reporta diferentes grados de fluorosis dental en el 84% de la población con edades entre 6 y 30 años; el 34% de

niños entre 11 y 13 años presentan fluorosis dental clasificada como severa. Originalmente se pensó que la fuente principal del F era de tipo antropogénico y en menor proporción relacionada con las rocas volcánicas. La posibilidad de que el F se movilice a partir de las rocas volcánicas del acuífero profundo requiere del análisis de la importancia del flujo vertical ascendente.

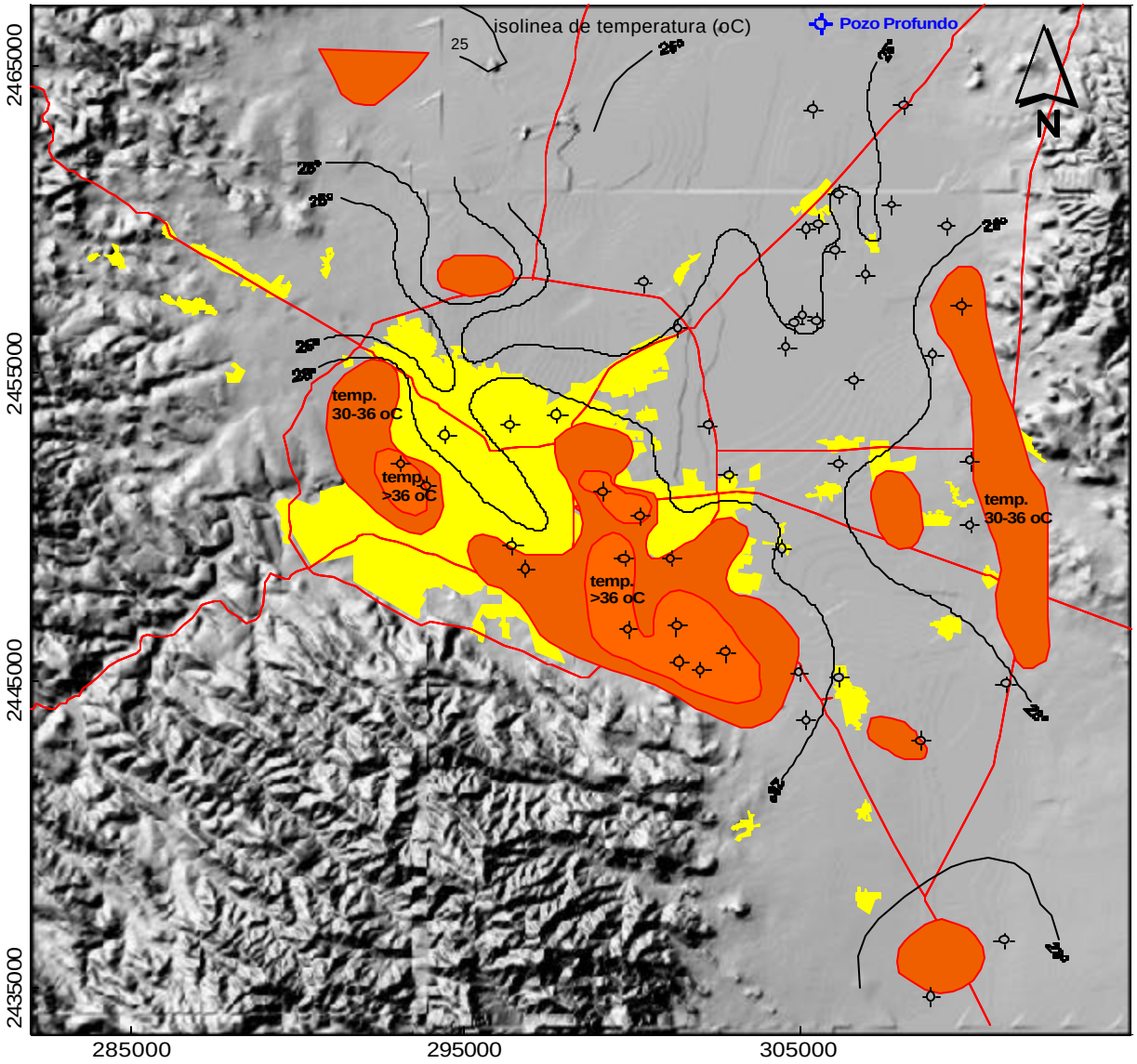


Figura 2. 2.- Valle de San Luis Potosí, mostrando para el acuífero profundo la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo

2.2 Métodos

Con base en el conocimiento del corte litológico de diversos pozos, se colectaron muestras en aquellos aprovechamientos seleccionados. El conocimiento de la temperatura del agua subterránea a la descarga también se tomó en consideración en la selección de los puntos de muestreo. Los datos obtenidos se representaron gráficamente para identificar los factores que controlan la calidad del agua subterránea en condiciones hidrogeológicas específicas que presentan cada uno de las componentes de los sistemas de flujo. Se puso especial énfasis en la identificación de sistemas de flujo de agua subterránea y en la componente de flujo vertical ascendente.

Las unidades geológicas que afloran en la región fueron identificadas para definir el modelo geológico de referencia. La estructura fue delimitada a partir del análisis de imágenes Landsat tomada en noviembre del 2001, para las bandas 6 y 8 (a lo largo de 48º y 56º de latitud norte). Se analizaron los registros de cortes de cortes litológicos de 30 pozos profundos, así como 25 registros eléctricos de pozos (resistividad y potencial espontáneo) para determinar la estructura geológica del subsuelo. La profundidad al basamento hidrogeológico fue definida a partir de un estudio gravimétrico (Vázquez et al., 1990).

Se tomaron 73 muestras de agua subterránea en pozos dentro la zona de estudio (Tabla 2.1). Los parámetros de campo que se midieron utilizando una celda de aislamiento durante la toma de muestras incluyeron a la temperatura, conductividad eléctrica y pH. Se tomaron 4 muestras de agua subterránea en cada sitio; tres en envases de polietileno y otro en envase de vidrio. A la muestra para análisis de cationes mayores y elementos traza se le adicionó ácido nítrico; aquella utilizada para la determinación de NO_3 se preservó mediante la adición de cloruro mercúrico. La alcalinidad, Cl, SO_4, F y B fueron analizados en muestras refrigeradas a 4º C a las que no se añadió ningún preservador. La cuarta muestra colectada en envase de vidrio únicamente se refrigeró y se utilizó como referencia para pruebas adicionales cuando fueron necesarias. Todas las muestras fueron almacenadas a 4º C y llevadas al laboratorio el mismo día que se colectaron. Los elementos mayores se analizaron en el Instituto de Geofísica de la UNAM, mientras que los elementos traza y el nitrato se analizaron en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Las determinaciones de laboratorio se llevaron a cabo de la siguiente manera: la alcalinidad se determinó mediante titulación colorimétrica utilizando verde de bromocresol y anaranjado de

metilo como indicadores de los puntos de equivalencia, el NO_3 se determinó por medio de colorimetría automática y el SO_4 por el método turbidimétrico. Los cationes mayores (Na, K, Ca, Mg) algunos elementos traza (Li, Fe) y el SiO_2 por espectroscopia de absorción atómica utilizando un equipo Perkin Elmer 2380. El Cl y el F se midieron utilizando electrodo selectivo adecuando el medio para estabilizar la fuerza iónica y utilizando un potenciómetro Orion Research 407A. La concentración de B se obtuvo colorimétricamente por reacción con ácido carmínico.

Adicionalmente, se realizó el análisis de duplicado de 12 muestras en el Centro de Investigación de Agua subterránea de la Universidad de Waterloo, Canadá. Los métodos analíticos utilizados fueron probados con las muestras estándares de minerales y de control de calidad de contaminación de la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos de América (USEPA). Los resultados obtenidos corresponden a los valores reales (con excepción de las muestras analizadas por duplicado se reportan como su promedio), se tuvo un 95% como intervalo de confianza. Las determinaciones por absorción atómica presentaron menos del 3% de desviación estándar relativa, en la determinación del B se obtuvo una desviación estándar relativa del 2%. Las determinaciones de Cl y F presentaron una desviación estándar relativa menor al 2%. Los resultados de las muestras analizadas presentan menos de un 5% de error en la condición de electroneutralidad, con excepción de las muestras 2, 5 y 15 que presentan un valor menor al 10%.

Adicionalmente, se tomaron muestras de agua subterránea en forma continua durante el bombeo de algunos pozos que tienen temperatura de agua medida a la descarga contrastante; en el pozo 34 de la región denominada como termal se tomaron muestras durante un periodo de 60 horas a partir del inicio del bombeo y en el pozo 61 fuera de la región termal en el que se tomaron muestras durante un periodo de 24 horas. En estas muestras se midieron datos de campo (temperatura, pH y conductividad eléctrica) y las muestras fueron analizadas por Na y F únicamente.

2.3 Resultados

La componente vertical de flujo de agua subterránea que fue descrita por Hubbert (1940) y posteriormente enfatizada por Tóth (1962, 1963) no siempre ha sido definida y considerada en forma adecuada en muchos estudios. Un objetivo principal del trabajo consistió en definir las

componentes principales de flujo de agua subterránea en el acuífero profundo de SLP, utilizando como herramientas la naturaleza química y la temperatura de las aguas subterráneas. Los datos obtenidos fueron interpretados considerando el medio hidrogeológico de referencia. Una evaluación inicial de la temperatura del agua subterránea medida a la descarga (suponiendo condiciones *quasi*-estacionarias) se utilizó para producir un modelo hidrogeológico conceptual del acuífero. Este modelo fue la base a partir de la cual se establecieron los factores que controlan el comportamiento químico de las aguas subterráneas investigadas.

El flujo de agua subterránea en las condiciones hidrogeológicas que prevalecen en la zona de estudio, está controlado por factores geológicos e hidrogeológicos que pueden representarse tanto en términos de distancia lateral y profundidad. Consecuentemente, se infiere que la temperatura del agua subterránea en cada sistema de flujo estará condicionada por el factor profundidad. Le distancia vertical a la que viaja el sistema de flujo local se ubica entre 20 y 80 m. El agua subterránea del acuífero profundo es captada a mayor profundidad por pozos parcialmente penetrantes a profundidades entre 180 y 350 m. La temperatura promedio del agua subterránea en la descarga del pozo varió entre 20.9º C ±1º C en el acuífero somero a 30.2º C ±1º C en el acuífero profundo. Sin embargo, temperaturas anormalmente notorias (hasta de 40.4º C) fueron registradas en algunos de los pozos profundos. Estas diferencias de temperatura, además de contrastes en la composición química del agua subterránea, sugieren diferentes patrones de flujo, fuentes de agua e interacciones agua-acuífero.

El acuífero somero es recargado en forma natural por la precipitación y artificialmente alimentado por la infiltración de retornos de riego y fugas en los sistemas de drenaje y distribución de agua. La recarga al acuífero profundo es tanto local como regional. El flujo en el acuífero somero está controlado por movimiento lateral con distancias cortas a través de material granular; el flujo en el acuífero profundo se genera en regiones fuera de la cuenca hidrológica superficial, por lo que presenta mayores recorridos (tanto en el sentido vertical como horizontal) a través de rocas volcánicas fracturadas.

Los datos de la composición química del agua subterránea que se presentan en la Tabla 2.1, indican que existen cuatro grupos de composición química homogénea, cada uno de ellos representa una componente de flujo particular. La Figura 2.3 presenta la ubicación de los puntos donde se tomaron las muestras de agua y la clasificación de grupos establecida a partir

del análisis hidrogeoquímico realizado, que entre otras cosas consideró el tipo de medio geológico que capta cada pozo y la temperatura del agua medida a la descarga del pozo.

Tabla 2. 1.-Análisis geoquímicos del agua subterránea del valle de San Luis Potosí. Todas las concentraciones de presenten en mg l^{-1}, los valores de pH, temperatura (Temp.,^{o}C) y conductividad eléctrica (EC µmhos/cm) se midieron en campo. La profundidad del pozo se reporta en m, n.d. significa que no hay dato disponible

SAMPLE	DEPTH	TEMP	pH	E.C.	TDS	SiO2	HCO3	Cl	SO4	NO3	Na	K	Ca	Mg	F	Li	B
GROUP I THERMAL WATER (REGIONAL FLOW)																	
1	220	36.8	6.97	438	288	49	164	11.0	20.5	3.9	59.0	4.9	19.2	1.44	3.6	0.22	0.238
2	300	35.0	6.97	370	247	60	140	11.0	7.0	5.5	54.0	6.4	18.0	1.20	3.1	0.18	0.200
3	200	40.4	7.08	390	300	52	176	14.5	13.5	6.3	60.5	5.3	20.0	0.96	3.4	0.22	0.200
4	314	34.2	7.12	350	294	52	164	16.5	22.0	6.9	61.5	5.6	12.9	1.44	3.4	0.20	0.277
5	330	37.0	7.23	420	237	59	117	12.0	22.0	3.8	54.0	4.9	18.4	1.44	3.1	0.18	0.277
6	350	38.5	7.21	435	258	67	158	11.0	12.0	4.8	44.6	4.5	18.6	1.44	3.1	0.18	0.123
7	300	36.0	7.10	450	289	54	164	13.5	18.0	5.3	59.6	5.3	18.4	1.44	3.4	0.19	0.000
8	200	35.1	7.10	370	267	77	162	14.5	24.2	2.7	50.5	5.6	19.2	n.d.	3.7	n.d.	0.073
9	200	36.5	7.41	354	283	54	156	12.0	25.4	6.9	51.5	4.7	20.0	0.48	3.5	n.d.	0.220
10	250	37.4	7.16	420	271	61	152	18.0	15.5	4.3	51.1	4.5	21.6	0.96	2.6	0.17	0.238
11	260	36.0	7.11	341	264	54	156	12.2	22.2	2.7	50.5	4.3	19.2	0.48	2.9	n.d.	0.073
12	300	33.8	7.21	345	273	77	158	14.0	21.0	2.4	44.1	5.6	24.8	n.d.	2.5	0.17	0.118
13	n.d.	34.8	7.93	338	265	57	144	15.2	20.8	3.8	50.5	4.7	19.2	2.88	2.1	0.15	0.220
MEAN		36.3	7.20	402	272	59	155	13.5	18.8	4.6	53.2	5.1	19.2	1.29	3.1	0.19	0.174
GROUP II COLD WATER (INTERMEDIATE FLOW)																	
14	180	23.3	6.64	150	150	98	99	4.5	1.5	4.8	13.5	9.7	14.4	1.92	0.4	0.01	n.d.
15	160	23.8	6.52	100	102	96	70	4.3	1.0	0.7	10.8	7.0	7.2	0.48	0.2	0.01	n.d.
16	200	26.3	6.53	144	298	93	58	7.6	4.6	33.1	10.2	9.1	8.8	2.40	0.3	0.01	0.073
17	150	23.7	6.57	175	196	93	74	7.5	5.9	6.3	14.8	10.0	12.8	1.92	0.3	0.01	0.000
18	330	25.3	6.55	132	207	98	62	4.5	3.1	5.4	10.2	8.2	8.8	1.92	0.3	0.01	0.000
19	200	25.1	7.08	230	180	95	105	13.2	4.0	3.6	17.3	9.7	25.6	0.96	0.5	0.01	n.d.
20	250	26.0	7.49	220	180	n.d.	117	6.6	1.0	2.1	14.5	9.7	27.2	1.92	0.5	0.02	n.d.
21	150	26.8	6.54	210	233	98	105	15.2	7.0	5.5	20.1	11.4	20.0	3.36	0.3	0.01	n.d.
22	200	25.4	7.25	301	263	93	136	16.0	11.6	2.9	16.6	12.2	32.0	2.40	0.2	0.01	0.000
23	222	25.0	6.64	250	197	89	93	28.5	9.0	5.1	21.0	10.5	25.6	2.88	0.5	0.01	n.d.
24	200	24.9	7.17	255	216	95	129	15.0	10.0	n.d.	19.6	10.5	29.6	2.40	0.4	0.02	n.d.
25	300	24.4	7.47	208	272	85	115	4.8	0.7	2.3	9.3	10.4	26.4	1.92	0.3	0.01	0.147
26	180	25.4	7.49	178	211	85	94	3.7	2.1	1.6	9.3	9.1	21.6	0.96	0.3	0.01	0.000
27	200	25.7	7.39	295	337	83	134	15.6	4.6	4.6	16.6	10.9	36.0	2.40	0.4	0.01	0.000
MEAN		25.1	6.95	203	217	92	99	10.5	4.7	6.0	14.6	9.9	21.1	1.99	0.4	0.01	0.031
GROUP III MIXED WATER (GROUPS I and II)																	
28	300	27.3	6.72	235	200	79	117	9.6	10.5	3.0	32.3	11.4	12.8	1.92	1.4	0.08	0.123
29	170	26.7	7.65	300	266	88	152	15.5	15.0	n.d.	45.5	10.9	23.2	1.44	2.9	0.07	0.200
30	250	29.0	7.73	340	258	78	152	16.0	14.0	n.d.	41.7	8.8	23.2	0.96	1.5	0.11	0.162
31	287	29.0	7.73	290	239	90	152	9.6	7.5	2.0	38.9	7.0	20.0	1.92	1.0	0.12	0.277
32	200	28.7	7.68	315	221	81	129	10.0	8.0	n.d.	39.9	6.2	24.8	1.44	1.6	0.10	0.200
33	210	28.8	7.33	376	283	77	153	15.5	35.8	3.8	38.6	7.8	32.8	0.48	1.2	0.10	0.147
34	324	34.3	6.70	330	236	94	140	11.2	16.5	n.d.	38.0	9.2	18.4	0.96	1.2	0.11	0.200
35	n.d.	27.0	6.57	392	277	46	191	13.5	24.8	3.2	53.3	6.5	26.4	1.44	0.7	0.13	0.073
36	190	29.7	6.76	240	189	93	117	6.8	6.0	3.4	19.6	14.0	19.2	2.40	0.4	0.02	0.000
37	300	31.1	6.84	300	220	76	129	9.0	12.0	2.9	28.6	13.6	22.4	2.40	0.9	0.05	0.046
38	350	27.0	6.66	255	192	103	105	11.8	10.0	7.7	22.0	10.5	24.0	0.96	0.3	0.03	0.123
39	300	26.0	6.22	230	200	97	105	13.5	9.5	11.0	25.3	13.6	16.8	4.32	0.4	0.02	0.000
40	300	27.9	6.30	260	194	105	105	16.8	12.0	0.8	25.3	11.8	18.4	2.88	0.6	0.03	0.355
41	235	31.5	7.57	300	227	66	140	9.0	14.0	n.d.	30.0	5.3	27.2	0.96	0.6	0.05	n.d.
42	265	28.2	7.51	270	231	100	140	12.0	7.0	5.0	26.7	13.6	23.2	2.40	0.9	0.04	n.d.
43	n.d.	26.7	7.83	270	222	95	140	8.8	6.5	4.0	25.7	8.6	27.2	0.48	0.6	0.05	n.d.
44	450	25.2	6.29	320	250	90	129	9.4	31.0	5.3	30.4	20.0	20.0	4.32	1.1	0.04	0.277
45	n.d.	31.0	7.18	330	230	62	140	11.0	10.0	n.d.	30.4	7.5	28.8	1.44	0.8	0.02	0.400
46	n.d.	28.8	7.59	330	245	69	140	17.0	15.0	n.d.	30.4	8.8	32.0	0.96	0.7	0.02	0.150
47	350	23.4	7.60	250	256	82	164	6.0	21.0	2.1	24.3	14.0	19.2	3.36	2.2	0.01	n.d.
48	200	29.7	7.01	590	261	90	140	27.5	11.0	n.d.	44.0	9.2	63.2	2.40	0.6	0.05	0.123
49	170	26.2	7.32	290	245	94	152	12.0	12.0	n.d.	29.5	9.7	27.2	1.92	0.9	0.03	0.123
50	200	29.8	7.66	286	227	60	148	8.5	9.2	2.7	29.5	6.0	26.4	2.88	0.8	0.07	0.073
MEAN		28.4	7.15	330	233	83	138	11.4	13.8	4.1	32.6	10.2	25.1	1.94	1.0	0.06	0.161
GROUP IV SHALLOW WELLS (LOCAL FLOW)																	
51	30	21.5	5.94	510	420	71	54	52.0	18.5	27.6	21.0	64.0	9.6	0.23	0.1	0.00	0.200
52	80	21.5	6.14	590	523	77	84	56.0	25.7	34.2	20.5	81.6	11.5	0.45	0.1	0.01	0.367
53	15	20.7	6.02	1649	1131	55	162	235.0	9.1	119.8	33.0	176.0	27.4	0.42	0.3	0.01	0.367
54	55	21.0	6.43	786	564	75	50	69.2	2.3	56.1	21.5	86.4	11.0	0.48	0.3	0.01	0.073
55	95	20.8	5.87	625	545	71	38	77.6	22.9	32.2	70.4	9.6	0.3	0.38	0.0	0.07	-
56	30	20.8	6.15	531	462	75	70	43.5	11.7	25.8	22.3	50.4	8.2	0.27	0.4	0.01	0.000
57	80	21.9	6.45	1103	789	74	97	96.5	79.9	64.3	24.1	119.2	15.8	0.33	0.1	0.02	0.073
58	20	21.0	6.43	1404	940	62	225	105.0	38.0	62.5	36.5	148.8	26.4	0.31	1.8	0.02	0.000
59	20	20.8	6.26	536	383	71	63	56.5	19.0	35.0	20.1	46.4	5.8	0.29	0.8	0.01	0.000
60	25	19.8	6.52	467	344	64	12	57.0	24.5	44.1	15.7	28.0	5.3	0.64	0.0	0.01	0.073
MEAN	45	20.98	6.221	820	610.1	69.5	85.45	84.83	25.16	50.16	28.51	81.04	12.13	0.38	0.388	0.017	0.1281

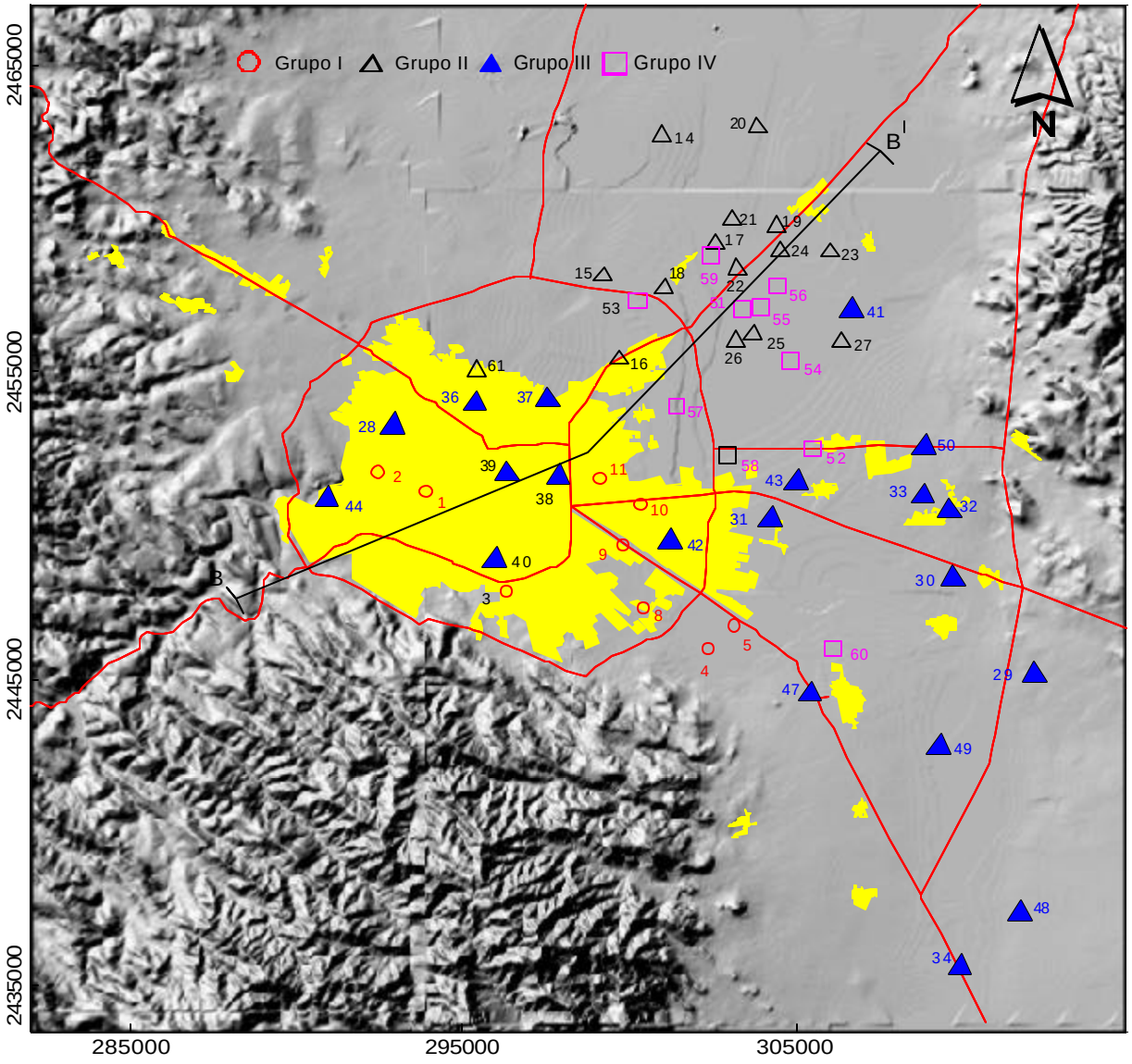


Figura 2. 3.- Ubicación de los puntos donde se tomaron las muestras de agua subterránea en el valle de San Luis Potosí y la clasificación por grupos quimicos homogéneos de agua subterránea

El grupo I corresponde con el flujo regional que circula a través de tobas e ignimbritas, presenta temperaturas del orden de 33.8º C-40.4º C por lo que localmente se le denomina termal, tiene una salinidad entre 237-300 mg l^{-1} es de tipo HCO_3-Na, enriquecido naturalmente en F, L y B. El grupo II representa al flujo de tipo intermedio que circula a través de material Terciario Granular Indiferenciado, presenta una temperatura entre 23.3º C-26.8º C y de tipo Ca-HCO_3 a Na-Ca-HCO_3. Con base el análisis hidrogeoquímico, las características constructivas de los pozos y su ubicación dentro de la planicie, es evidente que el grupo III representa la mezcla entre los grupos I y II, presenta temperatura entre 23.4º C y 31.5º C

siendo de tipo Na-HCO_3. Finalmente, el grupo IV representa agua somera que se desplaza en el acuífero somero, tiene una temperatura de 21º C±1º C y es de tipo Ca-Mixta.

La comparación de los análisis correspondientes al grupo I presentados en la Tabla 2.1 con aquel de un manantial (STD= 2850 mg l^{-1}, HCO_3= 2030 mg l^{-1}, Na= 491 mg l^{-1}, B= 2.48 mg l^{-1}, Ca= 141 mg l^{-1}) localizado a 27 km al sur del valle de SLP y que pertenece al mismo sistema de flujo regional (Carrillo-Rivera et al. 1992) sugiere un tiempo de contacto menor para la interacción agua-roca en el grupo I que para el agua de la zona de descarga. Esto implica que el agua correspondiente al grupo I está más cerca de la zona de recarga que el manantial mencionado.

Las muestras de agua subterránea del acuífero somero presentaron valores elevados de NO_3 (promedio 22 mg l^{-1}, variación entre 2 y 80 mg l^{-1}), comparados con el acuífero profundo (promedio 4.6 mg l^{-1}, variación entre 2 y 11 mg l^{-1}), las elevadas concentraciones de NO_3 se atribuyen a la infiltración de retornos de riego (irrigación con agua residual sin tratamiento) en la zona agrícola de la planicie de SLP.

Más del 70% del agua subterránea extraída del acuífero profundo es de origen geotermal (Cardona, 1990; Carrillo-Rivera, 1992), ya que su temperatura medida a la descarga del pozo es al menos 15-20º C mayor que la media anual ambiental de la región; como se analiza más adelante, su temperatura a profundidad es aún mayor. Las concentraciones de F, Li, Na y SO_4 en las aguas subterráneas se correlacionan con la temperatura (Figura 2.4 y 2.5). Aunque la concentración de B es relativamente más elevada en el grupo I (sistema regional) que el grupo II (sistema intermedio); la correlación disminuye notablemente cuando se incluyen las muestras del grupo III (agua de mezcla). Los pozos que captan el agua geotermal se localizan en las regiones del acuífero profundo donde se registra el mayor abatimiento (Figura 2.1). La localización de los pozos geotermales generalmente se correlaciona con la traza de los principales sistemas de fracturamiento.

El agua subterránea colectada en los pozos 34 y 61 muestra importantes diferencias en su evolución química con relación al tiempo. En el pozo 34, la temperatura del agua subterránea medida a la descarga, la conductividad eléctrica, el F y Na se incrementan notablemente con relación al tiempo (Figura 2.6a). Este pozo fue perforado en rocas volcánicas fracturadas en la región donde se han identificado algunos de los principales sistemas de fracturamiento regional. En contraste, los mismos parámetros se comportan en forma aproximadamente

constante durante la duración de la prueba realizada en el pozo 61 (Figura 2.6b). Este pozo capta aproximadamente 140 m de la porción superior del acuífero (de 220 a 360 m de profundidad, principalmente Terciario Granular Indiferenciado), en la región donde no existe evidencia de la presencia de sistemas de preferenciales de fracturamiento. La Figura 2.6a sugiere que el pozo 34 obtiene cada vez una proporción mayor de agua del sistema regional con relación al tiempo de bombeo, mientras que para el pozo 61 ese sistema de flujo mantiene una proporción constante relativamente baja y/o prácticamente nula.

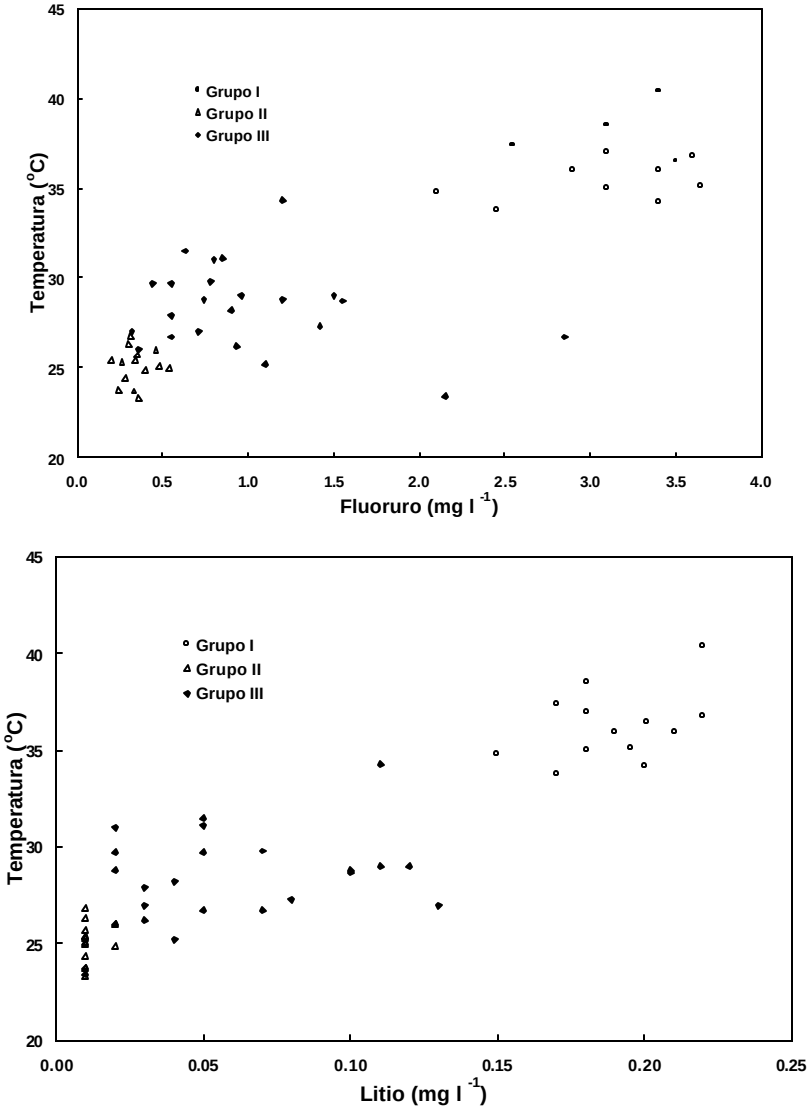


Figura 2. 4.- Temperatura del agua subterránea medida a la descarga con relación a la concentración de fluoruro y litio en el acuífero profundo del valle de San Luis Potosí

La evaluación del índice de saturación para la composición promedio del agua del sistema de flujo regional indica que está, para fines prácticos, en equilibrio con relación a la calcita ($IS_{calcita} \leq -0.14$). De acuerdo con los cálculos realizados con PHREEQC (Parkhurst et al. 1980), este flujo se torna subsaturado (Figura 2.7) cuando la temperatura involucrada es de 90º C. Esta condición sugiere que el patrón de flujo de la componente del sistema regional en el acuífero profundo, no circula a través de la secuencia de rocas calcáreas del Cretácico, si no que únicamente se desplaza a través de la secuencia volcánica del Terciario.

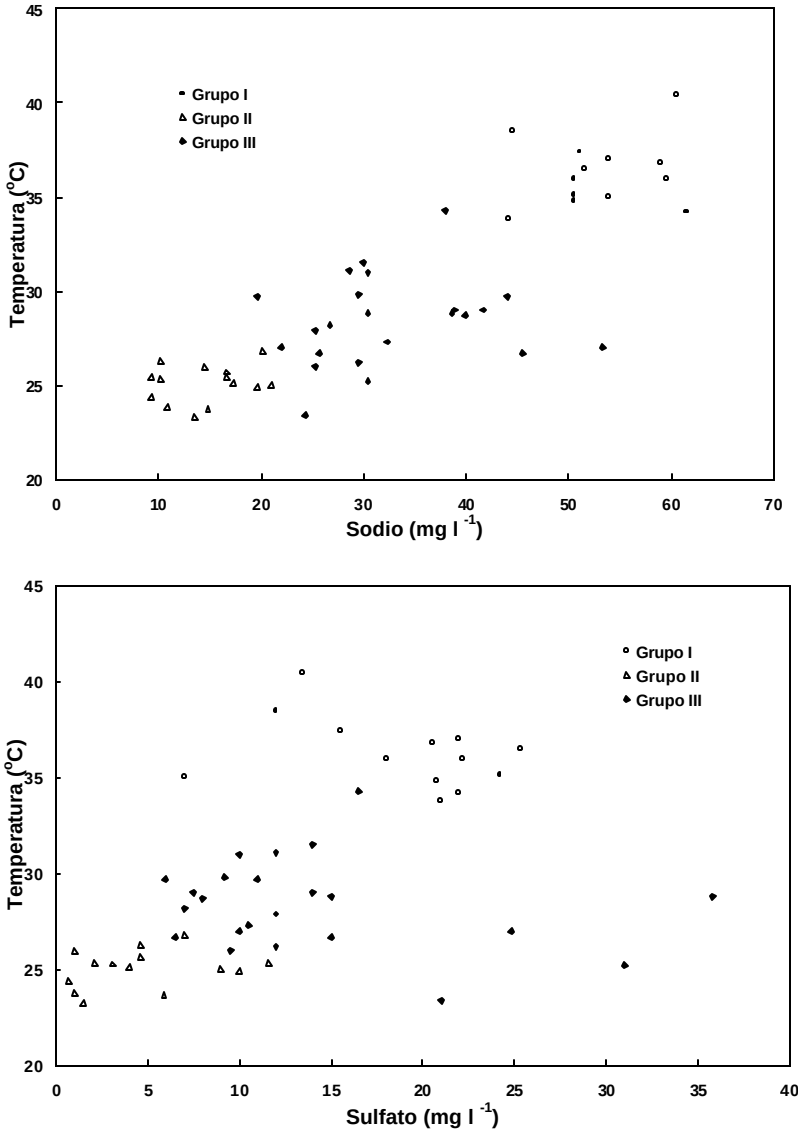


Figura 2. 5.- Temperatura del agua subterránea medida a la descarga con relación a la concentración de sodio y sulfato en el acuífero profundo del valle de San Luis Potosí

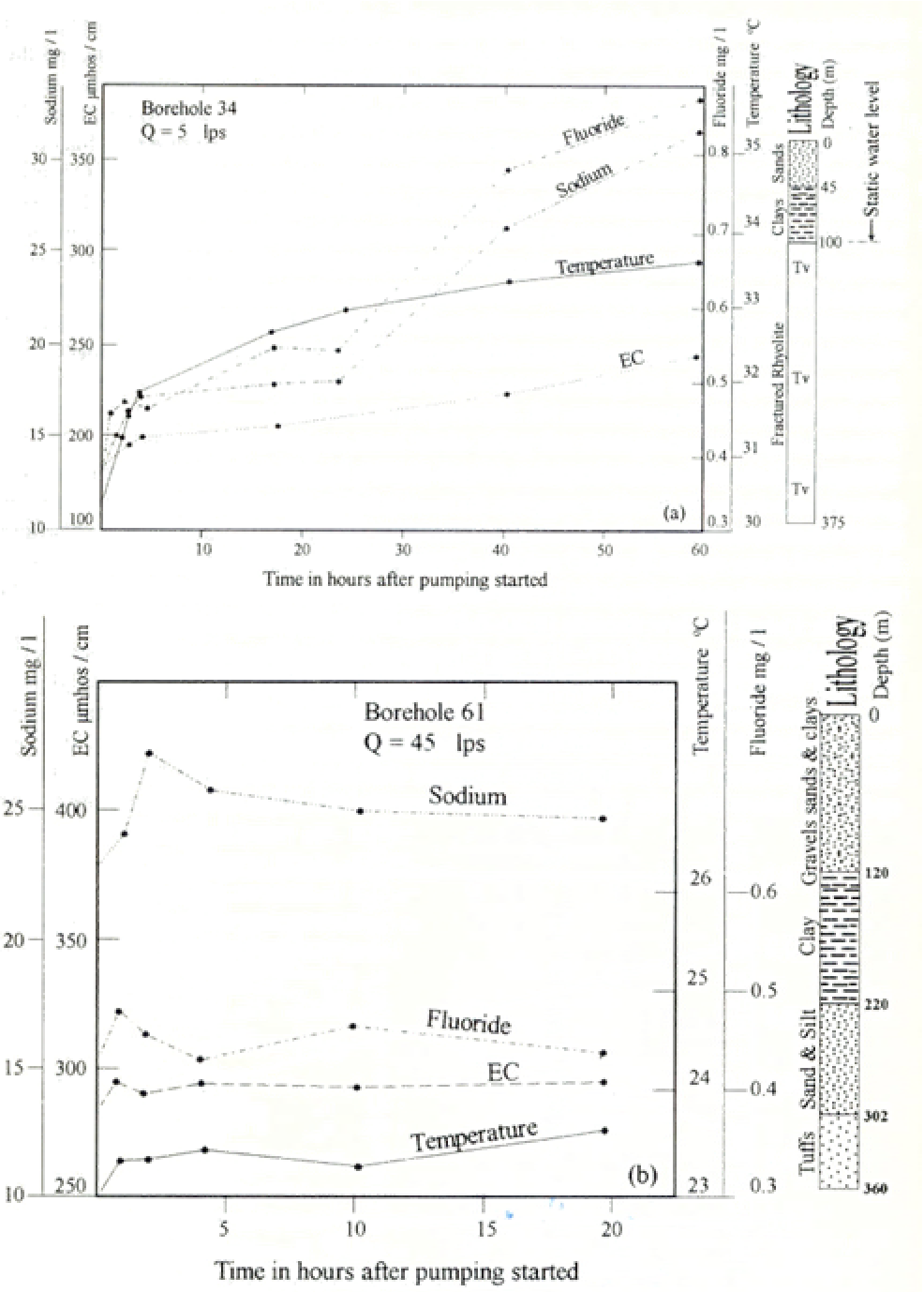


Figura 2. 6.- Respuesta física y química en la calidad del agua con relación al tiempo de bombeo en pozos con (a) flujo vertical ascendente de agua del sistema regional y b) flujo horizontal

Esto además está sustentado por el hecho de que el Na es el catión dominante en la composición química del sistema de flujo regional, ya que se deriva del proceso de desvitrificación de la roca volcánica (Tabla 2.1). La interacción agua subterránea-roca

volcánica es probablemente más intensa debido a la temperatura del agua subterránea con la que está en contacto.

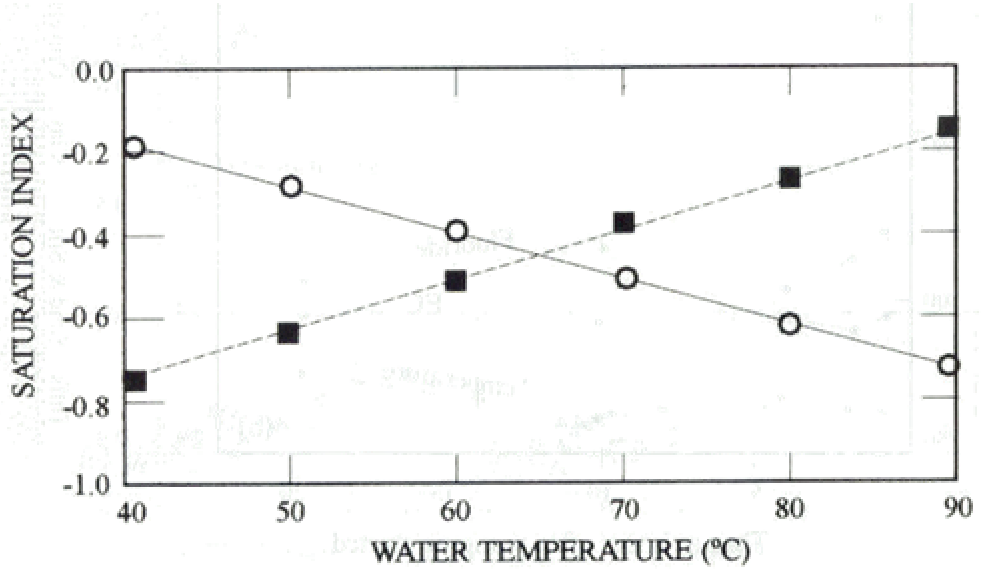


Figura 2. 7.- Índice de saturación calculado para el agua del sistema regional vs. temperatura para calcita (o) y fluorita (■)

2.3.1 Mezclas de agua

La correlación detectada entre la temperatura y las concentraciones de F, Li, Na y SO_4 para el agua subterránea del valle de SLP sugiere que el agua extraída del acuífero profundo puede ser el resultado de la mezcla de dos sistemas de flujo de diferente jerarquía: i) el sistema regional de mayor temperatura y relativamente enriquecido en F, Li, Na y SO_4 (Figuras 2.4 y 2.5) y ii) el sistema intermedio que presenta menor temperatura y menores concentraciones de F, Li, Na y SO_4. El agua subterránea del acuífero profundo en la margen norte del valle es relativamente fría (grupo II, Tabla 2.1), con baja concentración de F (0.20-0.54 mg l^{-1}), Li (<0.01-0.147 mg l^{-1}), Na (9.3-21.0 mg l^{-1}) y SO_4 (0.7-11.6 mg l^{-1}). Considerando el marco hidrogeológico de referencia, esta composición química sugiere que se trata de agua cuya recarga se efectúa dentro de los márgenes de la cuenca en las inmediaciones de la SSM; la influencia del acuífero somero se considera limitada. La ubicación de los sitios donde se extrae agua geotermal, así como el incremento de F, Na y conductividad eléctrica detectado en el pozo 34, sugiere que este sistema regional se introduce desde niveles inferiores en los niveles de los captación de los pozos, justo en la región donde el abatimiento registrado en el acuífero profundo es mayor,

efecto que se considera confirma la evidencia detectada en la interpretación de las pruebas de bombeo analizadas por Carrillo-Rivera (1992).

Los porcentajes de mezcla del agua subterránea de los grupos I y II fueron calculados utilizando las concentraciones de F, Li, Na y SO_4, utilizando la siguiente relación (Plummer y Back, 1980):

$$A_i X + B_i(1 - X) = C_i \qquad (2.1)$$

en la que X es el porcentaje de agua del sistema regional presente en la mezcla y C*i* es la concentración de un constituyente químico específico (*i*) en dicha mezcla en la que intervienen los miembros extremos A (grupo I, sistema regional) y B (grupo II, sistema intermedio).

Esta relación supone que los constituyentes incluidos se mantienen durante el proceso de mezcla (conservativa). Factores tales como la disolución de minerales, precipitación y/o otros procesos químicos que potencialmente pueden modificar las concentraciones de los constituyentes señalados, no son tomados en cuenta. La aplicación de este balance de masa considerando al F, Li, Na y SO_4 es ilustrativa además para identificar procesos que desvían las concentraciones propuestas a partir de la mezcla conservativa. Los resultados de los cálculos realizados utilizando las concentraciones promedio de cada uno de los miembros extremos (grupos I y II) se presentan en la Tabla 2.2. Los cálculos fueron realizados utilizando las concentraciones promedio de cada miembro extremo y resolviendo la ecuación para el porcentaje (X) de agua termal presente en cada muestra del grupo III.

La concentración promedio de F, Li, Na y SO_4 utilizada para el miembro extremo A son 3.09 mg l^{-1}, 0.18 mg l^{-1}, 53.18 mg l^{-1} y 18.77 mg l^{-1}. Para el grupo II los valores que se consideraron fueron los siguientes 0.34 mg l^{-1}, 0.01 mg l^{-1}, 14.56 mg l^{-1} y 4.72 mg l^{-1} respectivamente. El uso de valores promedio implica que debido a variaciones locales de la concentración, pueden esperarse resultados que sobre o subestiman hasta en un 50% el porcentaje de mezcla calculado.

Las diferencias detectadas en los porcentajes de mezcla presentados en la Tabla 2.2 utilizando diversos constituyentes indica y/o sugiere desviaciones del comportamiento conservativo propuesto como hipótesis. La comparación de los porcentajes de mezcla (Tabla 2.2) indica que el SO_4 y el Na tienen a presentar valores un poco mayores que el Li y F. Estas desviaciones sugieren que: i) se lleva a cabo el desarrollo de reacciones adicionales de interacción agua-roca debido a las nuevas condiciones químicas que resultan en el agua de mezcla, ii) presencia

de un tercer miembro extremo adicional, que estaría representado por el sistema local (agua contaminada del acuífero somero).

Tabla 2. 2.- Porcentaje de agua del grupo I en las mezclas con agua del grupo II, que constituyen el grupo III. Los cálculos se realizaron utilizando las concentraciones promedio de F, Li, Na y SO_4

Borehole no.	Lithium	Fluoride	Sulphate	Sodium
28	40	40	47	47
29	34	88	75	78
30	57	42	69	69
31	62	23	28	63
32	50	43	31	65
33	50	31	–	62
34	57	31	85	60
35	68	14	–	97
36	6	4	18	18
37	23	20	56	40
38	11	0	44	24
39	6	2	40	31
40	11	8	56	31
41	22	11	69	42
42	17	20	24	34
43	23	9	21	32
44	17	28	–	43
45	6	18	44	43
46	6	15	76	43
47	0	64	–	30
48	23	8	50	75
49	11	21	56	41
50	34	16	38	41

Estos procesos pueden explicar la presencia de concentraciones elevadas de Ca, Mg y K en el agua de algunos pozos del grupo III, sobre todo cuando se comparan con las concentraciones de los grupos I y II. La relación entre el SO_4 (y Na) y la temperatura del agua medida a la descarga que se presenta en la Figura 2.4, sugiere la presencia de una fuente adicional de estos elementos para el agua en algunas muestras correspondientes al grupo III. Aunque dos de las muestras del grupo III presentaron más F del esperado, los porcentajes calculados con Li y F (y específicamente el primero) se consideran que son más acertados ya que es menos probable que presenten problemas por el desarrollo de reacciones químicas.

La falta de correlación entre el SiO_2, K, Ca y Mg con relación a la temperatura del agua subterránea, sugiere la presencia de controles de solubilidad o de adsorción. Por ejemplo, las bajas concentraciones de Mg detectadas en el agua del sistema regional pueden ser atribuidas a: i) adsorción en la roca a los productos de alteración durante el proceso de desvitrificación

y/o ii) precipitación de algunos silicatos durante la interacción a las temperaturas que prevalecen a profundidad en el sistema regional (Edmunds et al., 1986).

El Cl en las aguas subterráneas de SLP se infiere se deriva de: i) la precipitación y ii) la interacción agua-roca. El último proceso se considera que incrementa sólo ligeramente las concentraciones de Cl, hecho sustentado por los experimentos desarrollados por Ellis y Mahon (1964) en los que las rocas de origen riolítico proporcionaron la menor cantidad de Cl comparado con otros tipos de rocas. Las bajas concentraciones de Cl en el grupo III parece ser que confirman la importancia de la mezcla entre las aguas de los sistemas regional e intermedio, lo que implica que la presencia del agua contaminada del sistema local (grupo IV) se presenta en una proporción pequeña o prácticamente nula en muchos de los pozos del grupo III. Las uniformes concentraciones de Cl detectadas en el sistema de flujo regional, se consideran como una evidencia adicional de un amplio recorrido en el subsuelo, ya que a mayor recorrido los efectos de la dispersión hidrodinámica se atenúan sustancialmente. Por otro lado, los elevados valores de Cl detectados en algunas muestras del sistema local sugieren la presencia de: i) contaminación relacionada con aguas residuales de origen municipal y ii) concentración de los retornos de riego por evapotranspiración.

2.3.2 Geotermómetros

Una estimación de la temperatura del último equilibrio que tuvo el agua subterránea durante la interacción agua-roca se realizó con base en geotermómetros químicos cuantitativos que utilizan la concentración de sílice (Fournier y Rowe, 1966), las proporciones relativas de Na-K-Ca (Fournier y Truesdall, 1973) y Na/K (Ellis, 1970; Fournier y Truesdall, 1973). Algunas de las limitaciones relacionadas con las concentraciones naturales del sistema que pueden establecer restricciones en los cálculos realizados incluyen: i) precipitación de sílice y otros minerales durante el ascenso del agua subterránea hacia las zonas de captación de los pozos, ii) adsorción y/o desorción de reactantes en el acuífero, iii) falta de equilibrio químico entre el agua y la roca y iv) mezcla con aguas de diferente composición durante el ascenso a la superficie.

Los cálculos relacionados con los geotermómetros se realizaron utilizando los datos químicos de las muestras de agua del sistema regional que no presenta evidencia de mezcla con el agua del sistema intermedio y/o local. Para los pozos que captan preferentemente el medio

fracturado, el movimiento vertical ascendente del agua del sistema regional se realiza a través de las rocas volcánicas fracturadas, por lo que la interacción con el material de relleno de la fosa tectónica queda fuera del contexto. Las concentraciones de SiO_2 en las aguas del sistema de flujo intermedio son mayores que las detectadas en el agua del sistema regional, lo que sugiere una fuente adicional de $SíO_2$ para las primeras. El agua subterránea del sistema de flujo intermedio que circula por el material Terciario Granular Indiferenciado interacciona con la fracción arcillosa del acuífero, proceso durante el que se libera una importante cantidad de SiO_2 (Cardona, 1990). Altschuler et al. (1963) encontró mecanismos similares que producen elevadas concentraciones de sílice en el agua subterránea cuando la montmorillonita se transforma en caolinita durante el intemperismo de baja temperatura. La mayor concentración de SiO_2 detectada en el grupo II cuando se compara con aquella del grupo IV, puede estar relacionada con una mayor interacción agua-sedimento (mayor tiempo de residencia relativo) para el primero. La naturaleza vítrea y tamaño de partícula condicionan que durante el intemperismo una elevada cantidad de sílice resulta de dicha interacción.

Arnósson (1975) encontró que en las rocas volcánicas basálticas con elevado porcentaje de matriz vítrea, la cantidad de sílice disuelta indica el equilibrio con respecto a calcedonia cuando la temperatura de la interacción se realiza a menos de 110º C. Consecuentemente, el geotermómetro de calcedonia es probablemente el más apropiado para aplicarse en la zona de estudio, ya que las lavas, tobas e ignimbritas tienen una elevada proporción de vidrio volcánico (≈ 80% en volumen). Fournier (1981) indica además que el geotermómetro de cuarzo rinde mejores resultados cuando las temperaturas en el subsuelo son mayores de 150º C. Por lo tanto los valores de T_{cuarzo} presentados en la Tabla 2.3 se presentan sólo con fines comparativos. La temperatura promedio determinada para el geotermómetro de calcedonia en las aguas del grupo I resultó de 79.5º C (intervalo entre 70.9-95.4º C).

El geotermómetro basado en cationes se sustenta en la relación empírica que se establece para la concentración molar de Na, K y Ca en una gráfica que relaciona $(Na+K)+\beta\log(Ca^{1/2}/Na)$ *vs.* el recíproco de la temperatura absoluta de equilibrio. Las temperaturas de equilibrio a profundidad basadas en este geotermómetro resultaron de 64.8º C y 83.8º C (promedio 71.3º C). Las temperaturas máximas calculadas para los geotermómetros de calcedonia y Na-K-Ca se considera representan la última temperatura de equilibrio en la parte más profunda del acuífero profundo.

Estos valores también son similares a aquellos obtenidos utilizando la relación empírica que se establece entre la concentración de Na/K y la temperatura del agua medida a la descarga, que es válida para agua subterránea con valores de pH cercanos a 7.0 y ($Ca^{1/2}$/Na)<1. La Figura 2.8 presenta la relación del Log Na/K y la temperatura del agua subterránea medida a la descarga para los grupos I, II y III, además de la línea empírica determinada por Ellis (1970). A pesar del relativamente bajo coeficiente de correlación determinado en la gráfica de la Figura 2.8 para las aguas del grupo I, el cruce de la línea de ajuste por mínimos cuadrados establecida intercepta a la línea propuesta por Ellis (1970) sugiriendo una temperatura de equilibrio del orden de 78º C. Adicionalmente, el incremento detectado para la relación Log Na/K en la medida de que se incrementa la temperatura, se considera una evidencia adicional de la mezcla de aguas entre los grupos I y II.

Tabla 2. 3.-Temperaturas de equilibrio correspondientes al agua subterránea del grupo I calculadas con ecuaciones de geotermómetros, $T_{discharge}$ es la temperatura medida a la descarga del pozo

Borehole no.	T_{quartz}	$T_{chalcedony}$	$T_{Na-K-Ca}$	$T_{discharge}$
1	100.9	70.9	70.5	36.0
2	110.5	81.3	79.4	35.0
3	104.1	74.4	72.3	40.4
4	104.1	74.4	83.8	34.5
5	109.7	80.4	70.4	37.0
6	116.4	87.6	65.6	38.5
7	105.4	75.8	73.9	36.2
8	123.5	95.4	73.0	35.1
9	105.9	76.3	66.9	36.5
10	111.7	82.2	64.1	37.4
11	105.9	76.3	64.8	36.0
T_{mean}	108.9	79.5	71.3	36.6

La evidencia que resulta de los cálculos realizados con los geotermómetros de calcedonia y Na-K-Ca sugiere que el último equilibrio del agua subterránea del sistema regional durante su circulación en las rocas volcánicas fracturadas, se alcanzo a una temperatura entre 70-80º C. Considerando el gradiente geotérmico local que se ubica entre 31.4 y 39.33º C Km-1 (Smith et al,. 1979) y los resultados de los geotermómetros, resulta que el equilibrio entre la interacción agua-roca volcánica se presentó a una profundidad entre 1.4 y 2.1 km, profundidad que es relativamente congruente con el espesor de la secuencia volcánica. La pequeña diferencia detectada entre los valores de temperatura de equilibrio calculados para los geotermómetros de

Na-K-Ca y calcedonia se interpretan como evidencia de que el vidrio volcánico es el principal control de solubilidad para el SiO_2 en las aguas del sistema regional.

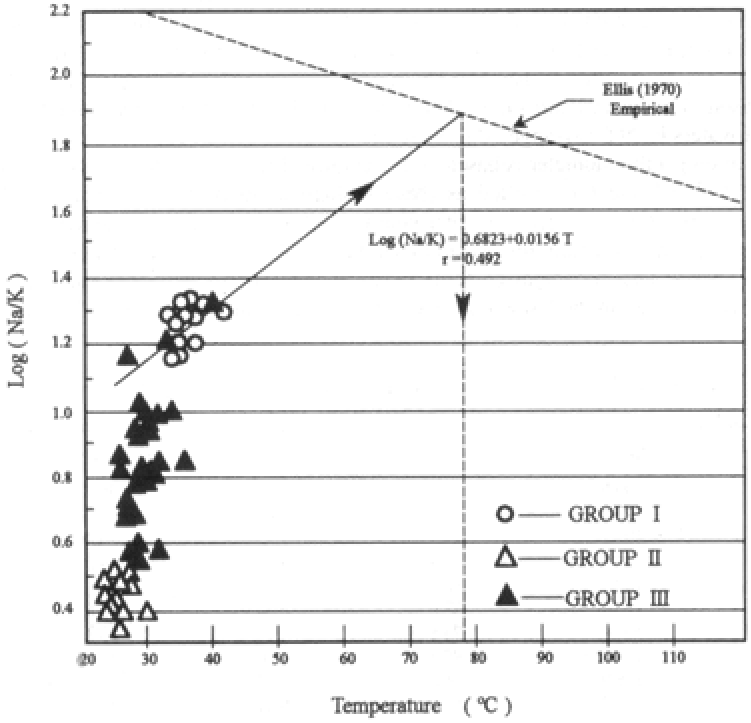


Figura 2. 8.- Relación empírica de Ellis relacionada con el valores de Log Na/K y su correspondiente temperatura del agua subterránea medida a la descarga

2.4 Discusión

Los patrones de flujo de agua subterránea establecidos con base en la integración geológica, hidrogeológica e hidrogeoquímica (Figura 2.9) sugieren que la recarga al acuífero profundo se desarrolla tanto en las inmediaciones de la planicie de la cuenca como en zonas más alejadas y probablemente fuera de sus límites geográficos. El agua del sistema intermedio se desplaza en el material granular que incluye el relleno de la fosa tectónica, mientras que el agua del sistema regional se mueve a través de las rocas volcánicas fracturadas. El flujo subterráneo hacia las zonas de captación de los pozos se realiza en forma tridimensional, implicando movimiento en los planos horizontal y vertical. Los sistemas de flujo local e intermedio se desplazan a través de material granular que tiene una relativamente baja conductividad hidráulica, cuya principal componente es de tipo horizontal. El flujo local está representado por agua subterránea del acuífero somero, el flujo intermedio representa agua subterránea cuya zona de recarga se limita a la zona de pie de monte en la Sierra de San Miguelito (Figura 2.9).

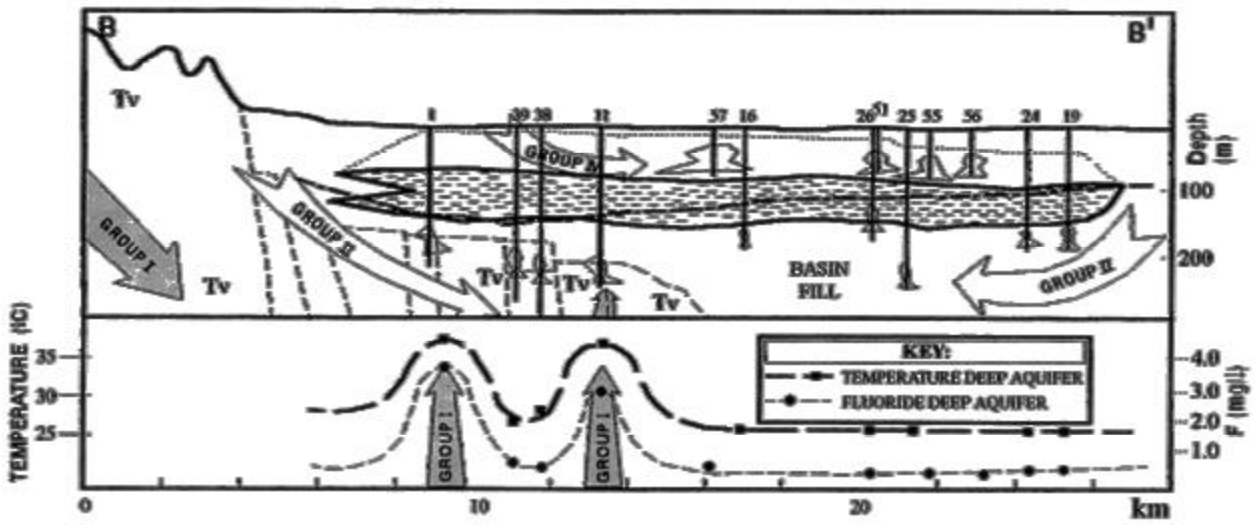


Figura 2. 9.-Sección transversal vertical esquemática en la que se presentan los cambios de la calidad del agua subterránea a lo largo del plano horizontal y los sistemas de flujo propuestos regional (grupo I), intermedio (grupo II) y local (grupo IV)

El flujo vertical se presenta en la fracturas debido a una mayor conductividad hidráulica en este sentido y a la reducción de la carga hidráulica en la porción superior (material granular) debido al efecto del bombeo. Esta interpretación está sustentada en la Figura 2.5a (pozo 34), donde se obtuvo agua subterránea correspondiente al sistema intermedio en los primeros minutos de bombeo. La mezcla de los sistemas regional e intermedio depende de la relación entre las conductividades hidráulicas de los medios granular y fracturado y las cargas hidráulicas inducidas durante la extracción. La mayoría del agua subterránea asociada con el sistema de flujo regional (agua termal) se detectó en regiones donde se ha detectado la existencia (en superficie o en el subsuelo) de lineamientos y sistemas de fallas de tipo regional. La superficie total de la región donde se extrae agua subterránea clasificada como grupo I es de alrededor de 100 km^2. La falta de manifestaciones asociadas con manantiales termales dentro de la cuenca de SLP, se considera una evidencia adicional del ascenso, inducido por el bombeo, del agua del flujo regional.

La evidencia de campo no es suficiente para establecer en definitiva las zonas de recarga asociadas con el agua subterránea del sistema regional. Sin embargo, los geotermómetros implican que este flujo circula a profundidades (mínimas) del orden de 1.7 km. Se estima que el flujo regional interceptado por los pozos ha viajado al menos una distancia del orden de 30 km en la SSM. La naturaleza del flujo del Grupo I se infiere que continua hacia el sur y

sureste, donde en tiempos históricos descargaba naturalmente en la superficie alimentando el caudal base del río Santa María. El índice de saturación del agua subterránea termal con relación a la calcita sugiere que su recarga se limita a la porción occidental del área de estudio, es decir no circula por las rocas calcáreas del Cretácico.

La relación Li/Na calculada para las aguas subterráneas de la zona de estudio, es congruente con los sistemas regional, intermedio y local propuestos. Los valores promedio de Li/Na (≈0.0035) para el grupo I son consistentes con un mayor tiempo de residencia que el grupo II (Li/Na ≈0.0008) y grupo IV (Li/Na ≈0.0002). Estas relaciones concuerdan con las determinadas por Edmunds et al. (1986), para aguas continentales diluidas que circulan por rocas félsicas y sedimentos continentales. Debido a las prácticas agrícolas que se han desarrollado en la cuenca de San Luis Potosí, el sistema de flujo local es el que está más amenazado por la contaminación.

Capítulo 3. Utilización del régimen de operación y conocimiento de las condiciones hidrogeológicas para controlar las concentraciones de fluoruro en el agua subterránea: Cuenca de San Luis Potosí, México

3.1 Introducción

La contaminación natural ocasionada al agua subterránea por medios ambientes geológicos específicos, puede ser un factor limitante en los recursos hídricos disponibles en una región. Actualmente, el agua subterránea es una de las principales fuentes de abastecimiento poblacional en las zonas áridas y semi-áridas. Su disponibilidad puede ser disminuida no sólo por la introducción desde la superficie de contaminantes relacionados con actividades humanas, sino también por procesos naturales de interacción agua subterránea-acuífero. Hasta últimas fechas, el impacto que algunos elementos traza ocasionan en el agua subterránea, no ha sido considerado en el manejo de los recursos hídricos del subsuelo en México. Sin embargo, la aportación a la contaminación del agua subterránea y a la salud de la población y sus efectos directos (benéficos o perjudiciales) que realizan algunos elementos traza (F, Fe, As, Cd, por ejemplo), puede ser muy importante en muchas regiones del mundo que utilizan preferentemente agua subterránea para el abastecimiento de la población (Edmunds y Smedley, 1996). Desde este punto de vista, tanto en países industrializados como en aquellos en vías de desarrollo, el F se considera un contaminante común en abastecimientos de agua potable.

En este capítulo se discute la contaminación natural del agua subterránea profunda asociada con un sistema de flujo regional, que se extrae en la región de la ciudad de San Luis Potosí (SLP), México (Figuras 3.1 y 3.2). En esta región, la extracción en los pozos produce la inducción de un flujo de agua subterránea de baja salinidad (200-350 mg/l), temperatura entre 33.8 y 40.4º C y elevada concentración de F (2.1-3.65 mg/l). Algunos de los aspectos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos más relevantes de esta región han sido descritos previamente, un complemento de ellos se presenta en las siguientes secciones.

La fluorosis dental ha sido reconocida en SLP en personas con exposición elevada al F en el agua potable (Grimaldo et al., 1995). Medellín-Milán et al., (1993) reportaron la presencia de fluorosis en 84% de la población entre 6 y 30 años de edad; 34% de los niños entre 11 y 13 años presentaron severos daños producidos por la fluorosis; en contraste las personas adultas no manifestaron efectos de fluorosis dental.

Existe una gran variedad de estudios relacionados con el F en el agua subterránea, trabajos que han investigado desde su origen hasta el efecto que produce en la salud de la población. Considerando la primer línea de investigación, Nordstrom y Jenne (1977), Edmunds et al., (1984), Robertson (1986), Zhaoli et al., (1989), Travi y Faye (1992), Nordstrom et al., (1989) y Hitchon (1995), entre otros, estudiaron el comportamiento geoquímico del F en el agua subterránea que circula a través de diferentes medios geológicos. Desde el punto de vista de contaminación de agua subterránea, Kilham y Hecky (1973), Handa (1975), Nanyaro et al., (1984), Gaciri y Davies (1993), Pekdeger et al., (1992), entre otros, determinaron y definieron que el F generalmente es un contaminante natural y que en muchas ocasiones su presencia en el agua subterránea está controlada por la geoquímica de la fluorita y de los carbonatos, ya que únicamente es abundante en aguas con baja concentración de calcio y magnesio.

Desde la perspectiva de salud pública, algunos investigadores (Teotia et al., 1981; Diesendorf, 1986; Tannakone et al., 1988; Dissayanake, 1991; Rajagopal y Tobin, 1991), han realizado importantes contribuciones en relación con el efecto (fluorosis dental y esquelética) que el F produce en la población cuando se encuentra en elevadas concentraciones en los abastecimientos municipales. Localmente algunas aportaciones relacionadas con evaluaciones de los efectos sobre la salud pública de los habitantes de SLP, han sido realizadas por Sarabia (1989), Medellín-Milán et al., (1993) y más recientemente por Grimaldo et al., (1995).

En relación con procedimientos para el tratamiento y/o remoción de altas concentraciones de F en el agua subterránea que se abastece a la población, dos sistemas han sido propuestos desde el punto de vista experimental: *i*) adsorción del F presente en el agua potable en resinas naturales y artificiales (Tejook, 1983; Sarabia, 1989; Ovalle, 1996) y *ii*) precipitación por medio de controles de solubilidad, adicionando yeso al filtro de grava de los pozos (Appelo y Postma, 1996); el incremento de la concentración de calcio (a partir de la disolución del yeso) disminuye la concentración de F disuelto. Ambas técnicas tratan el agua subterránea en la superficie, sin embargo la técnica de adición de yeso tiene el problema de que la concentración

de sulfato puede incrementarse en gran medida y las resinas son caras y producen problemas relacionados con la disposición de los residuos. No existe reportada ninguna metodología que trate de solucionar el problema en la fuente directamente, previo a que ocurra la extracción del agua subterránea.

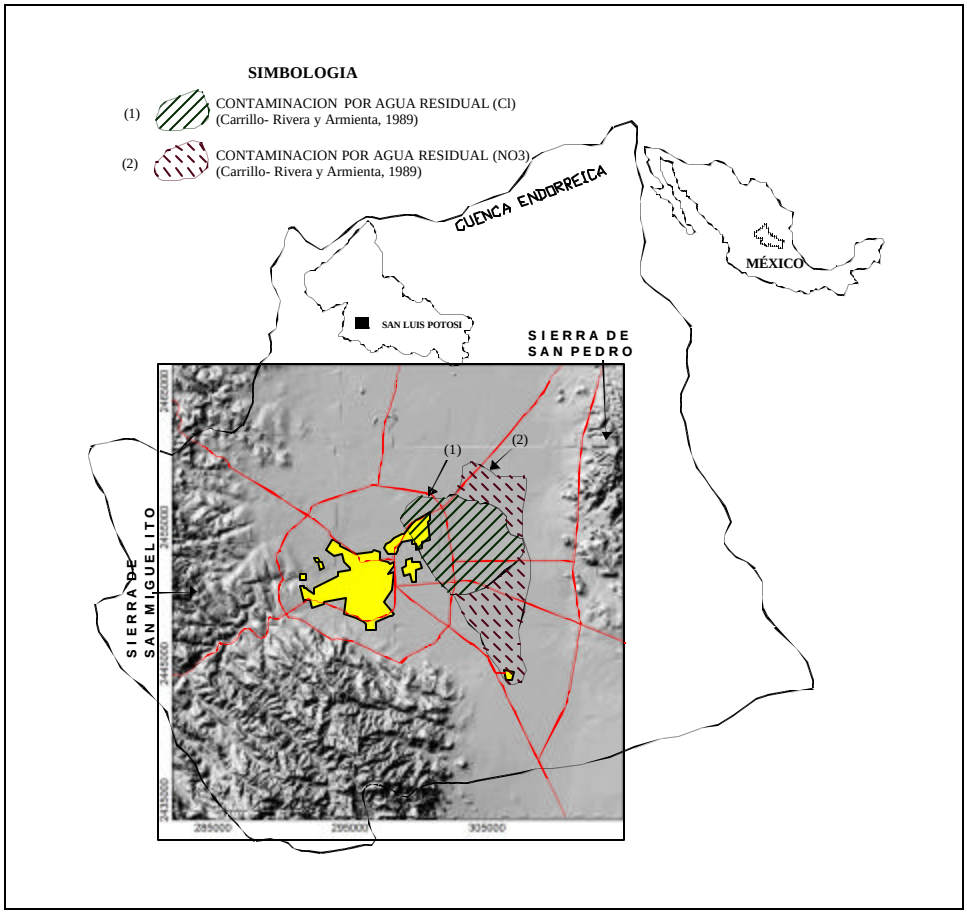


Figura 3. 1.- Ubicación del área de estudio en la que se presenta la geología superficial y la región donde se ha identificado la zona con agua somera contaminada por efluentes agrícolas (adaptado de Carrillo-Rivera y Armienta, 1989)

En capítulos previos se ha definido la presencia de F en las aguas subterráneas de SLP, pero no se ha puntualizado ni abundado en los posibles controles que condicionan el movimiento del agua subterránea rica en F, o de los controles de solubilidad que restringen la presencia del F, aspectos que sin lugar a dudas, colaboran en la proposición de un manejo adecuado del flujo de agua subterránea rica en F tanto en SLP. Consecuentemente, los objetivos planteados en este capítulo incluyeron: *i*) identificar la evolución del agua rica en F en tiempo y espacio en la región de SLP, típica zona de la Sierra Madre Occidental de México con presencia de rocas

volcánicas calco-alcalinas, *ii*) definir los posibles controles de solubilidad que determinan la concentración de F en el agua subterránea y *iii*) discutir una técnica *in situ* para controlarlo (disminuir su concentración).

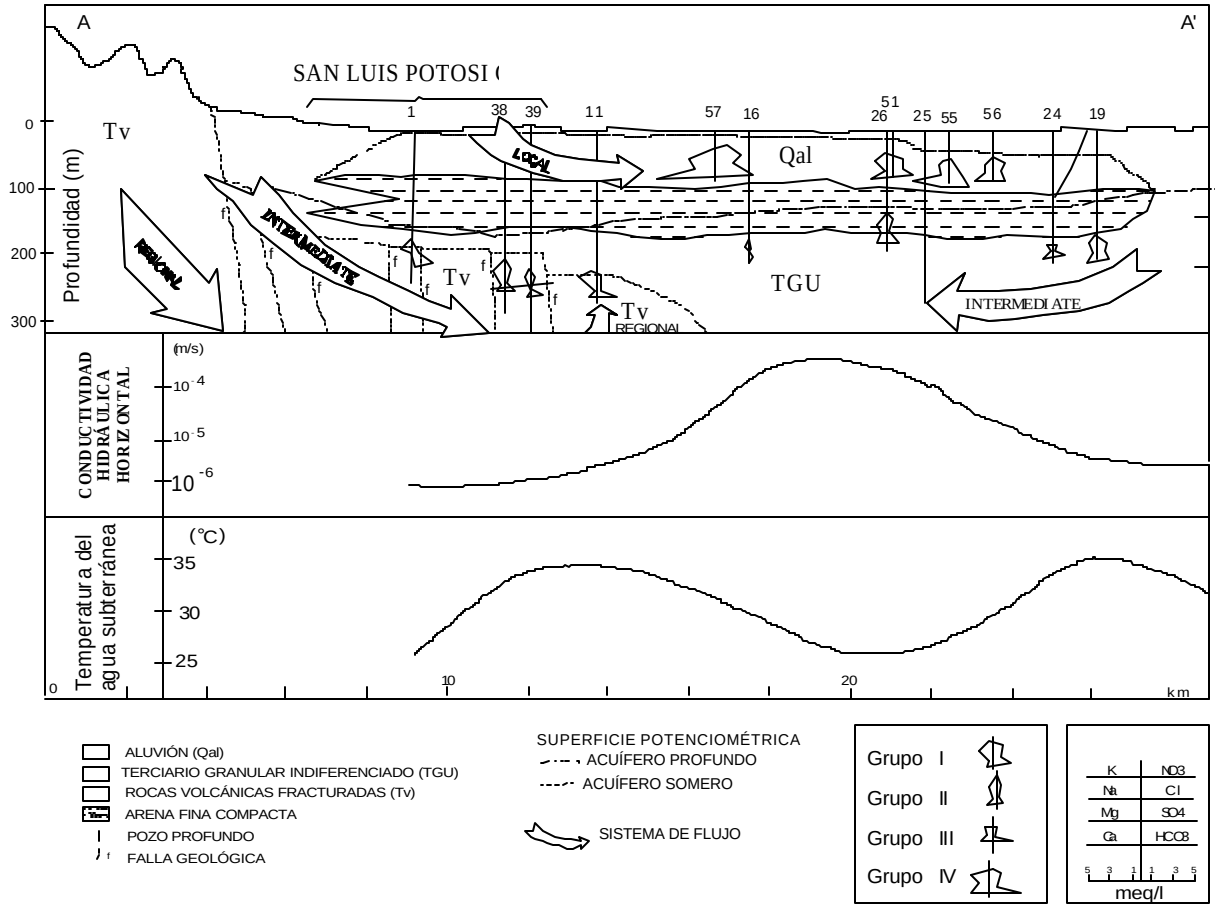


Figura 3. 2.- Sección hidrogeológica a lo largo de la dirección de flujo (horizontal) en la que se representan los sistemas de flujo regional, intermedio y local. La conductividad hidráulica (horizontal) se refiere a porción superior del acuífero profundo (unidades Tv y TGU), la temperatura se refiere a la medida a la descarga del pozo. La ubicación de la sección se indica en la Figura 3.1

3.2 El área de estudio

3.2.1 Sistema acuífero

La hidrogeología de SLP ha sido descrita en detalle en Cardona (1990) y Carrillo-Rivera (1992) así como en el capítulo 2. En esta zona se ha identificado la presencia de dos acuíferos (denominados tradicionalmente como **somero** y **profundo**) separados por el estrato de arena

fina compacta de baja conductividad hidráulica. El ***acuífero somero***, cuya base la constituye la capa de arena fina, está compuesto por materiales clásticos del Cuaternario. Hidráulicamente se comporta como de tipo libre, con profundidades al nivel del agua entre 5 y 30 m, la carga potenciométrica que presenta se ubica entre 1,815 y 1,880 msnm; el abatimiento promedio en los pozos (durante la operación) es del orden de 4 m ocasionado por una extracción promedio de 0.01 $m^3 s^{-1}$. Está colgado sobre el estrato de baja conductividad hidráulica, se recarga a partir de la precipitación en el valle y por retornos de riego. Como gran parte de los cultivos se irrigan con aguas negras municipales sin tratamiento, se ha detectado la presencia de contaminación inorgánica en el agua subterránea (Carrillo-Rivera y Armienta, 1989).

Las unidades geológicas que constituyen el ***acuífero profundo*** tienen una distribución espacial más extensa que los límites de la cuenca superficial. El agua subterránea en el acuífero profundo circula tanto en el TGU como en las rocas volcánicas fracturadas que lo subyacen; es de tipo confinado en la mayor parte de la porción plana del valle de SLP. La profundidad a la superficie potenciométrica en este acuífero oscila entre 60 y 150 m, dependiendo de la ubicación dentro la planicie; sin embargo en las partes elevadas de la cuenca la profundidad al nivel del agua puede ser un poco superior a 200 m. La mayoría de los pozos perforados en este acuífero, tienen profundidades del orden de 350-450 m; aunque existen algunos de 800-1,000 m. Dependiendo de su ubicación dentro del valle de SLP, algunos pozos pueden atravesar 100-300 m de tobas e ignimbritas interestratificadas con el TGU, o alcanzar las rocas volcánicas que subyacen el relleno de la fosa tectónica.

3.2.2 Hidrogeoquímica

Las características químicas del agua subterránea en la cuenca de SLP son diferentes para los acuíferos somero y profundo. Desde el punto de vista de la química del agua subterránea el agua subterránea del acuífero somero es de tipo cálcico-clorurada-bicarbonatada. Las norias y pozos someros perforados en la región ubicada al noreste de la ciudad de SLP (Figura 3.1) presentan una marcada influencia de la contaminación derivada de la irrigación utilizando aguas negras de origen municipal e industrial. Esta contaminación es evidente como lo señalan las elevadas concentraciones de NO_3 (promedio 29.2 mg/l, máximo 79.9 mg/l) HCO_3 (promedio 212.0 mg/l, máximo 414.8 mg/l) y Cl (promedio 85.5 mg/l, máximo 225.0 mg/l) grupo IV, Tabla 3.1. Carrillo-Rivera y Armienta (1989) y Carrillo-Rivera (1992) discuten la

química de la contaminación relacionada con los efluentes de aguas negras, que se presenta en una región de alrededor de 35 km^2, zona con una marcada presencia de contaminación orgánica ya que dichos efluentes se han utilizado para la irrigación de diversos cultivos durante más de 40 años (Stretta y Del Arenal, 1960). Las condiciones actuales de la contaminación difusa en el acuífero somero se discuten ampliamente en el capítulo 5.

En lo referente al agua subterránea que circula por el acuífero profundo, diversas características físicas y químicas como la temperatura, Li, F y Na han sido utilizados para diferenciar dos tipos (químicos) principales. Cuando el agua subterránea a la descarga del pozo presenta temperaturas mayores a 33º C, es de tipo *sódico-bicarbonatado*, y tiene las mayores concentraciones de dichas especies químicas, se asocia preferente con las rocas volcánicas fracturadas (grupo I, Tabla 3.1). La aplicación de geotermómetros químicos cuantitativos (cuarzo, calcedonia, Na-K-Ca, Na/K), sugiere que la química de este tipo de agua subterránea está controlada por procesos de desvitrificación de baja temperatura (máximo 70º C<T<80º C) que afectan a la abundante matriz vítrea de la roca. Adicionalmente, los resultados sugieren que los geotermómetros de calcedonia (promedio 79.5º C) y Na-K-Ca (promedio 71.3º C) proporcionan evidencia de la última temperatura de equilibrio para este sistema de flujo y de que la disolución del vidrio volcánico es la fuente principal de Si presente en el agua subterránea. El F y el Si se incorporan al agua subterránea durante la disolución de la matriz vítrea (procesos de desvitrificación) de la roca; algunos metales (Li, Na, Ca) se movilizan a partir de la matriz vítrea por medio de procesos de intercambio con el H derivado de la disociación de H_2CO_3 (Cardona, 1990). El Mg se fija en la matriz de la roca por efecto de las arcillas que se forman como resultado del proceso de desvitrificación de baja temperatura. La evidencia derivada del análisis petrográfico realizado (Anexo 1) sugiere que, con excepción de apatito y topacio y algunos máficos, la contribución de solutos al agua subterránea partir de la disolución de los fenocristales más abundantes (cuarzo, sanidino, plagioclasa) es mínima.

Un segundo tipo químico de agua subterránea es *cálcico-bicarbonatado*, circula por el material granular TGU, presenta temperatura a la descarga del pozo entre 23-27º C, además de baja concentración de Li, F y Na y elevada concentración de Si. La hidrogeoquímica de este tipo de agua subterránea se explica detalladamente en el Capítulo 4.

Tabla 3. 1.- Promedio de los análisis químicos disponibles para el agua subterránea somera y profunda en la cuenca de San Luis Potosí. La profundidad (PROF.) del pozo se reporta en metros, la temperatura en ^{o} C, conductividad eléctrica (EC) en $\mu S\ cm^{-1}$, las concentraciones se reportan en mg l^{-1}. ND significa que no existe determinación para esa especie química. Los análisis químicos de 7 pozos perforados en 1962 y que extraen agua del sistema regional y los datos de 6 pozos que captaban el sistema de flujo intermedio, así como sus valores promedio, se incluyen como referencia

MUESTRA	PROF.	TEMP	pH	E.C.	SiO_2	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Na	K	Ca	Mg	F	Li	B
SISTEMA DE FLUJO REGIONAL (GRUPO I)																
PROMEDIO[1]	266	36.6	7.13	393	55	154	13.0	18.0	5.0	56.0	5.0	19.0	1.09	3.2	0.19	0.190
SISTEMA DE FLUJO INTERMEDIO (GRUPO II)																
PROMEDIO[1]	210	24.5	6.56	140.2	95.6	72.6	5.7	3.2	10.1	11.9	8.8	10.4	1.73	0.3	0.01	0.031
AGUA DE MEZCLA (GRUPO 3)																
PROMEDIO[1]	252	26.7	6.91	260	88.2	117	12.2	11.8	5.8	22.8	11.2	24.3	2.19	0.5	0.02	-
SISTEMA DE FLUJO LOCAL (GRUPO IV)																
PROMEDIO[1]	45	21.0	6.22	820	70	212	85.4	84.8	29.2	50	23.8	87.1	13.1	0.4	0.01	0.08
SISTEMA DE FLUJO REGIONAL (1962)																
P.D.C. [2]	>200	38.0	7.30	360	ND	159	15.0	24.0	ND	54.0	7.0	22.0	1.00	ND	ND	ND
G.L.M. [2]	>200	31.0	7.60	370	ND	152	14.0	31.0	ND	51.0	13.0	21.0	1.00	ND	ND	ND
T.D.A. [2]	>200	30.5	7.70	350	ND	159	15.0	24.0	ND	46.0	10.0	24.0	1.00	ND	ND	ND
F.D.C. [2]	>200	37.5	7.40	390	ND	157	13.0	29.0	ND	55.0	6.0	21.0	0.50	ND	ND	ND
SRH-1 [2]	>200	35.0	7.50	340	ND	160	13.0	24.0	ND	56.0	4.0	19.0	0.50	ND	ND	ND
SRH-8 [2]	>200	29.0	7.50	400	ND	172	17.0	20.0	ND	52.0	13.0	24.0	1.50	ND	ND	ND
LF [2]	>200	30.0	7.80	270	ND	143	9.0	1.0	ND	35.0	5.0	23.0	1.00	ND	ND	ND
PROMEDIO	**>200**	**33.0**	**7.54**	**354**	**ND**	**157**	**13.7**	**21.9**	**ND**	**49.9**	**8.3**	**22.0**	**0.93**	**ND**	**ND**	**ND**
SISTEMA DE FLUJO INTERMEDIO (1962)																
M. Y R.[2]	240	24.5	6.7	150.0	ND	60.0	5.0	3.0	ND	11.0	11.0	10.0	2.5	ND	ND	ND
J.T.[2]	254	28.0	7.2	168.0	ND	81.0	11.0	3.0	ND	16.0	9.0	12.0	3.0	ND	ND	ND
C.E.[3]	>200	23.5	6.8	83.0	ND	59.0	6.0	5.4	ND	11.5	8.8	7.0	1.8	ND	ND	ND
C.C.[3]	>200	24.0	7.1	110.0	ND	30.0	7.8	12.8	ND	15.0	11.0	10.5	1.8	ND	ND	ND
B.S.R.[3]	>200	26.5	7.2	100.0	ND	51.0	10.0	14.4	ND	14.0	8.6	10.0	1.0	ND	ND	ND
U.[3]	>200	26.5	7.2	75.0	ND	51.0	5.0	6.4	ND	18.5	5.0	4.0	1.6	ND	ND	ND
PROMEDIO	**>200**	**25.5**	**7.0**	**114.3**	**ND**	**55.3**	**7.5**	**7.5**	**ND**	**14.3**	**8.9**	**8.9**	**2.0**	**ND**	**ND**	**ND**

[1] Modificada de Carrillo-Rivera et al. (1996)

[2] IIZD (1962)

[3] Stretta y Del Arenal (1962)

TEMP= ºC

E.C. = mmhos/cm

Concentraciones en mgl[1]

ND = NO DETERMINADO

PROFUNDIDAD EN METROS

3.2.3 Hidráulica subterránea

Los resultados de las pruebas de bombeo reportados por Carrillo-Rivera (1992) señalan que la conductividad hidráulica horizontal promedio para el acuífero somero es del orden de $\approx 2x10^{-4}$ m s^{-1}; para el acuífero profundo en la porción que corresponde con material granular TGU (para pozos con temperatura del agua a la descarga entre 23 y 27º C) el valor registrado es de $\approx 1\ x10^{-4}$ m s^{-1}. En las regiones donde la temperatura del agua subterránea a la descarga de los pozos es mayor a 33º C, las rocas volcánicas fracturadas presentan una menor conductividad

hidráulica horizontal (≈0.01 $x10^{-4}$ m s^{-1}) pero en contraste una mayor conductividad hidráulica vertical (≈100 $x10^{-4}$ m s^{-1}). En relación con la distribución de la temperatura del agua subterránea a la descarga del pozo, en forma general, no se ha detectado una relación directa con la profundidad del aprovechamiento, además de que no ha sido establecida la variación de la conductividad hidráulica con relación a la profundidad.

Para la capa de arenisca fina compacta que separa los acuíferos somero y profundo, Geoingeniería Internacional (1996) reporta que para una región ubicada al sur de la ciudad de SLP, la conductividad hidráulica horizontal estimada a partir de la moda estadística de 26 pruebas (recuperación y abatimiento) realizadas en piezómetros e interpretadas con el método de Hvorslev (1951) resultó de ≈$1x10^{-9}$ m s^{-1} (valores extremos de $1.3x10^{-6}$ m s^{-1} y $3.5x10^{-12}$ m s^{-1}). Las pruebas fueron realizadas en piezómetros instalados en los primeros 20 m de la capa de arenisca fina compacta; los gradientes hidráulicos (horizontal y vertical) medidos en el mismo sitio fueron de 0.007 y ≈1.0 m m^{-1} respectivamente.

El escurrimiento superficial colectado en las presas San José y el Peaje proporcionan a la ciudad de SLP un abastecimiento (estacional) máximo del orden de 0.2 m^3 s^{-1}. Por esta razón, alrededor del 95% del consumo actual (2.6-2.8 m^3 s^{-1} para agua potable exclusivamente) se obtiene del acuífero profundo. Dicha extracción de agua subterránea del acuífero profundo produce un abatimiento promedio del orden 1.3 m $año^{-1}$. En la Tabla 3.2 se presenta el caudal anual de agua subterránea extraída (***Q***), así como el abatimiento promedio producido para el periodo de 1962 a 2003. El $\boldsymbol{Q}_{1972}$ (0.78 m^3 s^{-1}) y $\boldsymbol{Q}_{1977}$ (1.98 m^3 s^{-1}) produjeron abatimientos promedio de 0.9 y 1.0 m $año^{-1}$, respectivamente. Cuando el $\boldsymbol{Q}_{1972}$ se compara con el $\boldsymbol{Q}_{1990}$ (abatimiento medio anual promedio del orden de 1.3-1.5 m $año^{-1}$) se observa que un incremento en el volumen anual extraído del orden 330% (de 0.78 a 2.6 m^3 s^{-1}) corresponde con un incremento del ritmo de abatimiento del orden del 40%. Los pozos que captan la roca volcánica fracturada (Riolita Panalillo, Ignimbrita Cantera o Latita Portezuelo) producen entre 0.005-0.055 m^3 s^{-1}, mientras que aquellos que aprovechan el material TGU presentan rendimientos entre 0.003 y 0.035 m^3 s^{-1} (Carrillo-Rivera, 1992). En general, el abatimiento en el acuífero profundo varía entre 1 y 50 m; sin embargo, el promedio para los pozos emplazados en rocas volcánicas y TGU es de 20 y 14 m respectivamente. El flujo del agua subterránea (en el plano horizontal) es en dirección a las principales zonas de extracción, ubicadas en el centro y sureste de la ciudad de SLP.

Tabla 3. 2.- Extracción de agua subterránea en pozos activos y abatimiento medio anual en la cuenca de San Luis Potosí. ND significa dato no disponible (adaptado de Carrillo -Rivera, 1992)

AÑO	CAUDAL DE EXTRACCIÓN ($m^3 s^{-1}$)	Número de pozos profundos activos	Abatimiento del nivel del agua (m $año^{-1}$)
1962	0.550	82	ND
1972	0.778	ND	0.9
1977	1.890	193	1.0
1984	2.300	230	ND
1986	2.630	265	ND
1990	2.600	280	1.3
2003	3.800	320	1.5

Se ha detectado la presencia de algunos aportes de agua subterránea somera en los pozos que captan el acuífero profundo, flujo que tiene lugar: *i*) a través de la arenisca fina compacta, *ii*) en los límites (laterales) de la misma o *iii*) por el espacio anular de pozos deficientemente construidos. Cálculos realizados con un modelo numérico de flujo radial y dos capas (Rathod y Rushton, 1991) señalan que para el primer caso, los pozos que captan el acuífero profundo inducen del acuífero somero un máximo de 1-3% del caudal extraído. Este volumen de agua derivada del acuífero somero es consistente con la respuesta *abatimiento-tiempo* observada en los pozos (*i.e*. ausencia de un efecto de goteo, *leaky effect*, derivado de un acuitardo tal y como lo describe Hantush, 1956) ubicados en la región donde la temperatura del agua subterránea a la descarga del pozo es de 23-27º C. La disminución del abatimiento con relación al tiempo ha sido detectada en pozos donde la temperatura del agua subterránea es mayor de 32º C. Un efecto similar ha sido documentado en una región donde se detecta la presencia de flujo termal (44.1º C) en Arabia Saudita (Kawecki, 1995).

Una evaluación global del agua somera que se incorpora al acuífero profundo a través de la capa de arenisca fina fue realizada por medio de un modelo numérico utilizando el programa MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988). La modelación se realizó para condiciones de estado estacionario e incorporó las diferencias observadas en la carga hidráulica entre los acuíferos somero y profundo, así como espesor variable en la capa de arenisca fina compacta, para la que se implementaron condiciones de homogeneidad y anisotropía (10^{-9} y 10^{-10} m s^{-1} para la conductividad hidráulica horizontal y vertical respectivamente). El dominio de flujo incluyó 500 celdas de 1,000x1,000 m. Las condiciones de frontera consideradas fueron de carga general para los acuíferos somero y profundo; adicionalmente para el acuífero somero se

utilizó una recarga para simular la entrada de agua a partir de la precipitación. Con base en una porosidad de 0.1, la velocidad de flujo (vertical y horizontal) estimada a través de la capa de arenisca fina compacta resultó de 0.028 y 0.0006 m año^{-1} respectivamente. La infiltración a través de la arenisca compacta (área de 300x10^{6} m^{2}) resultó del orden de 0.2 m^{3} s^{-1}. Con base en los cálculos realizados, se establece que el flujo vertical descendente desde el acuífero somero hacia el acuífero profundo es mínimo, por lo que es posible establecer que el ingreso de la contaminación (inorgánica) del acuífero somero hacia el acuífero profundo, tendrá lugar preferentemente a través de la comunicación establecida por pozos construidos deficientemente. Adicionalmente, es posible que dentro de la capa de material fino existan zonas de mayor conductividad hidráulica por la que se establecerán flujos descendentes preferenciales. En cualquier lugar donde se presenten estas condiciones, el ingreso de solutos (contaminantes) hacia el acuífero profundo será favorecido.

3.2.4 Balance de agua subterránea

Considerando la porción confinada del acuífero profundo y analizando una profundidad equivalente a la de los pozos existentes (≈400 m), es posible plantear una ecuación de balance de agua subterránea, y aplicarla a los datos disponibles (Octubre$_{1986}$-Septiembre$_{1987}$). La ecuación resultante sería la siguiente:

Entrada (L_{in} + R_{ver}) – Salida (Q+L_{out})=cambio en el almac. ±($S.Dj.A$) (3.1)

En la ecuación (3.1) L_{in} y L_{out} incluyen las entradas y salidas por flujo subterráneo lateral, respectivamente; S es el coeficiente de almacenamiento, Dj representa la evolución en el nivel piezométrico durante el tiempo considerado en el balance, A es el área incluida en los cálculos realizados. R_{ver} incluye el flujo de agua relacionado con la recarga vertical a partir de la precipitación (R_{prec}), infiltración a partir de la capa de arenisca fina (I_{caf}) y flujo vertical ascendente (F_{va}). La información disponible permite realizar estimaciones (con un cierto grado de incertidumbre) para todas las variables de la ecuación (1), excepto para (F_{va}). Realizando un despeje de esta variable se tiene:

Q+L_{out} + ($S.Dj.A$)- L_{in} - R_{prec}- I_{caf} = F_{va} (3.2)

Los valores estimados para las diferentes variables son los siguientes. El caudal de extracción por pozos Q (2.69 m^{3}/s, error ±20%) fue estimado a partir de mediciones realizadas en aparatos totalizadores de volumen instalados en los pozos (6% del volumen total), caudal de

extracción instantáneo y tiempo (estimado) de operación anual (24%) y consumo eléctrico por unidad de descarga y su relación con el consumo total de energía (70%). El coeficiente de almacenamiento S (0.001) fue obtenido a partir del análisis de pruebas de bombeo (Carrillo-Rivera, 1992). Dj (-1.35 m) es la diferencia en el nivel piezométrico, calculada considerando la información disponible para $Octubre_{1986}$-$Septiembre_{1987}$. El área de balance A ($300x10^6$ m^2) es la superficie del área cubierta por la capa de arenisca fina. La entrada lateral por flujo subterráneo L_{in} (0.15 m^3 s^{-1}) se calculó con la ley de Darcy, considerando la distribución de las líneas de flujo equipotenciales y valores de transmisividad de $1.9x10^{-4}$-$1.9x10^{-3}$ m^2 s^{-1} y $8.1x10^{-4}$-$40.0x10^{-4}m^2$ s^{-1} para los medios granular (TGU) y fracturado respectivamente, en conjunción con un gradiente hidráulico de 0.004. La recarga por precipitación R_{prec} (0.0 m^3 s^{-1}), debido a que se analiza la porción confinada del acuífero profundo se considera nula. El caudal de agua derivado de la capa de arenisca fina I_{caf} (0.2 m^3 s^{-1}) fue estimado con el modelo numérico descrito en secciones anteriores. Debido a la disposición de las curvas isopiezométricas (del acuífero profundo) que señalan flujo (horizontal) de agua subterránea hacia los centros de extracción, las descargas por flujo subterráneo lateral L_{out} (0.0 m^3 s^{-1}) también se consideran nulas. La resolución de la ecuación (2) establece que F_{va} es del orden de ≈2.3 m^3 s^{-1}, valor que incluye la incertidumbre asociada con los variables utilizadas, tales como imprecisiones en la determinación de la conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento, estimaciones de la extracción por bombeo, entre otras. Sin embargo, de acuerdo con la magnitud de los valores utilizados, se considera que el error de ±20% en el caudal de extracción por pozos constituye el factor más relevante y con mayor influencia en los resultados del balance de agua realizado, lo que repercutiría en que F_{va} presentaría valores entre 1.8 y 2.8 m^3 s^{-1}.

Desde el punto de vista químico, la componente del flujo subterráneo considerada con el balance de agua previo, presenta características especiales. Efectivamente, la componente (F_{va}) se relaciona con agua subterránea que circula por rocas volcánicas, que presenta temperatura superior a 33º C y concentraciones de Li, F y Na mayores que las correspondientes al flujo L_{in}. Esta distinción permite realizar una estimación del volumen de agua subterránea extraído con temperatura mayor a 33º C y concentración de Li mayor a 0.16 mg l^{-1}, cálculo que fue realizado por Cardona (1990) y Herrera et al., (1992), quienes señalan un caudal del orden de 1.82 m^3 s^{-1}, que equivale aproximadamente al 70% del total de agua

subterránea extraída del acuífero profundo, para fechas más recientes (2005), las estimaciones indican que ese porcentaje se ha mantenido (Landín-Rodríguez, 2006).

3.2.5 Sistemas de flujo

La definición de sistemas de flujo utilizada se basa en la propuesta por Wallick (1981) y Tóth (1976) en el sentido de que implica un arreglo jerárquico donde los de tipo local viajan a profundidades más someras que aquellos clasificados como intermedios, mientras que los sistemas regionales alcanzan la porción más profunda del dominio de flujo analizado. Los sistemas de flujo local se relacionan con el acuífero somero, mientras que el acuífero profundo aloja sistemas de flujo intermedio y regional.

Por su composición química, el sistema de flujo intermedio se considera un **miembro extremo** que circula a profundidad somera en el material TGU que compone el acuífero profundo (grupo II, Tabla 3.1). Está representado por agua de tipo *cálcico-bicarbonatada* descrita en la sección de hidrogeoquímica. La topografía, geología e hidrogeoquímica sugieren que la recarga de este sistema se origina en la porción superior de la cuenca (en la región de la *SSM*), posteriormente el escurrimiento alcanza la zona de pie de monte donde se infiltra y se incorpora al material (TGU) de relleno de la fosa tectónica.

El sistema de flujo regional (grupo I, Tabla 3.1) que desde el punto de vista químico se califica como otro **miembro extremo**, está representado por el agua tipo *sódico-bicarbonatado* que circula por rocas volcánicas fracturadas. Considerando que la temperatura de equilibrio a profundidad estimada con geotermómetros es del orden de 75º C ±5 y tomando en cuenta un gradiente geotérmico normal, es de esperar una profundidad de circulación mínima del orden de 1.7 ±0.4 km, profundidad acorde con el espesor de la secuencia volcánica del Terciario. En vista de lo anterior, de la amplia distribución de las rocas volcánicas (más allá de los límites de la cuenca superficial de SLP) y a que el sistema de flujo intermedio se detecta a profundidades del orden de 200-400 m, se infiere que la zona de recarga del sistema regional abarca la región occidental de la cuenca (SSM) hasta un punto no determinado probablemente fuera de los límites de la cuenca superficial.

Excepto por pequeños manantiales temporales que se relacionan con flujos de tipo local, dentro de los límites de la cuenca superficial de SLP no existen zonas de descarga natural de los flujos intermedios y regionales. La descarga relacionada con sistemas de flujo regional más

cercana (manantial de Ojo Caliente), se localiza a 27 km al sur del límite de la cuenca superficial de SLP (Carrillo-Rivera, 1992).

3.3 Métodos

Se utilizaron procedimientos hidrogeoquímicos para validar el modelo hidrogeológico conceptual del flujo de agua subterránea en la zona de interés. Considerando las condiciones hidrogeológicas locales, dos condiciones hidráulicas fueron consideradas: i) flujo de agua subterránea de un sistema intermedio que se desplaza en forma predominantemente horizontal hacia las zonas de captación de los pozos en el acuífero profundo y ii) un sistema regional que asciende desde partes profundas del sistema hacia la zona de captación de los pozos.

Los constituyentes químicos en el agua subterránea proporcionaron una valiosa información relacionada con la historia del patrón de flujo en el ambiente geológico de referencia. Consecuentemente, el programa de muestreo utilizado consideró la toma de muestras en pozos que atraviesan litologías, condiciones hidrogeológicas y temperatura del agua diferentes. Las técnicas de muestreo y de análisis han sido reportadas en el capítulo 2. Los análisis químicos fueron llevados a cabo de acuerdo con procedimientos establecidos en APHA AWWA, WPCF (1989).

3.4 Resultados y discusión

Los resultados se discuten en varias secciones que tratan: *i*) la evolución del F con respecto de la extracción de agua subterránea en el tiempo, *ii*) una sección relacionada con la utilidad de mezclar el agua subterránea para disminuir el contenido de F, *iii*) una evaluación de índices de saturación en relación con la solubilidad de la fluorita y finalmente, *iv*) la estrategia recomendada de manejo.

3.4.1 Evolución del F ocasionada por la extracción

La extracción de agua subterránea del acuífero profundo, comenzó en los años 1940's, pero la detección de agua subterránea con temperatura anormal (mucho mayor que la media ambiental) fue realizada al principio de 1960's. Un estudio hidrogeológico realizado por la UNESCO reporta dos pozos en *La Florida* con 30 y 31° C, respectivamente; un tercer pozo en la zona sur de la ciudad presentó 38° C (Stretta y Del Arenal, 1960). Reportes publicados dos años después, señalan la perforación de 8 pozos profundos que produjeron agua termal (Figura

3.3) hasta de 38° C (IIZD, 1962). Los otros pozos existentes extraían agua subterránea con temperatura medida a la descarga mucho menor. En general, se ha detectado un incremento de temperatura en el agua subterránea extraída con relación al tiempo (Figura 3.4) lo que sugiere que el agua subterránea profunda ha sido inducida a la zona de captación de los pozos.

La Figura 3.3 indica la localización de los primeros pozos (1962) donde se encontró agua termal en la ciudad de SLP. La extracción por bombeo total en ese tiempo era de aproximadamente 0.55 $m^3 s^{-1}$. La comparación de la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo registrada entre 1962 y 1990 señala diferencias importantes (Figura 3.4). En algunas zonas, existe un incremento de temperatura entre 5 y 10° C, con un incremento máximo de 15º C; aumentos mayores a 5º C se detectan en más del 60% de la región. Cambios menores se encontraron en las regiones aledañas a las principales fallas. Los mayores cambios en la temperatura se detectan en los sitios adyacentes a las regiones en donde se tiene ubicada la presencia de fallas en el subsuelo lo que se interpreta como que las fallas son el principal conducto para el movimiento del agua termal. Nuevas regiones termales con incremento en la temperatura del agua subterránea se detectan en la porción norte y sur-este de la cuenca. Con base en la temperatura del agua medida a la descarga de los pozos, se estableció la amplitud de la región donde la temperatura del agua bombeada es igual o mayor a 28° C. Esta región constituye el 60% de la zona en donde se ubican los pozos.

En el capítulo 2 se identificó una buena correlación entre la temperatura del agua y el contenido de F (coeficiente de correlación, r= 0.80) que se presenta en la Figura 3.5 (distribución espacial de la concentración de F) y en la Figura 3.6 (relación temperatura-F). Las concentraciones de F y la temperatura del agua subterránea medida a la descarga son mayores en el sistema de flujo regional que en el agua del sistema intermedio. La ecuación que relaciona la temperatura del agua subterránea con la concentración de F es la siguiente:

$$T = 3.562F+25.005 \qquad (3.3)$$

en donde T (^{0}C) es la temperatura medida a la descarga del pozo y F la concentración en mgl^{-1}

La naturaleza heterogénea de los materiales geológicos que conforman el acuífero profundo, condiciona la generación de los dos miembros extremos identificados. Un miembro extremo (que circula por rocas volcánicas fracturadas) tiene concentraciones de F y temperatura elevados; en contraste el otro miembro extremo (que circula por el material TGU) presenta baja concentración de F y menor temperatura. Las muestras que presentan las mezclas entre

dichos miembros extremos presentan cierta dispersión de la línea de mezcla conservativa, lo que sugiere el desarrollo de reacciones cuando la mezcla se produce fuera del pozo.

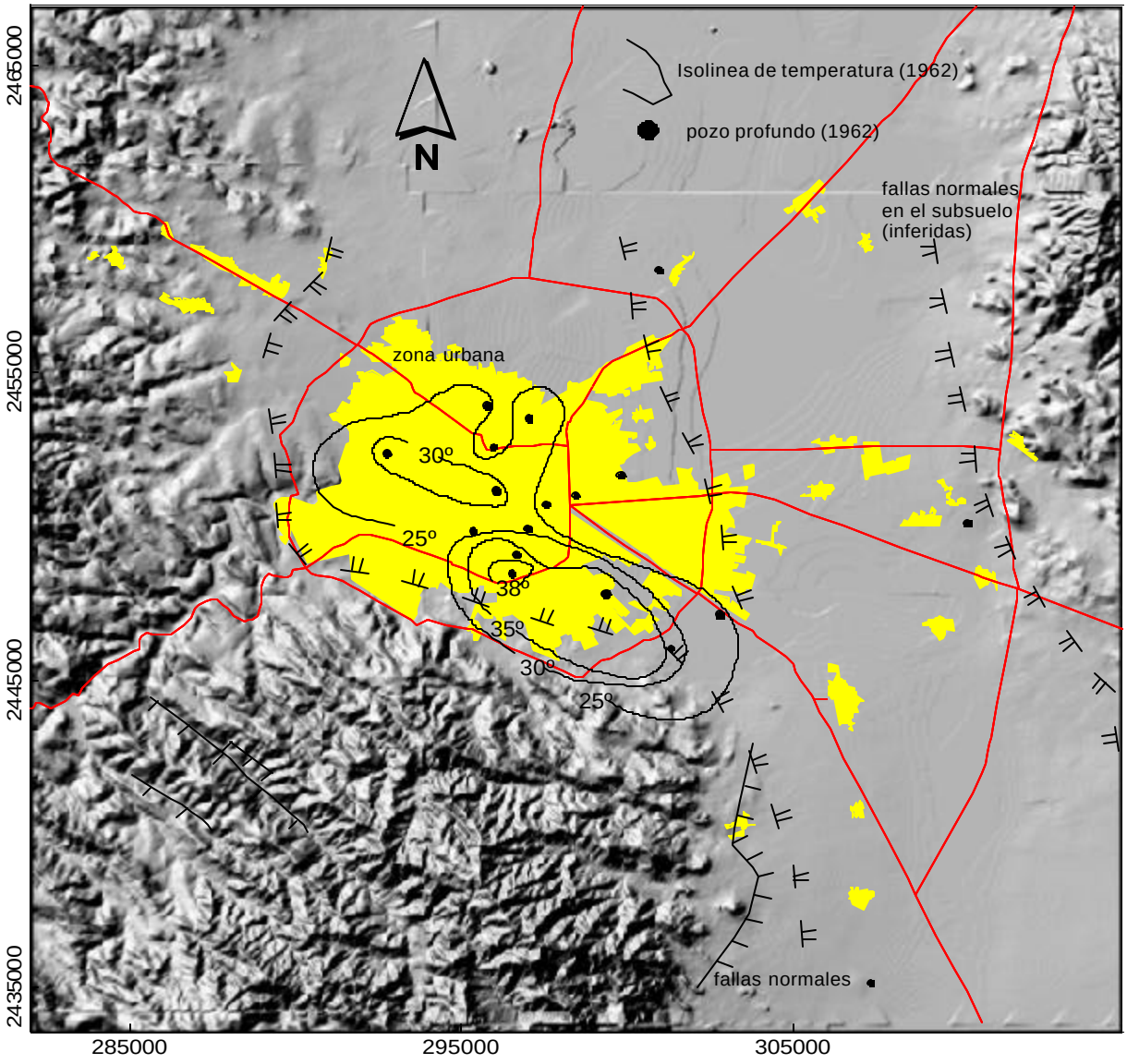


Figura 3. 3.- Distribución de la temperatura del agua subterránea en el acuífero profundo (^{o}C) medida a la descarga del pozo en el año de 1962 (IIZD, 1962)

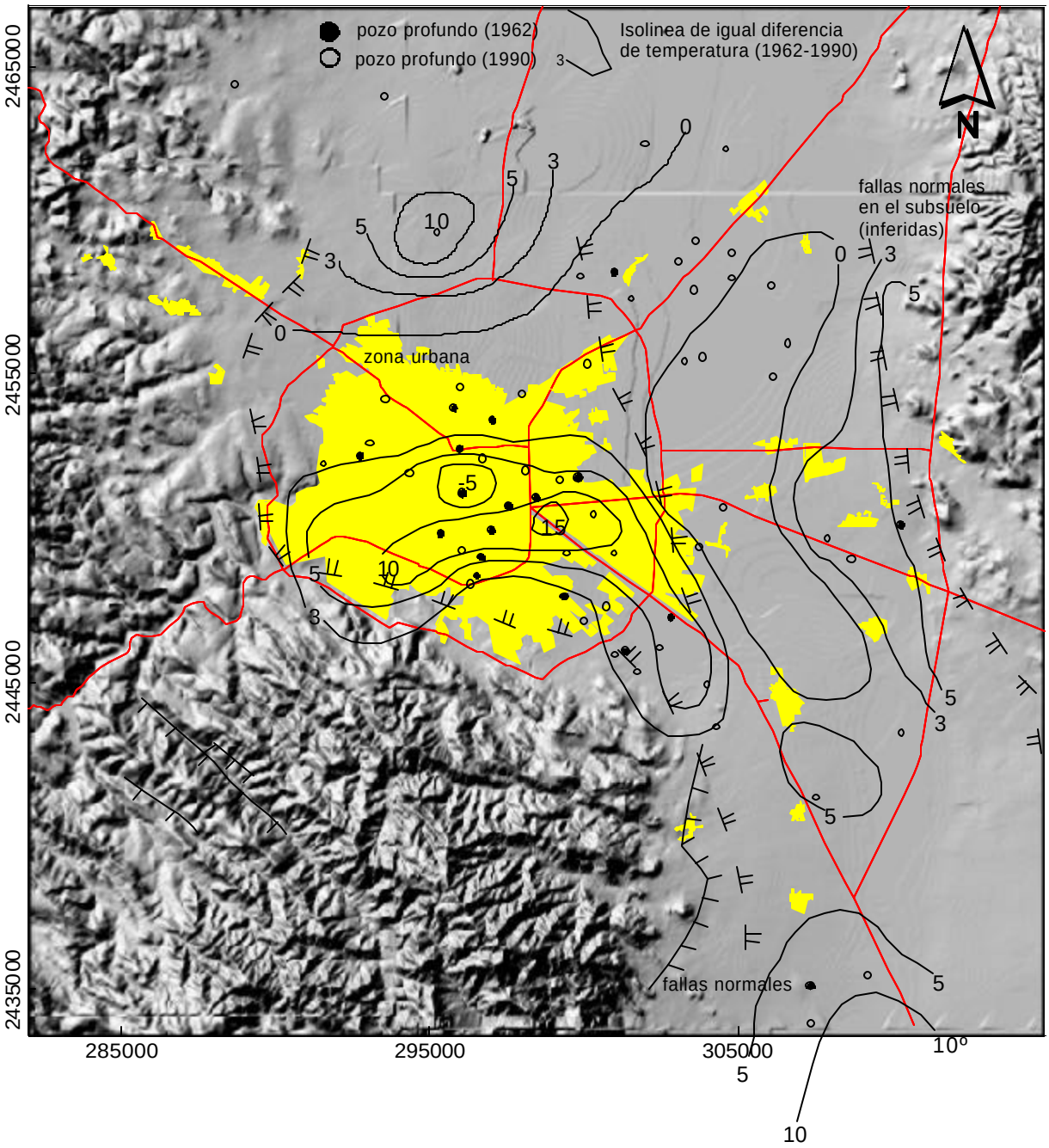


Figura 3. 4.- Diferencia en temperatura (^{o}C) para el acuífero profundo, entre 1962 y 1990

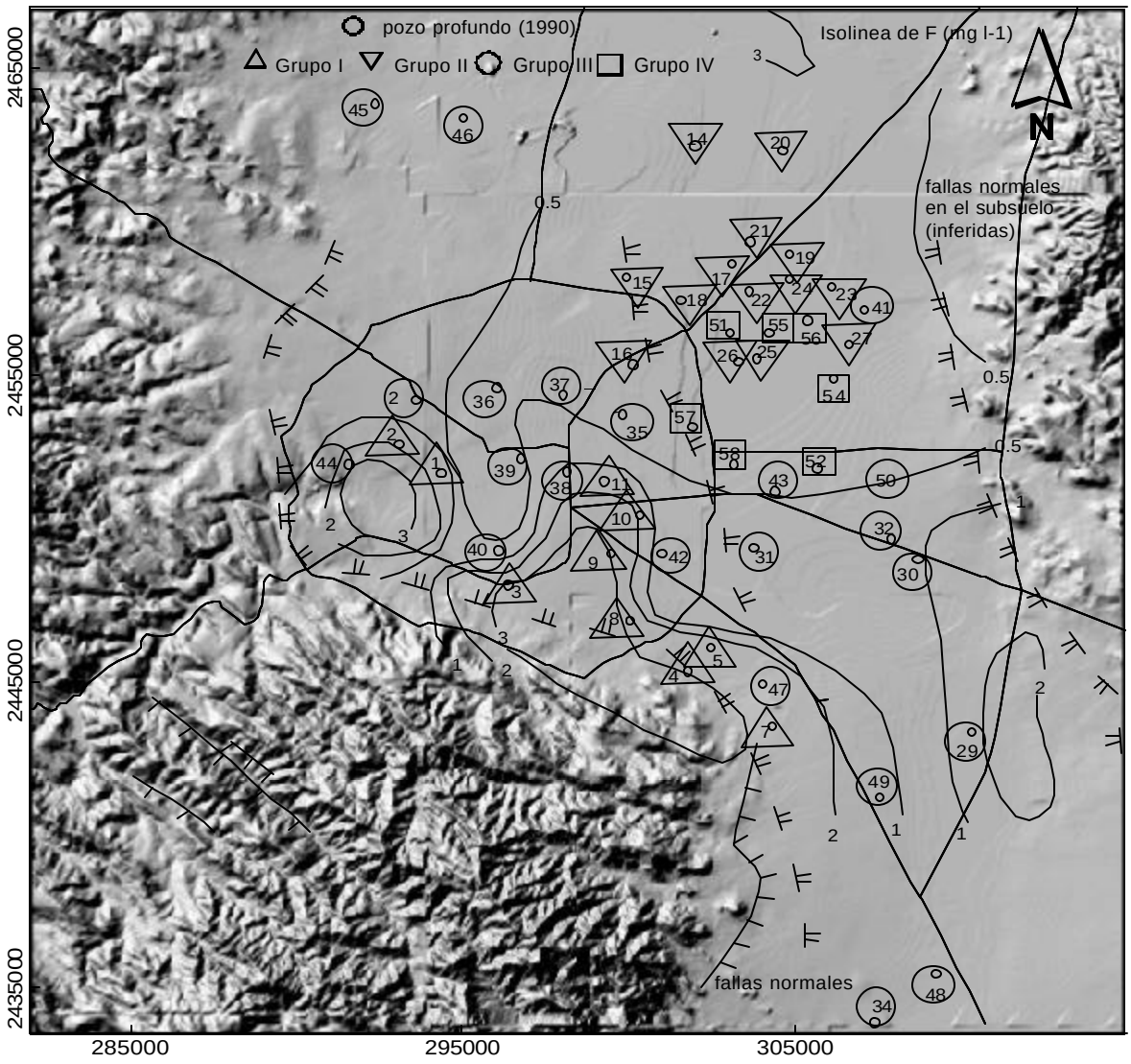


Figura 3. 5.- Distribución de fluoruro en el agua subterránea del acuífero profundo (en mg l^{-1}) después de varios meses de extracción continua.

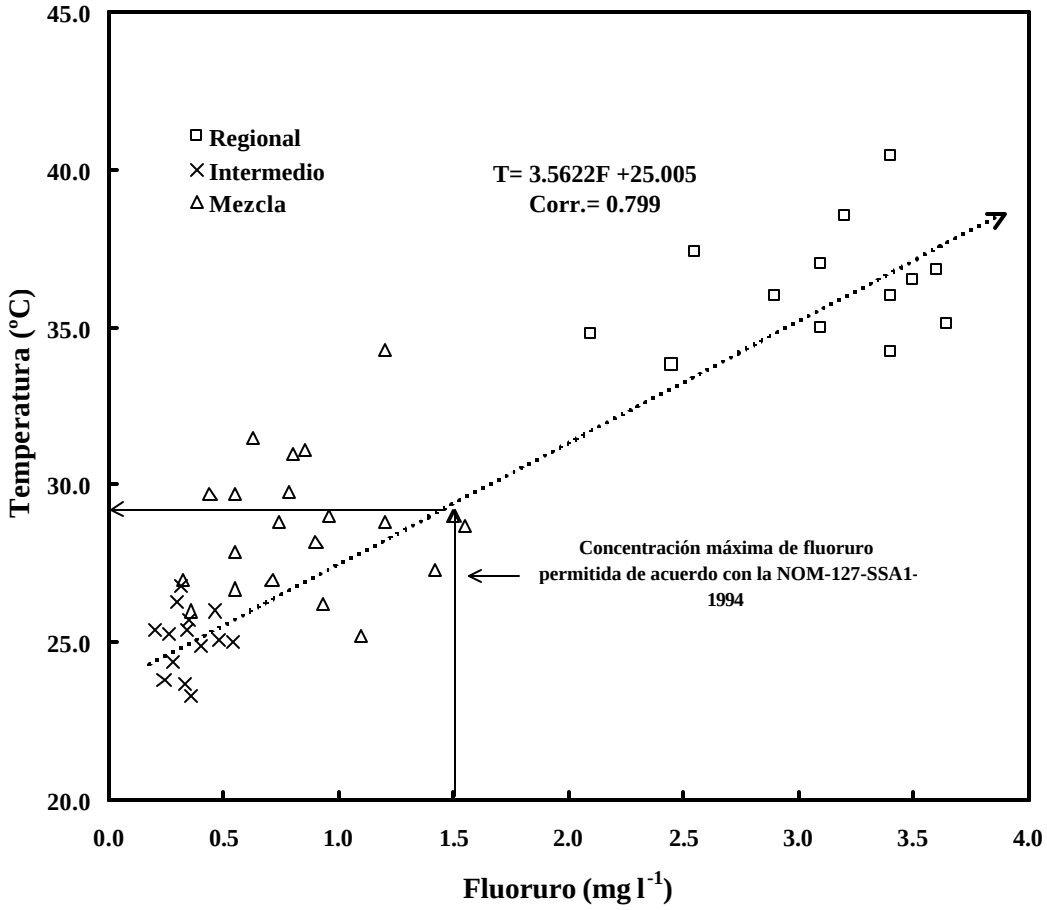


Figura 3. 6.- Relación entre la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo y la concentración de F en el agua extraída del acuífero profundo

Los análisis químicos (elementos mayores) del agua termal realizados a principios de los 60's (IIZD, 1962), indican una gran similitud a los realizados en 1990 (Tabla 3.1). Estos datos sugieren que las aguas termales extraídas han alcanzado un estado *cuasi-estacionario*. Los datos disponibles indican que una cantidad relativamente constante de agua del acuífero somero se ha estado infiltrando a través de la capa de arenisca fina hacia la zona de captación de los pozos en el acuífero profundo, mezclándose con los sistemas intermedio y regional.

Esto se deduce a partir de las concentraciones de Cl y HCO_3 disponibles para el año de 1962, cuando se comparan con los datos de 1990 (Tabla 3.1). Con base en esta deducción, la concentración de F para el agua subterránea extraída en 1962, puede estimarse a partir de la ecuación 3.3 y suponiendo que la relación entre la temperatura y el F ha prevalecido a lo largo del tiempo para los sistemas intermedio y regional.

IIZA (1962) reporta 13 pozos con temperatura entre 28º C y 38º C, que extraían alrededor de 0.34 $m^3 s^{-1}$. El bombeo de agua fría era de 0.21 $m^3 s^{-1}$, aproximadamente. Si con base en la temperatura se realiza una estimación de la concentración de F en el agua que extraía cada pozo, se calcula que aproximadamente 80 kg d^{-1} de F circulaban por la red de agua potable en el año de 1962. Utilizando el mismo procedimiento para 1990 (1.90 $m^3 s^{-1}$ de agua termal y 0.70 $m^3 s^{-1}$ de agua fría; Herrera et al. 1992), se calculó que aproximadamente 530 kg d^{-1} de F estarían presentes en el agua potable que consumía la población de SLP en ese tiempo. Esta relación no-lineal entre la extracción de agua y el contenido de F, es ocasionada por un incremento en la producción de agua termal con respecto al volumen de agua fría bombeado.

Esta evolución química en el agua subterránea a nivel cuenca de SLP producida por el incremento en la extracción por bombeo, ha sido observada también, a menor escala, en los pozos de bombeo. El pozo 34, ubicado en la porción sur de la cuenca de SLP, capta el medio fracturado y presenta temperatura, conductividad eléctrica, F y Na que se incrementan con relación al tiempo de bombeo. En ese pozo, la entrada de flujo regional alcanza condiciones *cuasi-establecidas* después de aproximadamente de 90 días de bombeo continuo. Esta respuesta se interpreta como ocasionada por la entrada (flujo vertical ascendente) de agua termal profunda.

El control en la movimiento vertical del agua termal que subyace a agua de menor temperatura ha sido descrito por De Marsily (1986) y Leroy et al. (1992). La diferencia de densidad (ρ) entre el agua de menor temperatura (25º C, ρ=997.0 kg m^{-3}) y el agua de mayor temperatura (75º C, ρ=976.5 kg m^{-3}) es la misma que se presenta entre el agua dulce y el agua salada (marina) en acuíferos costeros. La respuesta de la interfaz entre las aguas de temperatura contrastante es análoga a la que se desarrolla entre las aguas de salinidad contrastante en un acuífero costero, la diferencia se tiene en que para el caso de las diferencias de temperatura detectadas en la zona de estudio, el agua de mayor densidad sobreyace a la de menor densidad. La tectónica extensional que se ha desarrollado en esta parte de la República Mexicana ha incrementado notablemente la conductividad hidráulica vertical en las unidades volcánicas, condición geológica que durante la extracción por medio de pozos, facilita el ascenso del agua subterránea de mayor temperatura hacia las zonas de captación de los pozos.

3.4.2 Índices de saturación

Los factores más importantes que controlan los valores de F en el agua subterránea son controles de solubilidad y disponibilidad en los materiales geológicos. Edmunds et al. (1984) y Nordstrom et al. (1989) determinaron que la solubilidad del mineral fluorita y la geoquímica de carbonatos controlan la concentración de F y Ca en el agua subterránea en contacto con rocas ígneas félsicas. Handa (1975) y Robertson (1986) en diferentes ambientes geológicos, detectaron controles similares ya que los mayores valores de F fueron detectados cuando las concentraciones de Ca eran menores. El control establecido por la disponibilidad del F en las rocas fue descrito por Deutsch et al. (1982) en un acuífero basáltico donde todas las muestras de agua subterránea analizadas resultaron subsaturadas con relación a la fluorita.

La determinación de los controles en el F presente en el agua subterránea de SLP fue realizada mediante la determinación de índices de saturación utilizando el programa WATEQ4F (Ball et al., 1987). Los índices de saturación calculados utilizaron la temperatura del agua medida a la descarga del pozo. Cálculos similares se realizaron utilizando la composición química promedio del agua subterránea del grupo I y la temperatura mínima de equilibrio a profundidad determinada mediante la aplicación de geotermómetros cuantitativos (75º C).

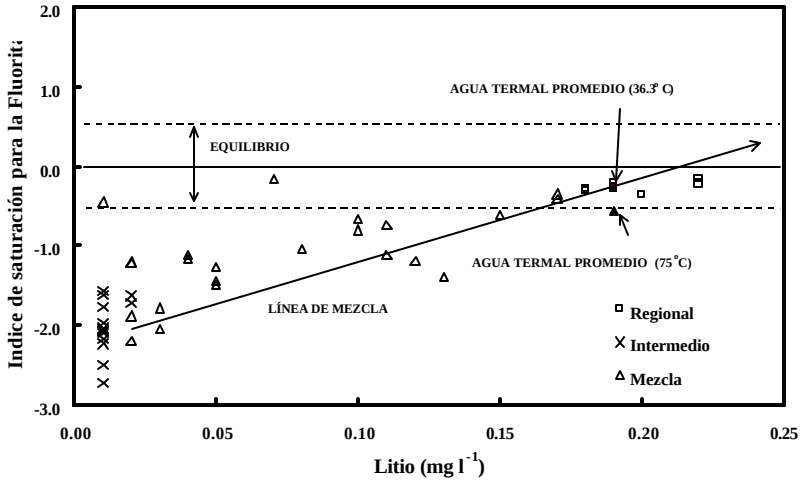
Los índices de saturación y las concentraciones de Li, se utilizaron para analizar los controles de solubilidad en los sistemas de flujo analizados. En la Figura 3.7a es evidente que la fluorita controla los valores del F disuelto en las aguas termales (sistema regional), sin importar el tiempo de residencia o intensidad de interacción agua-roca, como lo indican los valores de Li. Las diferencias en el tiempo de residencia entre los sistemas de flujo regional e intermedio están expresadas por una concentración de Li al menos de 0.07 mg l^{1}, lo que de acuerdo con Edmundo y Smedley (1996) implican contrastes importantes en los recorridos realizados. Nordstrom y Jenne (1977) establecieron que la mayoría de las aguas termales que estudiaron (en la porción occidental de USA), se encontraban en equilibrio químico con la calcita y fluorita. Sin embargo, para el agua termal (promedio) a una temperatura de 75º C, el índice de saturación con relación a la fluorita ($IS_{fluorita}$) señala subsaturación (Figura 3.7a), aunque en contraste presentaron equilibrio con la calcita (Figura 3.7b). La franja de equilibrio presentada en las Figuras 3.7a y 3.7b se estableció de acuerdo con Jenne et al. (1980) como el ±5% del Log K_{ps} del mineral que se analice, esta franja de equilibrio se establece para tomar en cuenta la incertidumbre asociada con la definición de K_{ps} a partir de datos termodinámicos y errores

asociados con la medición de parámetros de campo y análisis de laboratorio. La subsaturación con relación a la fluorita (cuando se considera la temperatura de 75º C, valor que se considera una estimación cercana de la que prevalece a profundidad), sugiere la pérdida de F durante el ascenso del agua termal, antes de que llegue a la zona de extracción de esos pozos. Esta situación posiblemente se presenta como consecuencia de un reequilibrio con relación a este mineral, en respuesta a la disminución de temperatura que experimenta el agua termal durante su ascenso a la zona de captación de los pozos. El sistema de flujo intermedio está subsaturado con relación a la fluorita. Dichos miembros extremos establecen la línea de mezcla que se presenta en la Figura 3.7a, lo que establece un control en la concentración de F en el agua extraída; se considera que las muestras que se alejan de la línea de mezcla reflejan el efecto de condiciones de flujo locales existentes en la vecindad de los pozos y relacionadas con la litología y construcción del pozo.

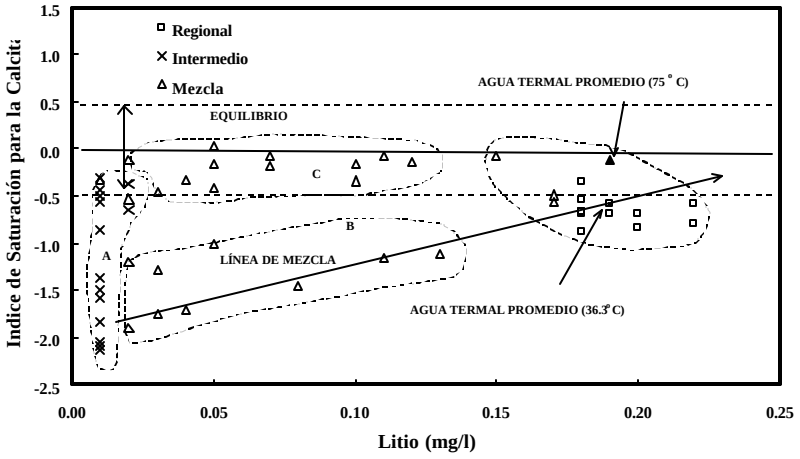
Durante el ascenso del agua termal, su temperatura disminuye (por efectos adiabáticos probablemente) desde aproximadamente 75º C hasta 36.3º C (en promedio), lo que resulta en subsaturación con relación a la calcita (Figura 3.7b). La interrelación de $IS_{calcita}$ *vs.* $IS_{fluorita}$ (Figura 3.7c) enfatiza el hecho de que tanto la calcita como la fluorita, controlan la concentración de Ca y F en algunas de las muestras. Las aguas termales en equilibrio con la fluorita y subsaturadas con la calcita, pueden incrementar su contenido de Ca y teóricamente disminuir los valores de F.

Las muestras de agua subterránea del sistema de flujo intermedio, que pertenecen a pozos perforados en el medio TGU en las cercanías de afloramientos de rocas calcáreas, están en equilibrio con la calcita (porción superior de la zona A en la Figura 3.7.b). Las muestras del área A al parecer se comportan como un miembro extremo de la línea de mezcla, produciendo la distribución observada a lo largo de dicha línea (áreas B, C, en la Figura 3.7.b) dependiendo de la disponibilidad de calcita en las unidades geológicas con las que entra en contacto.

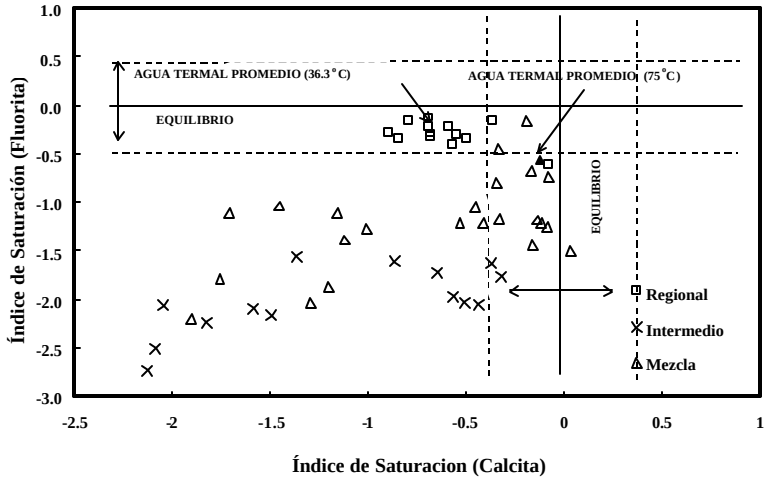
El equilibrio con relación a la calcita que presentan las muestras en la región C, se considera como evidencia de las reacciones que se desarrollan durante la mezcla de agua entre los miembros extremos.


Indice de saturación para la Fluorita
AGUA TERMAL PROMEDIO (36.3° C)
EQUILIBRIO
AGUA TERMAL PROMEDIO (75°C)
LÍNEA DE MEZCLA
Regional
Intermedio
Mezcla
Litio (mg l-1)

(a)


Indice de Saturación para la Calcita
Regional
Intermedio
Mezcla
AGUA TERMAL PROMEDIO (75 ° C)
EQUILIBRIO
A
B
C
LÍNEA DE MEZCLA
AGUA TERMAL PROMEDIO (36.3° C)
Litio (mg/l)

(b)


Índice de Saturación (Fluorita)
AGUA TERMAL PROMEDIO (36.3°C)
AGUA TERMAL PROMEDIO (75°C)
EQUILIBRIO
EQUILIBRIO
Regional
Intermedio
Mezcla
Índice de Saturacion (Calcita)

(c)

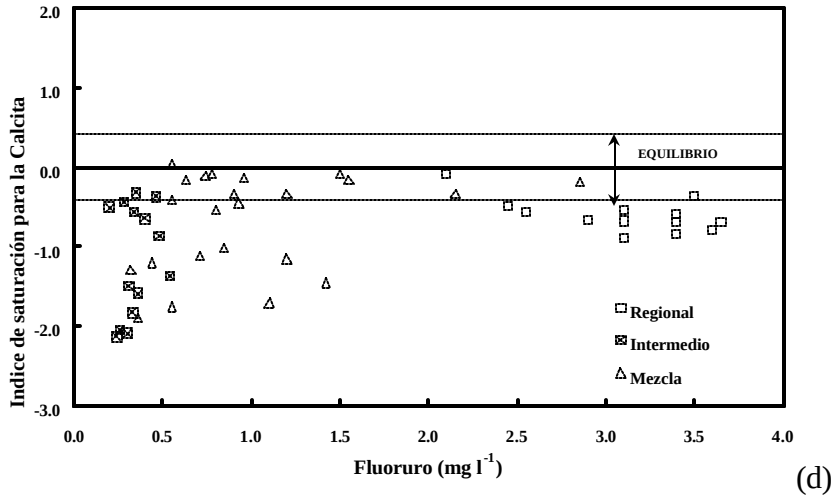


Figura 3. 7.- (a) Índice de saturación con relación a la fluorita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de Li; (b) Índice de saturación con relación a la calcita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de Li; (c) índice de saturación para la fluorita con relación al índice de saturación para la calcita; (d) indice de saturación con relación a la calcita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de F y (e) indice de saturación con relación a la fluorita para los sistemas de flujo con relación a la concentración de F. La franja de equilibrio para los índices de saturación está de acuerdo con la propuesta de Jenne et al. (1980)

Cálculos realizados con el programa PHREEQE (Parhurst et al. 1980) señalan que para alcanzar equilibrio con relación a la calcita, la concentración de Ca puede incrementarse en 13 mg/l, (considerando la temperatura medida a la descarga del pozo). Si se mantiene un $IS_{fluorita}$ similar al observado en el agua termal (≈-0.25), el incremento de Ca calculado producirá un decremento de 0.7 mg/l de F disuelto; el incremento de Ca en el agua del sistema regional es factible ya que el agua está subsaturada con relación a la calcita (Figura 3.7d). Una pérdida adicional de F puede tener lugar si se disminuye la temperatura del agua (a 25º C por ejemplo). La disminución de la temperatura permite un pequeño incremento de calcio (2 mg/l)

y una disminución extra de F (0.5 mg/l). Esta situación puede ocurrir, si se aminora la velocidad del agua termal (por inducción al medio granular TGU), durante su ascenso a la zona de explotación de los pozos.

Las aguas subterráneas con valores de F mayores a 2 mg l^{-1} están en equilibrio con la fluorita (Figura 3.7e), control de solubilidad que sin duda puede ser aprovechado; sin embargo, en las aguas termales de SLP los efectos cinéticos acerca de la precipitación de fluorita son poco conocidos, pues las evidencias existentes son de tipo indirecto. Sin embargo, aguas naturales sobresaturadas con relación a la fluorita, no son comunes en los sistemas de agua subterránea. Los trabajos de Nordstrom et al., (1989), Handa (1975), Robertson (1985), Edmunds et al., (1984), Nordstrom y Jenne (1977), entre otros, reportan aguas subterráneas subsaturadas o en equilibrio con relación a la fluorita. Estas evidencias soportan el rápido reequilibrio que se detectó en la concentración de F, cuando el agua termal asciende de la porción profunda del sistema (75º C), hasta la zona de explotación de los pozos (36º C). Adicionalmente, lo anterior sugiere la factibilidad del control de solubilidad propuesto para disminuir la concentración de F.

3.4.3 Control del F en el agua subterránea extraída

El Li puede ser considerado como un indicador confiable del tiempo de residencia a lo largo de muchos sistemas de agua subterránea (Edmunds y Smedley, 1996). Este elemento es liberado principalmente a partir de rocas ígneas y una vez en solución tiende a permanecer en ese estado (Hem, 1970).

La tendencia lineal que se detecta en los grupos propuestos y que se reporta en la Figura 3.7a sugiere que en algunos pozos existe una mezcla entre el agua del sistema regional enriquecida en F y Li con agua de menor concentración de estos elementos relacionada con el sistema intermedio. La química del agua subterránea del sistema regional enfatiza la importancia de la temperatura y tiempo de residencia en la movilización tanto del Li como del F, lo que además sugiere un origen común para ambas especies. Consecuentemente, la relación lineal detectada entre las concentraciones de Li y F, se considera que refleja la mezcla dentro del pozo, de proporciones variadas de los sistemas de flujo regional e intermedio.

La interpretación de la Figura 3.7a puede llevarse a cabo analizando los sistemas de flujo afectados por la extracción de agua subterránea y las condiciones desarrolladas en las

inmediaciones del pozo. Se han reconocido al menos 5 casos principales que se presentan en la Figura 3.8, cada uno de ellos con una litología y construcción de pozo controlada por la presencia de flujo horizontal, flujo vertical ascendente y descendente. Tres de estos casos (a-c) controlan el desarrollo de la mezcla entre los sistemas de flujo regional e intermedio, los casos d y e representan las condiciones hidrogeológicas en las que los pozos extraen agua subterránea representativa de miembros extremos.

3.4.3.1 Caso (a)

El flujo horizontal hacia el pozo en el medio TGU y en el medio fracturado es dominante, lo que se presenta cuando $K_{hTGU} \approx K_{vf}$ (K, conductividad hidráulica; $_h$ horizontal; $_v$ vertical; $_f$ medio fracturado, $_{TGU}$ medio poroso). Estas condiciones se detectan en pozos en los con valores de K obtenidos mediante modelación numérica de pruebas de bombeo en los que $K_{hTGU} \approx 1.0x10^{-5}$ m s^{-1} (desviación estándar,$\sigma=0.4x10^{-5}$ m s^{-1}) y $K_{Vf} \approx 0.9x10^{-5}$ m s^{-1} ($\sigma=1.0x10^{-5}$ m s^{-1}). En este caso el flujo vertical en el medio volcánico fracturado es tan importante como el flujo en el material TGU (Figura 3.8a). La mezcla entre los sistemas intermedio y regional ocurre en el pozo por lo que, debido a que las reacciones adicionales de interacción agua-roca serán mínimas, no se esperan mayores desviaciones de la mezcla teórica conservativa (zona señalada como caso (a) en la Figura 3.9). Este comportamiento es representativo del agua extraída en los pozos 28, 30, 32, 34, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 48, 49, 50 (Figura 3.5).

3.4.3.2 Caso (b)

En el segundo caso (Figura 3.8b), el agua termal se eleva desde el medio fracturado hacia la zona de extracción del pozo que se ubica en el TGU. La mezcla entre miembros extremos ocurre en la vecindad del pozo pues $K_{hTGU} < K_{vf}$ ($K_{hTGU} \approx 0.7x10^{-5}$ m s^{-1}; $\sigma=0.6x10^{-5}$ m s^{-1}; $K_{Vf}=1.9x10^{-5}$ m s^{-1}). La baja velocidad del agua subterránea en el medio granular (TGU) permite reacciones entre el agua derivada del medio fracturado y este material, lo que ocasiona desviaciones en la mezcla conservativa, sobre todo en lo que se refiere a elementos mayores; por ejemplo el Na se intercambia por Ca y en menor grado por Mg. Por otro lado, en el caso de elementos menores, como no existe una fuente de importancia para ellos, si no se presentan controles de solubilidad, tanto el F como el Li únicamente presentarán pequeñas desviaciones

de la línea de mezcla. Los análisis por abajo de la línea de mezcla (Figura 3.9) son resultado de remoción de F, lo que se detecta para los pozos 31 y 35 (Figura 3.5) en los que la temperatura del agua subterránea medida a la descarga es menor que la esperada de acuerdo con la concentración de Li que presentan. La Figura 3.7a sugiere que el agua subterránea de estos pozos presentó o una adición de Li o una remoción de F. La temperatura del agua subterránea en estos pozos parece indicar que se trata de agua que ha circulado por material TGU únicamente; sin embargo la concentración de Li es relativamente elevada lo que indica que una parte del fluoruro ha sido removida de la solución. Aunque se infiere que las condiciones pozo-hidrogeología local que producen la disminución de F son las que presentan en la Figura 3.7b, en este caso específico, no es posible explicar dichos valores de F con base en controles de solubilidad, pues estas aguas de mezcla están subsaturadas con relación al mineral fluorita. Intercambio iónico, reacciones de adsorción o controles de solubilidad con respecto a otro mineral como el fluor-apatito, pueden colaborar en la explicación de estos resultados.

3.4.3.3 Caso (c)

En el tercer caso que se presenta en la Figura 3.8c, por causa del diseño del pozo el agua del sistema intermedio es inducida al medio volcánico fracturado. Las dos muestras en la Figura 3.9 que se detectan por arriba de la línea de mezcla, se interpretan como el efecto de una adición de F en la mezcla inducida por el pozo. En ambos casos el agua está en equilibrio con relación a la F, lo que sugiere controles de solubilidad similares a los detectados en el sistema de flujo regional. En este caso, debido a que el agua fría relacionada con el TGU interacciona con el medio fracturado, condición que se presenta antes o durante la mezcla, la concentración del F se incrementa.

Una relación de conductividades hidráulicas como la representada por $K_{vTGU}<K_{vf}$ facilita este proceso ($K_{hTGU}\approx 0.7x10^{-5}$ m s^{-1}; $\sigma=0.4x10^{-5}$ m s^{-1}; $K_{Vf}=1.9x10^{-5}$ m s^{-1}; $\sigma=1.8x10^{-5}$ m s^{-1}) y puntualiza el control de la diferencia en conductividades hidráulicas y la construcción del pozo en la composición química del agua subterránea obtenida, produciendo mayores concentraciones de F y una menor temperatura del agua subterránea a la descarga, tal y como se detectó en los pozos 29 y 47 (Figura 3.5).

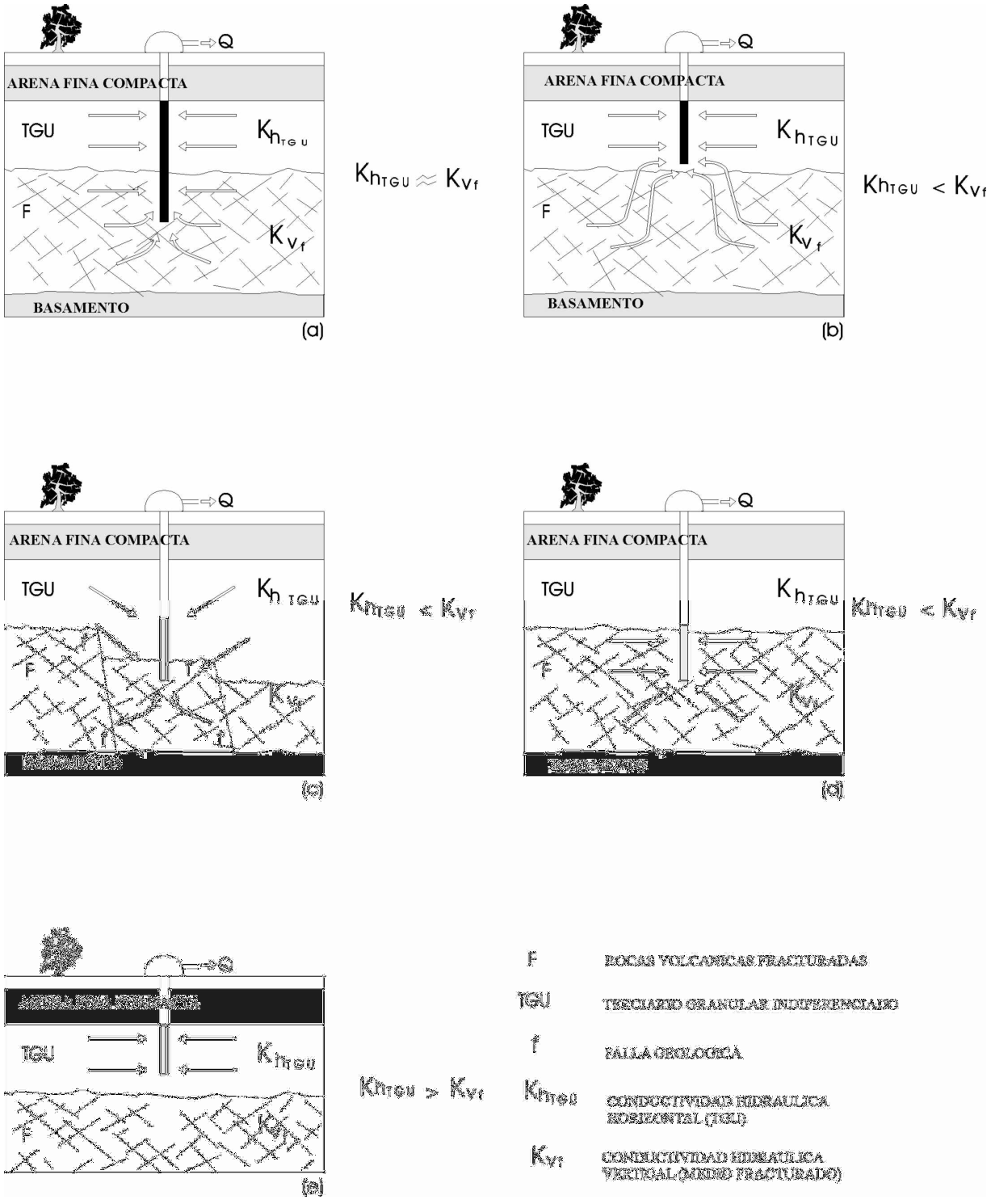


Figura 3. 8.- Distribución del flujo de agua subterránea en la vecindad de los pozos dependiendo de su construcción y litología. La línea llena en los pozos indica la longitud de la zona ranurada; TGU significa Terciario Granular Indiferenciado (relleno de la fosa tectónica); F significa el medio fracturado; f indica la presencia de fallas normales; K_{hTGU} es la conductividad hidráulica horizontal del material TGU; K_{Vf} es la conductividad hidráulica vertical del medio fracturado

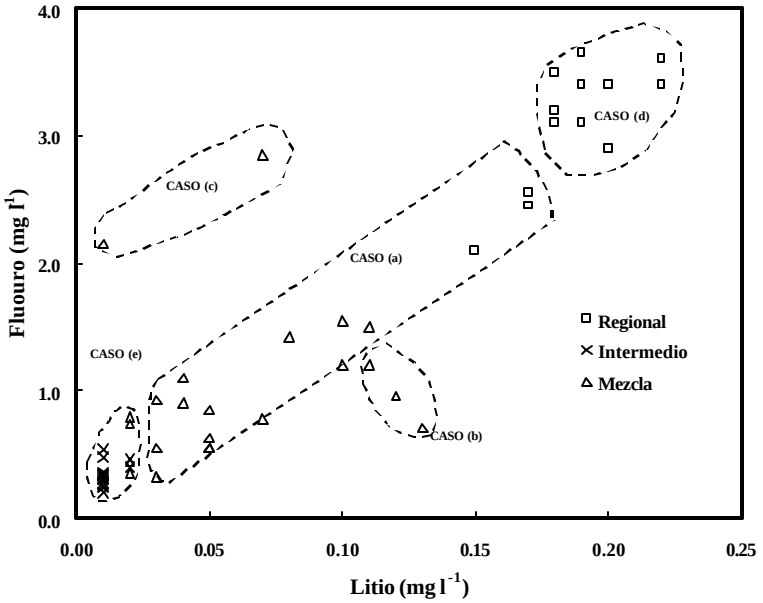


Figura 3. 9- Relación de la concentración de F con la de Li para el agua subterránea del acuífero profundo

3.4.3.4 Casos (d) y (e)

Los casos (d) y (e) corresponden a la situación en donde los pozos extraen preferentemente los miembros extremos regional e intermedio, respectivamente. En la Figura 3.8d la K_{hTGU} es pequeña comparada con la K_{vf}, o el diseño del pozo es tal que tiene ademe liso en la zona que corresponde al medio granular. Las propiedades hidráulicas que prevalecen en esta condición señalan valores de $K_{hTGU} \approx 0.7 \times 10^{-5}$ m s^{-1}; $K_{Vf} = 1.9 \times 10^{-5}$ m s^{-1}. Bajo estas circunstancias, la entrada de flujo regional termal es la componente más importante. Este caso es representativo de las condiciones detectadas en los pozos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11) que penetran las unidades volcánicas fracturadas y que se ubican en las inmediaciones de los lineamientos y fallas normales de naturaleza regional detectadas a partir de fotografías aéreas (Figura 3.5).

En el caso (e) se representa la condición hidrogeológica en la que se obtiene agua del sistema intermedio, situación que se presenta cuando los pozos atraviesan únicamente el medio granular y la K_{vf} del medio volcánico fracturado es relativamente menor. Estas condiciones implican que: i) se obtiene agua con baja concentración de F y Li, como sucede en la porción nororiental y oriental del área de estudio, ii) no existen evidencias de sistemas principales de fracturamiento, iii) el acuífero captado está compuesto por material TGU principalmente (ver Figuras 3.1). El caso (e) es representativo de los pozos 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 y 27 (Figura 3.5).

Capítulo 4. Hidrogeoquímica de sistemas de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas volcánicas félsicas en la región de San Luis Potosí, México

4.1 Introducción

Diferentes investigaciones presentadas en los capítulos anteriores realizadas en la región de San Luis Potosí (SLP) han determinado que el agua subterránea que se capta por medio de pozos, circula por diferentes medios geológicos que junto con la topografía controlan el desarrollo de sistemas de flujo local, intermedio y regional. En este capítulo se aborda el análisis de los sistemas de flujo intermedio que circulan por material granular que constituye el relleno de la fosa tectónica. Una de las principales características en la composición química de estos sistemas de flujo, además de su temperatura entre 25-30º C y baja salinidad (STD <250 mg l^{-1}) lo constituye el hecho de que presentan concentraciones de SiO_2 entre 90-100 mg l^{-1}. Estos valores son mucho mayores que el promedio (17 mg l^{-1}) establecido por Davies (1964) basado en el compendio de miles de análisis químicos de agua subterránea, colectada en varios zonas de los Estados Unidos de América. La disolución de cuarzo en aguas subterráneas de pH neutro (6 mg l^{-1} de SiO_2 a 25ºC; Morey et al., 1962), no justifica las concentraciones de SiO_2 que se han detectado en las aguas de los sistemas de flujo intermedio en SLP. Freeze y Cherry (1979) señalan que la principal fuente de SiO_2 al agua subterránea no es el cuarzo, pero la disolución de silicatos de aluminio como feldespatos y micas. En este trabajo se investigan fuentes de SiO_2 alternas a los minerales primarios propuestos por Freeze y Cherry (1979) principalmente disolución de minerales (arcillas) producto de la alteración de rocas volcánicas félsicas de edad Terciaria que existen en la región de San Luis Potosí (SLP).

La geoquímica del agua subterránea de baja temperatura, que reacciona con silicatos que forman parte de las rocas que componen el acuífero, generalmente se interpreta por medio de: *i*) teoría termodinámica y *ii*) aproximación de balance de masa. En el primer caso, se supone que durante la disolución incongruente de los minerales primarios, la totalidad del aluminio permanece en la fase sólida. Esto facilita la representación de las reacciones en diagramas

bidimensionales, incorporando campos de estabilidad para diversos minerales (Drever, 1997). El balance de masa se utiliza para reproducir cuantitativamente las características químicas del agua. Se lleva a cabo por medio de balances estequiométricos entre los minerales del acuífero y la concentración de los elementos disueltos en el agua subterránea.

Durante el intemperismo químico, es posible relacionar la composición del agua subterránea con los minerales primarios de la roca que compone el acuífero. De este modo, Tardy (1971) estableció la asociación entre la química del agua derivada de varios macizos rocosos de Europa y África y los minerales de alteración identificados. Con una aproximación de balance de masa aplicada en el macizo rocoso de sierra Nevada, Garrels y Mackenzie (1967) identificaron las principales reacciones de interacción minerales primarios-agua subterránea y su relación con los minerales secundarios (principalmente arcillas). El balance de masa consistió en calcular, la cantidad de mineral (moles) que es necesario disolver incongruentemente, para explicar la concentración observada en el agua subterránea. Con una metodología similar, Wallick (1981) explicó la evolución química del agua subterránea en una pequeña cuenca, sin embargo no realizó un balance de masa formal. Dentro de su zona de estudio en las montañas Absaroka en Wyoming, Miller y Drever (1977) utilizaron la técnica de balance de masa para demostrar un proceso diferente a los anteriores. Identifican que el proceso de intemperismo más importante, es la alteración ligera de grandes volúmenes de roca, más que la formación de minerales arcillosos a partir de la disolución incongruente de los minerales que constituyen las unidades rocosas del área.

Los minerales arcillosos derivados del intemperismo químico en medios geológicos con rocas volcánicas, generalmente no se utilizan para explicar el origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea. En este trabajo se discute el efecto de la fracción arcillosa del acuífero, por medio de la identificación de procesos diagenéticos, en la generación de la composición química del agua subterránea de los sistemas de flujo intermedio. El objetivo principal de este capítulo, es: *i*) definir las principales reacciones que acontecen entre el agua subterránea de sistemas de flujo intermedio y la fracción arcillosa de un acuífero heterogéneo, compuesto por material de relleno de una fosa tectónica limitada lateralmente por pilares tectónicos compuestos por rocas volcánicas félsicas, *ii*) aplicar modelación geoquímica inversa para explicar cuantitativamente la composición química del agua subterránea de los sistemas de flujo intermedio que circula por material granular y que han sido identificados en la región de

SLP, *iii*) en laboratorio realizar pruebas de movilidad o extracciones en una muestra del material granular con agua de lluvia, determinando la evolución (temporal) en la composición química de la solución resultante y *iv*) explicar la composición química de la solución obtenida en laboratorio por medio de modelos hidrogeoquímicos, comparando con la composición química del agua subterránea de los sistemas de flujo intermedio.

4.2 Métodos de investigación

El flujo de agua del sistema de flujo intermedio se desplaza a través del material granular denominado en la región de SLP como Terciario Granular Indiferenciado (TGU), en donde reacciona con los minerales que encuentra a su paso. El material TGU consiste de partículas de arena y limo, además de arcillas de varios tipos, que son el resultado de los procesos de desvitrificación de las rocas volcánicas que rodean la planicie que constituye la fosa tectónica. Aunque no existe información disponible relacionada con la mineralogía específica del material TGU; a partir de la composición de las rocas volcánicas y la baja precipitación pluvial de la región, se puede suponer un bajo régimen de lixiviación. En estas condiciones, desde el punto de vista teórico, partículas como el cuarzo y sanidino que constituyen componentes importantes en las rocas volcánicas deben de estar presentes, además de arcillas como la montmorillonita e illita (ambos con una relación alta de Si/Al). En esta clase de rocas volcánicas félsicas, la montmorillonita es un producto de desvitrificación común. Alonso et al., (1995) con análisis de difracción de rayos X, determinaron que la montmorillonita es el principal producto de alteración en algunas ignimbritas félsicas desvitrificadas, que afloran en los alrededores de Morelia, Michoacán, México.

El material que se utilizó para la realización de las pruebas de movilidad consiste de sedimento que constituye el material de relleno de la fosa tectónica, obtenido de una perforación a 20 m de profundidad en la región de la Zona Industrial de SLP. Debido a que la composición química y mineralógica de este sedimento no ha sido determinada, se llevó a cabo su caracterización mediante métodos específicos. Como se mencionó durante la descripción geológica del material granular, existe una importante variación (horizontal y vertical) en la granulometría de los sedimentos en el subsuelo; sin embargo, para los fines de este trabajo y como una primera aproximación, se considera que la mineralogía y composición química de la muestra de sedimento, son representativos del relleno de la fosa tectónica.

4.2.1 Granulometría del sedimento

Después de secar la muestra en un horno a 80º C durante 24 horas, se procedió a la ruptura de los grumos para separar todas las partículas y determinar su tamaño. El peso de la muestra fue relativamente pequeño (905 gramos), por lo que no fue necesario realizar un procedimiento de "cuarteo" para obtener una muestra representativa de menor peso. Por medio de un análisis granulométrico tradicional, que consiste en hacer pasar la muestra por una serie de mallas de diferente abertura (Driscoll, 1986), se determinó el porcentaje (en peso) de las partículas de la muestra seca, retenidas en cada una de ellas (Tabla 4.1).

Tabla 4. 1.- Granulometría de la muestra de sedimento

Tamiz ASTM	Abertura mm	Peso retenido gr	Peso retenido %	% retenido acumulado	Clasificación Wentworth
8	2.362	4.0	0.44	0.44	Grava muy fina
10	2.000	5.0	0.55	1.00	Arena gruesa
53	0.270	200.5	22.20	23.20	Arena media
60	0.230	489.6	54.21	77.41	Arena fina
80	0.180	30.4	3.37	80.78	Arena fina
100	0.140	53.4	5.91	86.69	Arena fina
200	0.074	78.8	8.73	95.42	Arena muy fina
270	0.053	31.4	3.48	98.89	Arena muy fina
	<0.053	10.0	1.11	100.00	Limo y arcilla

De acuerdo con la distribución del tamaño de las partículas se identificó que la muestra consiste de arena media y arena fina. La pendiente de la curva expresada como coeficiente de uniformidad señala que la muestra es medianamente uniforme. El porcentaje de partículas con tamaño correspondiente a limo y arcilla resultó del orden de 1.1%. Las características granulométricas anteriores son congruentes con la ubicación de la muestra dentro del relleno de la fosa tectónica; representa un material intermedio entre la zona de playa (mayor proporción de partículas arcillosas) y la región de abanicos aluviales ubicada al pie de las elevaciones que limitan la fosa tectónica.

4.2.2 Composición química del sedimento

La evaluación de la composición química (elementos mayores) y mineralógica de la muestra de sedimento se realizó en 3 de las fracciones separadas durante el análisis granulométrico (Tabla 4.2). El análisis químico de roca completa se llevó a cabo por medio de Fluorescencia

de Rayos-X (FRX), con un equipo Siemens SRS 300, en muestra prensada utilizando el equipo existente en el Instituto de Geología de la UNAM. Los resultados de los análisis químicos indican una relativa homogeneidad en la composición química de las fracciones analizadas.

Tabla 4. 2.- Tamaños de partículas que componen las muestras de sedimento y composición química de las fracciones utilizadas en el experimento de laboratorio

	FRX1 (f <0.053 mm)	**FRX2 (f =0.074 mm)**	**FRX3 (f =0.23mm)**	**Promedio**	s	**A**
SiO_2	69.1	70.4	70.2	69.90	0.57	68.10
TiO_2	0.571	0.621	0.636	0.61	0.03	0.70
Al_2O_3	17.4	16.4	16.0	16.60	0.59	15.40
F_2O_3T	4.36	3.87	4.4	4.21	0.24	4.80
MnO	0.101	0.101	0.115	0.11	0.01	0.20
MgO	1.3	1.15	1.1	1.18	0.08	1.80
CaO	1.55	1.44	1.57	1.52	0.06	2.30
Na_2O	0.877	0.867	0.659	0.80	0.10	2.60
K_2O	4.08	4.29	4.49	4.29	0.17	2.20
P_2O_5	0.084	0.081	0.089	0.08	0.003	0.20
H_2O	-	-	-	-	-	2.10
Suma	99.423	99.22	99.26	99.30		100.40

Promedio.- Promedio aritmético de las 3 muestras analizadas

s.- Desviación estándar de las muestras analizadas

A.- Promedio del análisis químico de 30 grauvacas (Pettijohn, 1976)

Con excepción de los resultados de Na_2O, en todos los porcentajes de óxidos mayores se detectan diferencias menores al 8% con relación al promedio aritmético de las fracciones. Sin embargo, son notorias algunas tendencias relacionadas con el tamaño de las partículas que constituyen cada fracción. Por ejemplo, los porcentajes de TiO_2, MnO, y K_2O se incrementan con el tamaño de las partículas, efecto relacionado probablemente con una mayor presencia de feldespato-K conforme se incrementa el tamaño de las partículas. En forma contrastante, los porcentajes de Al_2O_3, MgO, Na_2O disminuyen cuando el tamaño de las partículas aumenta; esta situación puede estar asociada con la mayor abundancia, en la fracción fina, de minerales arcillosos (montmorillonitas probablemente) que tienen Na y Mg en su estructura octahédrica. Otros óxidos como el SiO_2, Fe_2O_{3TOTAL}, CaO y P_2O_5 no muestran relación directa con el tamaño de las partículas.

La comparación de la composición química de las fracciones de sedimento analizadas con las reportadas en la bibliografía (Pettijhon, 1976) indica una gran similitud con areniscas denominadas grauvacas feldespáticas; la principal diferencia estriba en que en las grauvacas el Na_2O es mayor que el K_2O. La explicación de esta situación puede estar relacionada: *i*) con las rocas volcánicas que dieron origen al sedimento, ya que se consideran ricas en K_2O (Labarthe et al., 1982) y *ii*) durante la interacción agua/roca volcánica (desvitrificación a baja temperatura) el Na se incorpora rápida y preferentemente a la solución por medio de un proceso de intercambio con iones hidrógeno (Cardona, 1990), reacciones que condicionan su disminución en la fase sólida intemperizada.

4.2.3 Composición mineralógica del sedimento

Considerando que: *i*) la muestra por investigar consiste de material sedimentario poco cohesivo y *ii*) era importante tratar de identificar los diferentes minerales presentes en la misma, la determinación de su composición mineralógica se llevó a cabo por medio de análisis de Difracción de Rayos-X (DRX). Utilizando equipos existentes en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (Difractómetro D5000 con radiación filtrada de Kα de Cu y velocidad del goniómetro de 0.5º2θ/min) y en el Instituto de Metalurgia de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (Difractómetro Rigakur DMAX2200 con radiación Kα de Cu) se determinó la composición mineralógica en las mismas muestras analizadas por FRX. La metodología usada para la identificación de fases se realizó mediante un programa que permite la comparación del difractograma generado por cada muestra con patrones de difracción estándar de fases minerales.

Los resultados obtenidos confirman los análisis químicos en el sentido de que no existen diferencias importantes en la composición mineralógica de las muestras investigadas. Las mayores intensidades prácticamente coinciden en las tres muestras, además de que la totalidad de las intensidades secundarias se repiten en las diferentes gráficas producidas. Las intensidades principales se observaron para valores de $2q$ comprendidos entre 20º y 30º y corresponden básicamente con cuarzo y feldespato-K (en las rocas volcánicas de la región representado por sanidino). A partir de los difractogramas se establece que el cuarzo y el feldespato-K constituyen más del 90% del volumen de la muestra; abundancia que en este caso obstaculiza la identificación precisa de otros minerales presentes en cantidades menores.

Sin embargo, se reconoció la presencia de carbonatos (calcita y probablemente dolomita), minerales arcillosos del grupo de la caolinita (halloisita), de las micas (illita) y de la esmectita (montmorillonita).

4.2.4 Elaboración de las suspensiones

Una vez que se tuvo la caracterización del sedimento, se procedió a realizar pruebas de movilidad o extracciones que se llevaron a cabo colocando 10 gramos de muestra con 500 ml de solución en una botella de polietileno. La solución inicial consistió de un compósito de agua de lluvia colectada durante un año en la ciudad de San Luis Potosí. Las muestras de agua de lluvia se tomaron en una estación única ubicada en las inmediaciones de la zona urbana de la ciudad de SLP, utilizando un recipiente que se mantuvo siempre a la intemperie para incluir los efectos de la "deposición seca", o sea todas las partículas de "polvo" que existen en la atmósfera. En todos los casos, las muestras se colectaron inmediatamente después de terminado el evento de precipitación.

Las botellas de polietileno de 1 litro de capacidad fueron pre-lavadas con agua, jabón y una solución diluida de ácido clorhídrico y posteriormente enjuagadas con abundante agua destilada. Con la finalidad de determinar la influencia del tamaño de la partícula en el experimento de disolución, en las suspensiones se utilizaron 4 diferentes tamaños de partículas (Tabla 4.3) (0.053, 0.074, 0.23 y 0.27 mm). Las botellas fueron selladas con un plástico colocado por debajo de la tapa, agitándolas manualmente en forma periódica y manteniéndolas a temperatura controlada (20º C) durante el tiempo utilizado para el desarrollo del experimento.

4.2.5 Procedimientos analíticos

La composición química del agua subterránea del sistema de flujo intermedio se investigó mediante el análisis de muestras tomadas en campo. Las concentraciones de los constituyentes químicos disueltos en el agua subterránea se obtuvieron de Carrillo-Rivera et al., (1996) y de la colecta de muestras de agua subterránea en campo. La metodología utilizada para determinación de las especies disueltas, es congruente con los estándares y procedimientos reportados en APHA (1975). La descripción completa de las técnicas para: *i*) protocolo de toma de muestras, *ii*) control de calidad en los métodos analíticos utilizados, *iii*) límites de

detección, se presenta en el capítulo 2. La metodología de campo y laboratorio utilizada para la toma de muestras de agua y análisis de laboratorio realizados específicamente para este trabajo, es compatible con la descrita en el capítulo 2. El Li y Al del segundo muestreo fueron analizadas por método ICP-MS. La exactitud de los análisis realizados por ICP-MS se controló mediante la utilización de estándares de laboratorio apropiados, verificando cada corrida de análisis con estándares internacionales, incluyendo el estándar 1634d del USGS.

Tabla 4. 3.- Relación de número de muestra y tamaños de sedimento utilizados en las pruebas de laboratorio

Muestra	f part.	Muestra	f part.
	mm		mm
1	0.053	7	0.23
2	0.053	8	0.23
3	0.074	9	0.23
4	0.074	10	0.23
5	0.074	11	0.27
6	0.074	12	0.27
		13	0.27

La determinación de la evolución en la composición de las soluciones que reaccionaron con las diferentes muestras de sedimento utilizadas, se llevó a cabo en alícuotas tomadas de las botellas después de 72, 168, 504 y 1008 horas de iniciado el experimento. Las suspensiones fueron filtradas para obtener una solución libre de partículas, realizando las determinaciones analíticas inmediatamente. Las determinaciones analíticas de las soluciones y del agua de precipitación, se llevaron a cabo en el laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ingeniería de la UASLP. El pH de la solución se midió a la temperatura utilizada en el experimento, inmediatamente después de que la muestra fue filtrada. La alcalinidad se determinó por medio de titulación con indicadores colorimétricos, el Cl con electrodo específico utilizando un ajustador de la fuerza iónica para que el coeficiente de la actividad de los iones sea constante (Armienta et al., 1987) y el SO_4 por el método turbidimétrico adicionando cloruro de bario. El SiO_2 y los metales (Na, K, Ca y Mg) se determinaron por el método espectrofotométrico de absorción atómica. La precisión de los procedimientos se obtuvo analizando muestras por triplicado; los valores reportados por el laboratorio constituyen el promedio de las determinaciones. Los análisis efectuadas por absorción atómica presentaron menos del 3% de desviación estándar relativa.

4.3 Resultados y Discusión

4.3.1 Definición de reacciones

El modelo hidrogeoquímico conceptual propuesto para los sistemas de flujo intermedio en la zona de estudio, incorpora agua de lluvia como solución inicial que reacciona con los minerales incluidos en los materiales geológicos que constituyen los depósitos de pie de monte y el relleno de la fosa tectónica. La ecuación general de balance de masa que representa las reacciones que condicionan la composición química del agua subterránea en los sistemas de flujo intermedio es la siguiente:

Material geológico (inicial) + SOLUCIÓN INICIAL (entrada atmosférica) $\Rightarrow$ material geológico (final) + SOLUCIÓN FINAL (especies disueltas en el agua subterránea) *(4.1)*

El material geológico involucrado (**inicial y final**) en la ecuación incorpora los minerales incluidos en el medio geológico que compone el acuífero y que fueron identificados por medio de los análisis de DRX. La entrada atmosférica (**solución inicial**) abarca el agua de lluvia de la región, considerando los solutos disueltos que puede contener. Finalmente la **solución final** incluye el agua subterránea de los sistemas de flujo intermedio, con la composición química que presenta.

De acuerdo con la gran estabilidad del cuarzo con relación a fenómenos de disolución (Lasaga, 1984) se considera que su aportación a las especies disueltas es mínima, por lo que para efectos prácticos en este trabajo se establece como un mineral inerte. El feldespato-K representado en este caso por el sanidino, es una especie relativamente estable ante los fenómenos del intemperismo; sin embargo su aportación a las especies disueltas puede considerarse por medio de la siguiente reacción en donde se disuelve en forma incongruente a caolinita:

$$3KAlSi_3O_8 + 2H_2CO_3 + 12H_2O \leftrightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2HCO_3^- + 2K^+ + 6H_4SiO_4 \qquad (4.2)$$

Otra reacción que pudiera llevarse a cabo sería la disolución incongruente de feldespato-K en un mineral arcilloso del grupo de las micas:

$$KAlSi_3O_8 + H_2CO_3 + 4.5H_2O \leftrightarrow 0.5Al_2Si_2O_5(OH)_4 + HCO_3^- + K^+ + 2H_4SiO_4 \qquad (4.3)$$

La disolución incongruente de minerales arcillosos (montmorillonitas con Na y Ca, illita en caolinita), que constituye la mayor aportación de solutos al agua subterránea (sobre todo de SiO_2), se representa de la siguiente manera:

$$Na_{0.33}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2 + 0.33H_2CO_3 + 3.845H_2O \leftrightarrow 1.16Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 0.33Na^+ + 0.33HCO_3^- + 1.34H_4SiO_4 \quad (4.4)$$

$$Ca_{0.17}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2 + 0.33H_2CO_3 + 3.845H_2O \leftrightarrow 1.16Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 0.17Ca^{+2} + 0.33HCO_3^- + 1.34H_4SiO_4 \quad (4.5)$$

$$K_{0.6}Mg_{0.25}Al_{2.3}Si_{3.5}O_{10}(OH)_2 + 1.1H^+ + 3.15H_2O \leftrightarrow 1.15Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 0.6K^+ + 0.25Mg^{+2} + 1.2H_4SiO_4 \quad (4.6)$$

en donde además de la generación de caolinita, se presenta una mayor proporción de SiO_2 liberada con relación a los cationes liberados a la solución. Altschuler et al., (1963) encontraron que la transformación de montmorillonita a caolinita en un medio ambiente de baja temperatura, es una reacción que se relaciona con los procesos comunes de intemperismo químico. El transporte de SiO_2 en el agua subterránea está controlado por la solubilidad de la SiO_2 amorfa. Churchman y Jackson (1976) realizaron experimentos con montmorillonita en soluciones ácidas, obteniendo dos fases secundarias. Una fase presentaba mayor concentración de Al y la otra de SiO_2. El trabajo realizado por May et al., (1986) sugiere que la fase secundaria alta en aluminio corresponde a caolinita con un bajo grado de cristalización. El principal producto de la alteración es el SiO_2 liberado a la solución, que posteriormente puede precipitar como ópalo o pedernal.

Adicionalmente, otras reacciones que pueden presentarse incluyen disolución de carbonatos (calcita y/o dolomita) e intercambio catiónico entre la fracción arcillosa del material geológico y el agua subterránea. La capacidad de intercambio catiónico de las arcillas es función del pH de la solución con la que están en contacto. La montmorillonita presenta una capacidad de intercambio de moderada a alta (80-120 meq/100gramos; Appelo y Postma, 1993). Esta reacción se lleva a cabo, liberándose Na de las arcillas que se intercambia por Ca del agua subterránea; cuando esta reacción se analiza en un diagrama de estabilidad (log Ca/H^2 *vs.* log Na/H) la composición de la solución se modifica de tal modo que se ajusta a una línea recta con pendiente 2, tal y como se determina a partir del análisis teórico de las reacciones de intercambio (Drever, 1997). La Figura 4.1 se interpreta como una evidencia de reacciones de intercambio catiónico entre el agua subterránea y la fracción arcillosa de acuífero. La

distribución de las muestras de agua subterránea del sistema de flujo intermedio, manifiesta una pendiente 2:1, similar a la que se pronostica a partir del análisis teórico de dichas reacciones. La distribución de las muestras tomadas en campo, presentan una pendiente de 1.9961 (calculada por mínimos cuadrados) con un coeficiente de correlación de 0.9229, tal y como se presenta en la Figura 4.1; en contraste las relacionadas con el experimento de laboratorio presentan una distribución con pendiente 0.75 y un coeficiente de correlación de 0.61.

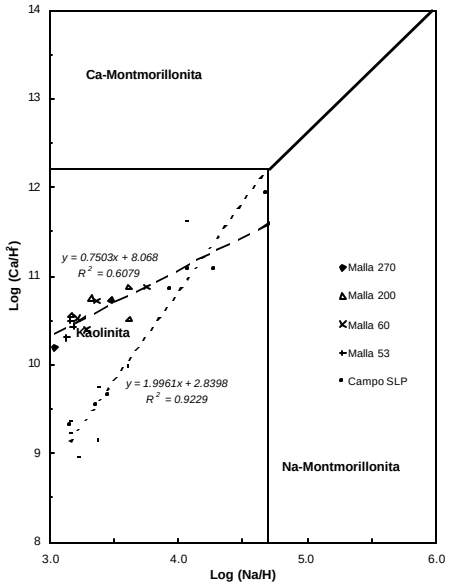


Figura 4. 1.- Diagrama de estabilidad en el sistema Ca_2O-NaO-SiO_2-H_2O

4.3.2 Composición química de la precipitación en SLP (solución inicial)

En la Tabla 4.4 se presentan los resultados del análisis químico realizado al compósito de agua de lluvia colectada en SLP. La composición química global de la precipitación en SLP se analiza tomando en consideración los datos de la Tabla 4.4. El Ca, SO_4 y Na constituyen los principales iones presentes en la precipitación.

En la Tabla 4.5 se identifica que la concentración de Na y K tiende a incrementarse con relación a la cantidad de precipitación en los eventos individuales; en contraste el SO_4 tiene un comportamiento inverso. Esta situación probablemente tiene que ver con el origen de la precipitación en la región; los grandes eventos de precipitación que en la zona generalmente se

relacionan con ciclones que acarrea Na y K de origen marino hacia el continente, esta lluvia manifiesta baja concentración de SO_4. En contraste, las precipitaciones de relativa menor importancia con mayor concentración de SO_4, tienen una menor participación de masas de vapor originadas en los océanos y por lo tanto los solutos que presentan provienen principalmente de fuentes de origen continental.

Tabla 4. 4.- Composición química de la precipitación en SLP, la temperatura es en grados centígrados, y C. E. conductividad eléctrica en µmhos/cm. El agua marina diluida fue normalizada utilizando el Cl

				mg l^{-1}							
Muestra	**Temp.**	**pH**	**C.E.**	**HCO_3**	**Cl**	**SO_4**	**Na**	**K**	**Ca**	**Mg**	**SiO_2**
Precipitación SLP	20.0	5.8	27.6	8.72	0.61	7	1.10	0.93	3.60	0.80	2.78
Agua marina diluida						0.09	0.34	0.01	0.01	0.04	0.0002
% Componente marina						1.22	30.84	1.35	0.36	5.08	0.01

La comparación de los resultados analíticos obtenidos en la precipitación de SLP con valores reportados para la precipitación que se produce en regiones sin industria (Freeze y Cherry, 1979), señala que la primera presenta mayor concentración de sólidos totales disueltos. En especial los valores de SO_4 detectados en la precipitación de SLP son más elevados que los que se presentan en la precipitación de regiones en donde no existen industrias. De este modo, las concentraciones de SO_4 en SLP pueden representar: *i*) los efectos de la contaminación atmosférica por efecto de gases derivados de las industrias y/o *ii*) disolución de minerales con SO_4 en su composición presentes en el polvo atmosférico.

Tabla 4. 5.- Resultados de análisis químicos realizados en eventos individuales de precipitación

mg l^{-1}							
Na	**K**	**Cl**	**SO_4**	**Fecha**	**Cantidad (mm)**	**Na/Cl**	**K/Na**
0.64	0.04	0.7285	4.06	3-5-7 de julio	15.2	0.88	0.06
0.94	0.71	0.74	5.5	17 de julio	23.5	1.27	0.76
0.06	0.16	<0.5	3.96	11 de agosto	12.9		2.67
0.22	0.78	<0.5	6.01	16-20-24 de agosto	10.5		3.55
0.05	0.1	<0.5	7.99	25 de agosto	4.7		2.00
0.55	0.52	<0.5	3.64	23 de septiembre	25.7		0.95
0.98	1.17	1.1	17.75	18 de noviembre	2.6	0.89	1.19
0.94	0.41	<0.5	11.74	21 de noviembre	0.5		0.44

En el primer caso el pH que se detecta en la precipitación (3-4) es menor al producido por la disolución del CO_2 existente en la atmósfera (5.7). El pH de la precipitación en SLP es de 5.8

lo que sugiere que los valores de SO_4 no son ocasionados por la oxidación de S y gases como el SO_2. La caracterización global del polvo atmosférico en la región de SLP señala que el cuarzo, yeso y calcita son los constituyentes minerales principales (Campos-Ramos, 2005). La relación Ca/SO_4 de la precipitación en SLP es muy similar a la identificada en la precipitación de USA; además de que se relaciona con la que resulta de la disolución de anhidrita (0.42), por lo que muy probablemente la incorporación en la precipitación de polvo atmosférico de origen local que contiene yeso constituye el principal responsable de los valores de Ca y SO_4 identificados; la disolución de calcita incrementa un poco el contenido de Ca lo que produce una relación un poco mayor a la que produciría la disolución de yeso únicamente.

4.3.3 Composición química de los sistemas de flujo intermedio (solución final)

La composición química del agua subterránea que representa el sistema intermedio (solución final en la ecuación general de balance de masa), fue determinada a partir de la información de dos muestreos realizados en diferentes tiempos. El primero de ellos corresponde con la información reportada en el capítulo 2 y que se presenta en la Tabla 4.6; el número entre paréntesis corresponde con el reportado en ese capítulo. Para el caso del muestreo realizado para este trabajo en el año 2003, los resultados se presentan en misma Tabla, la ubicación de los pozos donde se tomaron las muestras de agua dentro de la zona de interés aparece en la Figura 4.2. La muestra 18 representa agua superficial colectada en un aprovechamiento superficial de la región occidental denominado Presa San José y se presenta como referencia únicamente. En general estos pozos que tienen profundidad variable entre 160 y 360 m, captan preferentemente el medio granular TGU constituido por el material de relleno de la fosa tectónica. Las muestras con el mismo número en la Tabla 4.6 fueron tomadas en el mismo aprovechamiento.

El agua subterránea del sistema intermedio es en general de muy buena calidad. Destaca su baja salinidad (C. E. promedio 200 µmhos/cm), temperatura entre 23 y 27º C, tipo entre HCO_3-Ca, HCO_3-Mixta y HCO_3-Na, con baja concentración de elementos traza como F y Li.

Tabla 4. 6.- Composición química de muestras que representan el sistema de flujo intermedio; las primeras 5 muestras fueron tomadas del capítulo 2. PROF. se refiere a la profundidad total del pozo donde se tomó la muestra, la temperatura es en grados centígrados, y C. E. conductividad eléctrica en µmhos/cm

					mg L^{-1}										mg l^{-1}	
Muestra	**PROF.**	**TEMP**	**pH**	**C. E.**	**SiO_2**	**HCO_3**	**Cl**	**SO_4**	**NO_3**	**F**	**Na**	**K**	**Ca**	**Mg**	**Li**	**Al**
1 (14) *	180	23.3	6.64	150	98.0	99.0	4.5	1.5	4.8	0.36	13.5	9.7	14.4	1.92	-	-
2 (15) *	160	23.8	6.52	100	96.0	70.0	4.3	1.0	0.7	0.24	10.8	7.0	7.2	0.48	-	-
3 (16) *	200	26.3	6.53	144	93.0	58.0	7.6	4.6	33.1	0.30	10.2	9.1	8.8	2.40	-	-
4 (17) *	150	23.7	6.57	175	93.0	74.0	7.5	5.9	6.3	0.33	14.8	10.0	12.8	1.92	-	-
5 (18) *	330	25.3	6.55	132	98.0	62.0	4.5	3.1	5.4	0.26	10.2	8.2	8.8	1.92	-	-
7	300	26.8	6.66	248	112.3	110.4	16.5	38.0	4.4	0.7	34.7	15.1	16.0	2.8	59.3	9.1
8	260	27.1	6.92	231	108.0	110.4	18.5	21.0	4.0	1.3	33.2	12.1	15.9	1.5	70.0	5.8
9	200	26.3	7.06	401	107.8	163.1	37.0	38.0	23.0	0.7	40.7	21.8	48.1	4.8	20.4	6.9
10	360	24.5	7.23	312	99.7	203.9	16.5	9.0	8.0	0.5	27.7	14.2	52.4	2.6	35.0	4.0
11	300	24.2	6.76	96	83.4	54.4	7.7	1.0	3.1	0.3	10.1	7.1	5.3	0.8	9.9	5.4
2 (15)	160	24.1	6.73	100	83.4	54.4	9.2	1.0	4.9	0.3	10.3	6.4	5.9	0.9	5.5	6.4
5 (18)	330	26.2	6.71	125	87.7	69.6	7.7	2.0	4.4	0.3	11.5	8.7	9.1	1.2	8.9	9.8
12	150	25.9	6.79	208	99.3	98.5	15.4	19.0	4.9	0.3	18.8	11.3	21.4	2.2	9.2	5.6
13	200	25.1	7.42	209	70.2	122.3	12.3	7.0	6.2	0.4	13.7	8.8	26.5	1.1	15.5	4.0
14	200	25.2	7.59	426	63.8	211.3	33.9	50.0	24.8	0.6	42.4	17.9	45.0	1.8	35.0	5.0
1 (14)	180	23.4	7.05	212	83.7	108.4	17.0	22.0	13.3	0.4	16.6	13.4	29.6	2.6	12.1	7.3
15	260	26.5	6.84	177	79.4	100.6	18.5	18.0	12.0	0.5	20.9	14.0	15.6	2.9	17.1	7.9
16	200	26.5	8.01	209	73.8	110.7	9.2	4.0	7.1	0.6	12.9	9.7	26.7	1.1	17.6	4.4
17	300	26.1	7.61	195	95.0	122.0	15.4	14.0	6.2	0.5	21.1	13.9	24.7	1.9	19.4	8.2
18	Superficial	18.7	9.01	183	18.1	20.4	12.3	69.0	3.1	0.7	7.5	10.2	16.8	4.9	8.1	16.2

Por otro lado, se tiene que reconocer que si bien estas muestras representan preferentemente la composición química del agua subterránea del sistema de flujo intermedio, algunas presentan pequeñas contribuciones de otros sistemas de flujo (regional y local); la mezcla entre ellos es inducida por el diseño del pozo y su régimen de operación. Constituyentes como el NO_3, F, y en ocasiones Cl pueden colaborar en la identificación de las muestras de agua que presentan una componente de otros sistemas de flujo. Por ejemplo, valores de NO_3 > 8-10 mg l^{-1} constituyen un indicador de la presencia de agua somera (sistema local) contaminada (muestras 1(14), 3(16), 9, 14 y 15); F > 0.5 mg l^{-1} y Li > 0.015-0.02 mg l^{-1} sugiere mezcla con el sistema de flujo regional (muestras 7, 8, 10, 14, 16 y 17). Con base en lo anterior, excluyendo del proceso las muestras que presentan indicios de mezcla con otros sistemas de flujo, se determinó la composición promedio del sistema de flujo intermedio.

4.3.4 Modelación hidrogeoquímica

Los enfoques básicos que se utilizan en la modelación hidrogeoquímica de las interacciones que se desarrollan entre el agua subterránea y los minerales que componen un medio geológico se han denominado: i) *modelación inversa* y ii) *modelación progresiva* (*forward*) (Plummer, 1992). La **modelación inversa** se utiliza en la situación en que se conoce, en al menos dos puntos, la composición del agua subterránea a lo largo de una línea de flujo, en este

caso es posible determinar las reacciones que se desarrollaron para producir los cambios observados en la composición química.

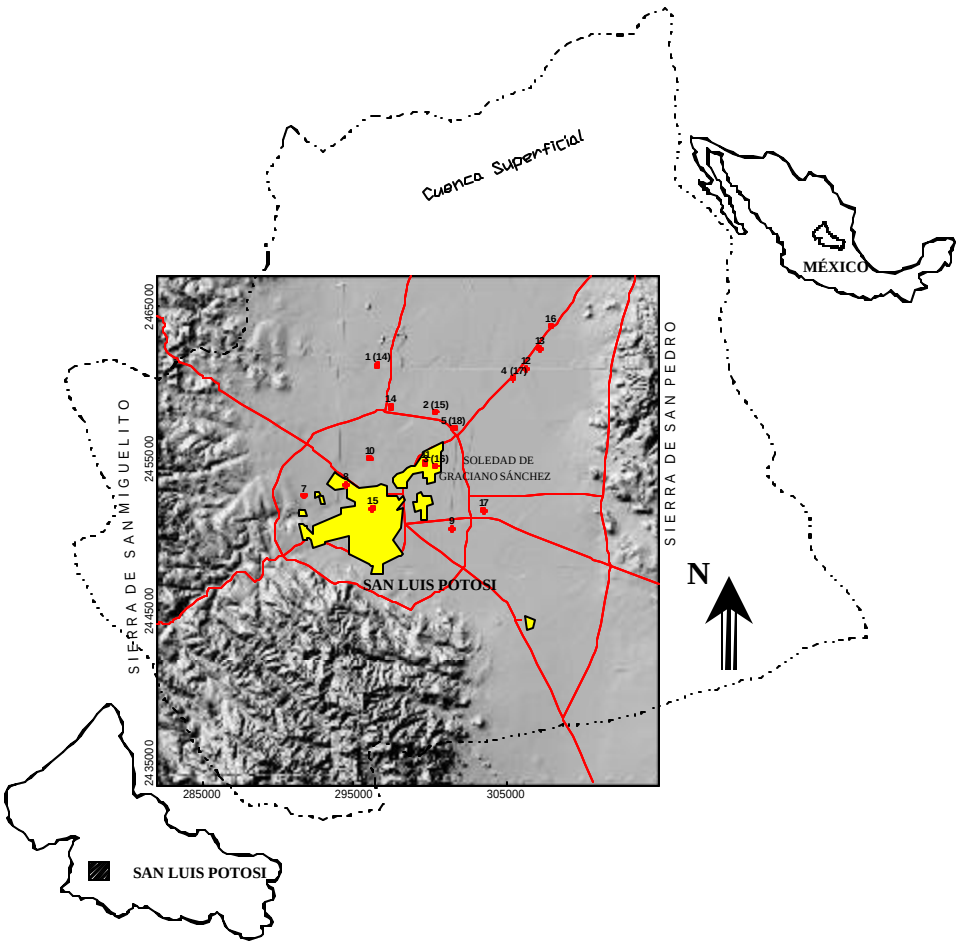


Figura 4. 2.- Localización de la zona de estudio en la que se presentan los sitios donde se tomaron las muestras de agua subterránea correspondientes con el sistema de flujo intermedio

Cuando se utiliza modelación inversa, los modelos que se desarrollan consisten de un conjunto de fases reactivas (minerales) que se sabe o infiere están en contacto con el agua subterránea a lo largo del patrón de flujo. El modelo geoquímico realiza los cálculos necesarios para determinar la transferencia de masa (disolución o precipitación) necesaria en las fases minerales, para producir los cambios observados en la composición de la solución. En este proceso se toman en cuenta los cambios observados en la composición del agua subterránea (en moles por kilogramo de agua) por medio de la cantidad de reactantes que deben disolverse en el agua y los productos que deben precipitar de la solución en la medida de que la solución inicial fluye hasta el punto donde se ubica la solución final.

Tomando en consideración que diversos conjuntos de fases reactivas pueden producir la transferencia de masa observada entre las soluciones inicial y final, es necesario eliminar modelos que no es factible que se presenten en la zona o que no sean realistas tomando en cuenta el conocimiento de las reacciones químicas identificadas. Efectivamente, debido a que la modelación hidrogeoquímica inversa se basa en cálculos de balance de masa y no toma en cuenta limitantes desde el punto de vista termodinámico, el modelo puede predecir que un mineral precipita a pesar de que las concentraciones de los constituyentes del mineral se encuentren en concentraciones menores a las necesarias para que se produzca la precipitación.

La modelación inversa que se realiza con el programa PHREEQC (Parkhurst, 1995) considera los cambios químicos (producidos por reacciones de interacción agua subterránea/medio geológico) durante las mezclas de agua detectadas o durante la evolución del agua a lo largo del patrón de flujo subterráneo. Por ejemplo, suponiendo que un determinado tipo de agua es producido por la mezcla de dos miembros extremos, la modelación inversa se utiliza para calcular los porcentajes de dichos miembros extremos, la cantidad (moles) de especies químicas que entran o salen de la mezcla por efecto de procesos de disolución o precipitación (cuando se trata de mezclas no conservativas tal y como se detectó previamente) producidas durante o después del proceso de mezcla inducido por la extracción del pozo donde se tomó la muestra.

Una ventaja muy importante sobre el modelo antecesor de PHREEQC que es NETPATH (Plummer et al., 1991), es que el primero permite la inclusión en la modelación inversa de un factor de incertidumbre en los datos analíticos, de tal modo que los modelos inversos producidos satisfagan un balance molar, de cargas y de estado de valencias en la solución, que estará dentro del intervalo de incertidumbre estipulado. Efectivamente, a diferencia de NETPATH, el programa PHREEQC considera las incertidumbres asociadas con los datos analíticos, tal y como está evidenciadas por la existencia de una (pequeña) diferencia en el balance de cargas.

El ejercicio básico que realiza PHREEQC durante la modelación inversa, es el planteamiento de solucionar un juego de ecuaciones simultáneas que consideran los cambios en la concentración molar de cada elemento químico involucrado, proceso que se lleva a cabo por medio de la disolución o precipitación de minerales. Las incógnitas que plantea en las ecuaciones son las siguientes: *i*) la fracción de cada solución presente en la mezcla (α_q), *ii*) la

transferencia de masa entre los diferentes estados de oxidación en un elemento redox (α_r) si fuera el caso que se tomaran en cuenta, *iii*) la transferencia de masa a partir de minerales y gases hacia fuera o hacia adentro de la solución (α_p), *iv*) un juego de incógnitas que consideran la incertidumbre asociada con los datos analíticos ($\delta_{m,q}$).

De este modo, las incógnitas $\delta_{m,q}$ representan errores en el número de moles de cada elemento, estado de valencia de un elemento, en la alcalinidad (*m* en cada solución *q*). Las ecuaciones de balance de masa (incluyendo las incógnitas relacionadas con la incertidumbre) para elementos y estados de oxidación se definen de la siguiente manera:

$$\sum_{q}^{Q} a_q(T_{m,q} + d_{m,q}) + \sum_{r} c_{m,r} a_r + \sum_{p} c_{m,p} a_p = 0 \qquad (4.7)$$

En la ecuación anterior *"Q"* es el número de soluciones incluidas, $T_{m,q}$ es el número total de moles de cada elemento, *m*, en la solución *q*, $C_{m,r}$ es el coeficiente de la especie maestra secundaria ,*m*, en reacciones redox, *r*, $C_{m,p}$ es el coeficiente de la especie maestra, *m*, en la reacción de disolución de la fase *p*.

Las ecuaciones de balance de carga de la solución acuosa restringen a las incógnitas $\delta_{m,q}$ de tal modo que cuando las $\delta_{m,q}$ se agregan a los datos químicos originales, se logra el balance de cargas en cada solución. La ecuación de balance de carga de una solución acuosa es la siguiente:

$$\sum_{m} z_m d_{m,q} = -T_{z,q} \qquad (4.8)$$

En esta ecuación $T_{z,q}$ es el desbalance de cargas en la solución acuosa *q*, tal y como fue calculado durante la especiación de la solución. La formulación del problema inverso únicamente tiene sentido cuando las ($\delta_{m,q}$) son pequeñas, lo que significa que la solución "*revisada*" no es muy diferente de la original. Adicionalmente, el valor absoluto de ($\delta_{m,q}$) se establece como pequeño (establecido como $U_{m,q}$) a partir del establecimiento de una desigualdad.

El sistema de ecuaciones se plantea en forma no-linear debido a que incluye el producto de incógnitas de la forma $a_q(T_{m,q} + d_{m,q}) = a_q T_{m,q} + a_q d_{m,q}$. Sin embargo, realizando una substitución de la siguiente manera $e_{m,q} = a_q d_{m,q}$ la ecuación de balance de masa (IX.11) puede rescribirse de la siguiente manera:

$$\sum_{q}^{Q} a_q T_{m,q} + \sum_{q}^{Q} e_{m,q} + \sum_{r} c_{m,r} a_r + \sum_{p} c_{m,p} a_p = 0 \qquad (4.9)$$

La ecuación de balance de carga se modifica a:

$$\sum_{m} z_m e_{m,q} + e_q T_{z,q} = 0 \qquad (4.10)$$

Estos sistemas de ecuaciones son lineales en a y e, por lo que una vez determinados los valores de a y e, el valor de ($\delta_{m,q}$) se despeja fácilmente. La formulación de la modelación inversa produce una serie de restricciones que requieren satisfacerse. Para ello se utiliza el algoritmo desarrollado por Barrodale y Roberts (1980) que soluciona un problema realizando una optimización L1 (minimiza la suma de valores absolutos) en el juego de ecuaciones lineales establecido con los datos disponibles.

4.3.4.1 Resultados de la modelación inversa, línea base natural de los sistemas de flujo intermedio

Una vez definidas las reacciones que potencialmente pueden condicionar la composición química del agua subterránea de los sistemas de flujo intermedio, además de las composiciones que constituyen las **soluciones inicial** y **final**, se realizó modelación geoquímica inversa para establecer resultados cuantitativos. A partir de la composición química de la precipitación, se consideró una estrategia que incorporó calcular la cantidad de transferencia de masa (disolución/precipitación de los minerales existentes en el material geológico) necesaria para obtener la composición de la solución final, que corresponde con la composición promedio del sistema de flujo intermedio. Las restricciones utilizadas en el modelo geoquímico incluyeron al HCO_3, Cl, Na, K, Mg, SiO_2. Entre las fases que se utilizaron en la modelación inversa se menciona calcita, halita, caolinita, CO_2(gas), Na-montmorillonita, Mg-montmorillonita, Ca-montmorillonita, sanidino (feldespato-K), intercambio catiónico de Ca/Na, illita. La totalidad del Cl se supuso relacionada con la disolución de halita, mineral que también contribuye con una pequeña porción de Na. No se tiene evidencia geológica que soporte la presencia de halita en los sedimentos analizados; pero se incorporó este mineral para producir modelos que consideraran la mayor cantidad de las especies químicas reportadas por los análisis realizados. Aunque este procedimiento puede considerarse que no es estrictamente necesario, algunos autores (Mahlknecht et al., 2004; Thomas et al., 1989)

recomiendan llevarlo a cabo. Adicionalmente, la diferencia en las simulaciones efectuadas (no presentadas) que no consideraron Cl estriba únicamente en la cantidad de transferencia de masa calculada.

En los cálculos realizados, se utilizó la composición química teórica para la illita, montmorillonita cálcica y montmorillonita sódica. La variación química de las montmorillonitas se relaciona con la cantidad de Mg, Al, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Li y otros cationes en la estructura octahedrica (Drever, 1997). En las montmorillonitas los cationes en el espacio entre capas, se pueden mover libremente hacia la solución con la que están en contacto, para intercambiarse por otros iones. Durante el proceso de desvitrificación (alteración), las reacciones entre la matriz vítrea de la roca y el agua termal incorporan (principalmente) sodio y calcio a la solución. Por lo tanto, se infiere que estos cationes son los principales que intervienen en las reacciones de intercambio.

El Mg, Al, Fe^{+2}, Fe^{+3}, y Li se encuentran en la estructura octahedrica de las montmorillonitas. Debido a su baja movilidad geoquímica, estos elementos se presentan en bajas concentraciones en el agua subterránea del sistema de flujo intermedio. La disolución incongruente de montmorillonita incorpora estos elementos al agua subterránea. Todos excepto el Li precipitan rápidamente, debido a que el agua tiene un pH cercano al neutral y el medio presenta condiciones oxidantes. Por lo anterior, se puede concluir que la utilización de composiciones teóricas para las arcillas, que no incorporan la posibilidad de intercambio en la estructura octahedral de la montmorillonita, es una buena aproximación.

En la Tabla 4.6 se presentan valores de SO_4 medidos para eventos individuales de precipitación en SLP; concentraciones que corroboran el valor detectado en el compósito de la precipitación utilizado en los experimentos. Es interesante señalar que los valores de SO_4 en la solución inicial resultaron mayores que aquellos detectados en la solución final, lo que sugiere que la presencia de SO_4 en la precipitación actual puede tener alguna influencia antropogénica, probablemente relacionado con la generación de polvos a partir de canteras que explotan piedra caliza y residuos industriales. Para el agua subterránea del sistema de flujo intermedio, los índices de saturación con relación a minerales que incluyen SO_4 indicaron subsaturación, por lo que no es factible suponer una disminución producida por controles de solubilidad. De este modo, durante la modelación inversa fue necesario modificar ligeramente la composición promedio del agua de lluvia de SLP; el procedimiento utilizado consistió en disminuir la

concentración de SO_4 en la solución inicial, restando una concentración equivalente de Ca para mantener la condición de electroneutralidad. En la Tabla 4.7 se explica el procedimiento de modificación realizado, además de que se presenta la diferencia de masa entre la composición del agua de precipitación y la del sistema de flujo intermedio y que representa la transferencia de masa desarrollada durante la interacción del agua subterránea con los minerales del material granular que constituye el relleno de la fosa tectónica.

En la Tabla 4.8 se presentan las diferentes modelos de transferencia de masa (disolución o precipitación de minerales) que resultaron válidos para las condiciones planteadas en el modelo inverso. Cada una de las opciones señala la transferencia de masa (reacciones químicas) que se requiere para lograr que la precipitación (solución inicial) adquiera la composición promedio del agua subterránea del sistema de flujo intermedio.

Tabla 4. 7.- Composición promedio del sistema de flujo intermedio y el ajuste realizado a la composición de la precipitación en SLP

		Temp.	pH	C.E.	SiO_2	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Na	K	Ca	Mg
SISTEMA DE FLUJO INTERMEDIO (PROMEDIO)	mg/l	24.7	6.75	150	90.7	81.2	8.0	5.1	4.5	12.9	8.8	13.2	1.44
	mmol/l				1.510	1.332	0.225	0.053	0.072	0.562	0.226	0.329	0.059
PRECIPITACIÓN SLP	mg/l	20.0	5.8	28	2.78	8.72	0.61	7	-	1.10	0.93	3.60	0.80
	mmol/l				0.046	0.143	0.017	0.073	-	0.048	0.024	0.090	0.033
Precipitación SLP Ajuste de SO_4 y Ca	mmol/l				0.046	0.143	0.017	0.053	-	0.048	0.024	0.070	0.033
Diferencia	mmol/l				1.464	1.189	0.208	-	-	0.514	0.202	0.259	0.026

En todos los modelos de transferencia de masa reportados en la Tabla 4.8, se presenta precipitación de caolinita, que se realiza a partir de la disolución incongruente de minerales arcillosos (montmorillonita o illita) o el sanidino (feldespato-K), aportando una gran cantidad de SiO_2 a la solución. Los minerales que aportan K a la solución incluyen el sanidino (feldespato-K) y la illita; las simulaciones indicaron ambos son factibles de contribuir en la composición del sistema de flujo intermedio, ya sea en forma independiente o conjunta. Cuando la disolución de illita no tiene lugar entonces es necesaria la disolución de Mg-montmorillonita para aportar el Mg necesario.

Adicionalmente, los resultados indican que el Ca y el Na pueden derivarse de intercambio catiónico o de la disolución incongruente de Ca-montmorillonita y Na-montmorillonita; la calcita es una fuente adicional para el Ca. Desde el punto de vista hidrogeoquímico, no es posible especificar cual o cuales de las opciones presentadas en la Tabla 4.8 son más factibles

que otras, ya que todas satisfacen el modelo conceptual propuesto. Por lo tanto, se estima que en condiciones de campo, la mineralogía local de un lugar específico condicionará la serie de reacciones que finalmente controlarán la composición del agua subterránea. Una reacción que representaría la evolución de la composición de la precipitación hacia la calidad del agua del sistema de flujo intermedio puede ser como la siguiente (coeficientes estequiométricos en mili moles):

Agua de precipitación + 0.2082 Halita + 0.6494 $CO_2(g)$ + 0.1535 Mg-Mont. + 0.2032 Sanidino + 0.1643 Ca/Na Intercambio + 0.3285 Calcita + 0.6355 Ca-Mont.® 1.021 Caolinita + Agua sistema intermedio

Tabla 4. 8.- Resultados de transferencia de masa necesarios para que el agua de precipitación adquiera la composición del sistema de flujo intermedio. Todos los datos se reportan en mmol l^{-1} H_2O. Los valores positivos indican disolución entre la solución inicial y final; los valores negativos indican precipitación, el signo "—" indica que esa fase mineral no fue incluida en el modelo de balance de masa. CO_2 (g) significa gas dióxido de carbono. CaX_2 y NaX indican el intercambio de Na^+ por Ca^{+2} en la superficie de minerales con capacidad de intercambio

Modelo No.	**Halita**	**Caolinita**	**CO_2(g)**	**Na-Montm.**	**Mg-Montm.**	**Sanidino**
1	0.2082	-1.021	0.6494	--	0.1535	0.2032
2	0.2082	-1.309	0.7341	0.9956	-0.3595	0
3	0.2082	-1.107	0.6747	--	--	0.1424
4	0.2082	-1.021	0.6494	0.6355	0.1535	0.2032
5	0.2082	-1.021	0.6494	0.9956	0.1535	0.2032
6	0.2082	-1.107	0.6747	0.9956	0	0.1424
7	0.2082	-1.309	0.7341	--	-0.3595	--

Modelo No.	**CaX2**	**NaX**	**Calcita**	**Ca-Montm.**	**Illita**
1	-0.1643	0.3285	0.3237	0.6355	0
2	--	--	0.2391	0.153	0.3386
3	-0.1643	0.3285	0.2984	0.789	0.1013
4	-0.05942	0.1188	0.3237	--	--
5	--	--	0.3237	-0.3601	--
6	--	--	0.2984	-0.2066	0.1013
7	-0.1643	0.3285	0.2391	1.149	0.3386

4.3.5 Pruebas de laboratorio

Con la finalidad de comprender un poco más acerca de la interacción agua/material granular, se realizaron experimentos de laboratorio donde, bajo condiciones controladas, se observó la evolución temporal de suspensiones compuestas por agua de lluvia local y material sedimentario de granulometría específica. En la Tabla 4.9 se presentan los resultados de los análisis químicos de las soluciones resultantes, los diámetros de las fracciones utilizadas y el

tiempo de reacción. Los porcentajes de error para el balance iónico en general son menores del 5%, por lo que considerando la baja salinidad de las soluciones se establecen como satisfactorios. Por medio de PHREEQC se realizó la especiación de las soluciones, calculando índices de saturación con relación a diversos minerales.

Tabla 4. 9.- Resultados de análisis químicos en las muestras colectadas durante las pruebas de laboratorio

				mg l^{-1}								
Muestra	**Temp.**	**pH**	**C.E.**	**HCO_3**	**Cl**	**SO_4**	**Na**	**K**	**Ca**	**Mg**	**SiO_2**	**Tiempo**
Muestras que reaccionaron con material retenido en la malla 270 (0.053 mm)												**(horas)**
1	20.0	7.1	147.5	55.44	4.93	17	5.67	8.70	17.04	2.70	22.25	168
2	20.0	6.8	185.6	61.28	6.16	16	4.19	9.40	19.96	2.90	24.39	1008
Muestras que reaccionaron con material retenido en la malla 200 (0.074 mm)												
3	20.0	7.1	180.5	45.23	3.70	15	8.00	7.50	10.24	2.40	16.90	72
4	20.0	7.2	150.9	48.15	3.70	16	6.28	6.70	15.00	2.40	19.90	168
5	20.0	7.1	173.5	53.98	4.93	17	4.03	8.70	18.00	2.70	23.96	504
6	20.0	7.0	158.7	54.29	3.70	15	3.58	6.70	18.30	2.50	22.46	1008
Muestras que reaccionaron con material retenido en la malla 60 (0.23 mm)												
7	20.0	7.3	148.2	36.47	3.70	16	6.77	7.20	9.18	1.70	17.11	72
8	20.0	7.0	105.7	36.47	4.93	15	4.65	6.40	12.24	2.00	18.83	168
9	20.0	7.1	171.2	51.06	4.93	16	4.45	7.50	16.64	2.50	23.32	504
10	20.0	7.0	147.4	58.36	3.70	11	3.98	6.40	16.70	2.40	22.25	1008
Muestras que reaccionaron con material retenido en la malla 53 (0.27 mm)												
11	20.0	7.0	150.9	33.55	2.46	11	3.23	4.90	9.76	1.40	15.83	168
12	20.0	7.0	126.7	48.15	2.46	15	3.68	5.60	13.31	2.20	20.54	504
13	20.0	7.1	111.3	36.47	1.85	9	2.77	6.50	9.50	1.70	19.90	1008

De acuerdo con Appelo y Postma (1993) los experimentos que se realizan para comprender la cinética de la disolución de silicatos señalan: *i*) cuando los minerales no son tratados antes del experimento (limpieza ultrasónica, remoción de los finos) se presenta una mínima cantidad de sitios super-reactivos que condiciona la observación de una disolución decreciente con el tiempo, además de una relativa gran cantidad de partículas muy pequeñas (menores de 1µm) mas solubles que las partículas mayores (Drever, 1997), *ii*) cuando los minerales son tratados previamente al desarrollo del experimento, la cantidad de sitios super-reactivos es importante, además de que se eliminan las partículas finas, por lo que se observa una cinética de disolución lineal que no presenta una tendencia de disminución con relación al tiempo.

Con el experimento llevado a cabo en el presente trabajo, se trataba de representar en la forma más cercana posible, las condiciones que es factible encontrar en campo, por lo que no se realizó ningún tipo de tratamiento al sedimento. La evolución de la composición química para

las diferentes fracciones se presenta en las Figura 4.3; de su análisis se desprenden varias consideraciones importantes: *i*) durante del experimento se observó que las concentraciones presentaron una marcada tendencia a la estabilización *ii*) se detectó una relación entre la concentración de las soluciones y el tamaño de las partículas con las que reaccionaron, la solución que presentó las mayores concentraciones corresponde con la que reaccionó con la fracción mas fina, *iii*) la concentración de especies como el Cl y SO_4 que de acuerdo con los resultados de la modelación hidrogeoquímica no manifiestan control de solubilidad con relación a halita y yeso respectivamente, al inicio de las pruebas exhibieron una tendencia de incremento que posteriormente se modificó a decremento; con base en las bajas concentraciones detectadas en las soluciones se infiere que este comportamiento es resultado de adsorción en las paredes del envase en donde se desarrolló el experimento, *iv*) los cationes como el Ca y Mg manifiestan una relativa tendencia a la estabilización en las soluciones, aunque es notable que para las fracciones más gruesas se observa un decremento en la concentración, *v*) el Na y K resultaron las especies cuyo comportamiento fue el más complicado; al inicio del experimento se incrementaron rápidamente, para posteriormente disminuir su concentración con relación al tiempo de interacción. En los últimos dos casos se infiere la presencia de controles de solubilidad que controlarían los valores de estos cationes en solución; los índices de saturación para carbonatos que contienen Ca y Mg señalan subsaturación, por lo que otras fases (minerales arcillosos) podrian ser los responsables del comportamiento observado; debido a que se tiene elevada incertidumbre en los valores de la constante de equilibrio de reacciones de disolución de minerales arcillosos (Deutsch, et al. 1982), los índices de saturación con relación a estos minerales no ofrecerían evidencia concluyente en este sentido.

La mayoría de los minerales presentes en la muestra de sedimento consisten de silicatos, por lo que la concentración de SiO_2 disuelta en la solución se considera un índice que señala la intensidad de la interacción. De acuerdo con la gráfica que relaciona SiO_2 con respecto del tiempo en el experimento (Figura 4.3), se detecta una marcada tendencia a la estabilización en los valores de SiO_2, fenómeno que sugiere la presencia de un control de solubilidad. En la Figura 4.4 se presenta el índice de saturación con relación a la calcedonia; las concentraciones de SiO_2 observadas durante el experimento manifiestan equilibrio con relación a este polimorfo de la SiO_2. Los valores calculados para el agua subterránea de los sistemas de flujo

intermedio se presentan como referencia. En la Figura 4.4 también se presentan los índices de saturación con relación a la SiO_2 amorfa; las concentraciones de las soluciones obtenidas en laboratorio se reportan como sobresaturadas con relación a esta fase, en contraste con los valores reportados para el sistema de flujo intermedio que en su mayoría reporta equilibrio o ligera subsaturación. El análisis conjunto de la Figura 4.4 sugiere que diferentes polimorfos de la SiO_2 controlan la concentración en las soluciones de campo y laboratorio; la SiO_2 amorfa y la calcedonia respectivamente.

Esto puede estar relacionado con varios aspectos entre los que se mencionan: i) en la suspensión de laboratorio la presión de CO_2 es la atmosférica ($\approx 10^{-3.5}$ atmósferas) que es menor que la del agua subterránea (entre $10^{-2.0}$ y $10^{-1.5}$ atmósferas), la disolución de silicatos depende de la cantidad de H_2CO_3 en la solución generado por el CO_2 disuelto (ver reacciones en el apartado de definición de reacciones), lo que ocasiona que en las suspensiones se disuelva una menor cantidad de silicatos que en condiciones de campo y ii) el tiempo de interacción en la suspensión de laboratorio es mucho menor que el que se presenta en condiciones de campo.

4.3.6 Modelación inversa de la evolución química de las soluciones

Con base en la información que es posible interpretar a partir de los índices de saturación calculados con PHREEQC y de las reacciones identificadas como responsables de la composición química de los sistemas de flujo intermedio, se llevó a cabo la modelación inversa para determinar la transferencia de masa que se desarrollo durante el experimento de laboratorio. Las restricciones utilizadas en el modelo geoquímico incluyeron al HCO_3, Na, K, Mg, SiO_2.

Entre las fases que se utilizaron en la modelación inversa se menciona yeso, calcita, caolinita, CO_2(gas), Na-montmorillonita, Ca-montmorillonita, sanidino (feldespato-K), illita. En la transferencia de masa se determinó como solución inicial al agua de precipitación y como solución final a la que se obtuvo después de 1008 horas de interacción con el sedimento.

En la Tabla 4.10 se presentan los resultados de la modelación inversa realizada para definir cuantitativamente las reacciones que dieron origen a la composición de las soluciones que se obtuvieron durante las pruebas de movilidad. En ocasiones los resultados de la modelación inversa indicaron que existe más de un modelo que cumple con las restricciones impuestas,

por lo que se presenta únicamente el que se considera que mejor representa las condiciones de laboratorio. En forma análoga a la modelación realizada para explicar la composición del sistema de flujo intermedio, los valores de SO_4 se justificaron a partir de la disolución de yeso. La precipitación de caolinita es una reacción común en todas las soluciones que interaccionaron experimentalmente con el sedimento, al igual que la precipitación de Ca-montmorillonita; los minerales restantes se disuelven constituyendo los minerales de alteración mencionados.

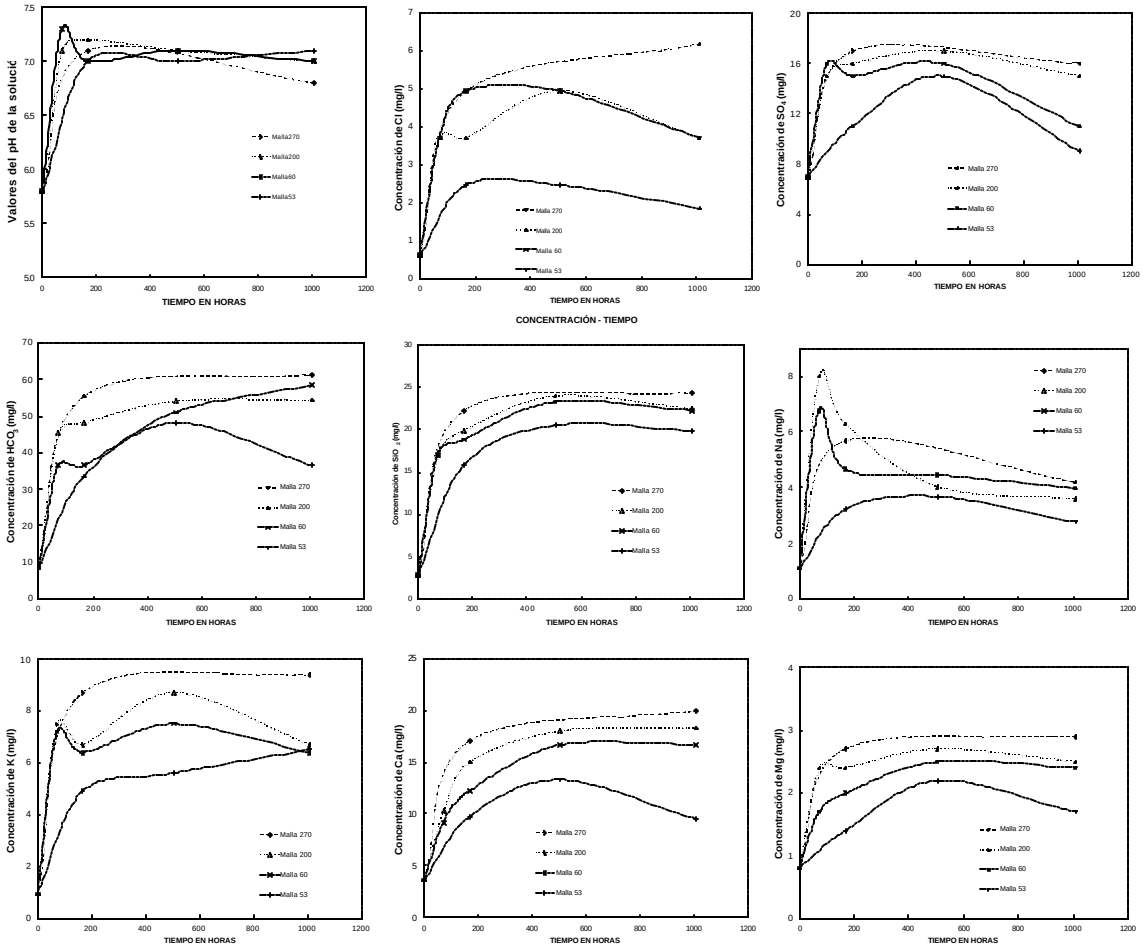


Figura 4. 3.- Evolución de la composición química en las pruebas de laboratorio

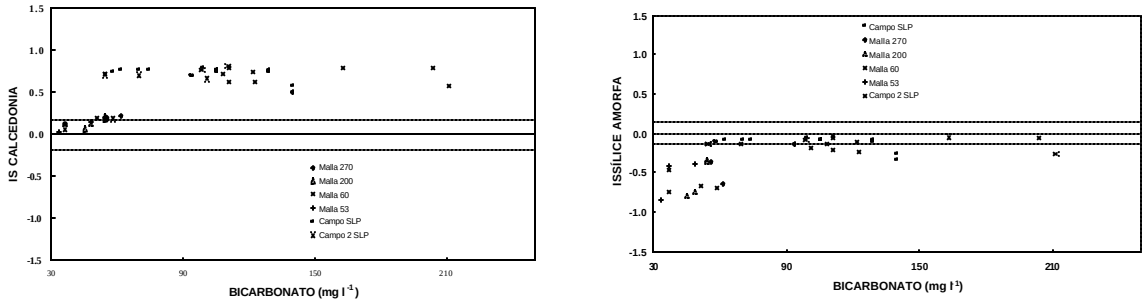


Figura 4. 4.- Índice de saturación con relación a la calcedonia y SiO2 amorfa. La concentración de HCO3 se presenta como un índice del grado de interacción. CampoSLP se re fiere a las muestras reportadas en el capítulo 2 y Campo2SLP a las colectadas para este capítulo. Las líneas punteadas representan la franja de equilibrio, por arriba se tiene sobresaturación, por abajo subsaturación

Tabla 4. 10.- Resultados de transferencia de masa necesarios para que el agua de precipitación adquiera la composición de las soluciones obtenidas durante las pruebas de movilidad. Todos los datos se reportan en mmol l^{-1} H_2O. Los valores positivos indican disolución entre la solución inicial y final; los valores negativos indican precipitación, el signo "—" indica que esa fase mineral no fue incluida en el modelo de balance de masa. CO_2 (g) significa gas dióxido de carbono.

Fases	Malla 270	Malla 200	Malla 60	Malla 53
Yeso	0.1086	0.0938	0.0417	0.0208
Caolinita	-0.3305	-0.3087	-0.3078	-0.1971
Na-Montm.	-0.3985	-0.2877	-0.3564	-0.2202
CO2(g)	0.3978	0.1216	0.1626	-0.1692
Mg-Montm.	0.3687	0.3033	0.3797	0.2201
Calcita	0.2772	0.2385	0.2722	0.1137
Illita	0.3122	0.2526	0.2441	0.1481
Sanidino	0.0125	--	--	0.0536

Capítulo 5. Contaminación de sistemas de flujo locales: implicaciones para las fuentes de abastecimiento sustentadas en sistemas intermedios y regionales de la ciudad de San Luis Potosí, México

5.1 Antecedentes

En zonas áridas y semi-áridas la reutilización de agua para irrigación de cultivos es un tema de principal importancia, tanto a escala nacional como mundial. Sin embargo, cuando se reutilizan aguas residuales sin tratamiento previo, existe la posibilidad de ocasionar impactos negativos en el ambiente, específicamente en el suelo y agua subterránea. Este problema ambiental que es relativamente común en algunas regiones de la República Mexicana pero que no ha sido documentado ampliamente, sólo ha sido descrito en la cuenca del Mezquital en el estado de Hidalgo (Cervantes-Medel y Armienta, 2004) y el valle de León en el estado de Guanajuato (Chilton et al., 1996), en el acuífero Costa de Hermosillo (Steinich et al., 1998), en la región de Tecamachalco en el estado de Puebla (Domínguez-Mariani et al., 2004) y en la Comarca Lagunera (Molina-Maldonado et al., 2001). En todos los casos previos, se identificó que el impacto ambiental ocasionado en el agua subterránea incluye el incremento en la concentración de NO_3, Cl y otros constituyentes mayores, coliformes fecales y totales y en ocasiones metales pesados, resultando en una notable disminución de la calidad del agua subterránea somera. Sin embargo se tiene que reconocer que a menor escala la reutilización de agua residual para irrigación constituye una práctica generalizada y un problema potencial en zonas adyacentes a las ciudades de la República Mexicana con población mayor a $1x10^5$ habitantes, por lo que seguramente problemas de contaminación similares a los identificados en León, Costa de Hermosillo, Tecamalchalco, Comarca Lagunera, puede ser que estén presentes en muchas otras zonas de nuestro país.

En algunas partes del mundo, la reutilización de agua residual de la industria petroquímica ha sido investigada para la irrigación de maiz y mostaza (Azíz et al., 1999), identificando que

después de la aplicación el suelo no presentaba cambios significativos en algunos de sus propiedades (sales solubles, conductividad eléctrica, capacidad de intercambio catiónico, pH, carbono orgánico total) y que los rendimientos de los cultivos se incrementaban notablemente, sin embargo en este trabajo no se analiza el impacto en la calidad del agua subterránea bajo las zonas de cultivo, por lo que no describen los posibles efectos negativos en la calidad del agua subterránea. El impacto del reuso de agua residual sin tratamiento en la irrigación de cultivos, específicamente ocasionado por metales pesados fue analizado experimentalmente en Palestina por Al-Subu et al., (2003) quienes señalan que las concentraciones de Cu, Pb y Zn en el suelo y en el agua de retorno de riego se incrementaron conforme era mayor la concentración de estos metales en el agua aplicada al riego, por lo que puntualizan en que existe peligro de contaminación del agua subterránea, recomendando la necesidad de tratamiento previo a su utilización en la irrigación. El tratamiento de las aguas residuales disminuye notablemente el impacto ambiental en los cultivos, suelos y agua subterránea; Shahalam et al., (1998) analizaron el impacto de la irrigación de cultivos piloto de tomate, alfalfa y rábanos con agua residual tratada en Jordania, identificando que los frutos no manifestaron presencia de coliformes fecales y los retornos de riego tuvieron una composición similar a la que se identificó en la irrigación con agua dulce a la que se aplicó fertilizante.

Debido a que se trata de una cuenca endorreica que manifiesta clima semiárido, en la región de SLP-SGS, se ha desarrollado la costumbre histórica de utilizar para irrigación de cultivos las aguas residuales sin tratamiento generadas por la población de la zona conurbana. Dichos efluentes son conducidos a través de 18 colectores a cielo abierto (la mayoría excavados en tierra y sin revestimiento) y una red de canales secundarios que atraviesan zonas urbanas y suburbanas, para ser usados en el riego de zonas agrícolas (ejidales y de propiedad privada) ubicadas principalmente en el municipio de SGS. Según datos de aforo del efluente de aguas residuales sin tratar, el caudal utilizado es del orden de 2.0 $m^3\ s^{-1}$ ($63x10^6\ m^3\ año^{-1}$), con los que se riegan 2,652 hectáreas de cultivos forrajeros como alfalfa y maíz (CNA, 1995).

En la Figura 5.1 se presenta la zonificación de las descargas de aguas residuales domésticas e industriales y el caudal de generación que se tiene contemplado para el año 2010; así como los principales canales sin revestir con los que se distribuye el agua residual hacia las zonas de irrigación. Con relación a las descargas de efluentes de origen industrial, existe un drenaje que parte de la zona industrial y que descarga a un canal excavado en tierra y sin revestimiento que

las conduce directamente hacia la laguna de oxidación denominada Tanque Tenorio, a partir de donde posteriormente son utilizadas para la irrigación de cultivos. Estas condiciones de manejo de efluentes domésticos e industriales, permiten obtener una buena idea del tamaño del problema de contaminación por sustancias tóxicas que potencialmente se ha generado en el subsuelo y que afecta en primer lugar, al suelo y al agua subterránea alojada en el acuífero somero.

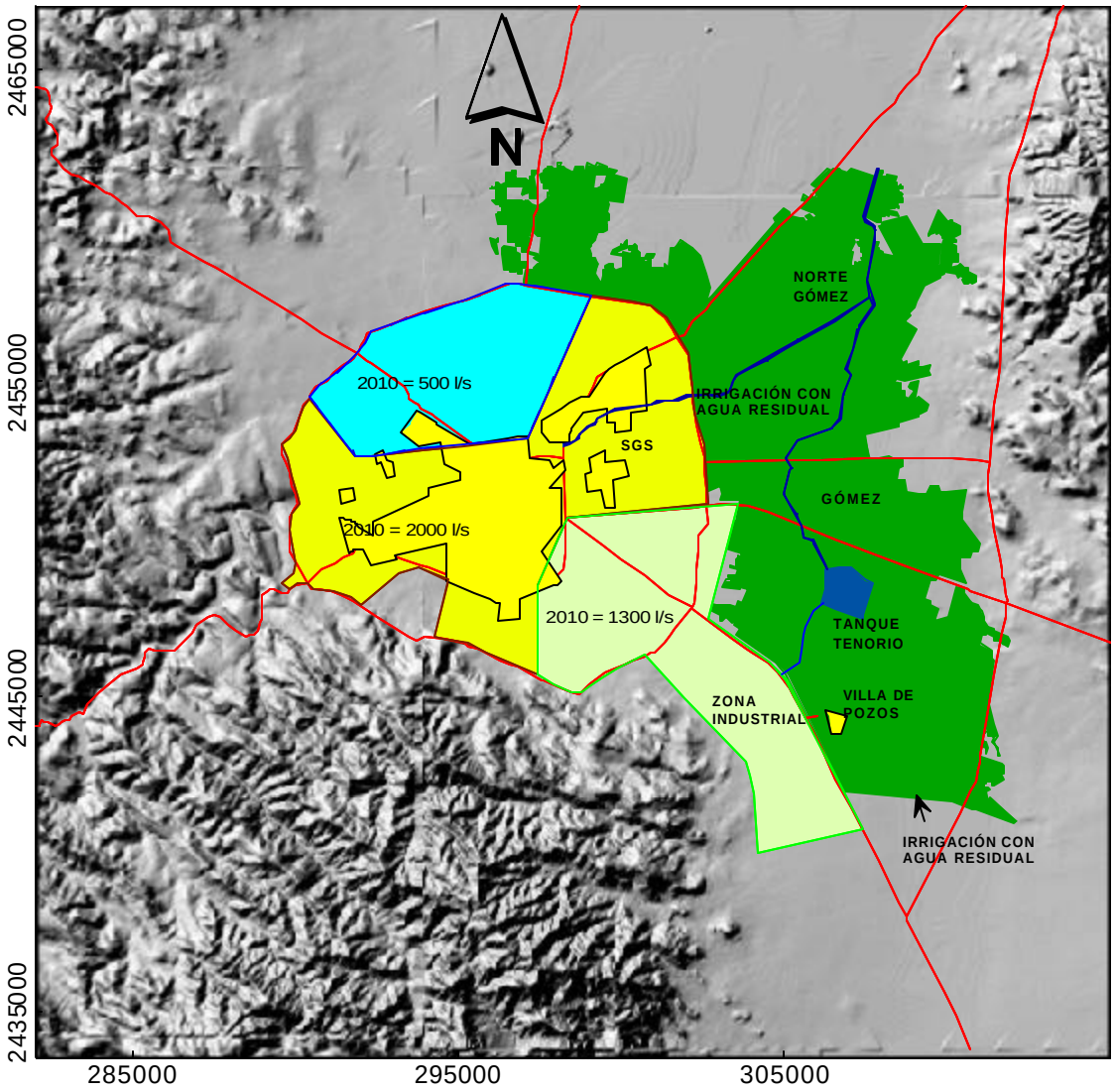


Figura 5. 1.- Zonificación de las regiones a donde se envían, para los años 1994 y 2000, las aguas residuales domésticas e industriales para su uso en la irrigación de cultivos (adaptado de CNA, 1995)

El impacto en el subsuelo de la contaminación asociada con la irrigación de cultivos utilizando dichas aguas residuales, fue identificado cualitativamente en la zona de SLP-SGS hace más de

40 años (Stretta y Del Arenal, 1960); sin embargo, no reportan información de calidad del agua subterránea delimitando las regiones afectadas ni las concentraciones de los contaminantes identificados. Los estudios realizados durante la década de los 1970's (Hidrotec, 1972; Consultores, 1977; entre otros), de acuerdo con la visión que prevalecía en ese tiempo, se encaminaron a la cuantificación del recurso, considerando su calidad química como un factor trivial de menor trascendencia, lo que se refleja en la mínima información de calidad del agua subterránea generada en ese periodo. Análisis químicos enfocados a la identificación de la contaminación que afecta el agua subterránea del acuífero somero (el más alterado en ese tiempo por las actividades antropogénicas) fueron reportados por IGF (1988); datos que permitieron a Carrillo-Rivera y Armienta (1990) y a Carrillo-Rivera (1992) reconocer la extensión de las zonas afectadas (zonas de SGS y porción norte de Villa de Pozos principalmente) por contaminación difusa a partir de indicadores inorgánicos (Figura 5.2).

En la región de SLP las características químicas del agua subterránea que circula en el acuífero somero señalan que es de tipo *cálcico-clorurada-bicarbonatada*. Las norias y pozos someros perforados en la región ubicada al noreste de la ciudad de SLP presentan una marcada influencia de la contaminación difusa asociada con efluentes de origen municipal e industrial (Figura 5.2). Esta contaminación es evidente (Carrillo-Rivera, 1992) como lo señalan las elevadas concentraciones de NO_3 (promedio 29.2 mg l^{-1}, máximo 79.9 mg l^{-1}) HCO_3 (promedio 212.0 mg l^{1}, máximo 414.8 mg l^{1}) y Cl (promedio 85.5 mg l^{1}, máximo 225.0 mg l^{-1}). Carrillo-Rivera y Armienta (1990) discuten la química de la contaminación relacionada con los efluentes, que se presenta en una región de alrededor de 35 km^2, zona con una marcada presencia de contaminación orgánica ya que dichos efluentes se han utilizado para la irrigación de diversos cultivos durante más de 30 años. Las concentraciones de NO_3, Cl y HCO_3 son indicadores químicos del impacto de dichos efluentes en el agua subterránea del acuífero somero; sin embargo se desconoce si existen metales tóxicos y sus concentraciones en esta porción del acuífero somero.

Otra región del acuífero somero donde se ha reconocido el impacto antropogénico por efecto de sustancias tóxicas en el acuífero somero es la zona industrial. Efectivamente, a principios de la década de los 1990's la Gerencia Estatal de la Comisión Nacional del Agua en SLP identificó en el acuífero somero una región contaminada (con grasas y aceites) ubicada al sur de la zona industrial.

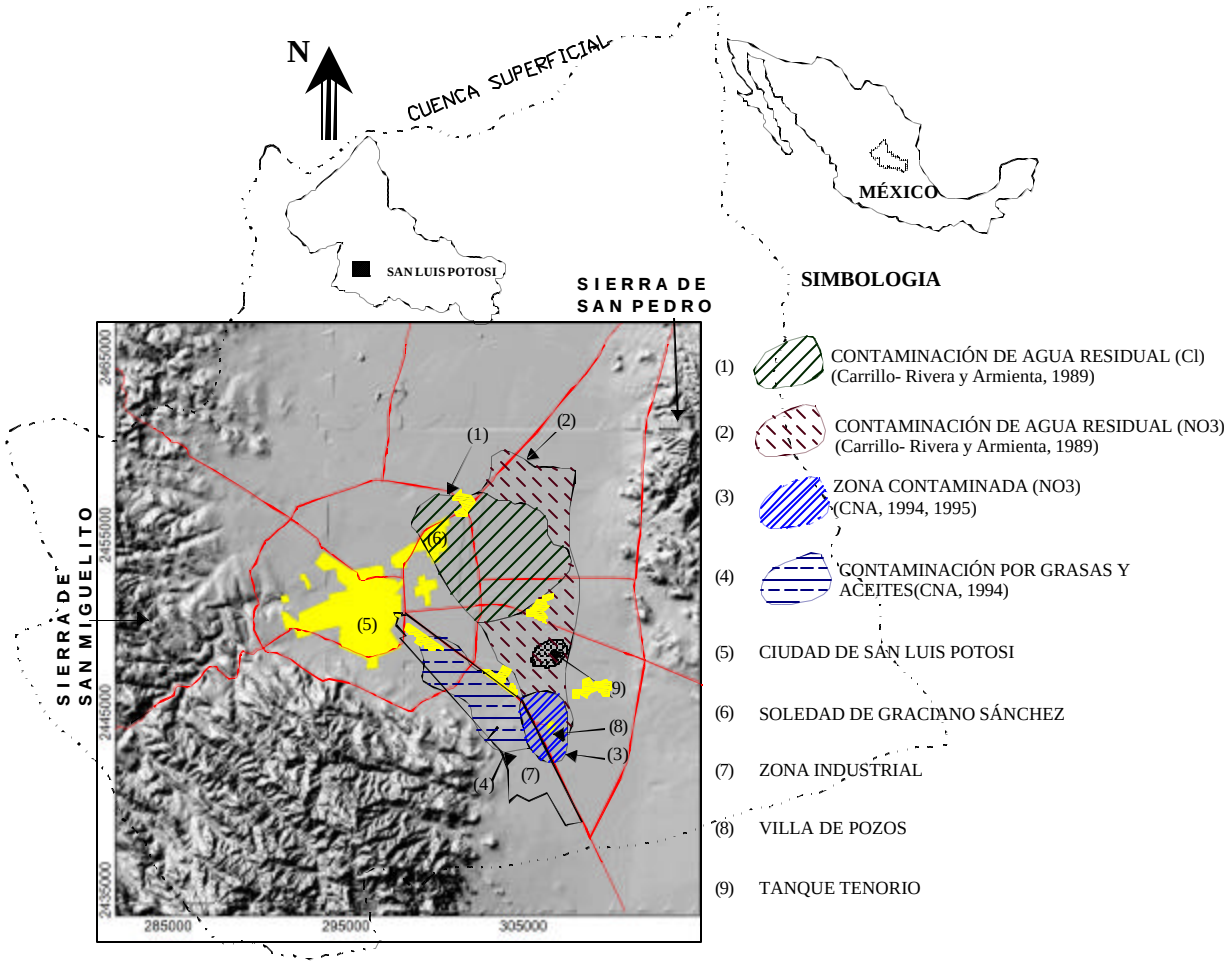


Figura 5. 2.- Zonas con agua subterránea contaminada por la influencia de irrigación de cultivos con aguas negras de origen doméstico e industrial (adaptado de Cardona et al., 2007)

En seguimiento a este problema, la Comisión Nacional del Agua inició en 1993 un proyecto denominado *"Proyecto Piloto de Contaminación del Acuífero de San Luis"*, que de acuerdo a los resultados de los análisis químicos concluyó que: *i*) el acuífero superior en la zona industrial presentaba en diversas regiones valores de grasas y aceites mayores de 20 mg l^{-1}, el acuífero inferior presentó dos puntos con altas concentraciones de 40 y 20 mg l^{-1} de grasas y aceites; *ii*) en el acuífero superior se presenta dispersión de contaminantes hacia el noreste procedente de infiltración directa o desde la superficie; *iii*) para el acuífero superior hay dos contaminantes adicionales en la misma superficie mencionada, los nitratos que alcanzan valores puntuales mayores de 20,000 mg l^{-1} y el plomo con niveles mayores a 1 mg l^{-1}. En la Figura 5.2 se presenta la región del acuífero somero donde se detectaron estos problemas de

contaminación, así como la extensión de la región afectada por contaminación por nitratos (CNA, 1995).

Posteriormente, la Facultad de Medicina de la UASLP (Ortiz-Pérez et al.,1995) analiza la misma región dentro de la zona industrial ratificando la identificación de la contaminación difusa en el acuífero somero y encontrando adicionalmente que: *i*) los dos contaminantes orgánicos con mayor presencia fueron los hidrocarburos y el dietil-hexil ftalato (DEHP), sobre este último llama la atención el que solo se encuentre en pozos profundos; considerando la presencia de este contaminante como una evidencia del origen humano de la contaminación del acuífero, *ii*) en lo referente a los contaminantes inorgánicos destacan el As y el Mn, aunque solamente en norias (ningún pozo profundo presentó valores anómalos de metales pesados).

En esa misma región, la CNA (1996) posteriormente realiza un estudio para definir la extensión del penacho de contaminación y el comportamiento hidrodinámico subterráneo en la porción de la zona industrial identificada como la más afectada por la contaminación. Entre los resultados de este trabajo se menciona que: i) los posibles compuestos orgánicos identificados fueron los bromopropanos y bromobutanos, en segundo término se puede inferir la presencia de cloroetanos y cloropropanos, ii) los resultados de los perfiles de compuestos inorgánicos muestran que el agua subterránea en algunos sitios se encuentra contaminada en exceso por NO_3 y NO_2, que alcanzan valores muy elevados (del orden de varios miles para el caso de NO_3), característicos de contaminación de origen industrial relacionada con la generación de alimentos. En el caso del Mn se presenta en general por encima del límite permisible establecido en la NOM-127-SSA1-1994 y es posible que este compuesto exista en forma libre en alta concentración.

Tomando en consideración el panorama planteado previamente, es muy claro que el agua subterránea somera en la cuenca de SLP se encuentra afectada por una serie problemas de contaminación de tipo orgánico e inorgánico, hasta ahora no cuantificados en forma integral, producidas por el manejo histórico de las aguas residuales en un contexto hidrogeológico que permite el ingreso a la zona saturada de los contaminantes dispuestos en la superficie del terreno. De este modo, es necesaria la comprensión detallada de la naturaleza y dimensiones de los problemas de contaminación que actualmente presenta el agua subterránea somera en la cuenca de SLP, esta información puede utilizarse como una herramienta que permita proponer programas de mejoramiento de la calidad del agua, de tal modo que a futuro pueda ser

utilizada nuevamente como fuente abastecimiento de agua potable. Adicionalmente, el agua subterránea somera de San Luis Potosí ofrece la oportunidad de investigar los cambios en la calidad del agua controlados por el reuso de aguas residuales sin tratamiento en una región semiárida de nuestro país.

Con base en lo anterior el objetivo general que se plantea en este capítulo en que se analiza la contaminación inorgánica, incluyendo algunos conceptos muy generales de la composición orgánica y microbiológica del agua subterránea somera en la cuenca de SLP, es el de utilizar información de elementos mayores, menores y traza, además de nutrientes, carga contaminante orgánica y datos microbiológicos para identificar el estado actual del deterioro que presenta el agua subterránea somera, definiendo hasta que punto el manejo histórico de las aguas residuales ha modificado las condiciones naturales (línea base). Los objetivos específicos del capítulo incluyen: *i*) detectar la presencia de contaminantes derivados de las actividades urbanas y agrícolas utilizando indicadores específicos, *ii*) conocer la distribución espacial y concentraciones de elementos traza como Al, As, Cr, Mn, Zn, Cu, Hg, Sr, Se, Co y Ni, que generalmente están presentes en aguas residuales municipales que no han sido tratadas y que se utilizan para la irrigación de cultivos y en aguas residuales de origen industrial que se descargan en almacenamientos superficiales en la zona de estudio, *iii*) determinar la evolución de la contaminación en los sistemas de flujo locales y iv) por medio de herramientas geoquímicas, evaluar el riesgo de contaminación de los sistemas de flujo intermedio y regional que se puede producir por el agua somera contaminada.

5.2 Materiales y métodos

5.2.1 Antecedentes

La información histórica asequible relacionada con la composición química del agua subterránea somera en la cuenca de SLP consiste de registros de varios pozos que captan ya sea el acuífero somero o el profundo. Esta información ha sido generada a partir de la década de los 1980’s por la Comisión Nacional del Agua como parte de su red nacional de monitoreo (RNM) de la calidad del agua subterránea. Las determinaciones analíticas llevadas a cabo como parte de esta red de monitoreo permanente se basan en el estándar nacional de referencia para la calidad del agua potable (NOM-127-SSA1-1994), pero no se incluyen algunas de las

características químicas, como lo son metales pesados y compuestos orgánicos. Algunas de las determinaciones ($N\text{-}NO_3$, Cl, STD) que se llevan a cabo en los pozos de la red de monitoreo fueron utilizadas en este trabajo para establecer las tendencias en la evolución de la contaminación del agua subterránea en pozos seleccionados que captan sistemas de flujo local, intermedio y regional dentro de la zona de interés.

El principal foco de atención en este trabajo lo constituye la composición química del agua subterránea, la cual fue identificada mediante muestras de agua tomadas en pozos someros excavados manualmente (norias). Esta información fue contrastada con la composición química de agua residual de origen municipal e industrial. El principal depósito de agua residual en la región (Tanque Tenorio) se localiza al oriente de la ciudad de San Luis Potosí, tiene una superficie del orden de 210 hectáreas y almacena agua residual municipal e industrial (Figura 5.1). Las muestras de agua residual fueron tomadas dentro del depósito y en algunos de los canales que conducen las aguas residuales que lo alimentan.

5.2.2 Selección de sitios para toma de muestras de agua subterránea

Las causas relacionadas con la contaminación de los recursos hídricos del subsuelo son diversas. El aumento de la población es una de ellas, ya que la utilización de agua para incrementar la calidad de vida en las zonas urbanas origina la generación de aguas residuales contaminadas. En la zona de estudio, la industria (preferentemente metal-mecánica) que ocasiona el vertido de elementos tóxicos en el agua utilizada en los diferentes procesos industriales, está localizada en la denominada Zona Industrial que descarga las aguas residuales en el Tanque Tenorio, presentada en la Figura 5.1. Los sitios donde se disponen los residuos sólidos municipales e industriales constituyen también focos potenciales de contaminación del agua subterránea. Los fertilizantes aplicados para mejorar el rendimiento de los cultivos constituyen una fuente adicional de contaminación, que en sitios donde se practica la agricultura intensiva altera notablemente la composición de los suelos y el agua subterránea local.

En términos generales, es posible señalar que existen diversas fuentes capaces de generar contaminantes, por lo que prevalece un gran espectro de tamaños en las fuentes de contaminación al agua subterránea. En la práctica, la dimensión de las fuentes de

contaminación se establece con los términos *puntual* y *no puntual*. Cuando los contaminantes se encuentran asociados a una fuente de generación de tipo puntual, que a su vez se relaciona con alguna industria o actividad antropogénica que los distribuye o almacena presentan la característica de que se distribuyen en el subsuelo en forma de *nube (plume) de contaminación* con forma bien definida.

Otro tipo de fuentes de contaminación que tiene mayor dimensión (no puntual) se denomina fuente de **contaminación difusa**, que más explícitamente se refiere a fuentes de grandes dimensiones y que generalmente se relacionan con una gran cantidad de fuentes pequeñas (o puntuales) distribuidas en una amplia región y cuya ubicación (individual de cada una de las fuentes puntuales) a menudo no está definida con la claridad necesaria. Una característica adicional es que las fuentes de **contaminación difusa** producen penachos de contaminación que no están muy bien definidas geométricamente, con la particularidad adicional de presentar elementos contaminantes en concentraciones extremadamente variables (Domenico y Schwartz, 1998). La lista del tipo de contaminantes que se pueden generar en las diversas fuentes de contaminación (actividades domésticas, industriales y agrícolas) es muy grande, por lo que con la finalidad de realizar un ordenamiento y clasificación de las fuentes de contaminación, la Oficina de Evaluación Tecnológica de los Estados Unidos de América ha propuesto diversas categorías, cada una de ellas incluye una serie de fuentes específicas. En la Tabla 5.1 se presentan las categorías establecidas.

Con base en el análisis de las condiciones existentes en la cuenca de SLP, la **contaminación difusa** que afecta la calidad del agua subterránea, se deriva de fuentes que pueden relacionarse con varias de las categorías establecidas en la Tabla 5.1 (en cursivas se señalan las identificadas en la zona de interés): i) fuentes designadas para descargar substancias (**categoría I**; OTA, 1984), ii) fuentes diseñadas para almacenar, tratar y/o disponer substancias (**categoría II**; OTA, 1984), iii) fuentes distribución de productos diversos (aguas residuales) (**categoría III**, OTA, 1984) iv) fuentes que descargan substancias como consecuencia de otro tipo de actividades lucrativas (**categoría IV**; OTA, 1984) y v) fuentes que proporcionan un conducto para la entrada de agua contaminada al subsuelo (**categoría V**).

Con base en lo anterior, un conjunto de muestras de agua subterránea representativas fueron obtenidas en pozos, norias y manantiales. En las inmediaciones de la zona de estudio existen más de 300 aprovechamientos privados que captan agua subterránea de sistemas de flujo local.

Tabla 5. 1.- Categorías de fuentes de contaminación del agua subterránea establecidas por la Oficina de Evaluación Tecnológica de los Estados Unidos de América (OTA, 1984)

Categoría I: Fuentes diseñadas para descargar substancias	*? Fosas sépticas y pozos negros* ? Pozos de inyección
Categoría II: Fuentes diseñadas para almacenar, tratar y/o disponer substancias	*? Rellenos sanitarios* *? Tiraderos de residuos sólidos* ? *Lagunas de oxidación y almacenamientos superficiales de aguas residuales* ? Presas de jales ? Acumulación de materiales en las industrias ? Fosas comunes en cementerios ? Tanques superficiales de almacenamiento ? Tanques de almacenamiento enterrados ? Contenedores ? Sitios donde se disponen residuos radiactivos
Categoría III: Fuentes diseñadas para almacenar substancias durante su transporte	*? Tuberías de distribución de productos diversos* ? Transporte y transferencia de materiales diversos
Categoría IV: Fuentes que descargan substancias como una consecuencia de otras actividades lucrativas	*? Irrigación* *? Aplicaciones de pesticidas* *? Aplicaciones de fertilizantes* ? *Residuos de granjas* ? Aplicación de sal para deshielo de caminos ? Ablandadores de agua domésticos *? Escurrimiento urbano* ? Percolación de contaminantes atmosféricos Drenaje de minas
Categoría V: Fuentes que proporcionan un conducto para la entrada de agua contaminada al subsuelo	*? Pozos de producción* ? Pozos de observación y exploración ? Excavaciones para construcción de obras
Categoría VI: Fuentes naturales cuya descarga es incrementada por la actividad humana	*? Interacción agua subterránea-superficial* ? Lixiviación natural ? Intrusión de agua salina (o ingreso de agua de mala calidad)

Los puntos donde se tomaron las muestras se seleccionaron de acuerdo con la ubicación de fuentes no puntuales descritas previamente. La mayoría de los pozos seleccionados se utilizan para la irrigación de cultivos, tienen entre 1 y 3 m de diámetro, 1-55 m de profundidad, con un espesor saturado entre 0.5 y 35 m.

5.2.3 Toma de muestras y medición de parámetros de campo

Las muestras de agua subterránea fueron tomadas en dos periodos de muestreo. El primero incluyó 55 muestras de agua subterránea somera colectadas inmediatamente después de la temporada de lluvias (octubre-noviembre), en las que se realizaron análisis de elementos mayores, nutrientes y microorganismos. Como complemento a la información anterior, en sitios seleccionados se realizaron determinaciones de Demanda Química de Oxígeno (DQO), Grasas y Aceites (GyA) y Substancias Activas al Azul de Metileno (SAAM).

El segundo periodo de muestreo fue llevado a cabo al final se la siguiente temporada de estiaje (abril) en 33 sitios, aledaños a la zona donde se detectaron las principales regiones contaminadas con base en los resultados del primer muestreo. En el segundo muestreo, además de elementos mayores y nutrientes se analizó un conjunto muy completo de elementos traza. Adicionalmente, durante el segundo muestreo se tomaron 4 muestras de aguas residuales.

Los parámetros que se midieron en campo, al momento de la toma de la muestra, incluyeron temperatura, pH, oxígeno disuelto (OD), potencial redox (electrodo de Pt) y conductividad eléctrica (CE). Estas mediciones se realizaron utilizando aparatos digitales portátiles, durante la medición los electrodos fueron introducidos en una celda de aislamiento con flujo constante, lo que permitió evitar el contacto del agua subterránea con la atmósfera y además mejorar la estabilidad de las lecturas.

La calibración del pH se realizó en cada uno de los sitios, utilizando soluciones buffer de 4.0 y 7.0, dejando pasar el tiempo suficiente para la estabilización de la temperatura de la solución en el electrodo de pH con la del agua en la celda. La estabilización de las lecturas de potencial redox se logró entre 10 y 20 minutos, las lecturas y las muestras de agua se tomaron una vez que se lograron lecturas estables. Para las lecturas de OD se realizaron calibraciones en cada sitio, lo que se logró mediante una solución de 0.0 mg/l de OD y el contenido atmosférico de oxígeno (82% de acuerdo con la altitud de la zona de interés).

Una muestra de agua subterránea filtrada (0.45µm) en campo se tomó en botellas de polietileno de baja densidad (lavadas previamente con ácido) y acidificada con HNO_3 hasta disminuir su pH a menos de 2 unidades, lo que asegura la estabilización de elementos traza y sílice. Otra muestra filtrada que no se acidificó fue colectada para análisis de elementos mayores. La muestra para la determinación de NO_3 y NO_2 fueron acidificadas (pH<2

unidades) utilizando H_2SO_4. Las muestras para coliformes totales y fecales se colectaron en recipientes especiales esterilizados. La muestra para DQO y SAAM se tomó en un envase de polietileno de un litro de capacidad; para GyA se utilizó un envase de vidrio preservando con HCl. Una vez colectadas, cada muestra fue almacenada en una hielera manteniendo la temperatura interior a 4º C y transportadas diariamente al laboratorio, donde eran analizadas inmediatamente.

5.2.4 Análisis de laboratorio

Los análisis de elementos mayores, nutrientes, microbiológicos, DQO, GyA y SAAM fueron realizados en los laboratorios de la Gerencia Estatal de la Comisión Nacional del Agua en SLP y en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ingeniería de la UASLP. La metodología de análisis se presenta en la Tabla 5.2. Los análisis bacteriológicos fueron realizados según la norma NMX-AA-102-1987.

Para las muestras correspondientes al segundo muestreo, una determinación adicional de metales mayoritarios y metales, no metales, de elementos de transición y tierras raras además del sílice se llevó a cabo por medio de un Espectrómetro de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS, por sus siglas en inglés).

Estas determinaciones se realizaron en una empresa especializada en la realización de este tipo análisis químicos con sede en Ontario, Canada; (ACTLABs). Este método de análisis se basa en dos principios fundamentales: *i*) ionización, en donde por la temperatura alcanzada por el plasma (argón parcialmente ionizado sobre una antorcha de cuarzo, llegando a 6,000-10,000º K) se logra la extracción de un electrón de la capa exterior del átomo, produciéndose un ion con carga positiva mas un electrón, *ii*) detección, en el Espectrómetro de Masas los iones positivos son separados por un filtro de masas (diferencias de la trayectoria de los iones en un campo eléctrico), produciéndose una señal eléctrica, que es proporcional a la cantidad de iones que salen del filtro de masas.

La exactitud de los análisis realizados por ICP-MS fue controlada utilizando blancos y estándares de laboratorio, además de estándares comerciales como el SLRS-4 y el NIST 1640. Adicionalmente se realizaron análisis de muestras por duplicado en el 20% del total, los valores que se reportan en las Tablas de resultados son un promedio. Considerando los elementos traza utilizados en la interpretación, el promedio aritmético del porcentaje de

diferencia ente los duplicados resultó ser del 6.4%, los mayores porcentajes (superiores al 10% pero menores al 14.3%) se obtuvo para Zn, Cd, Mo, Sn. El balance de cargas calculado para el primer muestreo fue menor al 5% en 74% de las muestras, 19% de las muestras presentaron porcentajes de error entre 5 y 10%; sólo el 7% de las muestras tuvo entre 10 y 14%. Para el segundo muestreo, el 100% de las muestras tuvo un porcentaje de error menor al 10%.

Tabla 5. 2.- Métodos de laboratorio utilizados para los análisis de agua

Parámetro	***Norma Mexicana***
Alcalinidad	NMX-AA-036-SCFI-2001. "Determinación de acidez y alcalinidad en aguas naturales, residuales y residuales tratadas"
Dureza total	NMX-AA-072-SCFI-2001. "Determinación de dureza total en aguas naturales, residuales y residuales tratadas"
Conductividad eléctrica	NMX-AA-093-SCFI-2000. "Determinación de la conductividad electrolítica"
DQO	NMX-AA-030-SCFI-2001. "Determinación de la demanda química de oxígeno en aguas naturales, residuales y residuales tratadas". Método de reflujo cerrado
Sólidos	NMX-AA-034-SCFI-2001. "Determinación de sólidos y sales disueltas en aguas naturales, residuales y residuales tratadas"
SAAM	NMX-AA-039-SCFI-2001. "Determinación de sustancias activas al azul de metileno (SAAM) en aguas naturales, residuales y residuales tratadas. Método del azul de metileno
Grasas y aceites	NMX-AA-005-SCFI-2000. Análisis de agua. "Determinación de grasas y aceites recuperables en aguas naturales, residuales y residuales tratadas"
Cloruros totales	NMX-AA-073-SCFI-2001. "Determinación de cloruros totales en aguas naturales, residuales y residuales tratadas". Método del Nitrato de Plata
Sulfatos totales	NMX-AA-074. "Determinación de sulfatos totales en aguas naturales, residuales y residuales tratadas". Método turbidimétrico
N-Nitritos	Método colorimétrico con Dihidrocloruro NED
N-Nitratos	NMX-AA-079-SCFI-2001. "Determinación de nitratos en aguas naturales, potables, residuales y residuales tratadas". Método de Sulfato de Brucina
$P\text{-}PO_4$	NMX-AA-029-SCFI-2001. "Determinación de fósforo total en aguas naturales, residuales y residuales tratadas". Método del Cloruro estanoso
Na, K, Ca, Mg	NOM-AA-51-1981. Método espectrofotométrico de absorción atómica
Fluoruros	NMX-AA077-SCFI-2001. "Determinación de fluoruros en aguas naturales, residuales y residuales tratadas". Método espectrofotométrico del SPANDS

5.3 Resultados y discusión

5.3.1 Elementos mayores

Los resultados de los análisis químicos muestran grandes variaciones en la composición química, también indican una relativa alta salinidad para algunas de las muestras de aguas subterráneas someras, ya que presentan CE entre 2995-158 µmhos/cm para el primer muestreo y 3190-615 µmhos/cm en el segundo; el agua residual del Tanque Tenorio tiene entre 1940-1476 µmhos/cm. De acuerdo con la Tabla 5.3 y la Figura 5.3, las concentraciones promedio mas elevadas fueron identificadas en el segundo muestreo (correspondiente a condiciones de estiaje), quizá por el efecto de dilución producido por la infiltración durante la temporada de lluvia previo al primer muestreo, aunque también es necesario mencionar el efecto que tiene el hecho de que el segundo muestreo fue dirigido precisamente a la zona identificada como más contaminada con base en la información generada por el primer muestreo. Los análisis químicos completos se presentan en el Anexo 5.A.

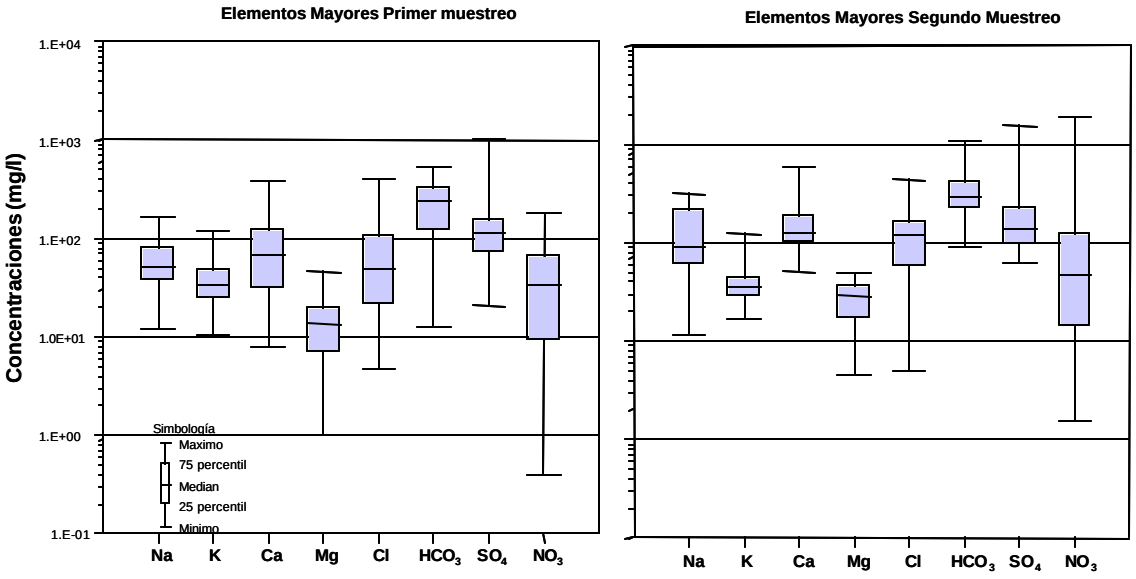


Figura 5. 3.- Concentraciones de elementos mayores en las muestras de agua subterránea

En la Tabla 5.3 se presenta un resumen de algunos parámetros estadísticos del agua subterránea y del agua residual del Tanque Tenorio. En el Anexo 5.A se presentan los resultados completos de las dos etapas de muestreo. Para todas las determinaciones químicas y

de microorganismos llevadas a cabo se reportan los valores máximo, mínimo, promedio, mediana, desviación estándar, percentil 25 y percentil 75. En la Figura 5.3 se presenta una gráfica tipo *"box plot"* que resume las características de elementos mayores para el agua subterránea de los sistemas de flujo local. Son notorias las grandes variaciones ente valores extremos que presentan algunos parámetros como el NO_3, que para el primer muestreo es de 2 órdenes de magnitud de diferencia, mientras que para el segundo muestreo resulta de 3 órdenes de magnitud; esto es el reflejo de la presencia de zonas anómalas que en este caso representan contaminación antropogénica.

En la Figura 5.4 se presenta la distribución espacial (horizontal) de la conductividad eléctrica del agua subterránea y la ubicación de los puntos seleccionados para la primera etapa de muestreo. En la zona sur y occidente de la planicie, se identifican valores menores a 400 µmhos/cm, que sugieren agua subterránea de relativa reciente infiltración y poco afectada por acciones antropogénicas; valores mayores a 1,000 µmhos/cm fueron registrados en SGS-Los Gómez, dentro de la región que utiliza agua residual doméstica sin tratamiento para la irrigación de cultivos, lo que sugiere la presencia de retornos de riego del agua residual al subsuelo. Al sur del área en la región de Villa de Pozos que se relaciona con fuentes de contaminación de origen industrial la conductividad eléctrica se ubica entre 700-1,000 µmhos/cm.

La dirección de flujo subterráneo (en el plano horizonal) preferencial es desde la SSM hacia el NE, las cargas hidráulicas son del orden de 2,000 m en la zona occidental de la ciudad de SLP, hasta 1800 m en el extremo NE (Figura 5.5). La distribución de la salinidad en el plano horizontal muestra una patrón regional muy definido que concuerda en términos generales con la dirección del flujo subterráneo; los menores valores (alrededor de 200-250 mg l^{-1}) se presentan en las estribaciones de la SSM en la zona occidental y sur del área de interés, incrementando la concentración en dirección hacia el oriente (SGS) donde se identifican valores de hasta 2,000 mg l^{1}. Los mayores valores de salinidad se detectan bajo la región donde se realiza la irrigación de cultivos utilizando aguas residuales sin tratamiento y en los alrededores de Villa de Pozos. La Dureza Total (no se presenta Figura) tiene una distribución espacial muy similar la salinidad, concentraciones superiores al límite permisible establecido en la NOM-127-SSA1-1994 (500 mg l^{1} $CaCO_3$) se identificaron en alrededor del 50% de las muestras.

Tabla 5. 3.- Parámetros estadísticos de resultados de análisis químicos realizados en muestras de agua subterránea y residual

	Parámetros de campo					Elementos mayores (mg l^{-1})							Nutrientes (mg l^{-1})			Micro-organismos UFC/100 ml		mg l^{-1}		
	T °C	pH	Eh	EC	DO	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	NO_2	PO_4	CT	CF	SAAM	GyA	DQO
Primer periodo de muestreo																				
Maximo	27.2	11.47	0.473	2995	5.9	384.0	45.7	165.0	119.0	526.6	403.7	1034.9	182.6	3.58	0.80	1.95E+05	5.65E+03	0.38	4.19	87.27
Mínimo	18.1	5.29	0.313	158	0.8	8.0	1.0	12.1	10.5	12.6	4.7	20.6	0.4	0.00	0.01	1.80E+01	0.00E+00	0.10	0.29	1.00
Promedio	21.6	6.76	0.345	1036	3.2	95.2	15.1	65.6	39.0	239.6	79.3	153.6	47.7	0.15	0.09	1.97E+04	7.27E+02	0.22	1.20	9.52
Mediana	21.4	6.66	0.339	910	3.2	69.3	13.6	51.2	34.2	239.5	48.1	113.3	34.1	0.00	0.01	2.85E+03	8.98E+01	0.24	0.50	1.00
Desv. Est.	1.8	0.79	0.028	695	1.4	83.7	10.5	43.1	23.0	139.3	85.4	158.7	47.7	0.55	0.16	4.84E+04	1.50E+03	0.09	1.16	16.31
75 Percentil	22.4	6.96	0.346	1307	4.2	124.8	20.4	82.7	49.1	326.8	108.5	158.8	68.4	0.03	0.12	8.98E+03	3.95E+02	0.27	1.44	13.60
25 Percentil	20.7	6.45	0.334	495	2.0	31.3	6.8	36.8	25.0	119.7	20.9	69.9	9.1	0.00	0.01	7.05E+02	3.25E+00	0.10	0.50	1.00
n	55	55	32	55	55	55	55	55	55	55	55	55	55	55	55	16	16	21	16	50
Segundo periodo de muestreo																				
Maximo	23	8.08	0.388	3190	7.2	598.4	48.9	278.0	122.5	554.1	434.9	1534.5	1917.6	9.17	3.86	1.52E+05	1.20E+04	-	8.47	96.00
Mínimo	16.3	5.91	0.251	615	0.0	50.5	4.6	11.5	16.5	92.2	4.9	69.4	1.6	0.00	0.09	1.00E+01	0.00E+00	-	0.50	1.00
Promedio	20.1	7.02	0.347	1359	3.2	169.2	26.3	115.1	43.6	295.5	131.0	229.7	150.4	0.51	0.63	1.20E+04	1.18E+03	-	1.69	22.76
Mediana	20.1	6.99	0.350	1246	3.4	129.7	27.7	82.5	36.5	255.2	119.9	156.1	49.3	0.01	0.31	3.50E+03	2.65E+02	-	0.50	16.00
Desv. Est.	1.6	0.49	0.026	610	2.0	115.5	11.4	75.6	23.4	119.6	102.6	265.9	336.0	1.85	0.88	2.70E+04	2.27E+03	-	1.90	24.79
75 Percentil	21.5	7.26	0.362	1803	4.6	187.6	35.2	145.0	49.5	339.2	168.7	236.0	132.1	0.06	0.31	7.95E+03	1.30E+03	-	2.98	30.00
25 Percentil	19.5	6.74	0.337	824	1.5	102.3	16.8	56.4	32.0	210.7	55.8	95.8	31.3	0.00	0.31	1.86E+03	4.00E+01	-	0.50	1.00
n	33	33	32	33	32	32	32	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	-	33	33
Agua residual del Tanque Tenorio																				
Maximo	28.8	8.22	0.275	1940	0.2	179.6	44.0	312.5	42.5	1058.5	140.0	147.8	3.9	3.22	25.45	3.55E+08	7.70E+07	-	38.04	1028.16
Mínimo	23	7.34	0.058	1476	0.0	72.5	34.8	222.5	25.5	739.4	102.5	61.5	1.6	0.00	6.99	4.27E+06	4.95E+02	-	9.09	299.88
Promedio	26.3	7.75	0.183	1610	0.1	109.3	37.8	256.9	30.5	845.2	125.0	103.8	2.9	1.61	17.39	1.80E+08	2.98E+07	-	19.07	593.73
Mediana	26.6	7.73	0.215	1513	0.0	92.6	36.2	246.3	27.0	791.5	128.7	102.9	3.0	1.61	18.55	1.81E+08	2.12E+07	-	14.57	523.45
Desv. Est.	2.9	0.44	0.112	221	0.1	48.1	4.2	42.4	8.0	146.4	17.4	35.3	1.1	1.84	8.27	1.55E+08	3.44E+07	-	12.92	328.12
75 Percentil	28.6	8.08	0.245	1636	0.1	119.4	38.7	278.8	31.3	880.8	138.1	115.8	3.7	3.20	23.15	2.80E+08	4.40E+07	-	20.90	753.04
25 Percentil	24.3	7.40	0.136	1487	0.0	82.5	35.3	224.4	26.3	756.0	115.6	91.0	2.2	0.03	12.79	8.13E+07	6.98E+06	-	12.74	364.14
n	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	-	4	4

EC= Conductividad Eléctrica (µmhos/cm) Eh= potencial redox (Volts) DO= oxigeno disuelto (mg/l)

CT= Coliformes totales CF= Coliformes fecales SAAM= substancias activas al azul de metileno

GyA= grasas y aceites DQO= Demanda química de oxígeno

Segundo periodo de muestreo (elementos traza en ug l^{-1})

	Rb	Cs	Sr	Ba	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Mo	Cd	Al	Sn	Pb	B	As	Se	Br	I	Th	U
Maximo	257.9	3.5	4300.0	808.2	20.2	14.1	45.0	82.1	2152.7	6.0	427.5	506.3	654.9	3.8	15.7	2.08	269.7	4.4	33.7	1962.5	135.3	20.2	3577.7	493.5	1.3	193.5
Mínimo	29.5	0.5	199.7	33.1	3.2	2.6	1.7	1.8	4.4	0.0	0.2	0.1	4.4	0.0	0.4	0.02	3.8	0.1	0.0	45.5	1.7	1.4	166.0	20.8	0.0	0.9
Promedio	109.9	1.8	1180.6	206.7	10.1	7.5	8.4	14.6	124.1	0.3	17.2	37.3	65.2	0.3	3.6	0.21	25.2	1.1	2.0	278.5	16.0	7.7	1063.4	152.9	0.2	49.5
Mediana	95.4	1.5	1098.6	160.4	9.9	7.3	7.1	10.4	21.5	0.0	1.2	3.7	13.1	0.1	2.8	0.12	16.7	0.7	0.1	125.0	6.7	6.8	842.7	158.0	0.1	28.6
Desv. Est.	56.7	0.9	762.2	154.4	4.2	2.9	8.2	15.3	384.7	1.0	74.4	116.8	143.6	0.8	3.1	0.36	45.2	1.0	6.4	414.7	24.1	5.5	644.0	108.6	0.2	58.0
75 Percentil	143.5	2.7	1526.5	264.6	11.9	8.7	10.8	16.2	44.2	0.1	3.2	5.6	33.0	0.1	3.7	0.20	24.0	1.6	0.6	256.4	18.5	12.1	1287.5	200.7	0.2	50.5
25 Percentil	69.6	1.0	680.6	106.6	7.5	5.4	2.9	6.3	13.3	0.0	0.2	2.4	8.2	0.1	1.6	0.08	7.5	0.4	0.1	79.9	5.5	2.7	657.9	59.7	0.1	8.8
n	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33

Agua residual del Tanque Tenorio (elementos traza en ug l^{-1})

Maximo	69.1	17.9	258.7	140.3	10.9	35.1	6.6	46.3	2688.6	2.2	25.1	9.6	22.2	0.1	21.4	0.15	72.0	4.5	3.1	609.4	10.9	6.7	681.5	173.3	0.0	3.7
Mínimo	46.3	15.5	170.1	50.4	9.2	12.9	3.2	13.3	176.6	0.3	0.2	0.1	14.4	0.1	2.2	0.05	16.7	1.4	0.4	325.0	8.8	4.6	468.4	128.1	0.0	0.6
Promedio	53.8	17.1	199.2	85.1	9.7	24.4	4.8	27.7	1219.6	1.2	12.8	5.0	18.0	0.1	13.0	0.09	42.2	2.9	1.6	414.7	9.7	5.8	567.8	147.1	0.0	2.4
Mediana	49.8	17.6	184.0	74.8	9.4	24.7	4.7	25.7	1006.6	1.1	12.9	5.2	17.7	0.1	14.1	0.09	40.0	2.7	1.5	362.1	9.5	6.0	560.6	143.4	0.0	2.6
Desv. Est.	10.5	1.1	40.5	39.6	0.8	9.3	1.5	16.0	1244.2	1.0	11.5	4.2	3.7	0.0	8.1	0.04	24.2	1.6	1.2	133.9	1.0	1.0	88.6	19.0	0.0	1.3
75 Percentil	56.2	17.7	207.0	99.4	9.8	29.1	5.8	38.4	2033.6	1.9	20.9	7.7	20.4	0.1	17.2	0.10	55.5	4.1	2.5	449.6	10.3	6.5	604.3	152.5	0.0	3.0
25 Percentil	47.4	17.0	176.2	60.5	9.3	20.0	3.7	15.0	192.7	0.4	4.7	2.6	15.2	0.1	9.9	0.08	26.6	1.5	0.7	327.3	9.0	5.3	524.1	138.0	0.0	2.0
n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

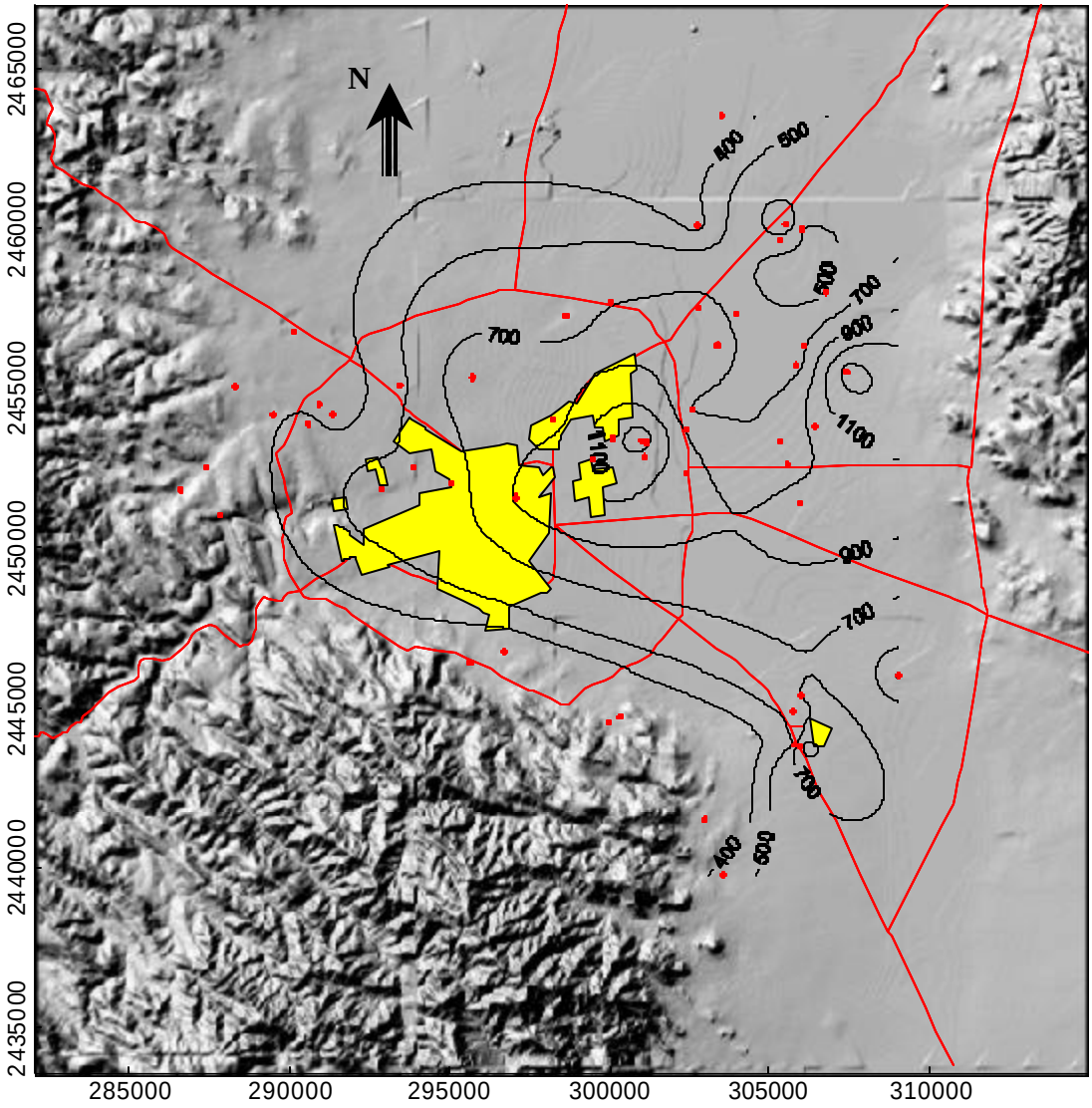


Figura 5. 4- Sitios seleccionados para el primer muestreo y configuración de la conductividad eléctrica (µmhos/cm)

La composición general de las muestras (Figura 5.6) es preferentemente de tipo Ca-Mix, Ca-HCO_3, Na-HCO_3 o Na-SO_4. Las concentraciones de SO_4 son elevadas en algunas muestras (hasta 1534 mg l^{-1} en el segundo muestreo), pero la mayoría de ellas (75%) tiene valores menores a 236 mg l^{-1}. Los valores máximos de Cl son del orden de 450 mg l^{-1}, pero sólo el 50% del área donde se tomaron las muestras presenta concentraciones menores a 60 mg l^{-1}.

En la Figura 5.7 se presenta la relación entre el Cl y el SO_4 para el agua subterránea, las aguas residuales y datos de la precipitación local (Tablas 4.4 y 4.5). Los valores de Cl menores a 10 mg l^{-1} identificados en el primer muestreo representan la entrada atmosférica concentrada por evapotranspiración en las zonas de recarga de los sistemas locales ubicados en las

estribaciones de la SSM. Tomando en cuenta la concentración de Cl promedio determinada en la precipitación local (Tabla 4.4) y suponiendo que el Cl en la zona de recarga se deriva en su totalidad de la precipitación, la recarga natural mínima sería del orden del 10% de la lluvia (que equivale aproximadamente 40 mm año^{-1}).

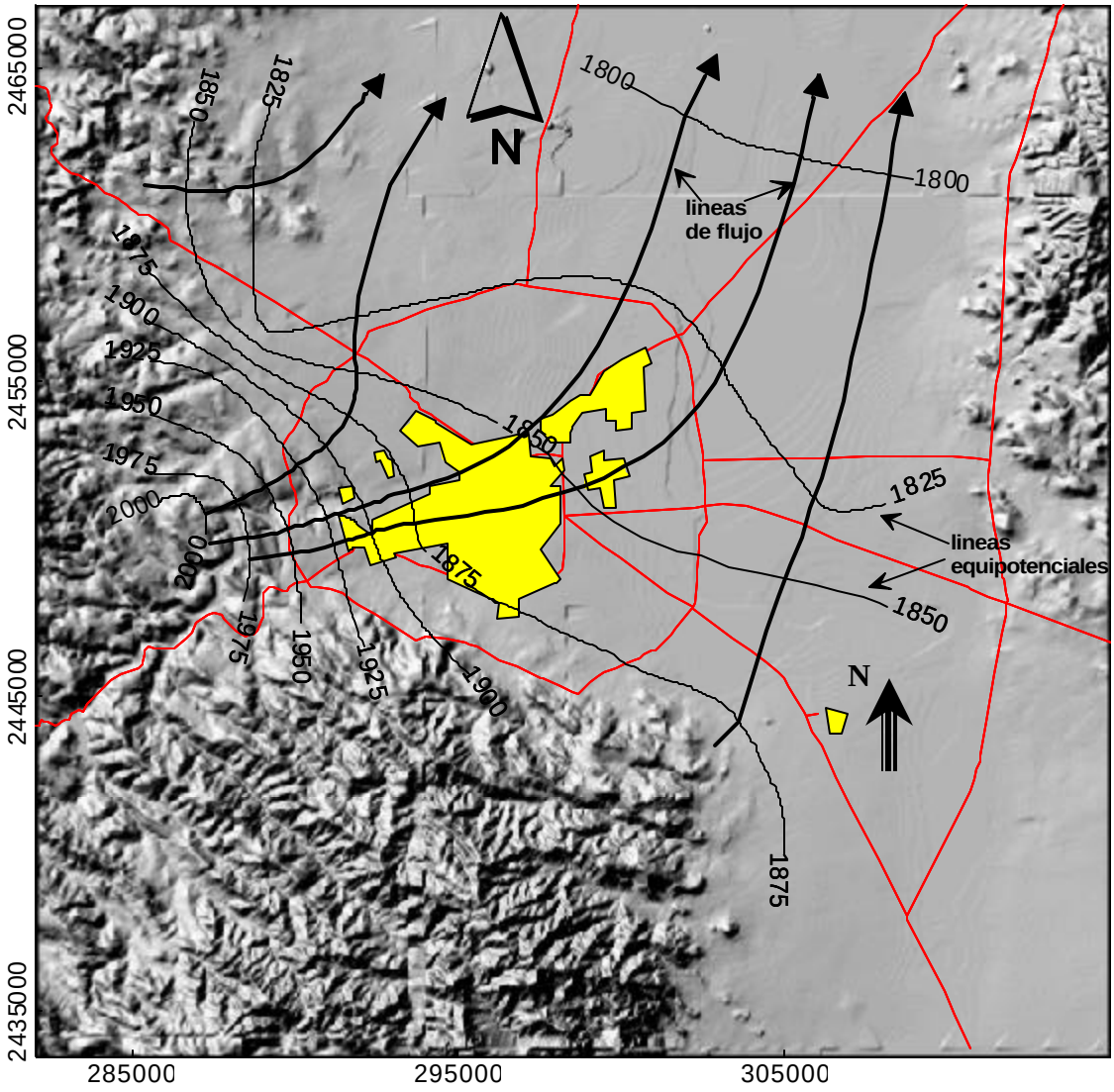
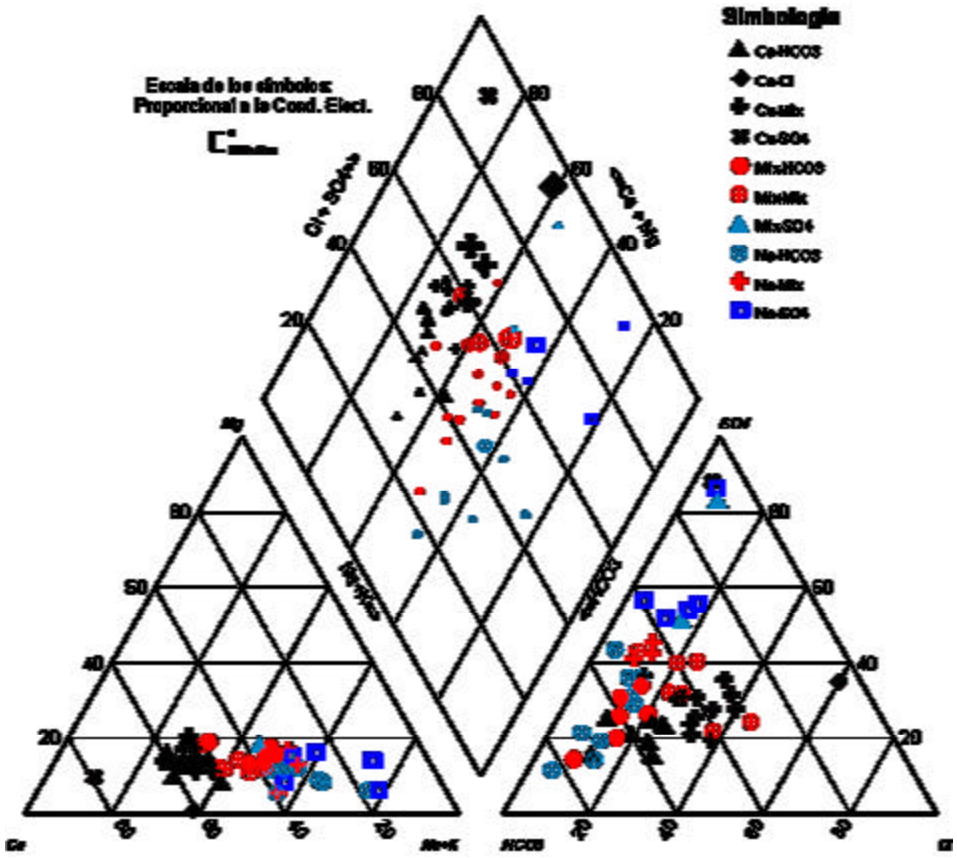
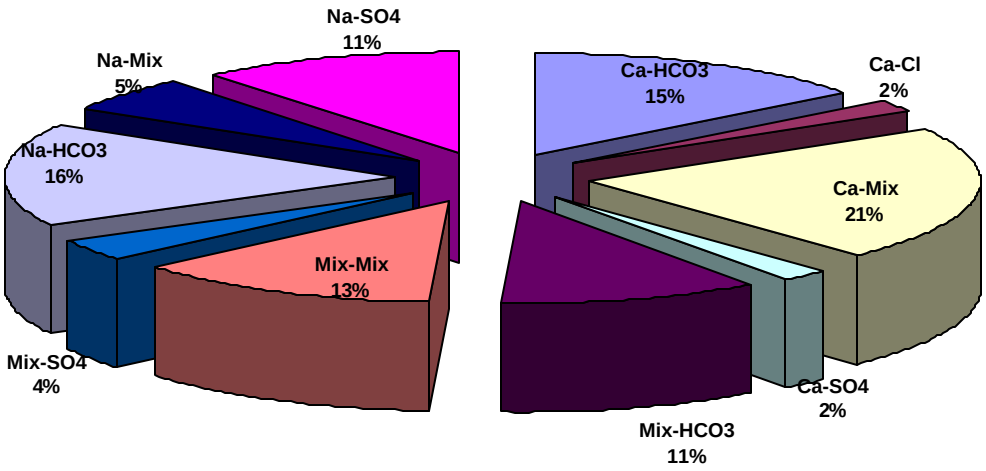


Figura 5. 5.- Dirección del flujo subterráneo para el sistema de flujo local

Los valores de SO_4 son relativamente elevados (entre 20 y 100 mg l^{-1}), por lo que probablemente representan la concentración por evapotranspiración de lluvia con elevada concentración de SO_4 en una zona con influencia de contaminación atmosférica de origen industrial.



(a)



(b)

Figura 5. 6.- (a) Composición de elementos mayores en el agua subterránea (primer muestreo) y (b) proporciones de los diferentes tipos de agua de acuerdo con ion dominante

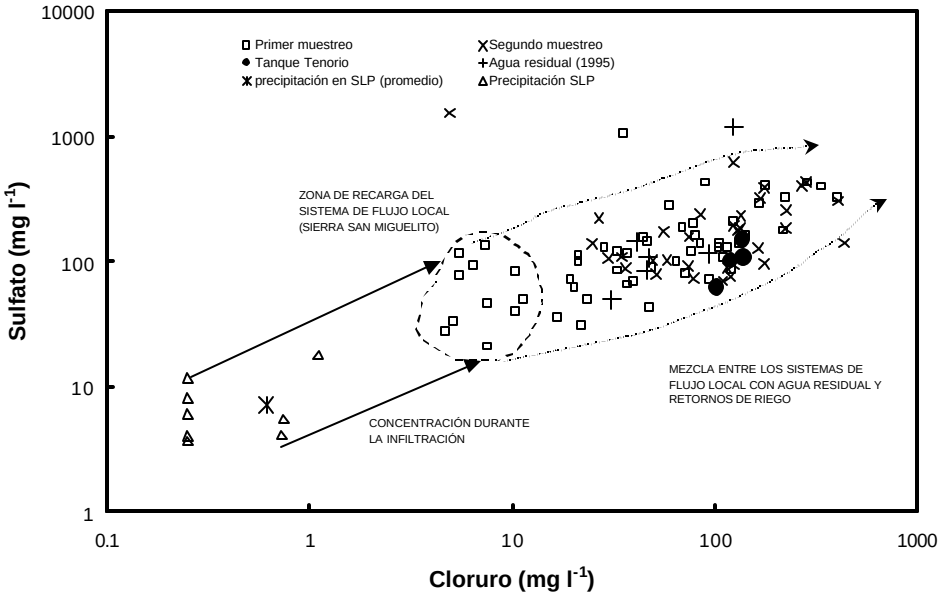


Figura 5. 7.- Relación entre las concentraciones de Cl y SO_4 en las aguas subterráneas y residuales

De acuerdo con las condiciones geológicas del material de relleno por donde circulan preferentemente los sistemas de flujo local, no existen minerales que puedan contribuir en forma importante a las concentraciones de Cl y SO_4 en el agua subterránea a lo largo de la dirección de flujo, por lo que tomando en cuenta las concentraciones de estos elementos identificadas en las aguas residuales, la tendencia de los valores que se presenta en la Figura 5.7 representa mezcla con agua residual (fugas de los sistemas de saneamiento, drenajes y canales) e infiltración de retornos de riego. Las regiones con valores elevados de CE, SO_4, Cl, STD y Dureza Total se correlacionan en términos generales muy bien con las zonas contaminadas identificadas en estudios previos (Carrillo y Armienta, 1990; CNA, 1995).

Generalmente se detecta presencia de OD en el agua subterránea, el potencial redox en la mayor parte de los sitios es superior a 0.3 V, estas determinaciones sugieren que los sistemas de flujo local en la zona de interés tienen condiciones aeróbicas y oxidantes; en contraste el OD en las aguas residuales está ausente indicando condiciones anaeróbicas quizá ocasionadas por la degradación de materia orgánica. El valor promedio del pH es relativamente cercano al neutro, pero valores extremos del orden de 11.5 y 6.0 fueron registrados en algunos sitios; no se identificó una relación significativa entre el pH y la salinidad de las aguas subterráneas.

5.3.2 Nutrientes

Los compuestos de N constituyen otro de los indicadores que fueron utilizados para investigar la magnitud de la contaminación relacionada con el manejo de las aguas residuales en la cuenca de SLP. En las condiciones oxidantes que prevalecen en los sistemas de flujo local del área de interés, los valores registrados de NO_3 (hasta de 1920 mg l^1) y NO_2 a menudo son elevados y se correlacionan con las regiones de mayor salinidad en la zona de SGS (Figura 5.8).

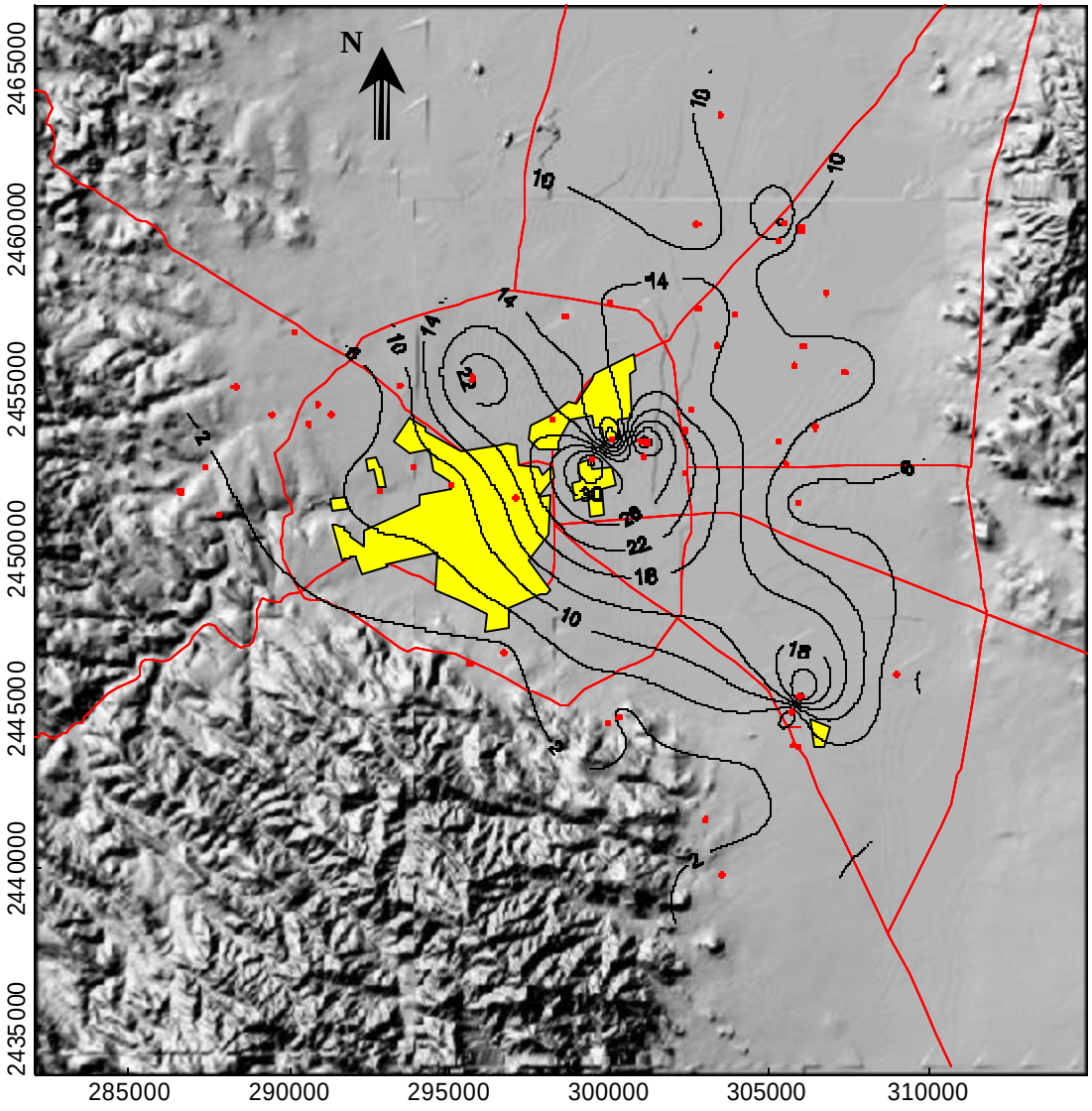


Figura 5. 8.- Configuración de N-NO_3 (mg l^{-1}) en el agua subterránea correspondiente a la primera etapa de muestreo

En contraste, en las regiones occidental y sur que corresponden con las inmediaciones de la zona de recarga en la SSM, se identificaron valores bajos de NO_3 y NO_2. Aproximadamente el 55% de las muestras colectadas en el primer muestreo y casi el 70% de las muestras correspondientes al segundo muestreo, tienen concentraciones superiores al límite permisible (44.3 mg l^{-1} NO_3) establecido en la NOM-127-SSA1-1994. La toxicidad del NO_3 a las personas se relaciona con su reducción a NO_2 que ocasiona efectos como la vasodilatación o de tipo cardiovasculares cuando las concentraciones son muy elevadas y metahemoglobinemia a dosis menores (Canter, 1997). El agua residual del Tanque Tenorio tiene niveles de NO_3 mucho menores a lo identificados en el acuífero (Tabla 3), por lo que considerando las condiciones anaeróbicas que manifiesta, el N que tiene debe de estar en forma de NH_4 y/o N-orgánico; en este trabajo no se realizaron estas determinaciones pero de acuerdo con CNA (1995) en la zona de Tanque Tenorio los valores promedio en el agua residual son de 31.3 mg l^{-1}como Nitrógeno amonical y 21.8 mg l^{-1} de Nitrógeno Orgánico; los procesos de nitrificación y la concentración de solutos por efecto de evaporación, pueden justificar los valores de NO_3 identificados en algunas regiones.

Con base en lo anterior, la principal fuente de NO_3 al agua subterránea debe de estar relacionada con procesos de amonificación catalizados por microorganismos que transforman el N-orgánico a NH_4 y la subsiguiente oxidación biológica de NH_4 a NO_3, reacción que se desarrolla en dos pasos, primero se transforma a NO_2 y posteriormente a NO_3. Las condiciones oxidantes que prevalecen en las zonas de aeración y saturada son favorables para el desarrollo de estas reacciones de amonificación-nitrificación. Debido a las prácticas agrícolas que se desarrollan en la región, se considera que la aplicación de fertilizantes manufacturados industrialmente, constituye una fuente de N de menor importancia para el agua subterránea.

El P es un elemento que al pertenecer al mismo grupo que el N, aparece en diferentes estados de oxidación, pero en aguas naturales la valencia +5 es la más común; en solución se presenta como ácido fosfórico y los productos de su disociación (iones ortofosfato): H_2PO_4-, HPO_4^{-2}, PO_4^{-3}, cuyas concentraciones relativas son función del pH. El P constituye un componente importante de las aguas residuales de origen doméstico, ya que es un elemento importante en el metabolismo que siempre está presente en los residuos orgánicos, además de que también está presente en algunos detergentes. Por esta razón generalmente es un constituyente

importante en el agua subterránea afectada por contaminación relacionada con aguas residuales.

Las concentraciones de PO_4 identificadas en el Tanque Tenorio son relativamente elevadas (promedio de 17.4 mg l^{-1}), sin embargo en las aguas residuales que alimentan este almacenamiento el promedio reportado es de 22.7 mg l^{-1}, valor relativamente similar al promedio para otros colectores dentro de la zona conurbada (27 mg l^{1}; CNA, 1995). La disminución de la concentración de PO_4 en el agua residual del Tanque Tenorio comparada con las aguas residuales que lo alimentan, sin duda se relaciona con un proceso de tratamiento primario del agua residual que se lleva a cabo en esta laguna de oxidación. En el agua subterránea las concentraciones son mucho menores lo que sugiere el desarrollo de procesos de atenuación en la zona vadosa y saturada. La distribución geográfica de las concentraciones de PO_4 en la zona de interés (Figura 5.9) claramente es diferente a la distribución espacial de las concentraciones de NO_3 y salinidad, lo que sugiere controles como adsorción, solubilidad y/o toma de PO_4 por la vegetación durante la infiltración del agua residual utilizada para la irrigación de cultivos. En las condiciones oxidantes que prevalecen en el sistema, la adsorción de iones PO_4 por los hidróxidos de hierro y manganeso, constituyen probablemente el principal control en la movilidad del P en las zonas vadosa y saturada.

5.3.3 Microorganismos

Los denominados contaminantes patógenos y parasitarios son aquellos que al estar presentes en las aguas residuales representan un riesgo para la salud humana, flora o fauna. Para el presente estudio los organismos patógenos que se analizaron fueron los denominados Coliformes Totales y Fecales. Los principales grupos de organismos presentes tanto en las aguas residuales como superficiales se clasifican en organismos *eucariotas*, *eubacterias* y *arqueobacterias*. El grupo *eucariotas* son multicelulares (plantas y animales) o unicelulares (algas, hongos, protozoos), las *eubacterias* son unicelulares (mayoría de las bacterias) mientras que las *arqueobacterias* tienen una química celular distintiva. Los organismos patógenos que se presentan en las aguas residuales pueden proceder de desechos humanos que estén infectados o que sean portadores de una determinada enfermedad. Las principales clases de organismos patógenos presentes en las aguas residuales incluyen bacterias, virus, protozoos y helmitos. Los organismos patógenos se presentan en las aguas residuales y contaminadas en

cantidades muy pequeñas, además resultan difíciles de aislar e identificar. Por ello se emplea el organismo coliforme como organismo indicador (un tipo de *eubacteria procariota*), puesto que su presencia es más numerosa y fácil de comprobar.

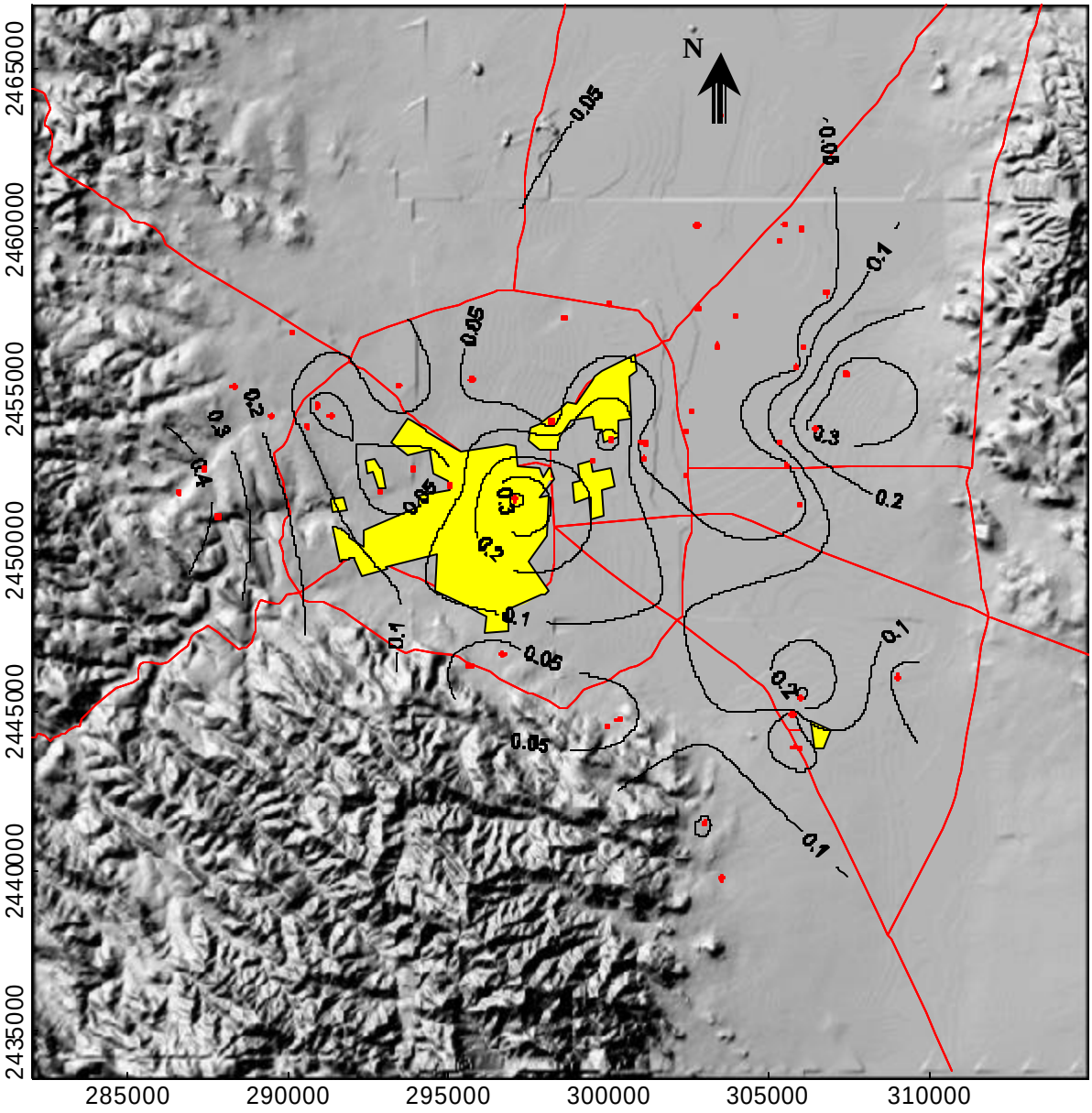


Figura 5. 9.- Configuración de PO_4 (mg l^{-1}) en el agua subterránea correspondiente a la primera etapa de muestreo

El tracto intestinal humano contiene innumerables bacterias con forma de bastoncillo conocidas como organismos coliformes. Aparte de otras clases de bacterias, cada ser humano evacua de 100,000 a 400,000 millones de organismos coliformes por día. Por ello, se considera que la presencia de coliformes puede ser un indicador de la posible presencia de

organismos patógenos, y que su ausencia es un indicador de que las aguas están libres de organismos que pueden causar enfermedades. Las bacterias coliformes incluyen los géneros *Escherichia* y *Aerobacter*. El uso de coliformes como organismos indicadores es problemático debido a que la *Aerobacter* y ciertas clases de *Escherichia* pueden crecer en el suelo. Por lo tanto, la presencia de coliformes no siempre es sinónima de contaminación con residuos humanos. No obstante, aunque parece ser que las *Escherichia coli* sí son de origen exclusivamente fecal, la dificultad de determinar E. coli sin incluir los coliformes del suelo hace que se use todo el grupo de coliformes como indicador de la contaminación fecal.

Las denominadas bacterias coliformes son aquellas especies de organismos que pueden fermentar lactosa con generación de gases (o producen una colonia diferenciable en un periodo de incubación en un medio adecuado de 24±2 h a 48±3 h) a 35±0.5º C. Existen algunas variedades que no se ajustan a la definición. El grupo de coliformes incluye cuatro géneros de la familia Enterobacteriacea. Estos son *Escherichia*, *Klebisella*, *Citrobactor* y *Enterobacter*. Del grupo de organismos, el género *Escherichia* (especie E. coli) parece ser el más representativo de la contaminación fecal. En contraste, las bacterias coliformes fecales (que en este caso constituyen el indicador biológico que marca la NOM-001-ECOL-1996) se estableció un grupo de bacterias fecales en función de la capacidad de generar gases (o colonias) a una temperatura de incubación elevada (44.5±0.2º C durante 24±2 h).

De acuerdo con la NOM-001-ECOL-1996, el límite máximo permisible para la concentración de organismos coliformes fecales en aguas residuales de ríos y o embalses naturales o artificiales es de 1,000 en unidades de número más probable por 100 ml (NMP 100 ml^{-1}) o su equivalente en otras unidades como la UFC 100 ml^{-1}. Para el agua residual del Tanque Tenorio, los organismos coliformes totales y fecales en general son muy elevados, dentro del embalse los valores identificados se ubican entre $2.55x10^8$ y 495 UFC 100 ml^{-1} respectivamente; sin embargo en los canales que lo alimentan se identificaron valores entre $3.55x10^8$ y $3.3x10^7$ UFC 100 ml^{-1} para coliformes totales y fecales respectivamente. La disminución del contenido de coliformes que se detecta en el Tanque Tenorio se relaciona, al igual que para el caso del PO_4, probablemente con procesos bioquímicos que funcionan como un tratamiento primario en el agua residual durante el tiempo de residencia en el almacenamiento. Una parte de la irrigación de cultivos se realiza con esta agua residual "tratada", el caudal que representa es del orden de 600 l s^{-1}; sin embargo aproximadamente

1400 l s^{-1} de agua residual que se utilizan para irrigación de cultivos no recibe este "tratamiento" por lo que la carga contaminante expresada en términos de microorganismos es más elevada.

De este modo, en este trabajo los organismos coliformes totales y fecales se consideraron como indicadores del impacto de las aguas residuales en la calidad de los sistemas de flujo local. En la Figura 5.10 se presenta la distribución identificada de organismos coliformes totales en el agua subterránea.

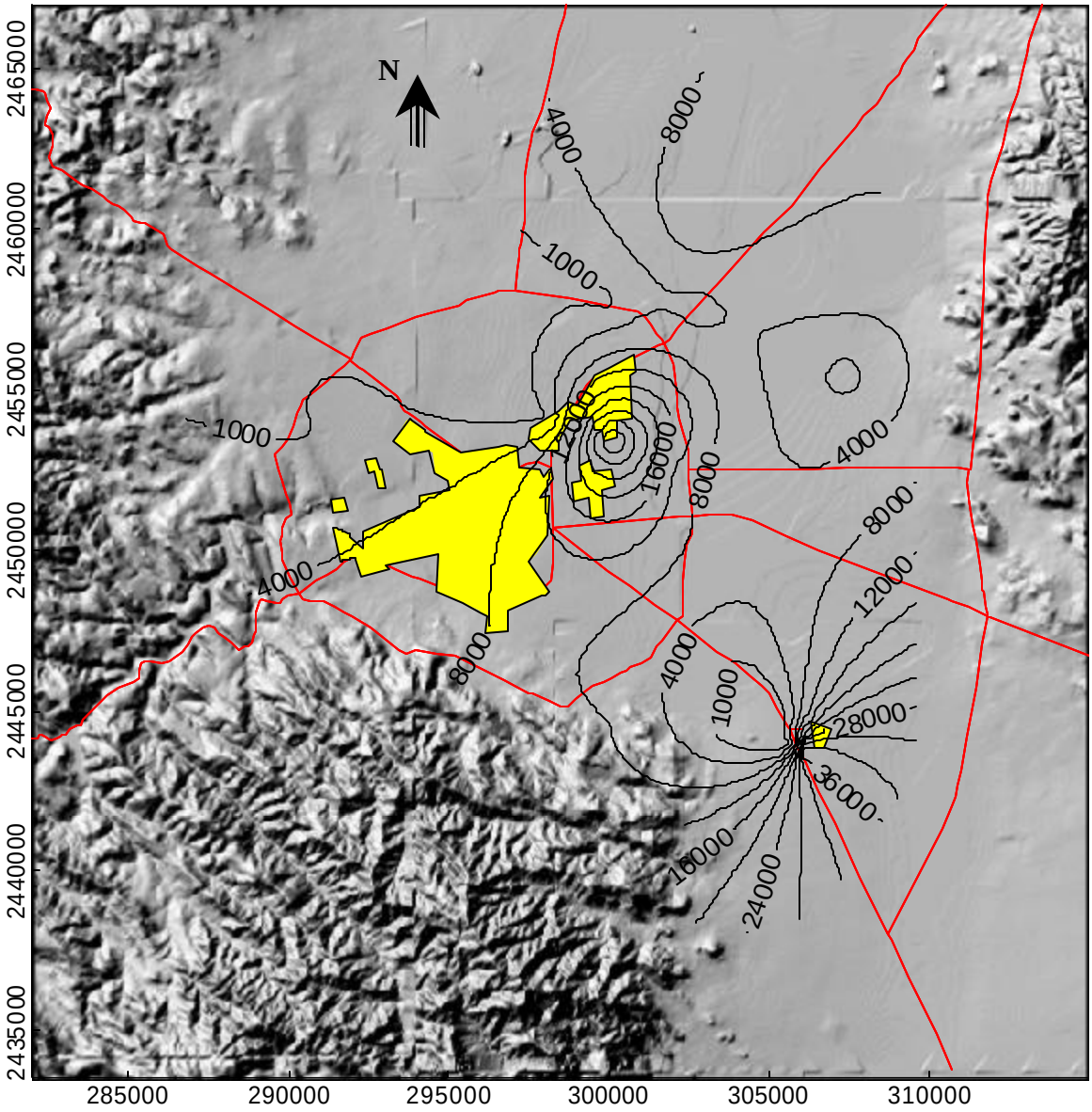


Figura 5. 10.- Configuración de coliformes totales (UFC/100 ml) en el agua subterránea, correspondiente a la primera etapa de muestreo

Los valores observados sugieren un impacto biológico en el agua subterránea de los sistemas de flujo locales debido al manejo de las aguas residuales; se detectan en la zona noroccidental concentraciones menores a 1,000 UFC 100 ml, pero en la zona de SGS son comunes valores mayores a 4,000 UFC/100 ml. Villa de Pozos localmente manifiesta así mismo valores muy elevados. La disminución en la cantidad de microorganismos en el agua subterránea con relación al agua residual que se utiliza para la irrigación de cultivos, se debe a su remoción durante el proceso de infiltración en los primeros metros de la zona vadosa. Se espera que la penetración de microorganismos al subsuelo durante la temporada de estiaje sea mayor debido a que la actividad de las bacterias nativas del suelo es menor, lo que produce en el suelo un ambiente menos antagónico para los microorganismos presentes en las aguas residuales.

5.3.4 Grasas y aceites

Entre los principales grupos de substancias orgánicas presentes en las aguas residuales se mencionan las proteínas, los hidratos de carbono y las GyA. Las GyA constituyen un elemento de importancia en los alimentos. El término grasa en este caso engloba las grasas animales, aceites, ceras y otros constituyentes presentes en las aguas residuales. Las GyA animales se presentan en las aguas residuales a partir de la mantequilla, manteca de cerdo, margarina y aceites y grasas vegetales. Las grasas generalmente provienen de carnes, gérmenes de cereales, semillas, nueces y ciertas frutas. Debido a que su descomposición bacteriana no es fácil, las grasas constituyen uno de los compuestos orgánicos de mayor estabilidad. Otro tipo de aceites que pueden presentarse en las aguas residuales lo constituyen el keroseno, aceites lubricantes y aceites procedentes de materiales bituminosos derivados del petróleo y alquitrán, compuestos que se derivan de tiendas, garajes, talleres y calles.

Los resultados de los análisis de GyA en las aguas residuales señalan que para la región del Tanque Tenorio el promedio es del orden de 20 mg l^{1} (Tabla 3), dentro de la laguna de oxidación los valores tienden a ser menores que en los canales que lo alimentan; la CNA (1995) reporta valores promedio mayores (entre 60 y 70 mg l^{1}) para las aguas residuales de diversos colectores dentro de la zona conurbana de SLP. De acuerdo con la NOM-001-ECOL-1996, el límite máximo permisible para la concentración de GyA cuando se utilizará el agua residual para la irrigación de cultivos varía entre 15 y 25 mg l^{1}, por lo que no se cumple con esta reglamentación. Las concentraciones de GyA identificadas en el agua subterránea son

menores a las identificadas en el agua residual, los valores promedio para los muestreos realizados están del orden de 1.5 mg l^{1}; en la Figura 5. 11 se presentan los resultados para la primera etapa de muestreo.

Las mayores concentraciones de GyA en el agua subterránea se identificaron en la región de SGS donde se lleva a cabo la irrigación de cultivos con aguas residuales y en Villa de Pozos donde las descargas de origen industrial se han infiltrado al subsuelo. Las regiones con GyA dentro de la ciudad de SLP representan la infiltración a partir de colectores de aguas residuales y/o fugas de los sistemas de saneamiento.

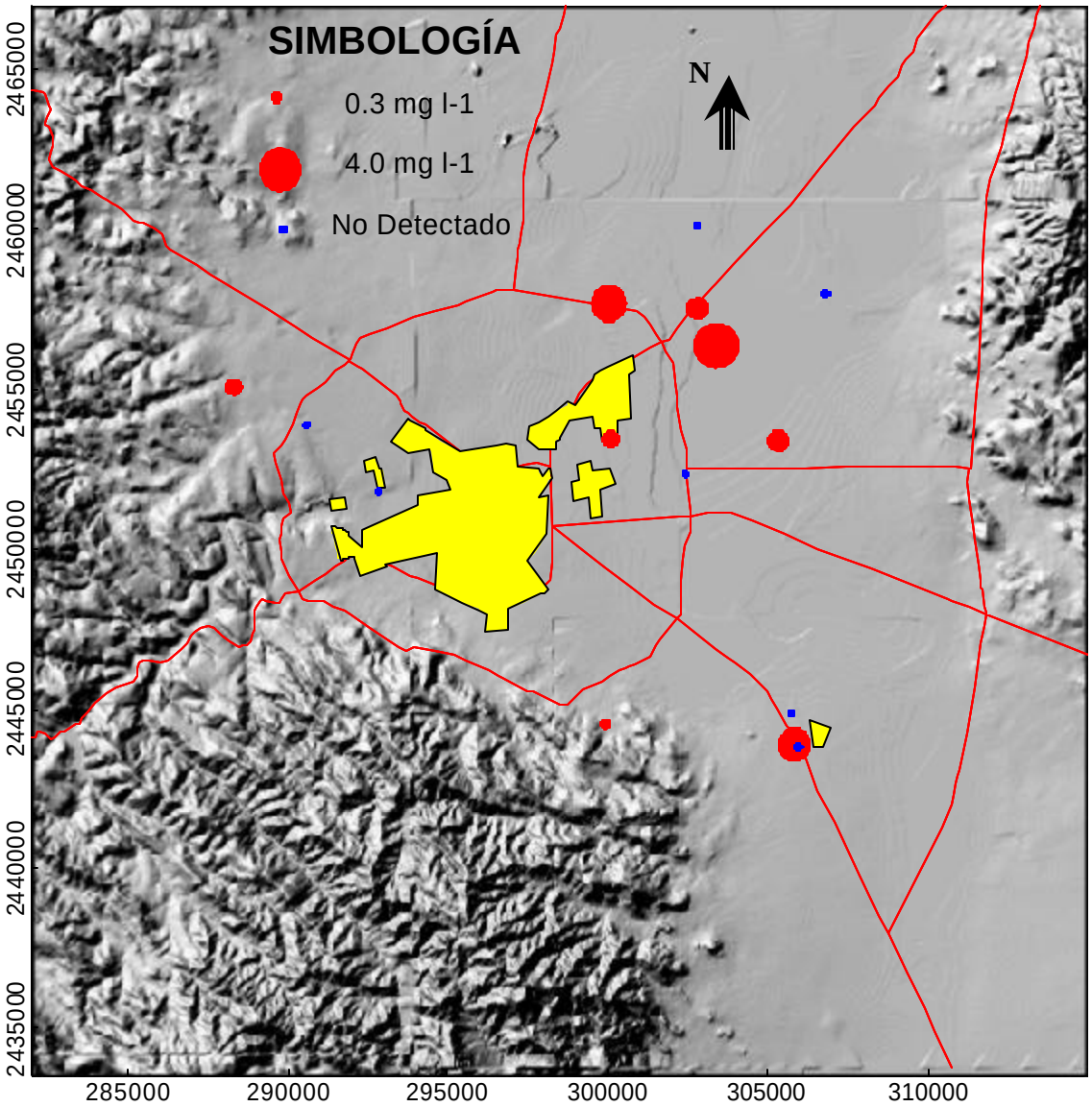


Figura 5. 11.- Distribución de las concentraciones de GyA en el agua subterránea correspondiente a la primera etapa de muestreo

5.3.5 Demanda química de oxígeno

La demanda bioquímica de oxígeno (DBO_5) y la demanda química de oxígeno (DQO) constituyen una medida del contenido orgánico de un agua ya sea natural o residual, también puede entenderse como una estimación de la cantidad de oxígeno que requiere una población microbiana heterogénea para oxidar la materia orgánica de una muestra de agua. Por lo tanto, se utilizan como el indicador de contaminación orgánica más ampliamente empleado, aplicable tanto a aguas residuales como a aguas naturales. La determinación del mismo está relacionada con la medición del oxígeno disuelto que consumen los microorganismos en proceso de oxidación bioquímica de la materia orgánica. Su concentración se emplea para: a) determinar la cantidad aproximada de oxígeno que se requerirá para estabilizar biológicamente la materia orgánica presente, b) dimensionar las instalaciones de tratamiento, c) medir la eficacia de algunos procesos de tratamiento, d) controlar el cumplimiento de las limitaciones a que están sujetos los vertidos.

Los resultados registrados para el agua residual del Tanque Tenorio manifiestan valores de DQO muy elevados (promedio 593 mg l^{-1}), en forma similar a los reportados por CNA (1995) para los diversos colectores de aguas residuales en la zona conurbana de SLP (entre 230 y 300 mg l^{-1} en promedio). Estos resultados indican que la carga contaminante de origen orgánico que está presente en las aguas residuales y que se distribuye en el suelo durante el proceso de irrigación de cultivos es muy elevada.

Para el caso de las aguas subterráneas los valores son menores a los representativos de las aguas residuales (9.5 y 22.8 mg l^{-1} para el primer y segundo muestreo respectivamente), lo que se considera evidencia de la infiltración de compuestos orgánicos oxidables de origen antropogénico, además de un proceso de atenuación (oxidación de la materia orgánica) y dilución por dispersión hidrodinámica de la carga contaminante de origen orgánico durante el proceso de infiltración en la zona no saturada y a lo largo del patrón de flujo subterráneo. En la Figura 5.12 se presenta la configuración de DQO para el primer muestreo, son notorias los valores elevados identificados (del orden de 20 mg l^{-1}) en la zona sur dentro de la zona de recarga natural del sistema de flujo local en la SSM.

En esta región la concentración de NO_3 es baja y refleja el nivel base del sistema de flujo (Figura 5.8), además en esta zona no se realiza irrigación de cultivos con aguas residuales. Por esta razón, los valores de DQO identificados se considera reflejan condiciones insalubres y de

escaso cuidado y mantenimiento de los aprovechamientos por parte de sus propietarios; es común encontrar en estos pozos de gran diámetro materiales diversos que son arrojados por las personas ya sea por descuido o por negligencia; por lo tanto representan problemas de contaminación de tipo específico o local. Los aprovechamientos en las inmediaciones dela zona urbana de SLP señalan en general valores por arriba de 5 mg l^{-1}, que reflejan la influencia de fugas de drenajes e infiltración de aguas residuales.

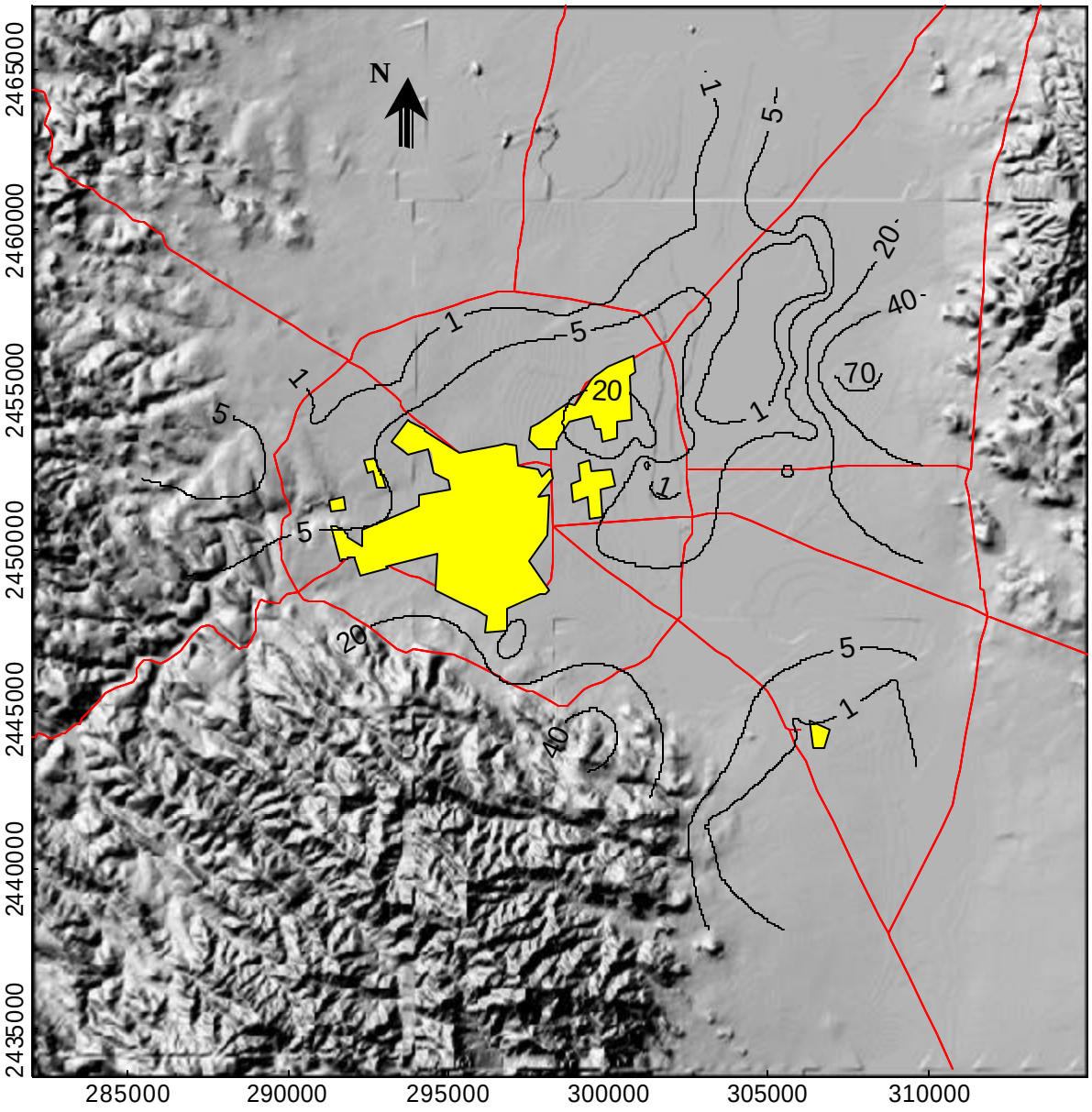


Figura 5. 12.- Configuración de DQO (mg l^{-1}) en el agua subterránea, correspondiente a la primera etapa de muestreo

5.3.6 Elementos traza

5.3.6.1 Metales, metales de transición y no metales

Con la finalidad de investigar detalladamente el impacto que el manejo de las aguas residuales han ocasionado en los sistemas de flujo local e incrementar la evidencia obtenida de elementos mayores, nutrientes e indicadores de contaminación de origen orgánico, se utilizaron una gran cantidad de elementos traza, que a continuación se describen. Las determinaciones de elementos traza fueron realizadas durante el segundo muestreo únicamente, el análisis realizado considera 4 zonas geográficas (Figura 5.1) denominadas como: i) Villa de Pozos, ii) Gómez, iii) Norte Gómez y iv) SGS.

De acuerdo con las concentraciones de OD identificadas en el agua subterránea de los sistemas de flujo local, las condiciones oxidantes que prevalecen ocasionan que la solubilidad de hidróxidos de Fe and Mn sea baja; por esta razón y con excepción de una muestra las concentraciones de Fe en el agua subterránea se presentaron por abajo del límite de detección. Las concentraciones de Mn son generalmente menores a 0.1 mg l^{-1}, pero se identificaron (4 muestras) valores elevados (de hasta 2.15 mg l^{-1}) superiores al límite permisible establecido en la NOM-127-SSA1-1994, en la región de Villa de Pozos al oriente de la zona donde se ubica la mayor parte la industria manufacturera en SLP; estas concentraciones son congruentes con las identificadas en el agua residual de origen industrial en el Tanque Tenorio (entre 0.18 y 2.7 mg l^{-1}). No existe relación entre los valores elevados de Mn con los de Fe, por lo que la presencia de valores altos de Mn debido a la presencia de partículas coloidales que pasaron a través de la membrana de 0.45 µm no se considera factible. Por lo tanto, la presencia de Mn en altas concentraciones en los sistemas de flujo local puede relacionarse directamente con efluentes de origen industrial, el rango de estabilidad del Mn^{+2} es considerablemente mayor que el correspondiente al Fe^{+2}, lo que en ausencia de controles redox permite que el Mn se mantenga en solución (Edmunds y Smedley, 1996).

Las concentraciones de Ni y Co que desde el punto de vista geoquímico son elementos que se relacionan con el Mn, son bajas ya que la gran mayoría de las muestras de la zona de interés presentan valores menores a 0.001 y 0.00001 mg l^{-1} respectivamente; sin embargo al igual que para el Mn, en la zona de Villa de Pozos se detectaron valores elevados para estos elementos

(0.27 y 0.005 mg l^{-1} respectivamente). Debido a que las rocas volcánicas que predominan en la región son de tipo félsico, los concentraciones de Ni y Co que presentan son bajas, por lo que no se justifica en el agua subterránea un origen natural relacionado con la interacción agua/roca para estos elementos. Las concentraciones de Ni y Co en el agua residual de origen industrial también son elevadas, lo que confirma el impacto en los sistemas de flujo local, del manejo de las aguas residuales en la región de Villa de Pozos.

La mayoría de las muestras tienen concentraciones de Al menores a 0.03 mg l^{-1}, aunque una de ellas (la misma que presenta el valor mayor de Mn) tiene una concentración muy elevada (0.27 mg l^{-1}). El Al presenta una correlación muy notable con la CE, con algunos metales alcalinos (Li, Cs, Rb), con metales de transición (Y, Cd, Ni, Mn) y algunos aniones (NO_3) (Tabla 4; Figura 5.13). La identificación del posible origen del Al en el agua subterránea se puede deducir del hecho de que las máximas concentraciones de este elemento fueron identificadas en la zona de Villa de Pozos, de que las aguas residuales tienen valores de Al compatibles (0.017 a 0.072 mg l^{-1}) con el agua subterránea y tomando en consideración la notable correlación del Al con NO_3; esta información es consistente con un origen principalmente antropogénico para este elemento en los sistemas de flujo local cuando las concentraciones son mayores a 0.005 mg l^{-1}. Para la muestra que presenta la máxima concentración de Al, la concentración de Mn es compatible con los valores del agua residual (alrededor de 2 mg l^{-1}), por lo que el Al seguramente representa las variaciones que se presentan en el agua residual.

Otro elemento que únicamente en contadas ocasiones se analiza en el agua subterránea es el Y. Es un metal de transición que en agua se presenta con valencia +3. Las concentraciones que es factible encontrar en el agua marina están entre 0.01 y 0.3 µg l^{-1} (Hem, 1989). Los valores encontrados en en el agua subterránea (0.03-3.83 µg l^{-1}) son en general mayores que los identificados en las aguas residuales (0.05-0.07 µg l^{-1}), por lo que seguramente existe una concentración por evaporación en la zona del suelo a partir del agua residual. Los usos del Y son básicamente industriales, ya que en la metalurgia su utilización incrementa la estabilidad de las aleaciones; también se utiliza en la industria cerámica. De este modo, la importante correlación que se identifica entre el Y con NO_3, sugiere la presencia de una componente de agua residual de origen industrial mezclada con las aguas residuales de origen doméstico.

Tabla 5. 4.- Tabla de correlación entre elementos traza y otros parámetros analizados

	NO_3	CE	Li	B	Al	V	Cr	Cu	Mn	Zn	Sr	Pb	Se	Rb	Ni	Co	Ge	As	Br	Y	Zr	Mo	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	Hg	U
NO_3	1.000																													
CE	**0.669**	1.000																												
Li	**0.509**	0.289	1.000																											
B	-0.076	-0.134	0.074	1.000																										
Al	**0.945**	**0.640**	**0.521**	-0.069	1.000																									
V	-0.141	0.243	0.212	-0.271	-0.023	1.000																								
Cr	-0.027	0.152	-0.039	-0.228	0.063	0.148	1.000																							
Cu	0.077	0.248	-0.066	-0.106	0.081	0.119	**0.726**	1.000																						
Mn	**0.875**	**0.492**	**0.489**	-0.013	**0.942**	-0.099	-0.089	-0.064	1.000																					
Zn	0.078	0.102	0.058	-0.113	0.059	0.070	**0.693**	**0.804**	-0.060	1.000																				
Sr	0.076	**0.400**	-0.031	-0.286	0.180	**0.661**	0.218	0.170	0.137	0.236	1.000																			
Pb	0.004	0.122	-0.057	-0.103	0.070	0.084	**0.833**	**0.919**	-0.070	**0.850**	0.144	1.000																		
Se	-0.031	0.278	-0.178	**-0.384**	-0.023	0.159	**0.583**	**0.540**	-0.193	**0.349**	0.339	**0.474**	1.000																	
Rb	**0.568**	**0.357**	0.278	-0.025	**0.564**	-0.143	0.338	0.200	**0.531**	0.250	0.308	0.137	**0.443**	1.000																
Ni	**0.936**	**0.498**	**0.547**	0.090	**0.954**	-0.159	-0.114	-0.061	**0.936**	-0.023	0.018	-0.060	-0.222	**0.475**	1.000															
Co	-0.040	0.099	0.200	**0.588**	-0.018	-0.154	-0.130	-0.052	-0.003	-0.076	-0.149	-0.061	-0.223	-0.040	0.030	1.000														
Ge	-0.044	-0.147	**0.448**	-0.246	-0.040	0.314	0.145	0.092	-0.141	0.000	-0.017	0.069	**0.365**	0.152	-0.095	-0.144	1.000													
As	0.180	0.064	0.341	-0.079	0.179	0.072	0.325	-0.069	0.213	-0.036	-0.134	-0.073	-0.120	0.308	0.158	-0.104	0.080	1.000												
Br	0.041	0.239	-0.197	-0.067	0.013	-0.010	**0.358**	**0.569**	-0.080	0.294	0.222	**0.350**	**0.780**	**0.473**	-0.116	-0.036	0.192	-0.130	1.000											
Y	**0.790**	**0.376**	**0.564**	**0.394**	**0.768**	-0.251	-0.183	-0.094	**0.766**	0.101	-0.017	-0.092	-0.336	**0.458**	**0.875**	0.335	-0.185	0.083	-0.111	1.000										
Zr	-0.008	0.192	-0.001	-0.097	0.085	**0.488**	0.314	0.294	0.001	**0.393**	0.313	**0.398**	0.074	-0.091	-0.017	-0.074	-0.004	-0.049	-0.101	-0.062	1.000									
Mo	-0.012	0.026	0.214	-0.008	0.017	0.205	**0.410**	0.189	-0.016	0.025	-0.075	0.076	0.138	0.264	-0.068	0.023	0.332	**0.735**	0.219	-0.103	-0.098	1.000								
Cd	**0.937**	**0.507**	**0.578**	-0.071	**0.942**	-0.132	0.015	0.024	**0.895**	0.143	0.115	0.026	-0.062	**0.613**	**0.950**	-0.030	0.011	0.180	-0.018	**0.840**	0.038	-0.032	1.000							
Sn	-0.063	0.083	-0.045	-0.271	0.015	0.139	**0.661**	**0.461**	-0.113	**0.497**	**0.427**	**0.541**	**0.607**	**0.359**	-0.142	-0.154	0.286	-0.085	**0.462**	-0.152	0.171	0.062	0.007	1.000						
Sb	-0.075	0.045	0.183	-0.132	-0.077	0.190	**0.503**	0.306	-0.095	0.231	-0.077	0.324	0.098	0.020	-0.141	-0.121	0.109	**0.717**	0.000	-0.215	0.107	**0.538**	-0.126	0.105	1.000					
I	-0.116	-0.026	-0.100	-0.206	-0.079	0.167	0.255	0.291	-0.180	0.127	0.149	0.185	**0.454**	0.249	-0.205	-0.010	**0.497**	-0.075	**0.436**	-0.244	0.104	**0.392**	-0.098	0.301	-0.092	1.000				
Cs	**0.456**	**0.492**	0.187	-0.162	**0.490**	0.068	**0.422**	0.184	**0.387**	0.229	**0.433**	0.126	**0.560**	**0.868**	0.330	-0.069	0.092	0.326	**0.522**	0.302	0.034	0.331	**0.491**	**0.415**	0.082	0.269	1.000			
Ba	-0.157	-0.327	-0.165	0.109	-0.022	-0.041	0.127	0.000	0.177	-0.015	0.210	0.018	0.080	**0.377**	-0.044	-0.123	0.023	0.124	0.183	-0.064	-0.062	0.250	-0.029	0.161	-0.029	0.217	0.181	1.000		
Hg	-0.055	-0.025	-0.057	-0.070	0.059	-0.001	**0.795**	**0.653**	-0.037	**0.737**	0.126	**0.893**	0.292	0.075	-0.033	-0.049	-0.002	-0.058	0.031	-0.053	**0.385**	-0.052	0.035	**0.554**	0.286	0.015	0.047	0.084	1.000	
U	-0.078	0.152	-0.290	-0.224	0.010	-0.031	**0.510**	0.270	-0.171	0.238	0.273	**0.378**	**0.521**	0.171	-0.150	-0.123	0.118	-0.227	0.335	-0.212	0.180	0.006	-0.041	**0.732**	-0.088	**0.386**	**0.372**	-0.047	**0.446**	1.000

Con negrita se presentan las relaciones significativas (con excepción de la diagonal) para un nivel de significancia alfa de 0.05

El Pb es un elemento que se presenta como ion Pb^{+2} en soluciones acuosas y que debido a que se adsorbe en la superficie de sedimentos de origen orgánico e inorgánico, tiene una relativa baja movilidad geoquímica. Es bien conocido que diversas actividades antropogénicas tienden a dispersar el Pb en el ambiente. Entre ellas se menciona a las actividades mineras y de metalurgia, la industria de las pinturas, pesticidas y las gasolinas con Pb. Por esta razón, en general las áreas urbanas presentan mayores concentraciones de Pb que las regiones rurales sin minería.

El agua residual utilizada para irrigación de cultivos, al ser generada por las actividades antropogénicas en un ambiente urbano, adiciona plomo al agua subterránea elevando la concentración del nivel base. Las concentraciones de Pb identificadas en el agua subterránea, tienden a ser mayores en la región donde se irrigan cultivos con agua residual sin tratamiento, en las inmediaciones zona industrial no se detectan concentraciones anómalas en el subsuelo. El Pb presenta una notable correlación con otros metales como lo son Cr, Cu, Zn, Hg, Zr y Sn (Tabla 5.4; Figura 5.13) lo que indica que su presencia en el agua subterránea tiene un origen común.

Por otro lado, el hecho de que el Pb no se relacione con el NO_3 y la CE, sugiere que su presencia, al igual que la de los otros metales con los que se correlaciona, en el agua subterránea no puede explicarse como un proceso simple de mezcla con agua residual, ya que seguramente existe un control adicional que impone la condición de la zona vadosa. Es necesario realizar investigaciones específicas para definir con mayor detalle la movilidad de estos metales tanto en la zona vadosa como en la saturada, ya que algunos de ellos al funcionar como cationes pueden interactuar con superficies de minerales existentes con las que desarrolla procesos de adsorción, intercambio catiónico o co-precipitación, de donde pueden movilizarse posteriormente.

Algunos metales como el Mo, Cr, Sb, así como no-metales como el As y Se y el actínido U, que en las condiciones oxidantes que prevalecen en la zona saturada del sistema de flujo local pueden constituir oxi-aniones muy estables, no se correlacionan con las concentraciones de NO_3 en el agua subterránea. Al igual que para los metales que se correlacionan con el Pb, la falta de correlación con el NO_3 sugiere que representan el desarrollo de procesos adicionales (por ejemplo, concentración por evaporación) a la mezcla conservativa de agua subterránea con agua residual. Probablemente en las condiciones reductoras que se presentan en las aguas residuales, elementos como el Cr se presentan en valencia +3 formando especies catiónicas

que pueden adsorberse en la zona no saturada. Una vez adsorbido, la oxidación de Cr (+3) a Cr (+6) que es una especie que forma oxi-aniones más móviles, puede llevarse a cabo mediante la presencia de MnOOH y MnO_2. El Se es un elemento que junto con el S, al pertenecer al mismo grupo presentan una geoquímica relativamente similar, aunque el primero es un elemento mucho menos común en la corteza terrestre. En condiciones oxidantes el selenio se presenta con valencia +4 conformando los iones selenito (SeO_3^{-2}) y selenato (SeO_4^{-2}). El origen del Se en las aguas residuales se debe a que tiene diversos usos industriales tales como la manufactura de pigmentos, acero inoxidable, industria del hule vulcanizado, rectificadores de corriente. Un origen común y condiciones oxidantes que permiten el desarrollo de oxi-aniones estables, condicionan la correlación que se presenta en la Figura 5.13; en la región de Villa de Pozos las concentraciones parecen representar mezcla ente el agua subterránea con valores compatibles con el nivel base del agua subterránea (0.004 y 0.002 mg l^{-1} de Cr y Se respectivamente) y el agua residual generada en la zona industrial (Cr entre 0.013 y 0.046 mg l^{-1} y Se entre 0.05 y 0.07 mg l^{-1}); en las regiones de SGS y Gómez las concentraciones son en general mayores.

Entre los no-metales traza el As que en condiciones oxidantes predomina con valencia +5 se correlaciona con otros elementos que forman oxi-aniones como son el Mo y Sb. Las concentraciones de As en las aguas residuales son compatibles con las que tiene el agua que se distribuye a la población (del orden de 0.01 mg l^{-1}); en el agua subterránea las menores representan el nivel geoquímico base y las mayores a ese valor el efecto de la concentración de retornos de riego.

El B es otro no metal que es muy abundante en los detergentes y por lo tanto generalmente constituye un buen indicador de contaminación por aguas residuales. Las aguas residuales contienen un promedio de 0.4 mg l^{-1} de B que es más elevado que el identificado en el agua de abastecimiento (del orden de 0.15 mg l^{-1}), la diferencia se relaciona con la presencia de detergentes en las aguas residuales. Debido al corto recorrido del agua subterránea en los sistemas de flujo local, el nivel base de este elemento debe de estar representado por los valores identificados entre 0.04-0.05 mg l^{-1}; concentraciones superiores en el agua subterránea representan mezcla con agua residual.

Para los metales traza alcalinos como el Li, Rb, Cs se identifican comportamientos contrastantes. Por ejemplo, para el caso del Li y Cs las aguas residuales presentan las mayores concentraciones, situación congruente con el hecho de que el agua de abastecimiento, que en

su mayor parte se deriva del sistema de flujo regional que circula por rocas volcánicas, tiene concentraciones del orden de 0.2 y 0.015 mg l^{-1} de Li y Cs respectivamente (Figura 5.14). Las concentraciones de Li y Cs identificadas en las aguas subterráneas indican que existe una notable disminución de estos elementos con relación a los valores de las aguas residuales, lo que indica el desarrollo de procesos de adsorción o intercambio del agua con la fracción arcillosa del material geológico durante la infiltración.

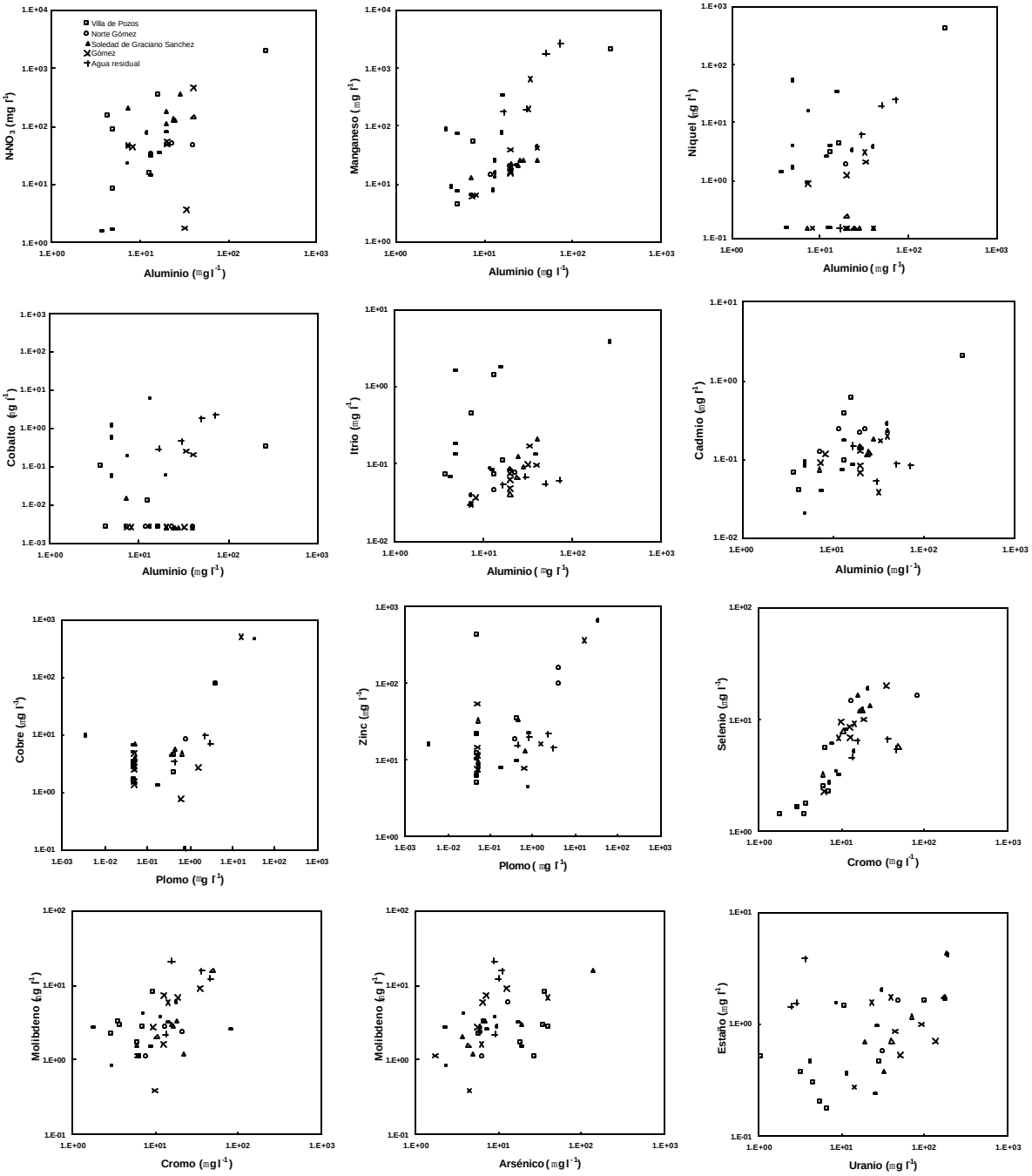


Figura 5. 13.- Relaciones entre diversos elementos traza en el agua subterránea y residual

Para el caso del Rb las concentraciones en el agua residual son relativamente consistentes con las determinadas en el agua que se distribuye a la población (del orden de 0.03 mg l^{1}); sin embargo en el agua subterránea somera se identifican valores mayores, lo que implica concentración por evapotranspiración, y/o liberación por interacción del agua residual con minerales. Tanto el Li, como el Rb y Cs generalmente son liberados principalmente durante la interacción dela agua subterránea con feldespatos, aunque otras fuentes también son factibles. En este caso el sanidino abunda en el material geológico que compone el medio geológico por donde circula el agua subterránea, por lo que una parte del Rb presente en el agua subterránea debe de ser liberado durante su disolución incongruente. La relación entre metales alcalinos y alcalino-térreos como por ejemplo Rb con Sr y Ba, sugiere que la interacción del agua subterránea con el sanidino efectivamente constituye una reacción importante. El Sr y Ba pueden ser liberados al agua subterránea a partir de la disolución de carbonatos y feldespato K, la relación que se identifica en la Figura 5.14 sugiere una fuente común, que sería el sanidino. Al no existir controles de solubilidad que limiten sus concentraciones, tanto el Sr como el Ba indican la interacción del agua residual con el material geológico durante la infiltración del agua residual.

El U es un elemento radioactivo que tiene un comportamiento geoquímico relativamente complejo, ya que se presenta en tres estados de oxidación +4, +5 y +6. En condiciones de pH que prevalecen en la mayoría de las aguas naturales, el uranio con valencia +4 es sólo ligeramente soluble, pero en condiciones especiales cuando tiene valencia +6 forma el oxianión UO_2^{+2} que es muy soluble, ya que tiene la tendencia a desarrollar complejos con aniones inorgánicos como el carbonato, hidróxido, fosfato, fluoruro y sulfato. Para el agua subterránea de la zona de interés, el U se correlaciona con otros oxi-aniones como el Cr, Se y Sn. Como es un elemento sensible a las condiciones redox, su concentración en las aguas residuales es muy baja, ya que seguramente por las condiciones reductoras que presentan se disminuye su movilidad geoquímica. En las aguas subterráneas las concentraciones superiores a 0.015 mg Ł1 de U se presentan en Gómez y SGS, donde se realiza la irrigación de cultivos con aguas residuales. Aunque la correlación global que presenta con el Al es prácticamente nula, en la gráfica de la Figura 5.14 es posible identificar dos tendencias generales, una que se relaciona con mezclas entre el agua residual y la subterránea (en la zona de Villa de Pozos) y otro en la que el U es movilizado durante la infiltración del agua residual probablemente en el ambiente oxidante de la zona vadosa, proceso que se lleva a cabo en toda la región.

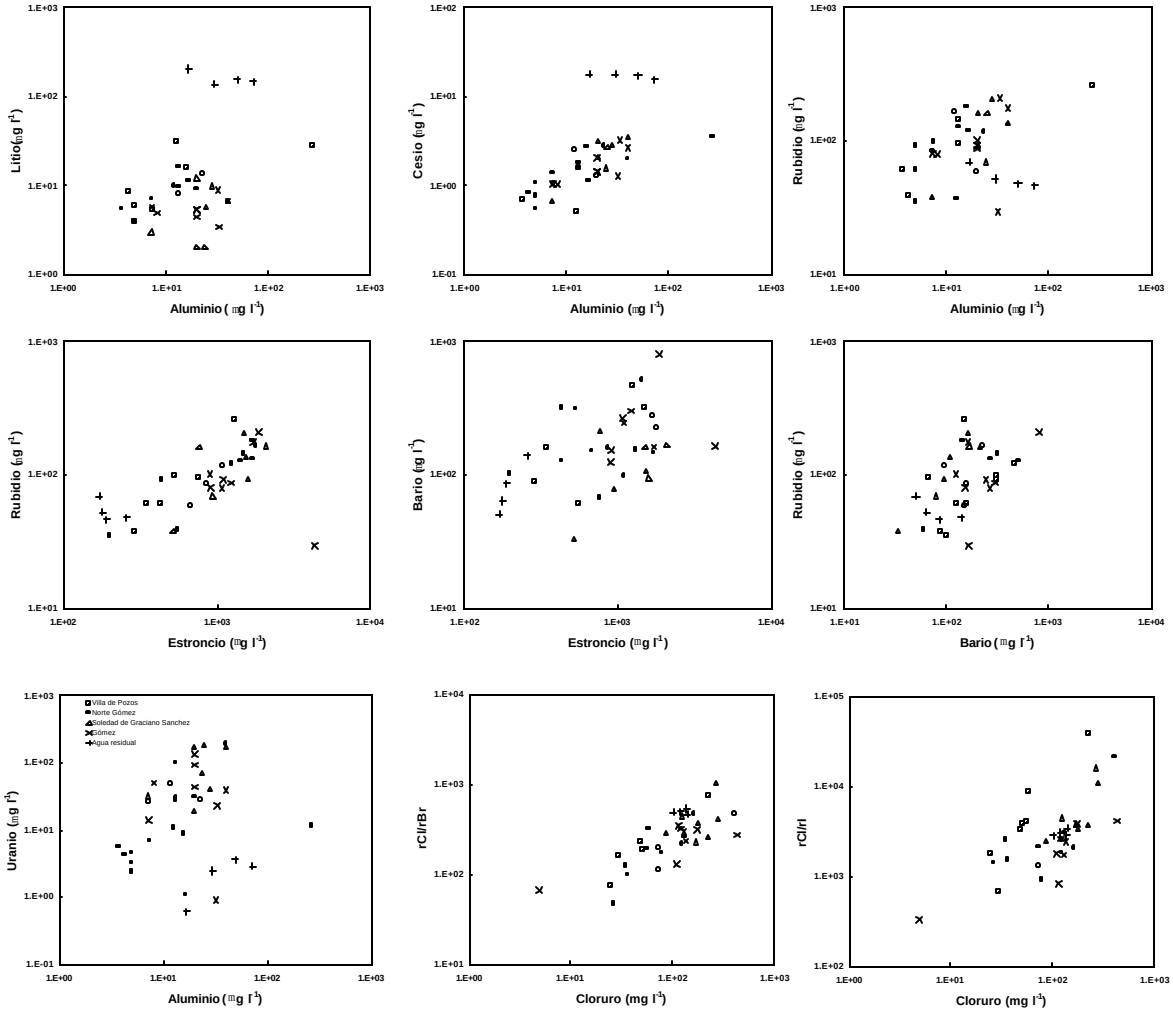


Figura 5. 14.- Relaciones entre diversos elementos traza en el agua subterránea y residual

5.3.6.2 Halógenos

Otro de los elementos que presenta un comportamiento geoquímico interesante es el halógeno Br, por lo que su comportamiento geoquímico se analizará con otro halógeno conservativo como lo es el cloruro. La relación rCl/rBr (molar) de la precipitación local en la zona de SLP no está disponible, pero se espera que sea menor a la relación definida para el agua marina (655±4 mg l^{-1}; Hernández-García y Custodio, 2004) debido al enriquecimiento que se presenta en Br durante el movimiento de la humedad tierra adentro. Este enriquecimiento de Br con relación al Cl que se observa en los aerosoles marinos, probablemente es resultado de materia orgánica que contiene lípidos que se enriquecen en la superficie del mar (Duce y Hoffman, 1976). La lluvia en el interior de los continentes puede presentar valores del orden de 110

como en la zona centro-norte de los Estados Unidos de América (Davies et al., 1999); Harriss y Williams (1969) determinaron valores entre 110 y 160.

En la Figura 14 se presenta la relación rCl/rBr con respecto del Cl para las aguas subterránea y residual. Las aguas con menor concentración de Cl que representan en términos generales las menos influenciadas por la contaminación, tienen una relación rCl/rBr (47-99) mucho menor al valor que se esperaría de la precipitación, lo que sugiere que existen fuentes de Br en la atmósfera probablemente relacionadas con la incineración de combustibles fósiles en automóviles y en la industria de la ciudad de SLP. La relación rCl/rBr para el agua residual es relativamente homogénea en las muestras analizadas (entre 463-536). La relación lineal que se identifica claramente en la Figura 5.14 se considera que representa una línea de mezcla entre las aguas residual y subterránea. Los valores de rCl/rBr en el agua subterránea mayores a los identificados en las aguas residuales, deben representar la presencia de una fuente adicional de Cl al agua subterránea.

Para el caso de otro halógeno como el I, los valores identificados en el agua subterránea (del orden de 0.02 mg l^{-1}) son mucho mayores que aquellos que en términos generales corresponderían a la precipitación (alrededor de 0.001-0.003 mg l^{-1}; Hem, 1989). El comportamiento de la relación rCl/rBr es muy similar a la identificada para rCl/rI (Figura 5.14), consistente con mezcla entre agua subterránea con residual.

5.3.7 Evolución de la contaminación en los sistemas de flujo locales

La evolución histórica de la contaminación en los sistemas de flujo local se determinó con base en la información disponible en la red nacional de monitoreo (RNM) que controla la Comisión Nacional del Agua. En la Tabla 5.5 se presentan algunas de las principales características de los pozos que conforman la red de observación, incluyendo además el periodo de observación disponible; adicionalmente en la Figura 5.15 se presenta su ubicación espacial. De los 16 aprovechamientos incluidos en la RNM, 13 captan el acuífero profundo (sistemas de flujo intermedio y regional principalmente) y sólo 3 el acuífero somero (sistemas de flujo locales). Estos aprovechamientos representan pozos o norias con equipo de bombeo instalado, que operan un número variable de horas por día.

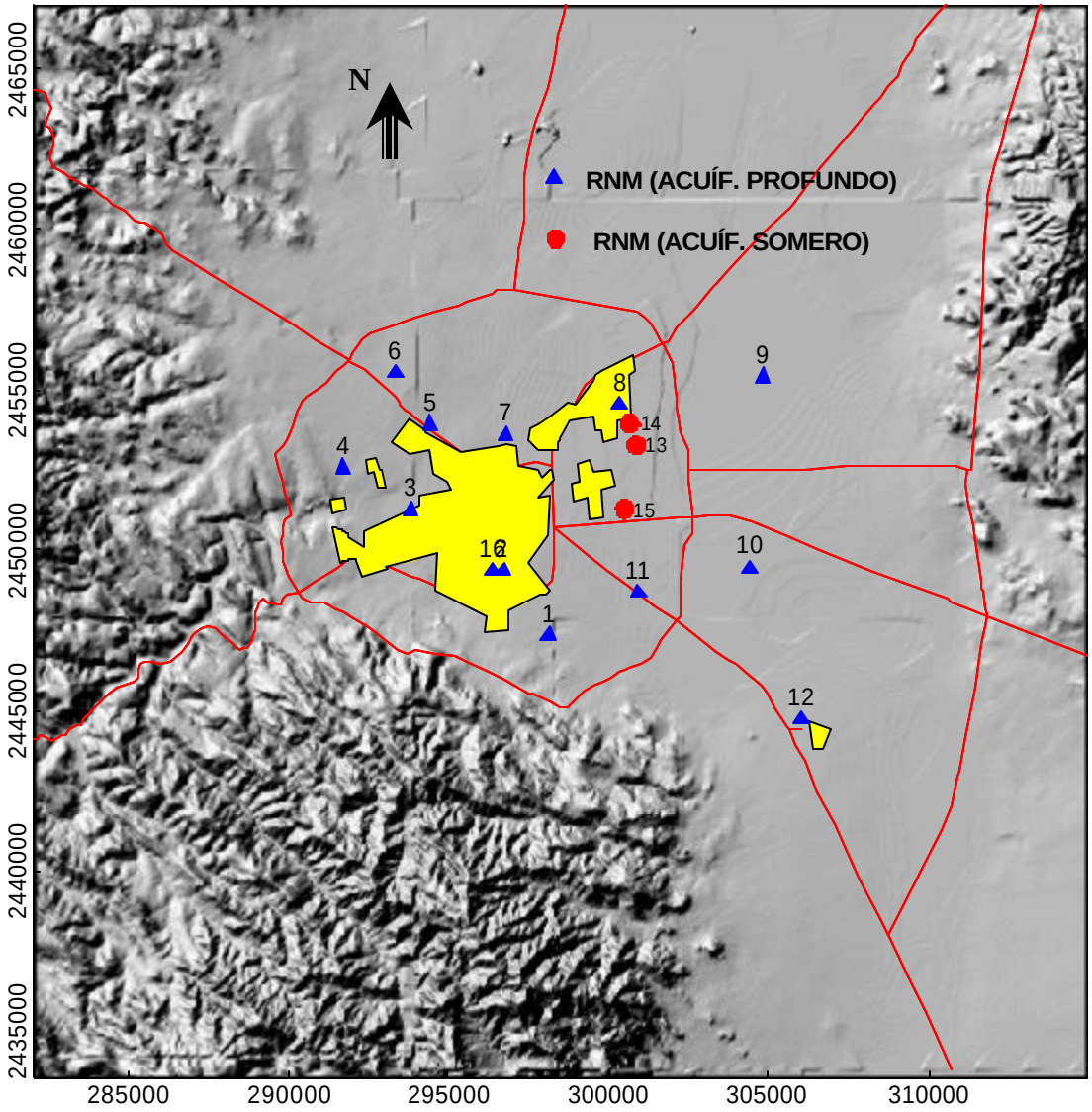


Figura 5. 15.- Localización de los aprovechamientos que forman parte de la Red Nacional de Monitoreo

Si bien desde el punto de vista de régimen de flujo subterráneo local no se identifican mayores modificaciones como la creación de conos de abatimiento o cambios drásticos en la dirección de flujo original, en los párrafos anteriores se presentaron diversas evidencias sustentadas en la composición de elementos mayores y traza, que señalan el impacto negativo que el manejo histórico del agua residual en la cuenca de SLP ha ocasionado en el agua subterránea de los sistemas de flujo locales.

Tomando en consideración su ubicación y situación hidrogeológica, es posible establecer que el aprovechamiento 13 en la Tabla 5.5 representa las condiciones del agua subterránea bajo la región donde se realiza la irrigación de cultivos con aguas residuales sin tratamiento, en el 14 se identifica el impacto de las infiltraciones a partir del principal colector (canal sin

revestimiento) de aguas residuales sin tratamiento; finalmente la noria 15 permite conocer la calidad del agua subterránea afectada por las fugas de aguas residuales en los sistemas de saneamiento dentro la zona urbana.

Tabla 5. 5.- Datos generales de los aprovechamientos que forman parte de la red de monitoreo de la Comisión Nacional del Agua

No.	Nombre	Clave	Tipo	Acuifero	Uso	Prof. Total	Prof N.E.	Q (l/s)	P. Analizado	Coordenadas		Litologia inf.
										x	y	
1	Simón Díaz	CNA-11-24	pozo	profundo	urb.-publico	300		14	1993-2001	298142	2447326	0-200 Qal 200-300 Tlp
2	I. Damian carmona	CNA-11-13	pozo	profundo	urb.-publico	397		24	1999-2001	296707	2449375	0-200 Qal 200-397 Tlp
3	Muñoz	CNA-11-3A	pozo	profundo	urb.-publico	217		17	1982-2001	293808	2451228	0-100 Qal 100-130 Trp 130-217 Tap
4	Infonavit Morales	CNA-11-52	pozo	profundo	urb.-publico	300		15	1993-2001	291704	2452548	0-140 Qal 140-300 Tlc
5	Tangamanga II	CNA-11-30	pozo	profundo	urb.-publico	300		16	1993-2001	294416	2453927	0-200 Qal 200-300 Tlp
6	Sauzalito	CNA-11-32	pozo	profundo	urb.-publico	300		20	1993-2001	293348	2455510	0-50 Qal 50-160 Tap 160-300 Tlp
7	Tercera Grande	CNA-11-92	pozo	profundo	urb.-publico	300		33	1993-2001	296768	2453583	0-300 Qal
8	A.P. Soledad	CNA-11-110	pozo	profundo	urb.-publico	223		12	1988-2001	300355	2454527	0-100 Qal 100-120 Trp 120-220 Tap 220-300 Tlp
9	Rancho Esmeralda	353-ZA	pozo	profundo	agricola	250	26.46		1988-2001	304842	2455411	0-200 Qal 200-250 Trp
10	Mario E. Lozano	CNA-11-279	pozo	profundo	urb.-pub.-ind.	300	111.3		1983-2001	304417	2449430	0-300 Qal
11	Hostal del Quijote	CNA-11-59	pozo	profundo	urb.-publico	300		26	1983-2001	300939	2448644	0-200 Qal 200-250 Trp 250-300 Tap
12	Villa de Pozos	CNA-11-326	pozo	profundo	urb.-publico	350			1988-2001	306021	2444704	0-350 Qal
13	Benito Delgadollo	CNA-11-584	noria	somero	agricola	50			1982-2001	300877	2453269	0-50 Qal
14	Negrete y Rio Snatiago	sin clave	noria	somero	agricola	21.9			1982-2001	300690	2453943	0-21.9 Qal
15	XEWA		noria	somero	agricola	30			1982-2002	300520	2451285	0-30 Qal
16	Vallejo y A. Melgar	CNA-11-12	pozo	profundo	urb.-publico	300			1989-2001	296391	2449348	0-300 Qal

De acuerdo con las condiciones oxidantes que prevalecen en el sistema, el NO_3 constituye un buen indicador del impacto que la contaminación relacionada con el manejo de aguas residuales produce en el agua subterránea. En la Figura 5.16 se presenta la evolución de la concentración de NO_3 en los 3 aprovechamientos de la RNM que captan sistemas de flujo local en el acuífero somero, con una línea recta se presenta la tendencia general de las concentraciones calculada con base en un análisis de regresión lineal.

Para el aprovechamiento 13 la tendencia de incremento de la concentración de NO_3 con respecto del tiempo es muy clara, lo que se considera un indicador de la permanente infiltración de los retornos de riego en la zona donde se irrigan cultivos con aguas residuales; para el aprovechamiento 14 se detecta también una tendencia de aumento en los valores de NO_3 conforme pasa el tiempo, pero la pendiente es menor que para el aprovechamiento 13; esta evolución es el reflejo del movimiento advectivo del NO_3 en la zona saturada a partir de un domo en la zona saturada generado por las infiltraciones del colector, atenuado por los fenómenos de dilución y dispersión hidrodinámica. Finalmente, en la noria 15 se identifica la menor tendencia de incremento en la concentración de NO_3 con respecto al tiempo, lo que sugiere que existen fugas en el sistema de saneamiento que impactan la calidad del agua subterránea somera.

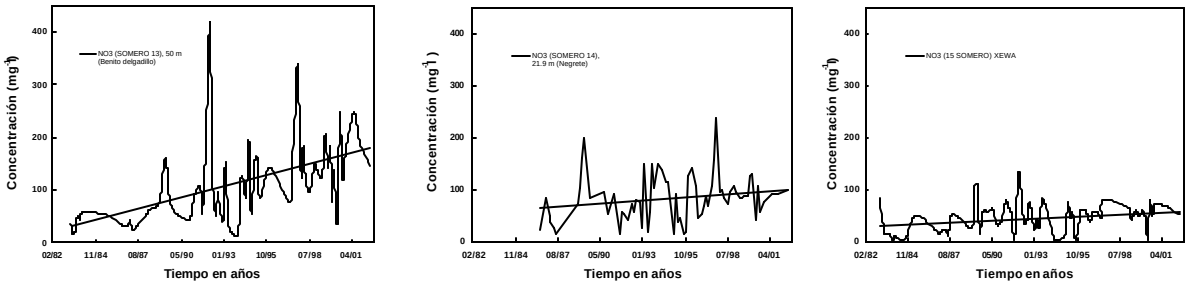


Figura 5. 16.- Evolución histórica de la concentración de NO_3 en el acuífero somero

En la Figura 5.16 son muy notorias las variaciones de corto plazo que se pueden identificar en la concentración de NO_3, mediciones consecutivas en un mismo aprovechamiento pueden resultar en valores muy diferentes. Existen diferentes factores que potencialmente pueden ocasionarlas, entre las que se mencionan: i) tiempo de bombeo previo a la toma de la muestra, ii) variaciones en el caudal de operación para diferentes muestreos, iii) tiempo en el que se desarrolla un evento de recarga natural o inducida (retornos de riego), entre otros. De acuerdo con las condiciones hidrogeológicas y tomando en cuenta las diferencias identificadas en la concentración entre el primero y segundo muestreo realizados en este trabajo, se considera que el factor más importante en la variación temporal de las concentraciones, es el relacionado con efecto de la recarga natural y/o inducida. Algunos de los sitios que se visitaron para la toma de muestras en la primera etapa (temporada de lluvia), también fueron visitados en la segunda etapa llevada a cabo durante el estiaje (CNA-277; CNA-670; CNA-680, entre otros).

En estos sitios y en términos generales las concentraciones registradas en la primera etapa fueron menores que los valores de la segunda etapa, en la Figura 5.17 se presenta la comparación de algunos de los parámetros analizados. Son notorios los incrementos identificados por ejemplo en la Dureza, SO_4 y Na, principalmente. En contraste, otros parámetros como NO_3 manifiestan comportamiento variable; por ejemplo un incremento notable para el pozo CNA-277, pero en el CNA-680 la concentración en ambos muestreos fue relativamente similar y para el CNA-670 disminuyó en el segundo con relación al primero, lo que es posible relacionar a condiciones de recarga natural e inducida variables en espacio y tiempo. Los pozos CNA-670 y CNA-680 se ubican en la región de Villa de Pozos y el CNA-277 en los Gómez, por lo que del comportamiento temporal del NO_3 se infiere que la recarga inducida (retornos de riego generados por la irrigación con agua residual) es más importante

en los Gómez que en Villa de Pozos, situación consiste con las condiciones de campo, ya que en Villa de Pozos la utilización de aguas residuales para irrigación es prácticamente nula.

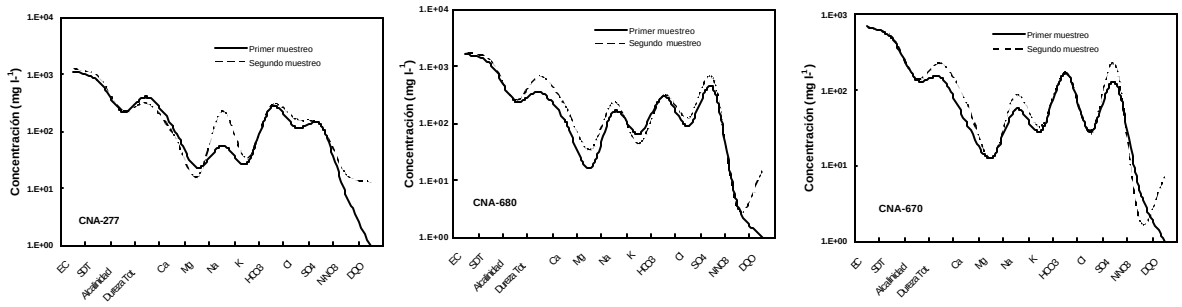


Figura 5. 17.- Comparación de parámetros químicos seleccionados obtenidos durante el primer y segundo muestreo

5.3.8 Riesgo de contaminación de los sistemas de flujo intermedio y regional que se puede producir por el agua somera contaminada

5.3.8.1 Evidencia hidrogeoquímica

Como se ha mencionado en otros capítulos, la principal fuente de agua extraída del acuífero profundo está relacionada con los sistemas de flujo intermedio y regional. La extracción por medio de pozos (de profundidad variada) cuyas zonas de captación atraviesan en diferente medida tanto el material de relleno de la fosa tectónica (TGU) como la roca fracturada, tiene como resultado una mezcla (proporciones variables) entre dichos sistemas. Con base en la información de la RNM, en la Figura 5.18 se presenta la evolución temporal de la concentración de NO_3 en el agua subterránea captada en diferentes regiones del acuífero profundo. Las primeras 4 gráficas (1-Simón Díaz; 3-Muñoz, 6-Sauzalito y 12-Pozos) presentan la evolución de la concentración de NO_3 en pozos que captan preferentemente (más del 90%) el sistema de flujo regional. Las siguientes 3 gráficas (8-Soledad; 9-Esmeralda; 10-Mario Lozano) representan pozos que captan preferentemente (más del 90%) el sistema de flujo intermedio. Finalmente, las restantes 5 gráficas (4-Infonavit; 5-Tangamanga II; 7-Tercera Grande; 11-Hostal; 2-Damián Carmona) describen el comportamiento de pozos que por las condiciones hidrogeológicas, profundidad y diseño, captan proporciones variables de ambos sistemas de flujo.

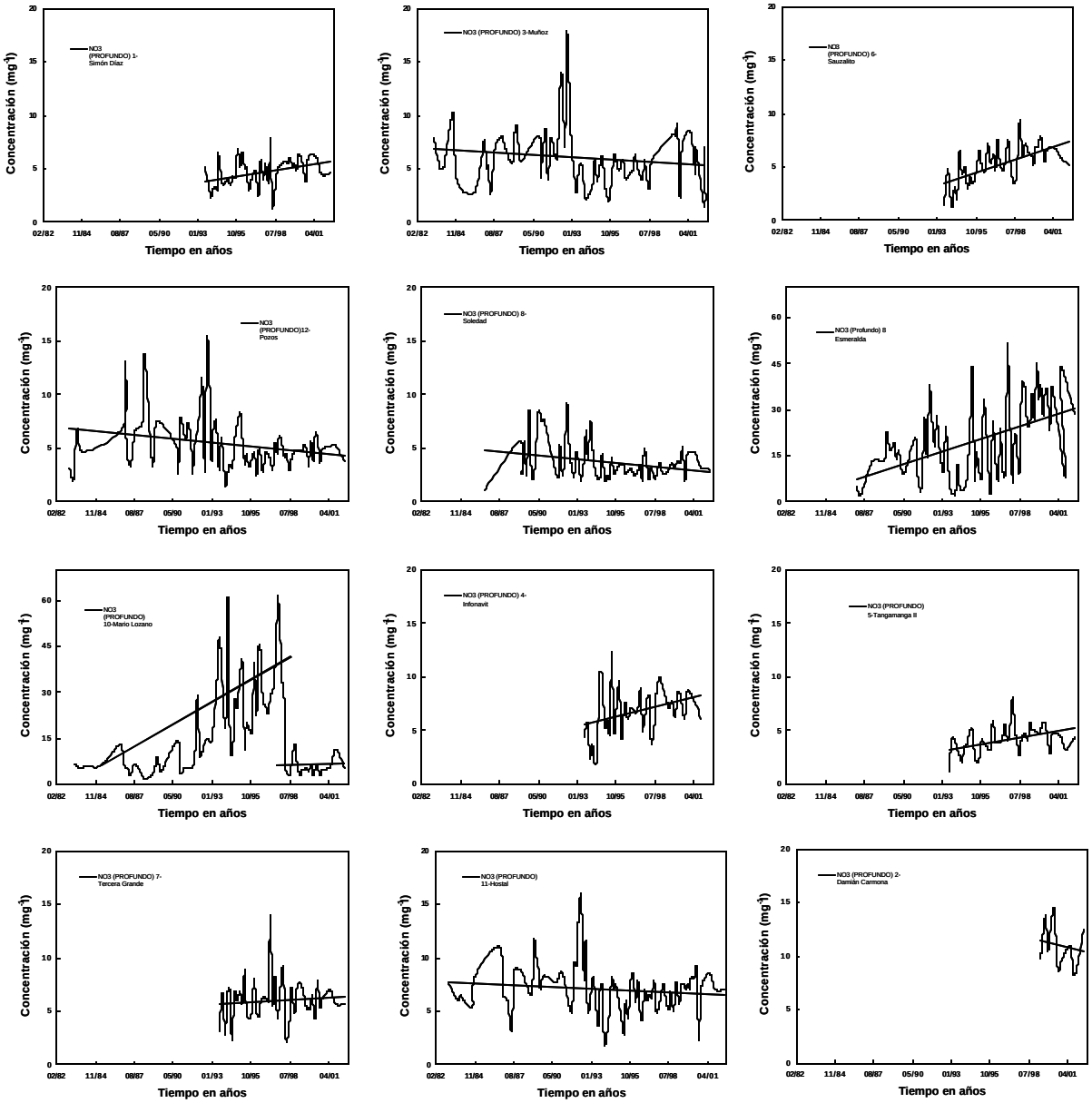


Figura 5. 18.- Evolución histórica de la concentración de NO_3 (mg l^{-1}) en el acuífero profundo

Aunque la profundidad, diseño y régimen de operación de los pozos constituye un factor en la calidad del agua extraída, la evolución del NO_3 presentada en la Figura 5.18 sugiere que la influencia de la contaminación identificada en el acuífero somero sobre el profundo es dependiente del tipo de sistema de flujo captado en el acuífero profundo y de la conductividad hidráulica vertical de la capa de arenisca fina que los separa. Por ejemplo, para los pozos 9-Esmeralda y 10-Mario Lozano se identifican las mayores concentraciones de NO_3 que junto con la tendencia de incremento con respecto del tiempo (observar la escala vertical en la

gráfica que es diferente a los restantes aprovechamientos), representan un indicador de la influencia del acuífero somero en el profundo en la región donde se ubican. La influencia del diseño de los pozos en la calidad del agua extraída, queda de manifiesto en el aprovechamiento 10-Mario Lozano, la tendencia identificada para el periodo 1983-1997 (pozo de 200 m de profundidad con ademe ranurado a partir de 40 m) es contrastante con la del periodo 1997-2002 (pozo 9-Esmeralda tiene 300 m de profundidad y ademe ranurado a partir de 150 m). Estos pozos se ubican dentro de la región donde se identificaron las mayores concentraciones de NO_3 en el acuífero somero (Figura 11); sin embargo el pozo 8-Soledad también está en esa región y manifiesta un comportamiento diferente. Las bajas concentraciones de NO_3 identificadas en el pozo 8-Soledad (promedio 3.6 mg l^{-1}) no se deben a procesos de reducción de NO_3 ya que presenta condiciones oxidantes, ya que representan prácticamente el valor de fondo geoquímico, por lo tanto el aporte desde el acuífero somero hacia el profundo debe de estar restringido por la conductividad hidráulica vertical de la arenisca fina en esta región.

Los pozos de la RNM que captan el sistema de flujo regional en general se ubican en las inmediaciones de la región donde la concentración de NO_3 en el acuífero somero es menor a 40 mg l^{-1}, lo que aunado a una probable baja conductividad hidráulica vertical de la arenisca fina, resulta en una concentración de NO_3 promedio del orden de 4-5 mg l-1, que es sólo ligeramente mayor al valor de fondo propuesto (entre 3-5 mg l^{-1} NO_3) para el sistema de flujo regional. En los pozos que captan los sistemas intermedio y regional los valores promedio de NO_3 están entre 7.1 (11-Hostal) y 4.1 mg l^{-1} (5-Tangamanga II), que representan la variación espacial (horizontal) de las concentraciones de NO_3 en el acuífero somero.

5.3.8.2 Evaluación cuantitativa

La importancia relativa del sistema local en el agua extraída del acuífero profundo, establecida a partir de la evidencia hidráulica e hidrogeoquímica presentada previamente, sugiere la circulación de un pequeño caudal a través de la capa de arenisca fina hacia el acuífero profundo. Efectivamente, si se considera que la advección es un control importante para el movimiento descendente del agua contaminada relacionada con el acuífero somero, la velocidad de flujo estimada (≈0.028 m $año^{-1}$) es lo suficientemente pequeña como para evitar que la contaminación sea detectada en el acuífero profundo, es decir para atravesar un espesor de 100 m tardaría un poco más de 300 años.

De este modo, tomando en cuenta que las prácticas (intensivas) de irrigación con aguas negras dieron inicio hace aproximadamente 50 años (como máximo) no se explica la presencia de concentraciones relativamente elevadas de NO_3 detectadas en algunos pozos que captan el acuífero profundo. Para responder esta pregunta es necesario considerar la existencia de flujo preferencial en algunas partes de la arena fina compacta, así como los pozos construidos deficientemente que establecen una vía de acceso expedita para la contaminación asociada con el acuífero somero. Estos resultados también son congruentes con el hecho de que se ha detectado una limitada evidencia de contaminación en el agua subterránea de los sistemas de flujo intermedio y regional, efecto que sólo se registró en forma importante en algunos pozos que captan el sistema intermedio. Actualmente no existen disponibles datos relacionados con las propiedades de difusión y dispersión, además de que se desconoce la distribución espacial del agua contaminada que se desplaza a través de la capa de arena fina compacta. Por esta razón una evaluación directa del proceso de infiltración del agua contaminada hacia el acuífero profundo a través de la arena fina compacta aguarda para ser realizada.

Con la finalidad de definir la importancia del agua somera contaminada en el agua subterránea extraída del acuífero profundo, se realizó un balance (químico) de masa. Por limitaciones inherentes a la información disponible, este ejercicio que si bien no intenta definir exactamente y con demasiada aproximación los porcentajes de agua de cada uno de los miembros extremos involucrados, considera únicamente la porción del agua contaminada presente en los pozos de extracción durante el tiempo de operación. El balance de masa se sustenta en las siguientes hipótesis: *i*) el agua contaminada que se incorpora al acuífero profundo está representada por la composición química promedio deducida a partir de las muestras disponibles para el acuífero somero, *ii*) la capa de arena fina compacta produce un cambio mínimo en la composición del agua (contaminada) infiltrada, *iii*) el agua subterránea extraída que presenta efectos de contaminación derivada del acuífero somero, está representada por aquella que presenta una mayor proporción de salinidad que la correspondiente a la mezcla conservativa entre el agua de los sistemas intermedio y regional únicamente.

El ejercicio de modelación inversa que se llevó a cabo por medio del modelo PHREEQC (Parkhurst, 1995) se utilizó para definir las proporciones relativas de cada uno de las tres componentes extraída en los pozos de producción, considera además transferencia de masa para tomar en cuenta aspectos de mezcla no conservativa. En contraste, no se incluyeron

fuentes (disolución, intercambio, etc.) o reacciones para considerar pérdidas de masa (precipitación, adsorción, intercambio, etc.) para el Cl, por lo que se consideró conservativo en los cálculos realizados. La selección del Cl como conservativo se sustenta en condiciones inherentes con su comportamiento geoquímico (Hem, 1989), además de que sus concentraciones relativas en los miembros extremos facilitaron su utilización en el ejercicio de modelación inversa y permitieron obtener resultados consistentes desde el punto de vista hidrogeoquímico, por ejemplo el Cl es mucho más abundante en el agua contaminada del acuífero somero que en los sistemas intermedio y regional.

Con base en la información geoquímica presentada en los capítulos previos se analizaron 4 ejemplos para estimar las proporciones relativas del flujo local en los pozos en los que se estableció la presencia de mezcla entre los miembros extremos. El primer ejemplo considera los análisis químicos promedio de la concentración de los flujos regional, intermedio y local. Los tres ejemplos adicionales consideran los pozos 37, 40 y 43; los análisis del agua de las componentes regional, intermedia y local están representados por agua de los pozos cercanos o cuando no existían pozos cercanos, por el promedio de los datos disponibles. La Tabla 6 presenta los porcentajes calculados para los sistemas de flujo regional, intermedio y local presentes en la mezcla considerada en cada ejemplo. La composición química de cada uno de los pozos se presentó en el capítulo 2. Los resultados obtenidos indican la importancia de la presencia del agua somera en el agua subterránea extraída del acuífero profundo, de acuerdo con los resultados obtenidos es variable de acuerdo con la ubicación de los pozos dentro de la zona de estudio. El HCO_3, Na, K, Ca, Si, Mg y H se consideraron como especies reactivas. Las reacciones involucradas que controlan la composición química del agua subterránea incluyen disolución de illita, montmorillonita, sanidino, calcita, intercambio catiónico entre Na y Ca. Los resultados de la Tabla 5.6 sugieren que el agua de mezcla promedio representada por el agua extraída por los pozos, tiene un 33, 64 y 3% de agua derivada los sistemas regional, intermedio y local respectivamente. El porcentaje definido para el sistema local es consistente con los cálculos realizados en forma individual para los pozos 37, 40 y 43, en los que se calculó un porcentaje de 3, 6 y 2% respectivamente. Los modelos inversos obtenidos presentan una incertidumbre de entre 8 y 15%; en el primer ejemplo presentado en la Tabla 5.6 la incertidumbre del 15% asociada con la modelación se aplica al análisis del sistema local únicamente, lo que implica ±12.8 mg l^{-1}. La transferencia de masa producida por las reacciones entre el material TGU y el agua de mezcla también se presentan en la Tabla 5.6,

estas reacciones representan aquellas que se requieren para que durante el proceso de mezcla, se obtenga la composición química del agua del sistema de flujo local. Dichas reacciones son consistentes con los índices de saturación calculados; sin embargo, con relación al índice de saturación de la montmorillonita Ca-Mg, no existe dato calculado ya que no se tiene la concentración de Al presente en el agua subterránea

Tabla 5. 6.- Cuatro ejemplos de reacciones posibles que reproducen las mezclas de agua subterránea registradas, durante los cálculos el Cl se consideró como elemento conservativo, (en paréntesis) el análisis de agua del sistema de flujo correspondiente que se utilizó en los cálculos realizados

EJEMPLO	REGIONAL (%)	INTERMEDIO (%)	LOCAL (%)	PRINCIPALES REACCIONES	INCERTIDUMBRE
Análisis promedio	33	64	3	*Disolución de calcita*	15
Pozo 37	23 (pozo 11)	74 (promedio)	3 (pozo 57)	*Disolución* de calcita, sanidino, illita, *precipitación* de Mg-montmorillonita mas intercambio catiónico	3
Pozo 40	9 (pozo 3)	85 (promedio)	6 (pozo 57)	*Disolución* de calcita, sanidino, illita, *precipitación* de caolinita	10
Pozo 43	15 (promedio)	83 (promedio)	2 (pozo 52)	*Disolución* de calcita, sanidino, Ca-mont. *precipitación* de Mg-montmorillonita	15

Como se propone en la Figura 5.19, el modelo conceptual para el agua de mezcla obtenida en los pozos considera que el promedio de la concentración de Cl presente en el agua extraída, tiene un 3% en volumen de agua derivada del acuífero somero. Considerando el balance químico de masa, el porcentaje de agua derivada de los sistemas local e intermedio es mayor que el obtenido por medio de los cálculos que utilizan parámetros hidráulicos; se considera que esto es debido a la incertidumbre asociada con la determinación de la conductividad hidráulica así como a incrementos locales en el gradiente hidráulico vertical producido durante el bombeo.

En la sección hidrogeoquímica de la Figura 5.20 se presenta en forma de diagramas de Stiff la calidad del agua subterránea en los acuíferos somero y profundo. Con base en la forma de los diagramas de Stiff, es claro que la calidad del agua subterránea del acuífero somero presenta la influencia de fuentes de contaminación difusa por sustancias tóxicas asociadas con irrigación de cultivos con aguas negras de origen doméstico e industrial (representadas por las flechas en dirección hacia abajo en la superficie del terreno). Las flechas representan el impacto de agua subterránea del acuífero somero en el profundo y cuya evaluación se reporta en la Tabla 5.6.

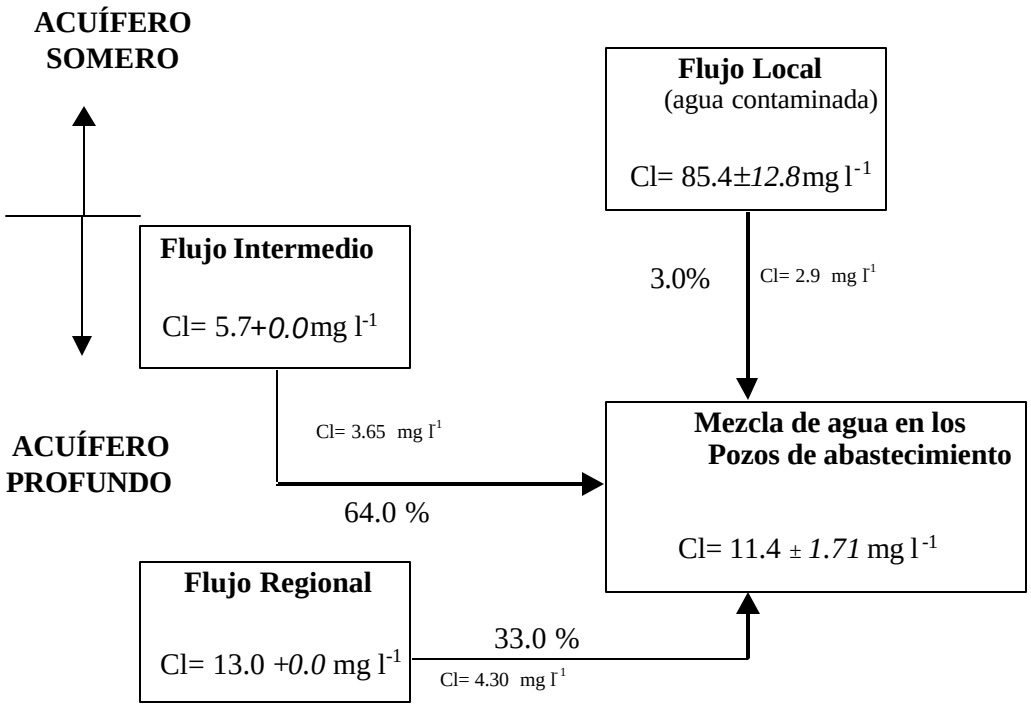
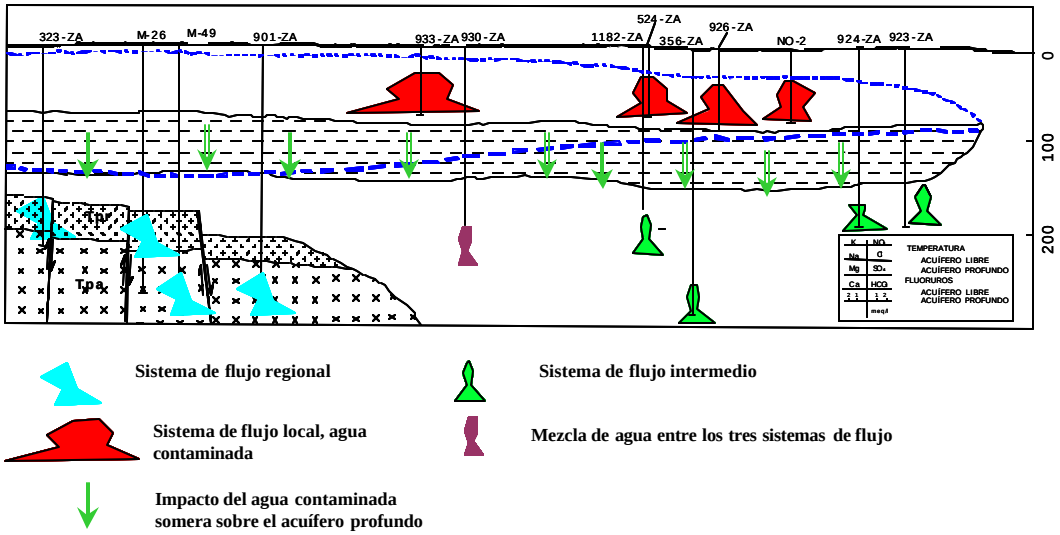


Figura 5. 19.- Modelo conceptual de mezcla entre los grupos de agua identificados: sistemas de flujo local (agua contaminada), intermedio y regional. La cantidad calculada de Cl muestra el grado de incertidumbre considerado en la modelación inversa.

5.3.9 Identificación del impacto de la contaminación en los sistemas de flujo locales

Las evidencias anteriormente descritas permiten establecer que existe un considerable impacto adverso en los sistemas de flujo local producido por el manejo de las aguas residuales en la zona de interés. Una comparación entre las condiciones de contaminación identificadas en este trabajo (tomando como indicador la concentración de $N\text{-}NO_3$ >10 mg/l) y las que han sido reportadas en estudios previos, sugiere que el impacto de la contaminación en los sistemas de flujo locales se ha incrementado con el paso de tiempo (Figura 5.21).



Sistema de flujo regional

Sistema de flujo intermedio

Sistema de flujo local, agua contaminada

Mezcla de agua entre los tres sistemas de flujo

Impacto del agua contaminada somera sobre el acuífero profundo

Figura 5. 20.- Sección hidrogeoquímica conceptual donde se representa el modelo general de mezcla entre los grupos de agua identificados: sistemas de flujo local (agua contaminada), intermedio y regional

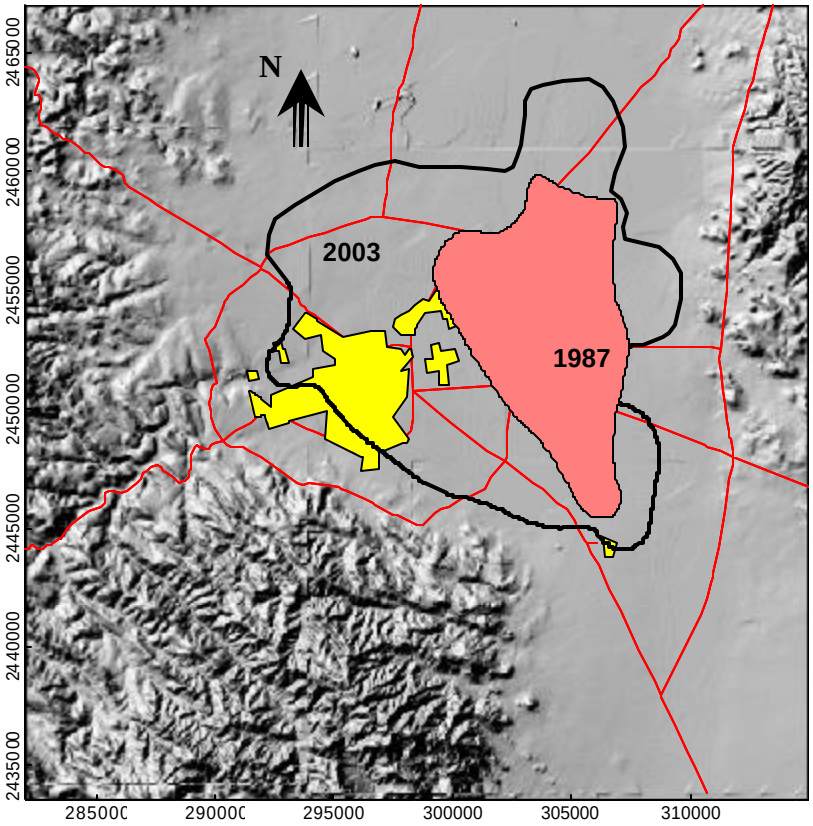


Figura 5. 21.- Comparación entre las zonas afectadas por contaminación por NO_3 en 1987 y 2003

Capítulo 6. Conclusiones

6.1 Sistema de flujo regional

La química del agua subterránea en el sistema de flujo regional está dominada por la interacción natural agua-roca volcánica, lo que ha ocasionado que su composición sea HCO_3-Na, con valores elevados de Li, B, y concentraciones de F mayores al limite permisible establecido para el agua para consumo humano. La extracción no controlada del acuífero profundo ha ocasionado el deterioro de la calidad del agua subterránea en diversas zonas del mismo, ya que ha inducido el flujo regional (rico en F) a las zonas de producción de los pozos utilizados para el abastecimiento poblacional.

Los análisis químicos disponibles (elementos mayores) del sistema regional para 1960 y datos más recientes, presentan valores muy similares en cuanto a los elementos mayores se refiere; sin embargo, no existen datos disponibles de la concentración de F disuelto. Este trabajo permitió establecer que las concentraciones de F presentan una relación lineal con la temperatura de agua subterránea medida a la descarga del pozo. Esta correlación permitió, a partir de la temperatura, estimar la concentración de F para el año de 1962. La extracción de agua subterránea se ha incrementado de 0.550 $m^3 s^{-1}$ en 1962 a 3.8 $m^3 s^{-1}$ en 2003, lo que ha inducido una mayor cantidad de agua termal rica en F en la región central de la cuenca de SLP. Esta situación afecta pozos en un área que se estima 10 veces mayor que la de 1962 (Figuras 3.3 y 3.5).

6.1.1 Control del F mediante captación del sistema intermedio únicamente

La opción más sencilla y práctica identificada para disminuir la alta concentración de F disuelto en el agua que satisface las necesidades de la ciudad de SLP, consiste en evitar y/o limitar el bombeo en las regiones de la cuenca donde abunda el agua del sistema regional en el subsuelo (Figuras 3.3 y 3.5). Los pozos para abastecimiento poblacional tendrían que localizarse en el sector noreste de la ciudad, región donde se detectaron las menores temperaturas en el agua subterránea, ya que es una zona donde se captaría el sistema de flujo intermedio. Sin embargo, por algunas limitaciones de tipo práctico, esto no es una opción

factible aplicar. Factores de tipo económico, principalmente, dificultan la permuta de las zonas de explotación actuales (nuevos pozos, líneas de distribución, costos adicionales de energía); adicionalmente, desde la perspectiva social no es conveniente afectar a los usuarios que actualmente captan agua en esa región. Otro aspecto que se tiene que tomar en cuenta es que la región noreste es muy susceptible a la contaminación derivada del acuífero somero. Un factor limitante adicional es la pequeña cuota de renovación natural calculada para esta región (estimada entre 0.2-0.8 $m^3 s^{-1}$ utilizando la ley de Darcy y balance de masa respectivamente). De este modo, considerando los puntos de vista previos, la opción de cambiar la zona de extracción del sistema de agua de abastecimiento a la población no es factible y por lo tanto es necesario un manejo adecuado de la componente del sistema regional, debido a que es la fuente accesible de agua más importante para abastecimiento poblacional.

6.1.2 Control del F mediante mezclas de los sistemas de flujo regional e intermedio

La interpretación de los resultados de esta investigación señala que existen al menos otras dos estrategias para disminuir la concentración de F en el agua subterránea extraída: i) la mezcla entre las componentes de los sistemas regional e intermedio y ii) utilización de controles de solubilidad. Cuando las condiciones hidrogeológicas lo permiten, la mezcla de agua entre los sistemas de flujo regional e intermedio se considera un control apropiado para mantener las concentraciones de F por abajo de la marcada en los estándares de calidad del agua. Como la componente de agua fría regula la entrada del agua termal que la subyace, la clave es controlar la primera para mantener las proporciones de mezcla óptimas. El abatimiento en la zona de agua fría depende de varios factores: *i*) conductividades hidráulicas de los medios poroso y fracturado, *ii*) profundidad del pozo y diseño constructivo, *iii*) pérdidas de pozo, *iv*) espesor del material poroso, *iv*) régimen de operación, v) diferencias entre la densidad del agua de menor temperatura con relación a la de temperatura más elevada, entre otros. El manejo óptimo para algunos de los pozos (como los que presentan condiciones hidrogeológicas como las presentadas en la Figura 8a y 8b), es calcular (con base en los parámetros anteriores) el abatimiento que produce una mezcla de agua con la concentración adecuada de F. Por limitaciones en la información disponible, dicha estimación es difícil de realizar para los pozos existentes.

Afortunadamente, el conocimiento hidrogeoquímico obtenido en esta investigación permite proponer una alternativa práctica al problema anterior y que producirá los mismos resultados. Consiste en aplicar la correlación identificada entre el F y la temperatura. La mezcla de las componentes de flujo regional e intermedio, presentará una concentración de F conveniente de acuerdo con los estándares de calidad de agua (máximo de 1.5 mg l^{1}), si la temperatura del agua medida a la descarga es menor o igual a 28-30º C. Esto puede lograrse en forma relativamente sencilla en los pozos existentes si se ajusta el gasto de extracción y/o el régimen de operación del pozo (lo que repercutirá en las proporciones de mezcla inducidas para cada miembro extremo). Debido a la dispersión de los datos en la Figura 3.6 (r = 0.8) las concentraciones de F que pueden esperarse en el agua subterránea extraída pueden variar alrededor de ±0.8 mg/l. Estas desviaciones calculadas a partir del valor que se puede establecer mediante la ecuación (*Temp* = 3.562F+25.005), implican la necesidad de realizar pruebas individuales en cada uno de los pozos que se utilizan para el abastecimiento de la población. Si por motivos logísticos las autoridades encargadas del abastecimiento público no estuvieran en posibilidad de realizar determinaciones de laboratorio, el registro de campo de la conductividad eléctrica durante la perforación de pozo exploratorio, así como los registros geofísicos de pozo, pueden colaborar para identificar la presencia del flujo regional que presenta una relativa mayor salinidad y temperatura cuando se perfora la roca volcánica. Una alternativa adicional deseable es la de realizar pruebas de bombeo escalonadas (variando el caudal de extracción), tomando muestras en intervalos seleccionados para la medición de F y temperatura. Al mismo tiempo, este tipo de prueba puede permitir identificar la presencia de controles adicionales en la concentración de F de acuerdo con las condiciones hidrogeológicas que prevalecen en el pozo de prueba.

El control de la concentración de F en el agua subterránea extraída por medio de pozos puede lograrse mediante la mezcla en proporciones apropiadas de los sistemas de flujo regional e intermedio; sin embargo, se detectaron situaciones en las que la litología y el diseño del pozo tienen un control determinante en la mezcla producida. Por esta razón, es importante establecer pruebas de campo que permitan definir la relación particular temperatura-F y la influencia de controles de solubilidad.

La relación entre el tiempo de bombeo y la temperatura, conductividad eléctrica, F y Na para el pozo 34 se reporta en el capítulo 2; en la medida de que se transcurre el tiempo de extracción, se incrementan los valores y/o concentraciones diferentes parámetros

hidrogeoquímicos que sugieren la presencia de agua subterránea derivada del sistema de flujo regional. En este pozo, cada vez se obtiene más agua asociada con el sistema regional conforme avanza el tiempo de bombeo; por ejemplo, la concentración de F se incrementa desde 0.4 mg l^{1} al inicio del bombeo (a 30.4º C, t = 1 h), 0.88 mg l^{1} (a 33.6º C, t = 60 h) y finalmente 1.2 mg l^{1} (a 34.4º C, t = 150 h). Esta respuesta sugiere que la concentración de F puede ser controlada con relación al tiempo de operación del pozo. Los datos indican que después de un tiempo de operación de ≈150 h, las concentraciones de F y Li resultaron de 1.2 y 0.11 mg l^{1} respectivamente; la temperatura del agua es de 34.4º C y la conductividad eléctrica se incrementó de 170 a 245 µS cm^{-1}.

El ajuste de la calidad del agua con relación al régimen de operación de los pozos es una actividad que no ha sido aplicada en la cuenca de SLP; pero la experiencia en otras áreas de condiciones hidrogeológicas similares indica su factibilidad. En la subcuenca del río Avenidas (localizada aproximadamente 90 km al norte de la ciudad de México), la realización de pruebas de bombeo escalonadas en las que se llevaron a cabo mediciones de conductividad eléctrica y temperatura (pozo 6-bis, 300 m de profundidad captando un medio compuesto por rocas volcánicas fracturadas) y análisis de muestras de agua a intervalos específicos (Carrillo-Rivera y Cardona, 1998), permitieron establecer un relación entre la extracción del pozo (0.032-0.07 m^3 s^{-1}) y la salinidad del agua subterránea extraída (557-2,030 µS cm^{-1}) y su temperatura (29-39º C). La calidad del agua deseada (700 µS cm^{-1}) se obtuvo mediante un régimen de extracción de 0.04 m^3 s^{-1} (y una temperatura de 30º C; Carrillo-Rivera et al., 1999).

La factibilidad de manejo de las concentraciones de F en el sistema analizado considerando un horizonte de tiempo largo, y utilizando la mezcla de los sistemas de flujo regional e intermedio, depende de que se presenten en cantidad y calidad suficientes, de tal modo que la ecuación (*Temp* = 3.562F+25.005) sea válida en el largo plazo. La extracción de agua subterránea se ha incrementado alrededor de 7 veces para el periodo de 1960 a 2003 (Tabla 3.2), ocasionando cada vez más una mayor proporción de componente regional en el agua extraída. La falta de información continua relacionada con F y temperatura limita la determinación de una evolución detallada del F con relación al tiempo. Sin embargo, la calidad del agua asociada con el sistema de flujo regional presenta concentraciones más o menos uniformes a lo largo del tiempo (Tabla 3.1); sin importar que la extracción se ha incrementado en ese periodo de 0.55 a 3.8 m^3 s^{-1}. El gran volumen de roca volcánica

involucrada con el sistema regional y su relativa homogeneidad química, además de los relativamente largos tiempos de residencia relativa, explica porque el sistema regional no manifiesta cambios importantes en su calidad, aun cuando ha estado sujeto a una captación cada vez más importante. La induccción por efecto de bombeo en el acuífero profundo de agua somera a través de la capa de arenisca fina, proporcionará agua con baja concentración de F (0.4 mg l^1, Tabla 3.1) y una elevada concentración de Ca, lo que puede significar que se establecería una nueva relación entre la temperatura del agua y la concentración de F.

Los valores promedio de las concentraciones de los constituyentes químicos del flujo intermedio no presentan evidencia de cambios significativos. El uso actual del agua subterránea y el que se ha desarrollado desde mediados del siglo XX, tampoco ha producido un cambio importante en su calidad inorgánica. Sin embargo, acciones para evitar el deterioro de la calidad orgánica del agua ocasionado por la infiltración a través de la capa de arenisca fina pueden ser necesarios si el control del F se lleva a cabo únicamente mediante el procedimiento de mezcla propuesto. Un procedimiento diferente puede ser el captar los sistemas de flujo intermedio y regional y llevar a cabo la mezcla en la superficie. Sin embargo esta opción requiere de un sistema de distribución diferente al empleado actualmente, además de que la mayor proporción de agua derivada del sistema regional (aproximadamente 70% en volumen) comparada con aquella del sistema intermedio, limita la posibilidad de obtener agua con la calidad deseada.

6.1.3 Regulación del F aprovechando mezcla y controles de solubilidad

Las segunda opción identificada de control de F en el agua subterránea extraída se sustenta en aspectos termodinámicos (solubilidad con relación a ciertos minerales). Efectivamente, los índices de saturación calculados sugieren que las concentraciones de F en el agua del sistema regional están controlados por la solubilidad de la fluorita, la temperatura que presentan tiene una importancia secundaria. Cuando se considera la temperatura mínima de equilibrio a profundidad de las aguas termales (75º C), el $IS_{fluorita}$ indica subsaturación, lo que significa pérdida de F, durante el ascenso del agua termal a la zona de explotación de los pozos. Un control natural de la concentración de F puede proponerse a partir de: *i*) incremento de calcio y *ii*) disminución de la temperatura del agua; ambas situaciones factibles ya que considerando la temperatura del agua subterránea a la descarga del pozo, el agua del sistema regional está

substaturado con relación a la calcita. Debido a que no se espera sobresaturación del agua con relación a la calcita, la aplicación de este control de solubilidad se recomienda para reducir en forma natural las concentraciones de F en el agua que se extraiga de pozos que se perforen y construyan a futuro. Estos pozos deben localizarse en áreas donde el material granular TGU presente mayores concentraciones de Ca; adicionalmente el diseño general de dichos aprovechamientos deberá de ser similar al establecido en la Figura 3.8b.

La mezcla adecuada entre las componentes de los sistemas regional e intermedio colabora a mantener la concentración de F por abajo del máximo permisible por los estándares de calidad del agua. Desde un punto de vista eminentemente práctico, esto se logra manteniendo la temperatura del agua a la descarga del pozo, entre 28-30º C. Aunque actualmente el Organismo Operador de los pozos de agua potable en SLP (INTERAPAS) no lo tiene planeado con esa finalidad, en algunos de los pozos tiene lugar este control (mezcla) en el agua que extraen. Será conveniente realizar pruebas específicas para tratar de demostrar, para cada caso en particular, como es que debe manejarse el control operativo de los pozos. Este conocimiento permitirá que los nuevos pozos, sean ubicados, diseñados, construidos y operados con la finalidad de explotar agua del sistema regional a través del medio granular TGU.

La construcción del pozo y la litología del acuífero pueden afectar el flujo del sistema regional induciéndolo a través del material granular TGU antes de que llegue a la zona de captación de los pozos (Figura 3.8b). En este proceso el agua subterránea asociada con el flujo regional disminuye su temperatura y disuelve Ca suficiente como para llegar al equilibrio con relación a la calcita. Los cálculos realizados sugieren una reducción de aproximadamente el 30% del F presente en el agua del grupo I (manteniendo el índice de saturación con relación a la fluorita) mediante este proceso, lo que implica que se requiere una menor cantidad de agua del sistema intermedio para lograr la concentración deseada de F en la mezcla. De este modo, es posible lograr un manejo sustentable del sistema de flujo intermedio. El incremento de la temperatura en el material granular TGU debido a la inducción del agua termal se considera que sería mínimo, ya que los pozos incluidos en el caso (b) de la Figura 3.9 tienen una temperatura menor que la esperada de acuerdo con la concentración de Li que presentan. La extracción de agua del sistema regional a través del material TGU en estos pozos ocasiona un incremento aproximado de 3º C con relación al agua del sistema intermedio.

6.2 Sistema de flujo intermedio

La hidrogeoquímica del sistema de flujo intermedio se analizó tomando en consideración su composición química y la de minerales con los que está en contacto, así como mediante un experimento de laboratorio en el que pusieron en contacto agua de lluvia y sedimentos de la fosa tectónica. La determinación de la composición química de la precipitación y de la composición química y mineralógica del material granular que compone el relleno de la fosa tectónica de la región del SLP, permitió mejorar el modelo hidrogeoquímico cuantitativo que condiciona la calidad del agua del sistema de flujo intermedio. Por medio de la identificación de reacciones de interacción entre el agua subterránea y los minerales que constituyen el material de relleno de la fosa tectónica de SLP, se llevó a cabo una interpretación del origen de la composición química de los sistemas de flujo intermedio. El experimento de laboratorio realizado permitió reproducir en términos generales las reacciones que condicionan la composición del sistema de flujo intermedio.

Uno de los propósitos que inherentemente se plantean en una investigación en la que se contempla la utilización de un modelo geoquímico, es la de obligar al investigador a desarrollar un modelo conceptual geoquímico en el que todos (o al menos la mayoría) los datos tengan sentido. Durante el proceso de elaboración del modelo necesariamente se mejorará el conocimiento de las reacciones químicas que condicionan la calidad del agua y además se identificarán las principales debilidades del modelo geoquímico que se elabora. Esta fue la filosofía que se siguió en la elaboración de este ejercicio de modelación, inducir la generación de información y ordenarla de tal modo que sea útil para avanzar en la comprensión del funcionamiento de los sistemas de flujo subterráneo. En este sentido, se puede establecer que en el ejercicio de modelación realizado, la concentración promedio del agua subterránea del sistema de flujo intermedio fue razonablemente reproducida por medio de modelación geoquímica inversa. Sin embargo, se tiene que reconocer que aunque se defina un modelo geoquímico conceptual adecuado, los códigos numéricos proveen sólo alguna de las muchas respuestas posibles. Esto significa que en condiciones naturales, los coeficientes de las reacciones propuestas pueden ser diferentes a los calculados. Por lo tanto, los resultados obtenidos deben de considerarse como la mejor aproximación que se puede lograr, con base en la información disponible. Las suposiciones y simplificaciones que se realizaron en el presente trabajo, son el primer paso en la determinación de las reacciones de interacción agua-acuífero.

Los resultados de la modelación geoquímica realizada indican que las principales reacciones responsables de la calidad del agua del sistema intermedio incluyen la disolución incongruente de sanidino (feldespato-K) montmorillonita e illita en caolinita, libera SiO_2, Ca y K al agua subterránea. Durante las reacciones de interacción agua subterránea-acuífero se consumen iones hidrógeno, que son producto de la disociación de H_2CO_3. Las presiones parciales de CO_2 calculadas oscilan entre $10^{-1.6}$ y $10^{-2.4}$ atmósferas, y son congruentes con valores que comúnmente se pueden encontrar en el agua subterránea. Los resultados sugieren que la fuente de Na se relaciona con reacciones de intercambio catiónico por Ca, pero una fuente alterna puede ser la disolución incongruente de Na-montmorillonita. En muchos sistemas la caolinita constituye un producto de alteración relativamente común con el que el agua subterránea se encuentra en equilibrio; sin embargo, para la formación de minerales arcillosos más complejos (como las montmorillonitas), procesos cinéticos juegan un papel muy importante debido a su naturaleza variable y heterogénea (Drever, 1997; May et al., 1986). La disolución de calcita produce los valores de Ca necesarios para el intercambio por el Na. Las relativamente elevadas concentraciones de SiO_2 identificadas en el sistema de flujo intermedio pudieran ocasionar su precipitación en la matriz del acuífero, ya que están en equilibrio con la SiO_2 amorfa y sobresaturadas con relación a la calcedonia. Estos procesos y reacciones son los responsables de la evolución de la composición química del sistema de flujo intermedio en la zona de interés.

El hecho de que la composición química del sistema de flujo intermedio pueda ser modelada con reacciones naturales de interacción agua-acuífero, indica que existen regiones donde el agua subterránea no ha sido afectada, en la porción de acuífero analizada, por la entrada de contaminantes que existen en el acuífero somero, por lo que en este sentido representa la línea base natural. La calidad natural del agua del sistema intermedio es muy buena, presenta muy baja salinidad (del orden de 200 mg l^{-1} de STD) y la concentración de elementos traza nocivos para la salud como F y As está por debajo del límite permisible en agua para consumo humano. Sin embargo, evidencia identificada por las concentraciones de NO_3 y Cl en algunos pozos que captan preferentemente este sistema, sugiere que en algunas regiones la afectación del agua contaminada somera pudiera estar presente. La disolución incongruente de montmorillonita, en caso de las condiciones del subsuelo facilitan que se lleve a cabo, liberará Fe^{+2} que en el medio ambiente oxidante que prevalece, rápidamente se transforma en hidróxido de hierro que precipita. Estos compuestos pueden limitar, por reacciones de

adsorción o intercambio, el movimiento de algunos de los contaminantes del acuífero somero cuando se movilizan hacia el profundo.

El análisis del sedimento utilizado en el experimento de laboratorio, señala una granulometría correspondiente con arenas medias a finas. La proporción de material fino (limos y arcillas) fue muy pequeña (1.1%). De acuerdo con su granulometría y posición dentro del relleno de la fosa tectónica, se considera que representa material intermedio entre la zona de playa y la de abanicos aluviales. La composición química de las diferentes fracciones (<0.053mm; 0.074mm y 0.23mm) analizadas resultó relativamente homogénea; considerando el promedio aritmético de las 3 fracciones, todos los porcentajes de óxidos mayores (con excepción del Na_2O) presentan diferencias menores al 8%. Sin embargo, para algunos óxidos como K_2O, Al_2O_3, MgO, Na_2O (entre otros) existe un efecto en la composición producido por el tamaño de las partículas; consecuencia que en condiciones naturales (en el material geológico) puede ser importante cuando el contenido de fracción fina (limos y arcillas) se incremente en forma notable. En forma congruente con la relativa homogeneidad detectada en la composición química de la muestra, la composición mineralógica de las fracciones analizadas resultó muy similar. Los minerales identificados incluyen cuarzo, sanidino (en conjunto estas fases comprenden más del 90% de los minerales presentes), carbonatos (calcita y probablemente dolomita), minerales arcillosos del grupo de la caolinita (halloisita), de las micas (illita) y de la esmectita (montmorillonita).

En algunos otros lugares de la porción central de México, existe agua subterránea captada en sedimentos de relleno de fosas tectónicas de grandes dimensiones. El agua subterránea que se capta en sedimentos que rellenan la fosa tectónica que compone el valle de Aguascalientes (Cardona y Carrillo-Rivera, 1998; Molina-Maldonado, 1996) tiene muchas similitudes con los sistemas de flujo intermedio de SLP. Lo anterior sirve para ilustrar que las reacciones de interacción agua-acuífero definidas para el sistema de flujo intermedio de SLP, pueden ser extrapoladas a otras cuencas subterráneas de origen tectónico dentro de las Provincias Sierra Madre Occidental y Pilares y Fosas Tectónicas en México y Estados Unidos de América. Las reacciones que afectan a los minerales secundarios en estos sistemas de agua subterránea, son una herramienta valiosa en la determinación del modelo conceptual hidrogeoquímico, además de que son útiles en la comprensión de la calidad del agua subterránea.

6.3 Sistema de flujo local

Dentro de la cuenca de SLP existe la zona conurbana de SLP-SGS, región donde el agua subterránea de los sistemas de flujo locales manifiesta una serie de problemas de calidad que incluyen parámetros inorgánicos, orgánicos y de microorganismos. Los problemas más serios que representan impacto antropogénico, incluyen elevada salinidad y altas concentraciones de contaminantes como el NO_3, coliformes y algunos elementos traza (Mn, Ni, Co, Al, Y, Pb, Mo, Cr, Sb, Se, As, U, entre otros), características que limitan en forma determinante la utilización de este recurso hídrico para consumo humano.

La evidencia combinada analizada en este trabajo, proporciona indicios de que existe un considerable impacto humano en la calidad del agua subterránea del acuífero somero, lo que resulta en un deterioro importante de los recursos hídricos del subsuelo y además limita seriamente la disponibilidad de agua para consumo humano. Estos resultados sugieren que el manejo actual e histórico de las aguas residuales en la cuenca de SLP, ha ocasionado cambios substanciales en la composición química natural (nivel geoquímico base), sobre todo en la parte central de la región analizada.

Las concentraciones de NO_3, que de acuerdo con las condiciones oxidantes que prevalecen en el subsuelo constituyen un parámetro indicador de contaminación asociada con aguas residuales, son elevadas y superiores al límite permisible señalado en los estándares de calidad del agua para consumo humano en una gran parte de la región analizada, lo que sin duda indica el ingreso al subsuelo de agua en tiempos recientes. Considerando la Figura 5.21 en la que se presenta una comparación entre la zona afectada por contaminación de NO_3 en 1987 (Carrillo-Rivera, 1992) y la zona seriamente afectada por contaminación establecida a partir de los datos de este trabajo, es evidente un aumento de más del 100 % de la superficie con alteración en la calidad del agua, por lo que el panorama a futuro es desalentador, ya que se observa que la presencia de contaminación en el subsuelo se incrementa con el tiempo. El análisis histórico de la evolución del NO_3 en diferentes regiones del acuífero somero, sugiere que la irrigación de cultivos con aguas residuales sin tratamiento, constituye la principal amenaza a la calidad del agua subterránea somera; sin embargo la infiltración de agua residual a partir de canales y colectores y las fugas en los sistemas de saneamiento también constituyen fuentes de contaminación identificadas en la zona de estudio.

El contenido de microorganismos es elevado en toda la región, lo que establece una limitante adicional para el consumo directo del agua subterránea somera en zonas donde la contaminación inorgánica tiene una presencia limitada o nula. Información adicional que confirma el deterioro de la calidad del agua somera por efecto de la infiltración de agua residual, se obtiene de la evidencia que proporcionan parámetros inorgánicos como el Cl, SO_4, Dureza total, PO_4; y de parámetros orgánicos como GyA y DQO.

Con base en los elementos traza y sus concentraciones dentro de la zona de interés, es posible identificar, dentro de la zona contaminada, el origen del agua residual que impacta al subsuelo. Por ejemplo, la presencia de concentraciones relativamente elevadas de Mn, Ni, Co, Al, Y (entre otros) en las inmediaciones de la zona de Villa de Pozos, sugiere que esta región ha sido afectada por aguas residuales de origen industrial.

La extracción de agua subterránea somera es relativamente limitada, aunque datos precisos no están disponibles, se estima en no más de $5x10^6$ m^3 $año^{-1}$; por lo que en términos generales las condiciones del flujo natural del agua subterránea no han sido modificadas por la extracción; sin embargo la recarga inducida por los retornos de riego, aunque no cuantificada, es cuando menos del orden del volumen de agua extraído.

Las condiciones oxidantes que prevalecen en el sistema, indican que la movilidad de algunos elementos sensitivos a las condiciones redox (como pueden ser el Fe y Mn) pudiera estar limitada; adicionalmente, la movilidad de elementos que forman oxi-aniones estables (Mo, Cr, Sb, As, Se, U); puede incluir restricciones que limitarían su movimiento por advección en la dirección de flujo (horizontal y verticalmente) haica el acuífero profundo. Adicionalmente, se identifica una movilización de Se y U a partir probablemente de la interacción del agua residual infiltrada con el material geológico, lo que incrementa las concentraciones sobre todo de U (hasta casi 0.2 mg l^{-1}); el efecto de formación de complejos orgánicos con estos elementos puede ser el factor condicionante de esa movilización. La movilidad de elementos traza potencialmente peligrosos como algunos metales pesados, generalmente no puede explicarse por medio de mezclas conservativas ente el agua subterránea y la residual, ya que está condicionada por las condiciones redox y el pH que se desarrollan en la zona del suelo y en la zona saturada, además de los complejos que pueden formar (orgánicos e inorgánicos) con otros constituyentes presentes en las aguas residuales.

Las mediciones de cargas hidráulicas señalan que el flujo subterráneo en el acuífero somero tiene una componente vertical hacia abajo más importante que la componente horizontal. El

flujo en el plano horizontal tiene una dirección principal desde la SSM (al sur y occidente del área analizada). Esto ha permitido que el agua subterránea de baja salinidad en la región adyacente a la SSM, que constituye una de las principales regiones de recarga natural del agua somera, represente una composición química inorgánica cercana a la línea base. Debido a que el gradiente hidráulico vertical es elevado en la región del acuífero somero, la conductividad hidráulica vertical de la capa de arenisca fina que separa los acuíferos somero y profundo, limita parcialmente el movimiento de agua somera (contaminada) hacia el acuífero profundo, lo que protege en cierta forma la calidad del agua de los sistemas de flujo intermedio y regional que se captan para el abastecimiento a la población de SLP. Sin embargo, la existencia de pozos diseñados y construidos en forma deficiente permiten la comunicación directa entre los acuíferos somero y profundo, además de flujo preferencial a través de la capa de arenisca fina, permite al agua somera contaminar las fuentes de agua subterránea profundas, hecho que constituye (en el horizonte de largo plazo) una de las principales amenazas que afronta el abastecimiento a la población. La evaluación geoquímica del impacto del agua contaminada somera en el acuífero profundo sugiere que, en términos generales, actualmente el impacto es reducido, aunque en sitios específicos como lo es la región agrícola de Soledad de Graciano-Sánchez y los Gómez, las evidencias indican que la calidad del agua subterránea que captan los pozos profundos se ha deteriorado.

La comparación entre los problemas de contaminación originados por la irrigación con aguas residuales y que fueron identificados en el agua subterránea somera de SLP con otras regiones de México (León, Valle del Mezquital, Valsequillo, Costa de Hermosillo), sugiere que las concentraciones de elementos como el NO_3, Cl, y organismos coliformes totales y fecales pueden utilizarse como indicadores del impacto ambiental en el agua subterránea. Se concluye que en regiones donde el agua subterránea se desplaza por sedimentos granulares de origen continental constituidos por arenas con cantidades variables de arcillas y limos, constituyen acuíferos vulnerables a la contaminación difusa asociada con la irrigación de cultivos con aguas residuales.

En condiciones áridas o semi-áridas el impacto negativo puede ser importante, ya que los sistemas de flujo local tienen una recarga natural muy limitada; la irrigación de cultivos con aguas residuales produce una recarga inducida más importante en términos de volumen y que se concentra en regiones de dimensiones relativamente menores, por lo que mecanismos de mitigación natural de la contaminación (fisicos y químicos) en las zonas vadosa y saturada,

son incapaces de atenuar el desplazamiento de los contaminantes en el subsuelo. Adicionalmente, la relativa baja conductividad hidráulica que existe en algunas partes del acuífero somero, junto con un gradiente horizontal relativamente menor, sugiere que el movimiento (horizontal) del agua subterránea somera es lento. Estas condiciones son congruentes con el alto grado de variabilidad espacial (horizontal) en la composición química del agua subterránea contaminada, que sugieren un limitado proceso de mezcla por dispersión hidrodinámica.

6.4 Consideraciones finales

El análisis de la información presentada en este trabajo, ha permitido establecer con cierto grado de detalle, las consecuencias que se producen en el ambiente, específicamente en la calidad del agua subterránea somera, cuando se lleva a cabo el manejo que tradicionalmente se le ha dado al agua residual en diferentes regiones adyacentes a las zonas urbanas de nuestro país. De este modo, la caracterización realizada a la calidad del agua, puede tomarse como referencia del deterioro que potencialmente se presentaría en la calidad del agua subterránea, en zonas donde se reusan aguas residuales no tratadas aplicándolas a la irrigación de cultivos.

En zonas áridas y semi-áridas como SLP es importante que los recursos hídricos del subsuelo presenten las condiciones apropiadas de calidad para que puedan ser utilizados, por lo que es necesario que se realicen acciones para limitar el impacto identificado en los recursos hídricos del subsuelo, entre las que se pueden mencionar: i) tratamiento de las aguas residuales, ii) mejora en los sistemas de saneamiento y colectores de las aguas residuales, iii) control en la cantidad de agua aplicada a los cultivos irrigados con aguas residuales, iv) cierre de los pozos deficientemente construidos. Adicionalmente, es importante continuar con la observación sistemática de la calidad del agua subterránea somera; en este sentido la propuesta y operación de una red de monitoreo óptima que combine métodos geoestadísticos, un filtro de Kalman y un método de optimización heurística puede constituir una solución práctica. El criterio que sustentaría la propuesta de esta red es la de minimizar un función de la varianza del error de la estimación, como se parte de que los pozos donde se observaría la calidad de antemano existen, es equivalente a minimizar el costo de la implementación y operación.

La demanda futura de agua de buena calidad seguramente se incrementará en el futuro cercano. El desarrollo económico y poblacional deberá tomar en cuenta las restricciones que existen en los recursos hídricos del subsuelo, tanto en calidad como en cantidad. La extracción

no controlada en acuífero como el que existe en la cuenca de SLP puede modificar el flujo de agua subterránea y producir su contaminación a partir de fuentes antropogénicas y también a partir de fuentes naturales (interacción agua-roca), que como en este caso incrementan la concentración de F en el agua extraída y que se abastece para el consumo de la zona conurbana de SLP.

Cualquier esfuerzo para disminuir las concentraciones de F en el agua de abastecimiento a la población de SLP (y cualquier otra ciudad), tomando en cuenta el conocimiento hidrogeológico e hidrogeoquímico, tal y como se propone en este trabajo, definitivamente será benéfico para la salud de la población que consume el recurso hídrico. En la zona semi-árida de la región oriental de la Sierra Madre Occidental de México, al menos el 15% de la población total del país (estimado en >90,000,000 de habitantes), utilizan para consumo diario agua subterránea rica en F asociada con sistemas de flujo regional. En un país en vías de desarrollo (como México), se considera que es importante la aplicación de los mecanismos propuestos para la atenuación del F disuelto en el agua, tomando ventaja del conocimiento hidrogeológico. El entender el funcionamiento de los sistemas de flujo de agua subterránea permite definir procesos para proponer acciones que la naturaleza ha desarrollado y que éstos sean acordes con las características del ambiente y utilizarlas a favor del usuario y de los ecosistemas.

Bibliografía

Acuaplan, 1984. Estudio de actualización geohidrológica del valle de San Luis Potosí. Contrato 831285 realizado para la Comisión Federal de Electricidad.

Aguillón-Robles, A., 1983. Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, el Obraje y Ojuelos, estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 93, 76 p., escala 1:50,000.

Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J. y Solorio-Munguía, J.G., 1994. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, pp. 29-42.

Aguirre-Díaz, G.J. y McDowell, F.W., 1991. The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental, Journal of Geophysical Research, 96, No. B8, pp. 13373-13388.

Aguirre-Hernández, M. (1992). Geología del subsuelo de las cuencas geohidrológicas del valle de San Luis Potosí y de Villa de Reyes, en el estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 116, 44 p.

Al-Subu, M. M., Hadad, M., Mizyed, N. Y Mizyed, I., 2003. Impacts of irrigation with water containing heavy metals on soil and groundwater-A simulation study. Water, Air and Soil Pollution, 146, pp. 141-152.

Alonso, E.M., Serrato, J., Garduño, V.H., Espitia, I., Contreras, M.E., Viggiano, J.C., 1995. Caracterización del banco de cantera de "El Tejocote". Actas INAGEQ, 10, pp.133-134.

Altschuler Z.S., Dwornik, E.J. and Kramer H., 1963. Trasformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. Science, 141, pp.148-152.

Amozurrutia, A., 1983. Estudios hidrogeoquímicos de la cuenca de San Luis Potosí y evolución piezométrica de la misma en los últimos 10 años, Trabajo Recepcional para obtener el título de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UASLP.

APHA, AWWA, WPCF., 1989. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 17 Ed. Washington, D.F., USA

Appelo, C.A.J. and Postma, D., 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, 536 p.

Aranda-Gómez, J.J., 1989. Geología preliminar del graben de Aguascalientes. Revista del Instituto de Geología-UNAM, 8, pp. 22-32.

Aranda-Gómez, J.J.; J.M. Aranda-Gómez y A.F. Nieto-Samaniego., 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. UNAM, Instituto de Geología, Revista, 8, pp. 33-46.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. y Pier, J.G., 1993. Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el estado de San Luis Potosí, in Xenolitos del manteo y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 1, p. 1-22.

Armienta, M.A., Zamora, V. y Juárez, F. 1987. Manual para el análisis químico de aguas naturales, en campo y laboratorio. Comunicaciones técnicas, Serie Docencia y Divulgación, No.4, Instituto de Geofísica, UNAM, México. 86 pp.

Arnósson, S. 1975. Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. Am. J. Sci. 275, pp. 763-784.

Aziz, O., Inam, A. y Samiullah. 1999. Utilization of petrochemical industry waste water for agriculture. Water, Air and Soil Pollution, 115, pp. 321-335.

Ball, J.W., Nordstrom, D.K. and Zachmann, D.W., 1987. WATEQ4F- a personal computer translation of geochemical model WATEQ2, with revised database. U.S.G.S. open file report 87-50.

Barrodale, I. y Roberts, F.D.K., 1980. L1 solution to linear equations subject to linear equality and inequality constraints, Association for Computing Machinery, Transactions on Mathematical Software, v.6., pp. 231-235.

Berner, E. K, y Berner, R. 1996. Air composition and chemistry. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Bornhorst, T.J., y Elston, W.E., 1981. Uranium and thorium in Mid.Cenozoic rocks of the mogollon-Datil volcanic field, southwestern New Mexico. In: P. C. Goodell y A. C. Waters (Editors), Uranium in volcanic and volcaniclastic rocks, AAPG Studies in Geology, 13, pp. 145-154.

Canter, L. W., 1997. Nitrates in Groundwater, CRC Press.

Campos-Ramos, A. A., 2005. Caracterización de las partículas contenidas en el polvo atmosférico en el entorno de la zona industrial de San Luis Potosí, Tesis de Maestría en Ingeniería de Minerales, Facultad de Ingeniería, UASLP, 174 p.

Cardona, B. A., 1990. Caracterización físico-química y origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea del valle de San Luis Potosí: su relación con el sistema de flujo. M. Sc. Thesis, Fac. de Ing. Civil, UA de Nuevo León, México, 97 pp.

Cardona B.A., Carrillo-Rivera, J.J. y Armienta, M.A. 1993. Contaminación y valores de fondo en aguas subterráneas de San Luis Potosí. Geofísica Internacional, Vol. 32, Num. 2, pp. 277-286.

Cardona, A. y Carrillo-Rivera J. J., 1998. Hidrogeoquímica y mecanismos de recarga en la Sierra Madre Occidental, México. Memorias del 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Vol. 3, pp.1468-1488, Montevideo, Uruguay.

Cardona, A., Carrillo-Rivera, J. J., Castro-Larragoitia, J., Graniel-Castro, E., 2007. Combined use of indicators to evaluate waste-water contamination to local flow systems in semi-arid regions, San Luis Potosi, Mexico. Selected Papers of the SP-IAH Publication Series, Balkema, Taylor & Francis, en prensa.

Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, No. 1-6, 102 p.

Carrillo-Rivera, J.J., 1992. The hydrogeology of the San Luis Potosi Area, México. Ph.D. thesis, University of London, U.K., 203 p.

Carrillo-Rivera, J.J. y Armienta, M.A., 1990. Diferenciación de la contaminación inorgánica de las aguas subterráneas del valle de la ciudad de San Luis Potosí, México. Geofísica Internacional, México, Vol. 28, Num. 4, pp. 763-783.

Carrillo-Rivera, J. J. Clark, D. I., y Fritz, P., 1992. Investigating recharge of shallow and palaeo-groundwaters in the Villa de Reyes basin, SLP, Mexico, with environmental isotopes. Appl. Hydrogeol. 1(4), pp. 35-48.

Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., y Moss, D., 1996. Importance of the vertical component of groundwater flow: A hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. J. Hydrol., 185, pp. 23-44.

Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., 1998. Flujo vertical en l evolución química dl agua subterránea extraída: sub-cuenca del río de Las Avenidas, Hidalgo, México, Memorias

del 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Montevideo, Uruguay, pp. 1323-1342.

Carrillo-Rivera, J. J., Cardona, A., Hergt, T., Hernández-García, G., Huizar-Álvarez, R. y Kobe, M., 1999. Proyectos sobre aguas subterráneas, Sub-cuencia del río de las Avenidas, Pachuca, Hidalgo. Informe final, CAASIM, 185 p.

Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A. y Edmunds, W., 2002. Use of abstraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in groundwater: San Luis Potosí basin, México. Journal of Hydrolgy, v.261, No.. 1-4, 24-47.

Castillo-Cruz, A. 2003. Modelo hidrogeológico conceptual de la zona de San Luis Potosí-Villa de Reyes y su relación con la química del agua subterránea. Trabajo de Tesis de Licenciatura, Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería-UASLP, 109 p.

Cervantes-Medel, A. y Armienta, M.A., 2004. Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, Mexico, Geofísica Internacional, 43-3, pp.477-493.

Chilton, PJ, Morris, BL y Foster S.S.D., 1996. Impacto del reuso de las aguas residuales sobre el agua subterránea en el Valle del Mezquital, Estado de Hidalgo, México, en VIII Curso Internacional Los Recursos Hídricos subterráneos y la disposición de aguas residuales urbanas, interacciones positivas y negativas, 36-46, Querétaro, México,

Christiansen, E. H., Sheridan, M. F., Burt, D. M., 1986. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western United States. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 205, Boulder, CO:

Churchman, G.J. and Jackson M.L., 1976. Reaction of montmorillonite with acids aqueous solutions: solute activity control by a secondary phase. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, pp.1251-1259.

Comisión Nacional del Agua., 1995. Problemática de contaminación en la zona industrial. San Luis Potosí, S.L.P. (México). Informe técnico interno

Comisión Nacional del Agua., 1996. Estudio Hidrogeológico de la Contaminación del Agua Subterránea en la Zona Industrial de San Luis Potosí, S. L. P. Estudio a contrato realizado por Geo Ingeniería Internacional, S.A. de C. V.

Consultores, S.A., 1977. Estudio geohidrológico de evaluación y censo de los Estados de San Luis Potosí y Zacatecas, 1a parte, Zona San Luis Potosí. Contrato EIGZA-77-16G elaborado para la SARH, 203pp.

Davies, S.N., 1964. Silica in streams and groundwater. Am. J. Sci., 262, pp.870-891.

Davies, S.N., Cecil, L.D.W., Zreda, M., Moysey, S., 1999. Chlorine-36, bromide and the origin of spring water. Geological Society of America, Annual Meeting, Oct. Abstracts with programs, 31(7).A330.

De Marsily, G., 1986. Quantitative Hydrogeology for Engineers, Academic Press, New York, 440 p.

Difurt A., Martínez, R. y Martínez, S. 1995. Calibración del modelo matemático del acuífero profundo del valle de San Luis Potosí. Informe Técnico, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Driscoll, F.G., 1986. Groundwater and wells. Johnson Filtration Systems Inc., St. Paul, Minnesota, Thrid Printing, 1089 pp.

Deutsch, W.J., Jenne, E.A. and Krupta, K.M., 1982. Solubility equilibria in basalt aquifers: The Columbia Plateau, Eastern Washington, USA. Chem. Geol. Vol. 36, pp. 15-34.

Drever, J.I., 1997. The geochemistry of natural waters, Third edition. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J., 436 pp.

Diesendorf, M. 1986. The mistery of declining tooth decay. Nature, Vol. 322, pp. 125-129.

Dissanayake, C.B., 1991. The fluoride problem in the groundwater of Sri Lanka - environmental management and health. International Journal of Envionmental Studies. Vol. 38, pp.137-156.

Domenico, P. A., and Schwartz, F. W., 1998. Physical and Chemical Hidrogeology, John Wiley ỳ Sons, Inc.

Domínguez-Mariani, E, Carrillo-Chávez, A., Ortega, A y Orozco-Esquivel, M.T., 2004. Wastewater reuse in Valsequillo Agricultural Area, Mexico: environmental impact on groundwater, Water, Air and Soil Pollution, 155, pp. 251-267.

Duce, R. A. y Hoffman, E.J., 1976. Chemical fractionation ar the air/sea interface. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 4, 187-228.

Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez, S. Y Velázquez-Silva, S., 1970. Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito minero de Guanajuato, Consejo de Recursos Minerales No Renovables, Boletín 75, 36 p. 3 láminas.

Edmunds, W.M., Andrews, J.N., Burguess, W.G., Kay, R.L.F. and Lee, D.J., 1984. The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carnmenellis granite. Min. Mag. Vol. 48, pp. 407-424.

Edmunds, W. M., Cook, J. M. y Miles, D. L., 1986. Lithium movility and cycling in dilute continental waters. In: Water-Rock interaction V, Proc. Int. Congress. Extended abstracts, pp 183-187.

Edmunds, W. M., Kay, R.L.F., Miles, D. L. y Cook, J. M., 1986. The origin of saline groundwaters in the Carmenellis granite, Cornwall (U. K.): further evidence from minor and trace elements. In: P. Fritz and S. K. Frape (editors), Saline Water and Gasses in Crystalline rocks. Geol. Assoc. Canada, Special Paper 33, pp. 127-143.

Edmunds, W.M. and Smedley, P.L., 1996. Groundwater chemistry and health-an overview. In: Appleton, J.D., Fuge, R. and McCall, G.J.H. (Eds.) Environmental Geochemistry and Health. Geol. Soc. Special Pub. 113, pp. 91-105.

Ellis, A. J., 1970. Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal Systems. In: E. Barbier (Editor), Proc. United Nations Symp. on the development and utilization of Geothermal Research, Geothermics, Spec. Issue, 2(1), pp. 516-528.

Ellis, A. J. y Mahon, A. J., 1964. Natural hydrothermal Systems and experimental hot-water/interactions. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, pp. 1323-1357.

Flores, S., Alcalá, A., Hernández, M. 1990. Características geohidrológicas en el Área de la Central Termoeléctrica de San Luis Potosí, Comisión Federal de Electricidad, Subdirección de Construcción, Gerencia de Ingeniería Civil, 109 p.

Fournier, R. O., 1981. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: L. Ryback and L.J.P. Muffler (Editors), Geothermal Systems, Principles and Case Histories. John Wiley, New York, pp. 109-143.

Fournier, R. O. y Rowe, J. J., 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water hot springs and wet steam wells. Am. J. Sci. 264, pp. 685-697.

Fournier, R. O. y Truesdall, S. H., 1973. On empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, Geochim. Cosmochim. Acta, 37, pp. 1255-1275.

Freeze, R.A. y Cherry J., 1979. Groundwater. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 604 pp.

Gaciri, S.J. y Davies, T.C., 1993. The occurrence and geochemistry of fluoride in some natural waters of Kenya. Journal of Hydrology, Vol. 143, pp. 395-412.

Garrels, R.M. y Mackenzie, F.T., 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes: equilibrium concepts in natural waters systems. Am. Chem. Soc. Adv. Chem. Ser. 67, pp. 222-242.

Geoingeniería Internacional, 1996. Estudio hidrogeológico de la contaminación del agua subterránea en la zona industrial de San Luis Potosí, estudio a contrato elaborado para la Comisión Nacional del Agua, Gerencia de Aguas Subterráneas, contrato GAS-013-1996.

Glynn P. D. y Plummer, L.N., 2005. Geochemistry and the understanding of ground-water systems. Hydrogeology Journal, v. 13, pp. 263-287.

Grimaldo, M., Borja-Aburto, V.H., Ramirez A.L., Ponce, M., Rosas, M. and Diaz-Barriga, F., 1995. Endemic fluorosis in San Luis Potosi, México. Environmental Research, Vol. 68, pp. 25-30.

Gross, W. H., 1975. New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico, Economic Geology v. 70, pp.1175-1189.

Handa, B.K., 1975. Geochemistry and genesis of fluoride-containing groundwaters in India. Groundwater, Vol. 13, pp. 257-281.

Hantush, M.S., 1956. Analysis of data from pumping test in leaky aquifers. Trans. Am Geophys Union. 37:6 (702-714).

Harriss, R. C. y Williams, H.H., 1969. Specific ion electrode measurements on Br, Cl, and F in atmospheric precipitation, J. Appl. Meteorology, 8, pp.299-301.

Heinrich, E.W.M. 1972. Petrografía microscópica, Segunda edición, Ediciones Omega S. A., Barcelona, España.

Hem, J.D., 1989. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water", Third edition, U. S. Geological Survey, Water Supply Paper 2254, 363 pp.

Hernández-García, M. y Custodio, E., 2004. Natural baseline of Madrid detrital aquifer groundwater (Spain): a basis for aquifer management, Environmental Geology, 46, pp. 173-188.

Hernández-Laloth, N. 1991. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del valle de León, Guanajuato. UNAM, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 129 p.

Herrera, I, Medina, R., Chargoy, L., y Carrillo-Rivera, J. J., 1992. Evaluation of hydrothermal sources that sustain an overexploited aquifer at San Luis Potosi, Mexico, I.A.H., Selected Papers on Aquifer Overexploitation, Vol. 3, pp. 47-60.

HIdrotec, S. A., 1972. Informe final del estudio geohidrológico en las cuencas de San Luis Potosí y Villa de Reyes, informe interno, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.

Hitchon, B., 1995. Fluoride in formation waters. Alberta Basin, Canada. Applied Geochemistry, Vol. 10, pp. 357-367.

Hubbert, K. M., 1940. The theory of groundwater motion. J. Geol. 48 (8), pp. 785-944.

Hvorslev, M. J,. 1951. Time lag and soil permeability in groundwater observations. U. S. Army Corps Engrs. Waterways Exp. Sta. Bull. 36, Vicksburg, Miss.

INEGI, 1985. Síntesis geográfica del estado de San Luis Potosí, Talleres de la Dirección General de Información, México, D.F.

INEGI, 2000. Anuario estadístico del estado de San Luis Potosí, XII Censo General de Población y Vivienda.

IGF (Instituto de Geofísica), 1988. Estudio geofísico-geohidrológico del valle de San Luis Potosí. Contrato CC-86-3140, Informe interno para la Sec. de Agri. y Recursos Hidráulicos, 127p.

Instituto de Investigación de Zonas Desérticas (IIZD), 1962. Geohidrología de ocho pozos de la Secretaría de Recursos Hidráulicos perforados en la Ciudad de San Luis Potosí, Instituto de Investigación de Zonas Desérticas, Universidad Autónoma Potosina, 12 p.

Irving, T.N., y Barajar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. Jour, of Earth Sciences, v. 8, pp. 523-548.

Jenne, E.A., Ball, J.W., Vivit, D:V., y Barks, J.H. 1980. Geochemical modelling apparent solubility controls on Ba, Zn, Cd, Pb, and F in waters of the Missouri Tri-State mining area. In Hemphill, D.D. (Editor), Trace substances in environmental health. XIV. University of Missouri, Columbia, pp. 353-361.

Jiménez-Nava, F.J. 1993. Aportes a la estratigrafía de Aguascalientes mediante la exploración geohidrológica a profundidad. Univ. De Gto. Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Simposio sobre la geología del centro de México, Extensión Minera 93, Resúmenes y guía de excursión, (resumen).

Kawecki, M. W. 1995. Correction for temperature effect in the recovery of a pumped well. Groundwater, 33, pp. 917-926.

Kilham, P. and Hecky, R.E. 1973. Fluoride geochemical and ecological significance in East African waters and sediments. Limnology Oceanography, Vol. 16 pp 932-945.

Kuno, H. 1969. Plateau basalts, Am. Geoph. Union Geoph. Monograph, No. 13, pp. 405-501.

Labarthe H.,G. y Tristán, G. M., 1978. Cartografía geológica hoja "San Luis Potosí": Folleto Técnico No.59. Inst. Geol. Met. UASLP, 41 pp.

Labarthe, H.,G., Tristan, G. M. y Aranda, G. J., 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoíco en la parte central del estado de San Luis Potosí: Foll. Tec. No. 85. Inst. Geol. y Met. U.A.S.L.P., 208 p.

Labarthe-Hernández, G.; L.S. Jiménez-López. 1991. Cartografía geológica 1:50,000 de las hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y la Herradura, estado de San Luis Potosí. UASLP, Instituto de Geología, Folleto Técnico 113, 52 p.

Labarthe-Hernández, G.; L.S. Jiménez-López. 1992. Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la sierra de San Miguelito, S.L.P. UASLP, Instituto de Geología, Folleto Técnico 114, 31 p.

Labarthe-Hernández, G.; L.S. Jiménez-López. 1993. Geología del Domo Cerro Grande, sierra de San Miguelito, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 117, 22 p., 1 mapa.

Labarthe-Hernández, G.; L.S. Jiménez-López. 1994. Geología de la porción sureste de la sierra de San Miguelito, S.L.P. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 120, 34 p., 2 mapas.

Landín-Rodríguez, L.E., 2006. Parámetros fisicoquímicos y concentración de flúor y arsénico en el agua de los pozos de la ciudad de San Luis Potosí y zona conurbada. alternativa de tratamiento: adsorción de flúor y arsénico en la interfase Al_2O_3 activada/ solución acuosa. Tesis de Maestría, Posgrado Multidisciplinario en ciencias Ambientales, UASLP.

Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F.J. y Simmons, S.F., 1988. K-Ar age studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico, Economic Geology, v. 83, p. 1642-1646.

Lasaga, A.C., 1984. Chemical kinetics of water/rock interactions. J. Geophys. Res., 89, pp. 4009-4025.

Leroy, C., Hulin J. P. y Lenormand, R., 1992. Tracer dispersion in stratified porous media: influence of transverse dispersion and gravity. Journal of Contaminant Hydrology, Vol. 11 No 1/2, pp. 51-68.

Leroy, J. L., Rodríguez-Rios R., y Dewonck, S., 2002: The topaz-bearing rhyolites from San Luis Potosí area (México): characteristics of the lava and growth conditions of the topaz, Bull. Soc. Géol. Fr., 2002, t.173, No.6, pp. 579-588.

Lugo-Velazco, M. 1984. Análisis geohidrológico de la zona termal de la cuenca de San Luis Potosí. Trabajo Recepcional para obtener el título de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UASLP.

Mahlknecht, J., Steinich, B. and Navarro de León, I. 2004. Groundwater chemistry and mass transfers in the Independence aquifer, central Mexico, by using multivariate statistics and mass-balance models, Environmental Geology 45, pp.781-795.

Martínez-Reyes, J. 1992. Mapa geológico de la sierra de Guanajuato, con resumen de la geología de la sierra de Guanajuato. UNAM, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 8, mapa de escala 1:100,000 con texto explicativo al reverso.

Martínez, V. J. 1983. Presente y futuro de las cuencas geohidrológicas de Villa de Reyes y San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 91, 33 p.

Martínez, V. J. 1984. Control geológico y estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 97, 12 p.

Martínez, V. J. 1986. Condiciones geohidrológicas actuales del valle de San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 105, 25 p.

Martínez, V. J. y Aguirre, M. A. 1984. Comportamiento del nivel estático del acuífero profundo de la Cuenca de San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 96, 17 p.

Martínez, V. J. y Cuellar, G. 1979. Correlación de superficie y subsuelo de la Cuenca Geohidrológica de San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 65, 25 p.

Mata Segura J. L., López Doncel R., Rodríguez Ríos R., Arzate Flores J. A., y Pacheco Martínez J.; 2004: Problemática de las fallas geológicas en la zona urbana y conurbana de San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez; IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, p. 87. Juriquilla, Qro.

May, H.M., Kinniburgh D.G., Helmke, P.A. y Jackson M.L., 1986. Aqueous dissolution, solubilities and thermodynamic stabilities of common aluminosilicate clay minerals: Kaolinite and smectites. Geochim. Cosmochim. Acta, 50, pp. 1667-1677.

McDonald, M. G. y Harbaugh, A. W., 1988. A modular three-dimensional finite difference groundwater flow model. USGS Techniques of Water Resources Investigations report, Book 6. Chapter A1.

Medellín-Milán, P., Alfaro- De la Torre, M. C., De Lira-Santillán, A. G., Nieto-Ahumada, B., y Sarabia-Meléndez, I. F., 1993. Fluorides in drinking water, its correlation with parameters of the aquifer and effect on dental health in the city of San Luis Potosi, Mexico. In: N. Buras (Editor), Proc. Water Quality Tech. Conf. Vol. 2, Am. Water Works Assoc. ASCE, pp. 1011-1024.

Medina, J. F., 1967. Un método de investigación geohidrológica para zonas áridas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 13, 21 p.

Medina, J. F. 1972. Acerca del drenaje subterráneo al noreste de la Cuenca de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 34, 25 p.

Medina, J. F., 1974. Una solución al problema del agua en San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 41, 13 p.

Medina J. F., 1978. Estudio geohidrológicos de la region norte de la Cuenca de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 56, 22 p.

Miller, W.R. y Drever, J.I., 1977. Chemical weathering and related controls on surface water chemistry in the Absaroka Mountains, Wyoming. Geochim. Cosmochim. Acta, 41, pp. 1693-1702.

Molina-Maldonado, A., 1996. Diferenciación hidrogeoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en la zona centro-sur del estado de Aguascalientes, México. Tesis de Licenciatura, Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Autónoma de México, 121 pp.

Molina-Maldonado, A., Cardona, A., y Marín S. L., 2001. Modelo hidrogeoquímico conceptual de la Comarca Lagunera. Memorias del XI Congreso Nacional de Geoquímica, Ensenada Baja California, septiembre 2001.

Morey, G.W., Fournier, R.O. and Rowe, J.J., 1962. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25ºC to 300ºC. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, pp.1029-1043.

Nanyaro, J.T., Aswathanarayana, U., Mungore, J.S. and Lahermo P.W., 1984. A geochemical model for the abnormal fluoride concentrations in waters in parts of northern Tanzania. Journal of African Earth Sciences, Vol, 2, pp. 129-140

Nieto-Samaniego, A.F., 1990 (1992). Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la sierra de Guanajuato, UNAM, Revista del Instituto de Geología, v. 9, p. 146-155.

Nieto-Samaniego, A.F., García-Doberganes Bueno, J. E. y Aguirre-Maese, A. L., 1992. Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato, México. UNAM, Revista del Instituto de Geología, v.10, p. 1-5.

Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, M.C., Alaniz-Álvarez S. A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de parte meridional de la Mesa Central, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, pp. 117-122.

Nieto-Samaniego, A.F.; S.A. Alaniz-Álvarez, G. Labarthe-Hernández., 1997. La deformación Cenozoica Poslaramídica en la parte meridional de la mesa central, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14-1, pp.13-25.

Nordstrom, D.K. and Jenne E.A., 1977. Fluoride solubility in selected geothermal waters. Geochim Cosmochim Acta 41, pp. 175-188.

Nordstrom, D.K., Ball, J.W., Donahoe, R.J. and Whittemore, D., 1989. Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. Geochim. Cosmochim. Acta. V. 53, pp. 1727-1740.

Office of Technology Assesment (OTA), 1984, "Protecting the nation's groundwater from contamination", V. II, U.S. Congress.

Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., y Alaniz-Álvarez, S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. Journal of Volcanology and geothermal research, 118, pp. 37-56.

Ortega, G.F.; Mitre, S.L.M.; Roldán, Q.J.; Aranda, G.J.J.; Morán, Z.D.; Alaniz, A.S.A. y Nieto, S.A.F. (1992). Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana. México, UNAM y SEMIP, 74 pp.

Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H. Monod, O., Calvet, P., 1990. El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas

asociadas; implicaciones geodinámicas. Revista del Instituto de Geología, 9, No. 2, pp. 126-145.

Ortiz-Pérez, M. Deogracias, M. Batres, L. y Diaz-Barriga, F., 1995. Valoración Toxicológica Preliminar de la Contaminación del Acuífero en la Ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México.

Ovalle, T. J., 1996. Desarrollo de un medio adsorbente a base de carbón aluminizado para la remoción de F presente en soluciones acuosas. M. Sc. Thesis, Faculty of Chemical Eng. U. Autónoma de S.L.P. 96 p.

Parkhurst, D. L., Thorstenson, D. C., y Plummer N. L., 1980. PHREEQC-a computer program for geochemical calculations. US Geological Survey, Water Res. Inv. 8096, 210 pp.

Parkhurst, D. L. 1995. User's guide to PHREEQC- a computer program for speciation, reaction path, advective-transport and inverse geochemical calculations. US Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep. 99-4529.

Pasquare, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A. y Vezzoli, L., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, status of Guanajuato and Michoacán, Mexico, The Geological Society of America, Map and chart series MCH072, con texto explicativo, 20 p.

Peccerillo., A., Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Pretol. 58, pp.63-81.

Pekdeger, A. Özegür, N. and Schneider, H. J., 1992. Hydrochemistry of fluoride in shallow aqueous systems of the Gölcük area, SW Turkey. In: Kharaka, Y.K. and Maest, A.S. (Eds.) Proc. 7th Int. Conference on Water-Rock Interaction, Utah, pp. 821-824.

Pérez-Ibargüengoitia, J.M. 1967. Estudio geológico del Área de San Felipe en el estado de Guanajuato. Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Autónoma de México, 71 p.

Pérez-Ibargüengoitia, R. 1968. Estudio geológico de la región occidental del distrito de San Felipe, Estado de Guanajuato, UNAM, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Autónoma de México, 91 p.

Pettijohn, F. J., 1976. Rocas sedimentarias. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 731 pp.

Plummer, L.N., 1992. Geochemical modeling of water-interaction: Past, present, future. Water-rock interaction, Kharaka & Maest (eds.), Balkema, Rotterdam, pp. 23-33.

Plummer, N. L., y Back, W., 1980. The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems. Am. J. Sci., 280, pp. 130-142.

Plummer, L. N., Prestemon, E. C. y Parkhurst, D. L., 1991. An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path. U.S.G.S. Water Res. Inv. 91-078, 100 pp.

Ponce, B.F. y Clark, K.F. 1988. The Zacatecas Mining District-a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization, Economic Geology, v. 83, p. 1668-1682.

Quintero-Legorreta, O. 1992. Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. Revista del Instituto de Geología, v. 10, No. 1, p. 6-25.

Raiz, E., 1959. Landforms of Mexico. Cambridge, MA, Map and Text, Scale 1:3000000.

Rajogopal, R and Tobin, G., 1991. Fluoride in drinking water: a survey of expert opinion. Environmental Geochemistry and Health. Vol. 13, pp. 3-13

Rathod, K. S. y Rushton K. R., 1991. Interpretation of pumping from two-zone layered aquifers using a numerical model, Groundwater, 29, pp. 499-509.

Robertson, F.N., 1986. Occurrence and solubility controls of trace elements in groundwater in alluvial basins. Regional aquifer systems in the USA, Amer. Water Res. Assoc. pp. 69-80.

Sarabia, M. I. F., 1989. Contenido de Fs en el agua de consumo y sus efectos en el tejido dental, San Luis Potosí, México. M.Sc. Thesis, U. Autónoma de S.L.P. pp.

Shahalam, A. Abu Zahara, B. M., Jaradat, A., 1998. Wastewater irrigation effect on soil, crop and Environment: a pilot study at Irbid, Jordan. Water, Air and Soil Pollution, v. 106, pp. 425-445.

Steinich, B., Escolero, O. y Marín, S L., 1998. Salt-water intrusion and nitrate contamination in the Valley of Hermosillo and El Sahuaral coastal aquifers, Sonora, Mexico, Hydrogeology Journal, vol. 6, num. 4, 1998, pp. 518-526.

Smith, D. L., Nickels, E.,III, Jones, R. L., y Cook, G.A., 1979. Distribution of heath flow and radioactivity heath generation in northern Mexico. J. Geophys. Res. 84, pp. 2371-2379.

Stretta, E.J.P. y Del Arenal, R., 1960. Estudio para el abastecimiento de agua potable para la Ciudad de San Luis Potosí. Applied Sciences Institute, Hydrology Section, UNESCO and Instituto de Geofísica, UNAM. Internal Report, January, 40 p.

Tardy, Y., 1971. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. Chem. Geol. 7, pp.253-271.

Tecnología y Sistemas S. A (TYSSA). 1984. Ampliación del studio geohidrológicos de evaluación en el valle de San Luis Potosí para el abastecimiento de agua para la ciudad de San Luis Potosí. Contrato cc-83-305-D, Tomos I y II, Informe interno Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.

Tejook, T.K., 1993. Defluoridation of water supplies. Water Lines, Vol. 2, pp. 26-27.

Tennakone, K., Wickramanayake, S. and Fernando, C.A.N., 1988. Aluminium contamination from fluoride assisted dissolution of metallic aluminium, Environmental Pollution, Vol. No 2, pp. 133-144.

Teotia, S. D. S. Teotia, M. y Singh, R. K., 1981. Hydrogeochemical aspects of endemic skeletical fluorosis in India - an epidemiological study. Fluoride, Vol. 4, pp. 69-74.

Thomas, J. M., Welch, A. H. and Preissler, A. M., 1989. Geochemical evolution of groundwater in Smith Creek Valley-a hydrologically closed basin en central Nevada, USA, Applied Geochemistry, 4, pp. 493-510.

Tóth, J., 1962. Theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. J. Geophys. Res., 67(11), pp. 4375-4387.

Tóth, J., 1963. A theoretical análisis of groundwater in small drainage basins. J. Geophys. Res., 68, pp. 4791-4812.

Tóth, J. 1976. Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a praire environment, Alberta, Canada. Bull. International Association Science Hydrol., v.11, No. 2.

Travi ,Y. y Faye, A., 1992. Fluoride in Paleocene aquifers in Senegal. An example of the contamination of a confined aquifer by its roof zone, aggravated by intensive exploitation. IAH Selected papers on aquifer over-exploitation, Vol. 3, pp. 145-154.

Tristán-González, M., 1986. Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. UASLP, Instituto de Geología, Folleto Técnico 107, 91p.

UASLP, Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Facultad de Ingeniería. 1985. Estudio Geohidrológico del valle de San Luis Potosí, reporte técnico interno, 156 p.

UASLP, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. 1999. Estudio de prospección hidrogeológica del acuífero de Ocampo. Estudio elaborado para Comisión Estatal de Agua y Saneamiento de Guanajuato, contrato, CEAS-APA-GTO-EP-98-010.

Vázquez, C. A., Ruiz, J. R., y González-Morán, T., 1990. Exploración del basamento en el SW de San Luis Potosí, México, utilizando datos gravimétricos, aeromagnéticos y sondeos magneto-telúricos. Geof. Int. Mexico, 29 (2), pp. 71-88.

Villalobos, C., 1980. Agua potable y aguas de desecho en el futuro de la ciudad de San Luis Potosí y areas circunvecinas. UASLP, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 70, 29 p.

Wallick, E.I., 1981. Chemical evolution of groundwater in a drainage basin of Holocene age, east-central Alberta, Canada. J. Hydrol., 54, pp.245-283.

Webster, J.D., Burt, D.M., Aguillón, A., 1996. Volatile and lithophile trace-element geochemistry of Mexican thin rhyolite magmas deduced from melt inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, no. 17, p. 3267-3283

Wurtman, J.R., 1986. Alzheimer's disease. Scientific American, 252, pp. 48-56.

Zhaoli, S., Mi, Z. and Minggao, T., 1989. The characteristics of fluoride in groundwater of north China and the significance of fluorite-water interaction to fluorine transportion. In: Proceedings of the 6th International symposium on water rock interaction. Malvern, U.K. Balkema, Rotterdam. pp. 801-804

Zielinsky, R. A., 1983. Experimental leaching of volcanic glass: implications for evaluation of glassy volcanic rocks as sources of uranium. In uranium in volcanic and volcanoclastic rocks. A.A.P.G. Studies in Geology No 13. Ed. P.C. Goodell and A.C. Waters, pp. 1-11.

ANEXOS

ANEXO 1.A ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MUESTRAS DE ROCA CORRESPONDIENTES A LAS UNIDADES IGNIMBRÍTICAS

Figura 1.A.1.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. En este caso se observan fragmentos de cuarzo y sanidino en matriz vítrea con desvitrificación. 40 X, L.P.

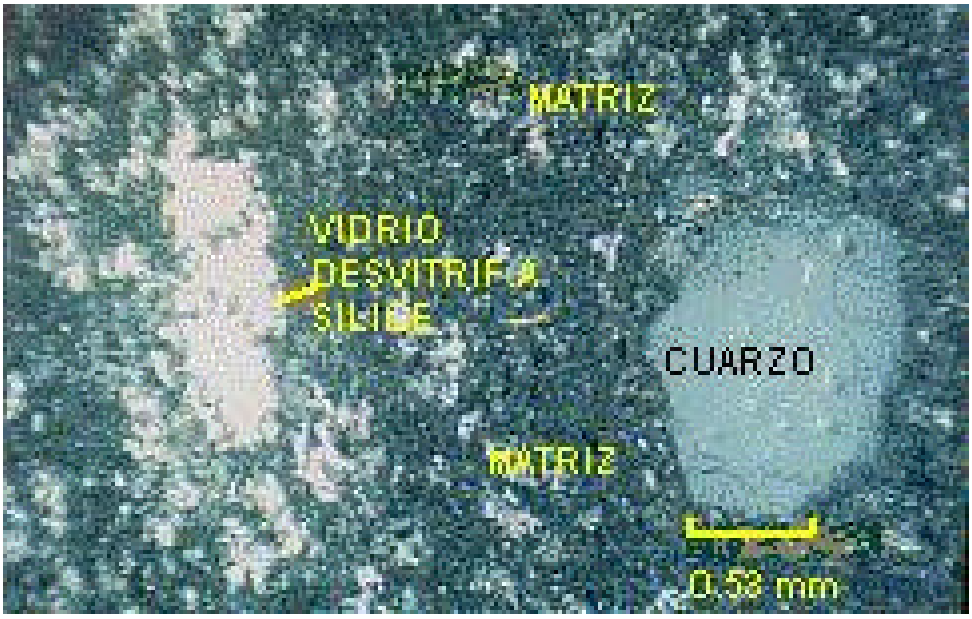


Figura 1.A.2.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. En este caso el fenocristal de cuarzo y fragmento de vidrio desvitrificado hacia sílice micro y criptocris talina fibrosaradial, matriz vítrea, desvitrificada hacia minerales de la arcilla y sílice. 40 X, L.P.

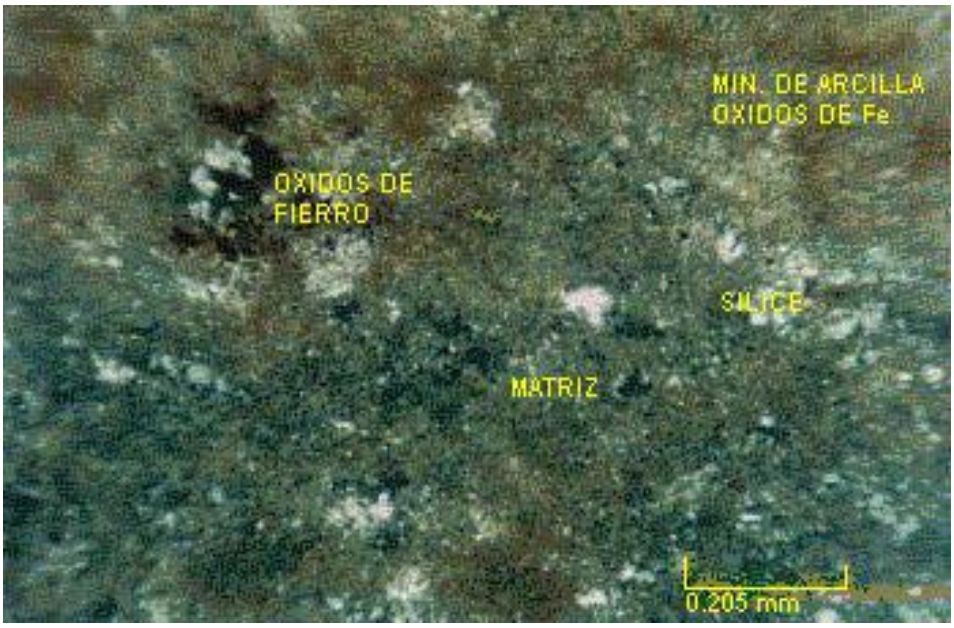


Figura 1.A.3.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Acercamiento a la matriz, se observa el vidrio desvitrificado hacia minerales de la arcilla con algo de óxidos de fierro y sílice micro y criptocristalina. 100 X, L.P.

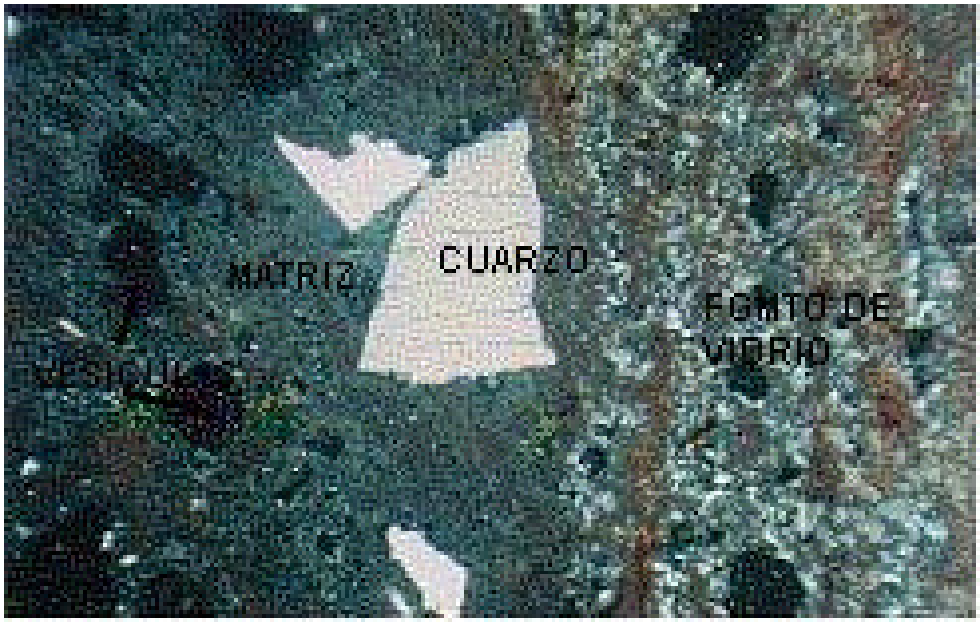


Figura 1.A.4.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Fragmentos de cuarzo y fragmento de vidrio (pómez) colapsado y desvitrificado hacia sílice micro y criptocristalina, matriz vítrea desvitrificada hacia minerales de la arcilla, sílice y óxidos de fierro, vesículas o huecos entre la matriz. 40 X, L.P.

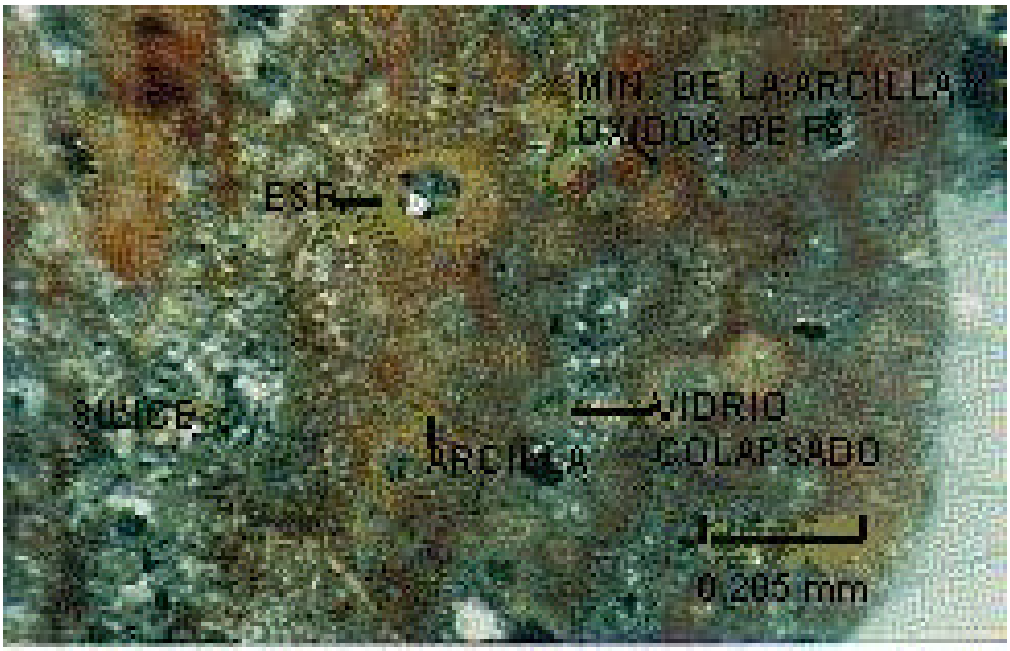


Figura 1.A.5.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Acercamiento a la matriz, se observa el vidrio colapsado y desvitrificado hacia minerales de la arcilla, con óxidos de fierro y sílice micro y criptocristalina. 100 X, L.P.

Figura 1.A.6.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Cristales cuarzo y feldespato, estructura esferolítica, fragmento de vidrio desvitrificado hacia sílice micro y criptocristalina, matriz vítrea desvitrificada hacia minerales de la arcilla, sílice y óxidos de fierro. 40 X, L.P.

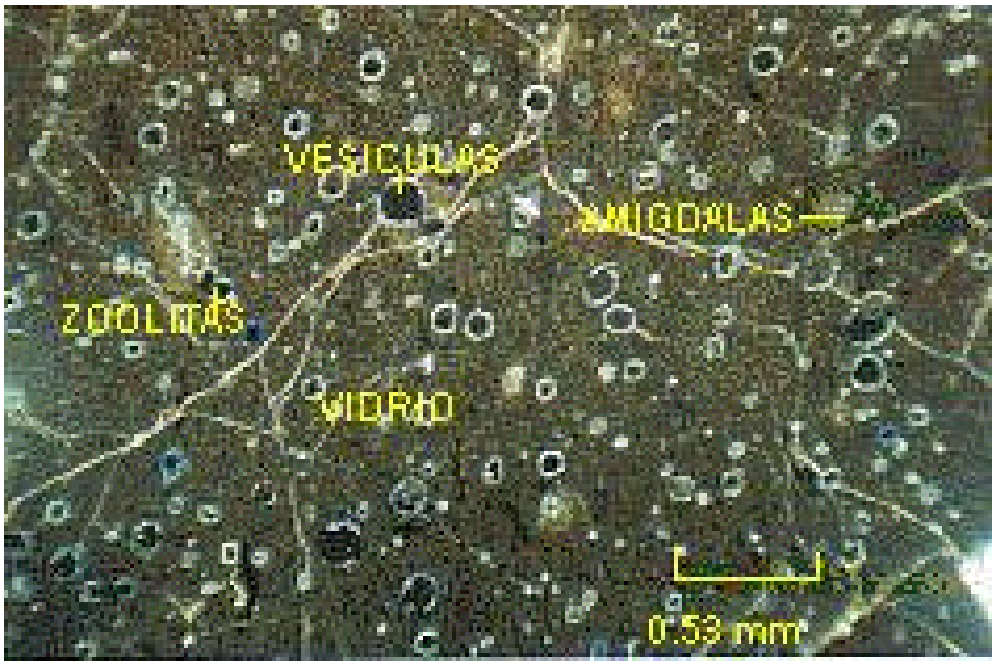


Figura 1.A.7.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Vidrio volcánico natural, con fractura concoidea, con vesículas y amígdalas rellenas de mineral azul (zeolitas?). 40 X, L.P.

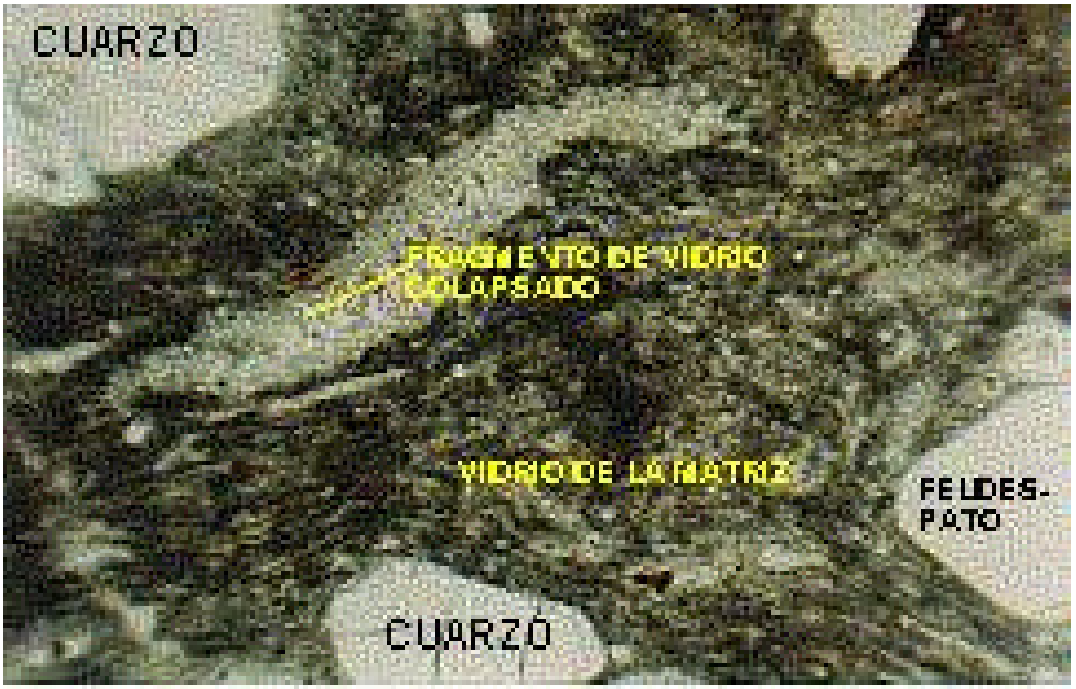


Figura 1.A.8.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Toma en luz natural, en donde se observa el vidrio en estructura fluidal, colapsado y desvitrificado. 40 X, L.N.

Figura 1.A.9.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de una ignimbrita. Fragmentos de cuarzo y sanidino, fragmento de vidrio colapsado y desvitrificado, matriz vítrea con estructuras fluidales y con desvitrificación. 40 X, L.P.

ANEXO 1.B ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MUESTRAS DE ROCA CORRESPONDIENTES A LAS UNIDADES LÁVICAS

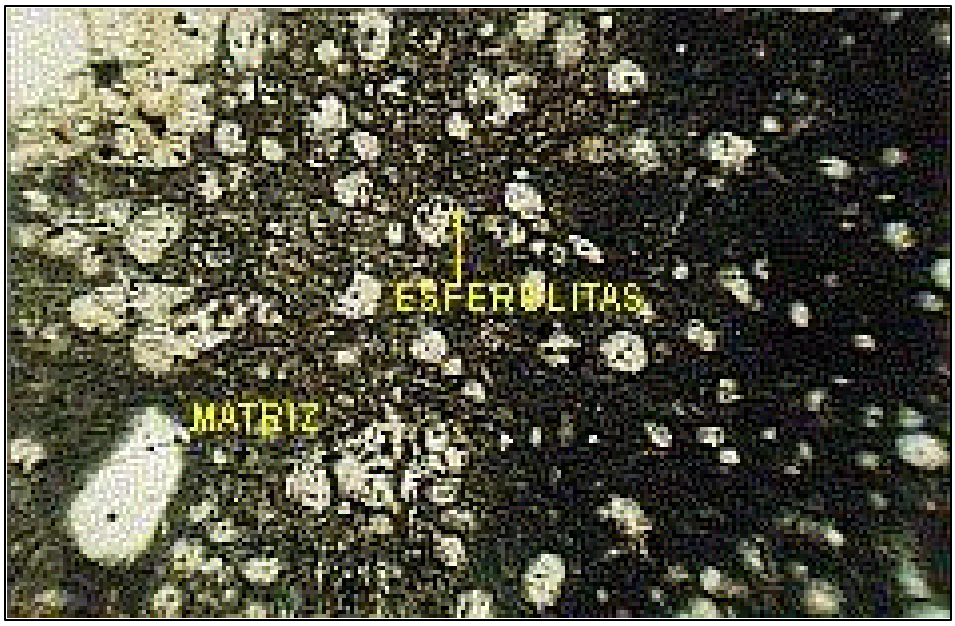


Figura 1.B.1- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Abundantes estructuras esferulíticas en la matriz, rellenas de sílice criptocristalina y algo de minerales arcillosos. 40 X, L.N.

Figura 1.B.2.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Algunas estructuras alargadas de probable vidrio colapsado, con rellenos de sílice criptocristalina, esferulitas y matriz microcristalina. 100 X, L.P.

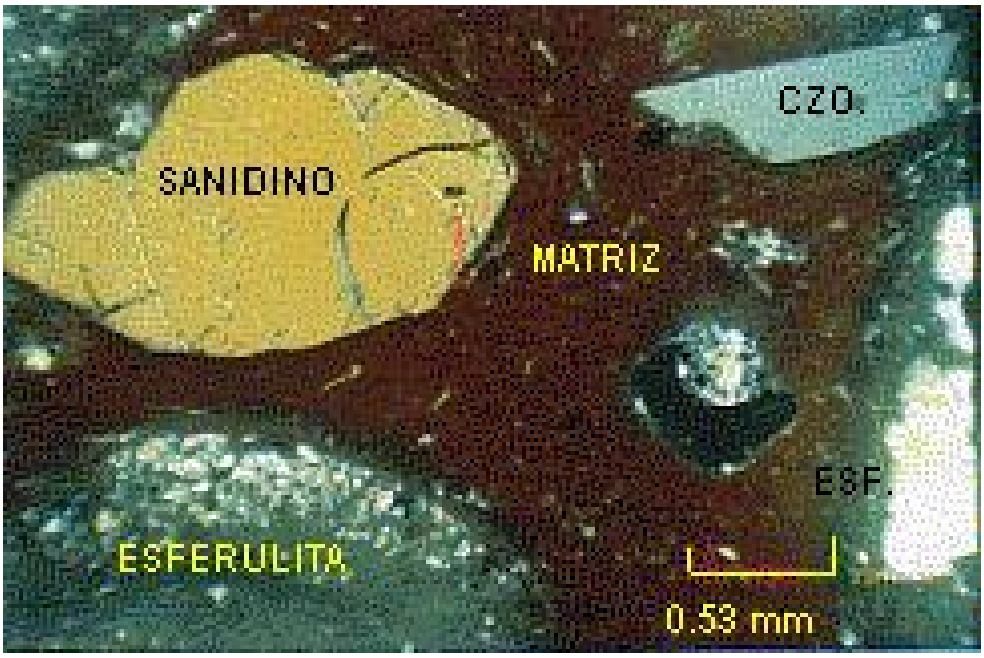


Figura 1.B.3.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Fragmentos de cuarzo y sanidino en la matriz vítrea y con desvitrificación, además se observan parte de estructuras esferulíticas. 40 X, L.P.

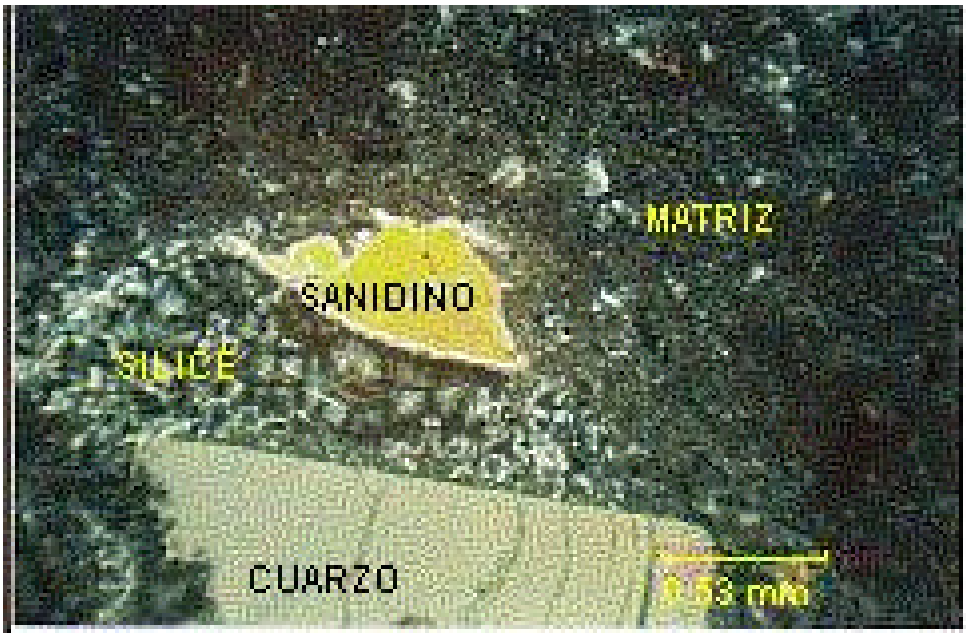


Figura 1.B.4.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Algunas estructuras alargadas de probable vidrio colapsado, con rellenos de sílice

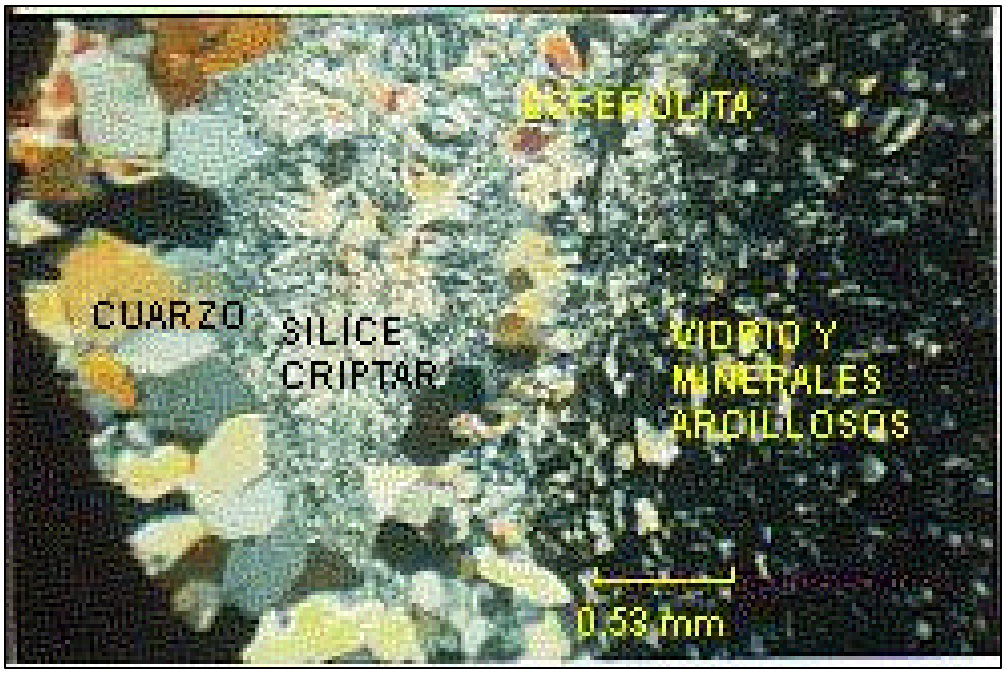


Figura 1.B.5- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Parte de una estructura esferulítica, se observa el relleno, el cual consiste de cuarzo de grano fino en mosaico, sílice criptocristalina y algo de vidrio y de minerales arcillosos. 40 X, L.P.

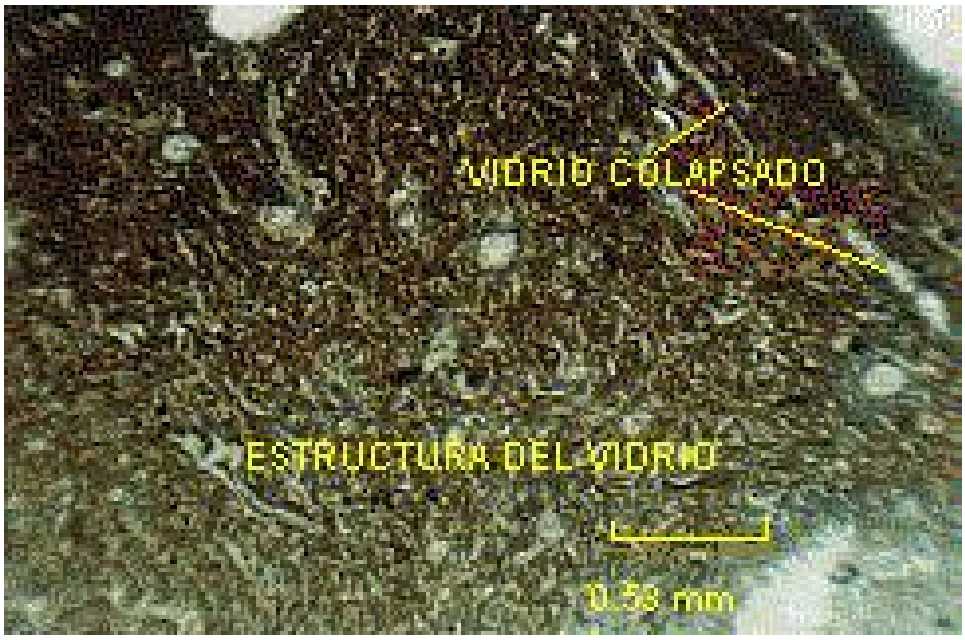


Figura 1.B.6.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Vista de la matriz, se observa vidrio parcialmente desvitrificado y algunos cristales. 40 X, L.N.

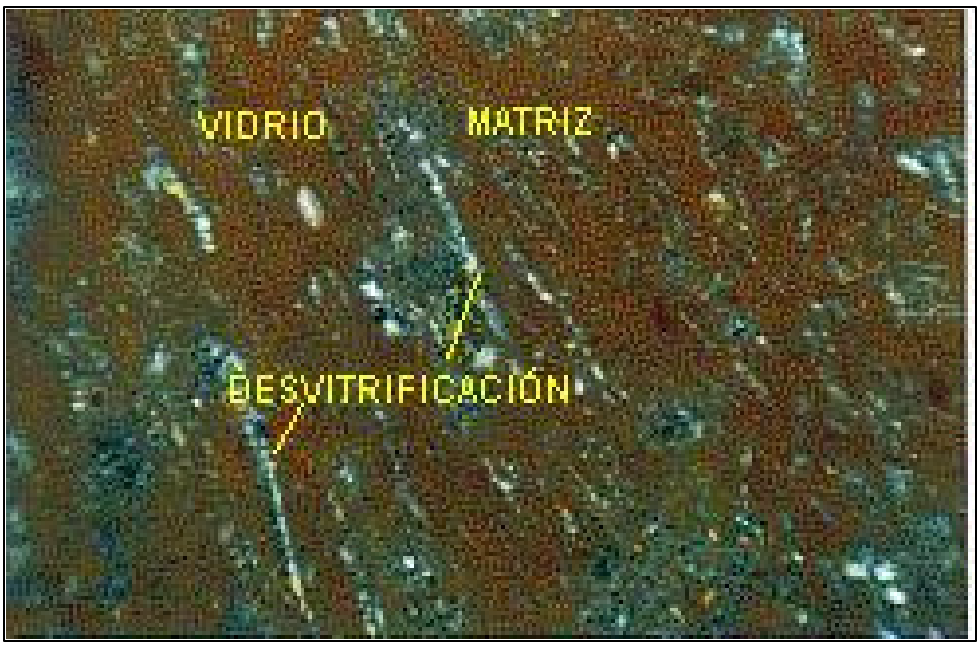


Figura 1.B.6.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Acercamiento a la matriz, se observan las señales de desvitrificación. 100 X, L.P.

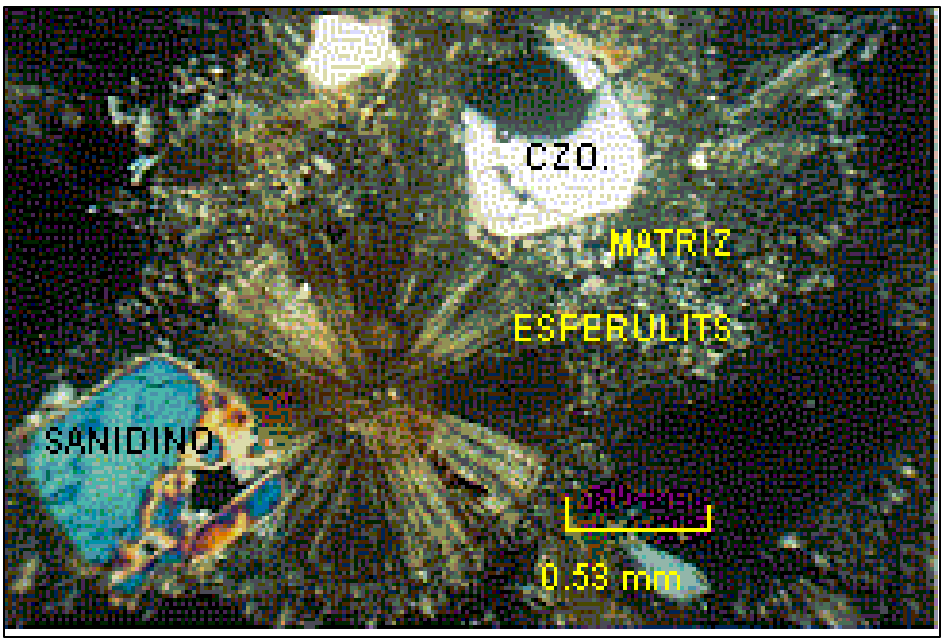


Figura 1.B.7.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Vista general de la muestra, se observan fragmentos y fenocristales de cuarzo y sanidino, así como una esferulita y vidrio en matriz microcristalina. 40 X, L.P.

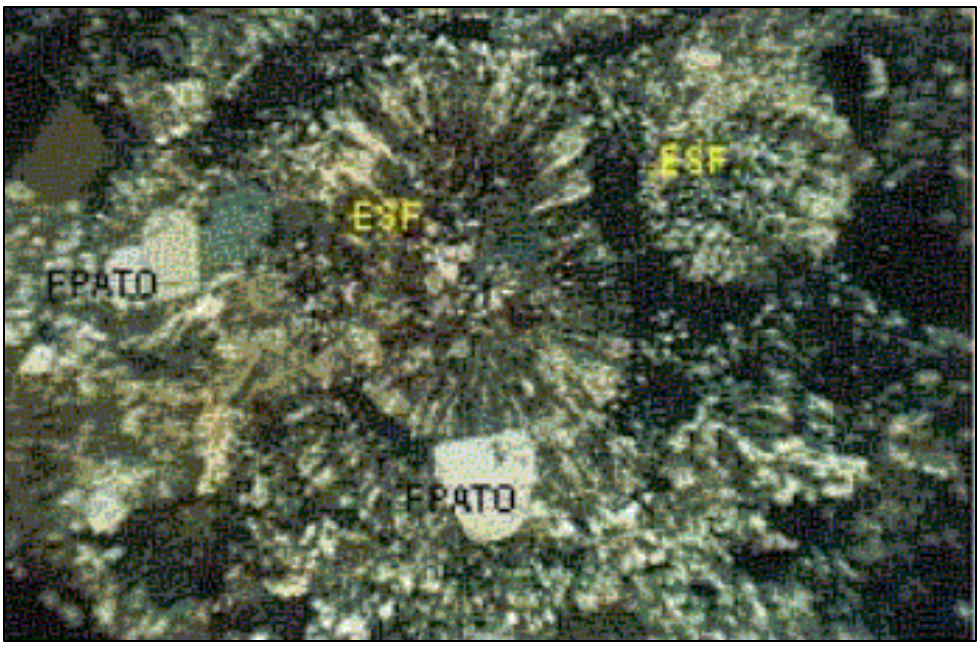


Figura 1.B.8.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Esferulitas de sílice criptocristalina y de cuarzo microcristalino, fragmentos de cristales y matriz microcristalina. 40 X, L.P.

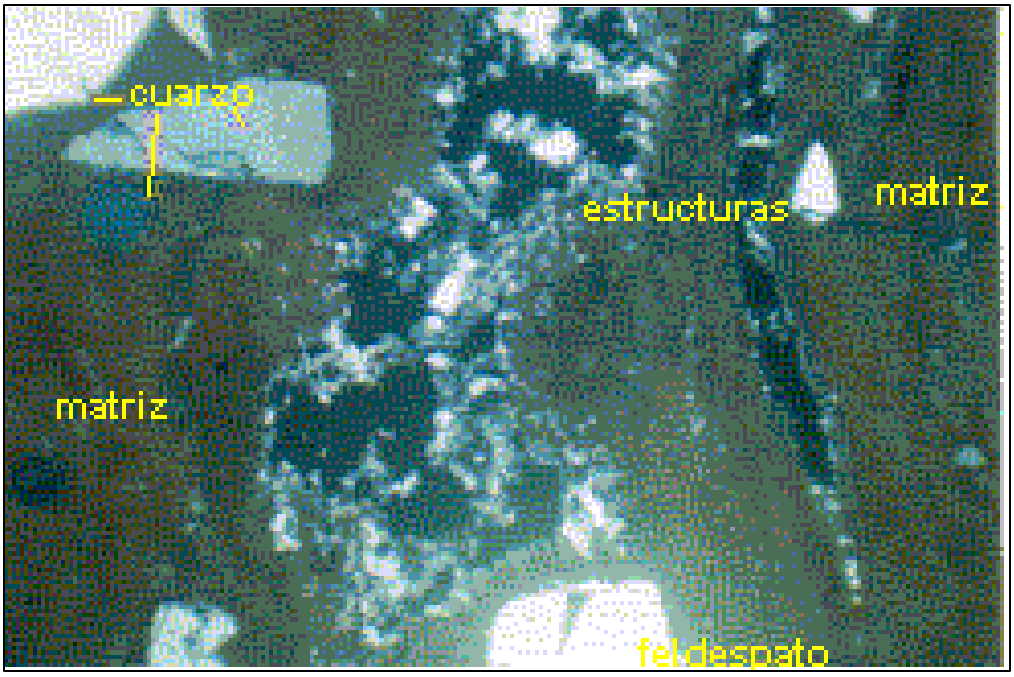


Figura 1.B.9.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Estructuras alargadas con rellenos de sílice micro y criptocristalina, cuarzo y feldespato, matriz vítrea desvitrificada. 40 X, L.P.

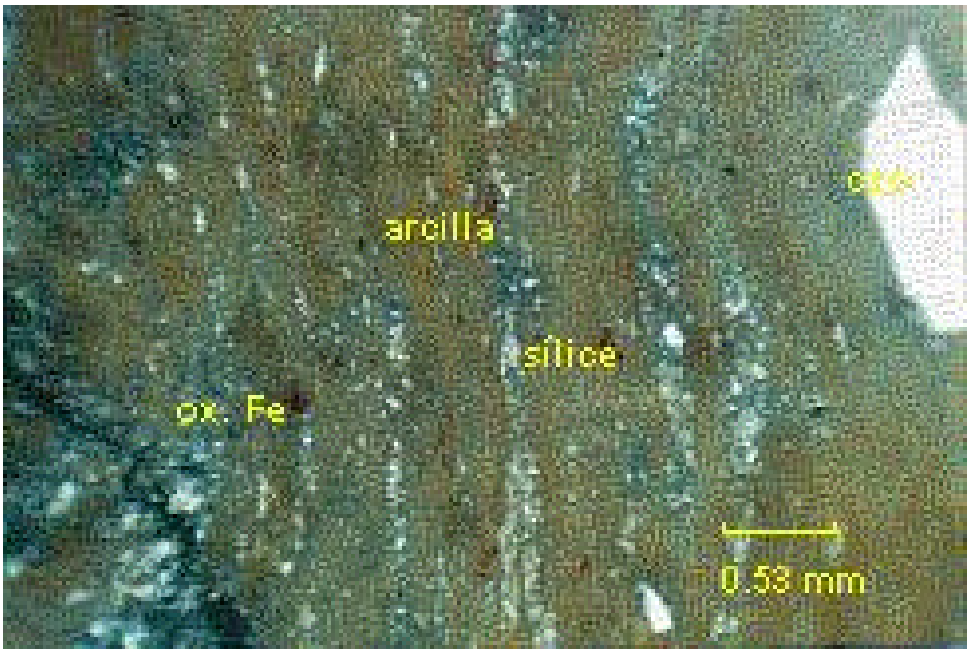


Figura 1.B.11.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Estructura y matriz; se observa el flujo de los componentes, así como la desvitrificación hacia minerales de la arcilla, óxidos de fierro y sílice micro y criptocristalina. 40 X, L.P.

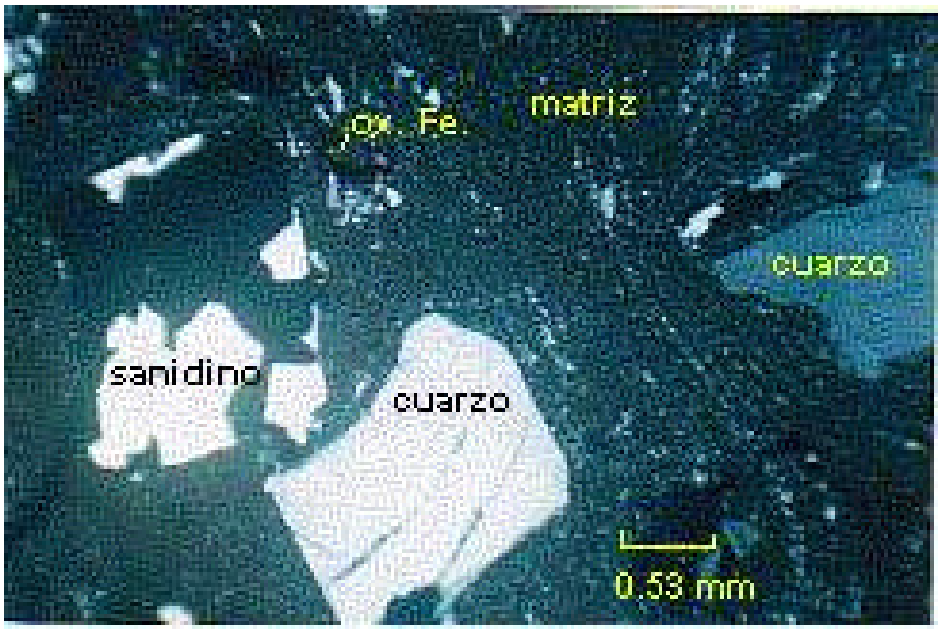


Figura 1.B.12.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz vítrea fluidal con desvitrificación, además se observan algunos óxidos de fierro y sílice microcristalina. 40 X, L.P.

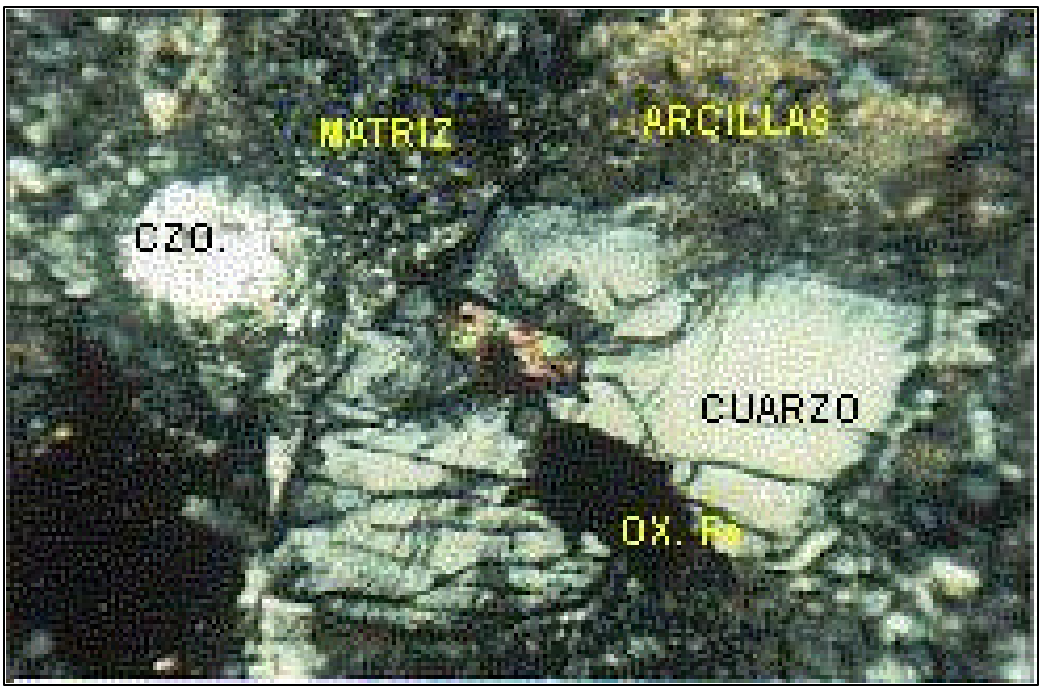


Figura 1.B.12.- Aspecto general al microscopio de una lámina delgada de un derrame lávico. Cuarzo con probable cristal de topacio. 100 X, L.P.

ANEXO 1.C. RESULTADOS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE LA REGIÓN ANALIZADA

Muestra	Andesita Casita Blanca	Ignimbrita Santa María	Latita Portezuelo	Ignimbrita Cantera	Ignimbrita Cantera	Riolita San Miguelito	Riolita Panalillo	Riolita San Miguelito	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo
	M-1	M-2	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	B-1 (M-1)	B-1 (M-2)	B-1 (M-3)	B-1 (M-4)
SiO_2	54.49	75.68	67.1	73.25	76.41	77.08	76.6	76.57	68.79	68.83	69.33	69.00
TiO_2	1.62	0.201	0.5	0.09	0.15	0.09	0.16	0.11	0.468	0.446	0.494	0.464
Al_20_3	16.51	11.26	12.62	12.65	11.85	12.15	10.94	11.9	13.19	12.91	12.87	12.88
Fe_2O_3	8.9	3.37	5.39	1.72	2.59	2.04	3.02	2.35	4.54	4.51	4.74	4.82
MnO	0.134	0.047	0.094	0.035	0.026	0.028	0.023	0.031	0.022	0.024	0.024	0.025
MgO	4.18	0.207	0.3	0.148	0.07	<0.015	0.03	<0.015	0.57	0.51	0.54	0.44
CaO	7.5	0.95	4.02	0.832	0.58	0.31	0.35	0.51	1.04	1.03	1.21	1.26
Na_2O	3.4	2.4	2.71	1.71	2.1	3.14	2.75	2.59	2.00	1.94	2.15	2.14
K_2O	1.79	5.09	4.48	5.99	5.83	5.13	5.15	5.2	5.11	4.97	5.15	4.64
P_2O_5	0.439	0.086	0.171	0.024	0.085	0.035	0.045	0.037	0.19	0.19	0.18	0.21
LOI	1.42	0.63	2.55	3.94	0.89	0.34	0.54	0.96	4.48	4.42	3.78	3.50
TOTAL	100.4	99.92	99.92	100.39	100.58	100.34	99.61	100.25	100.40	99.78	100.48	99.38
Minerales Normativos												
q	8.96	40.41	30.21	39.85	40.88	38.61	40.61	40.89	36.49	38.33	36.2	37.52
or	10.7	30.32	27.21	36.73	34.59	30.34	30.75	30.97	31.51	33.12	31.65	28.62
ab	29.04	20.43	23.52	14.98	17.8	26.53	23.46	22.04	17.62	14.01	16.55	18.86
an	24.72	4.24	9.24	4.14	2.39	1.33	1.49	2.33	4.22	2.96	6.14	5.24
C	0	0.25	0	1.94	1.2	0.93	0.29	1.16	2.99	3.88	1.41	2.59
wo	4.3	0	0.89	0	0	0	0	0	0	0	0	0
di-en	3.71	0	0.77	0	0	0	0	0	0	0	0	0
hy-en	6.85	0.52	0	0.38	0.18	0.02	0.08	0.03	1.49	2.27	1.42	1.15
mt	0.44	0.15	0.32	0.12	0.09	0.09	0.08	0.1	0.07	0.2	0.2	0.1
hm	8.69	3.29	5.32	1.7	2.54	1.98	3	2.3	4.69	4.42	5.58	4.96
ap	0.97	0.19	0.38	0.05	0.19	0.08	0.1	0.08	0.43	0.34	0.38	0.48
Sálicos	73.42	95.40	90.18	95.70	95.66	96.81	96.31	96.23	89.84	88.42	90.54	90.24
Fémicos	19.69	3.96	6.41	2.20	2.81	2.09	3.16	2.43	6.25	6.89	7.20	6.21
ID	48.70	91.16	80.94	91.56	93.27	95.48	94.82	93.90	85.62	85.46	84.40	85.00
IS	22.88	1.87	2.33	1.55	0.66	0.10	0.27	0.10	4.66	4.27	4.29	3.65

Sálicos= suma de minerales sálicos normativos (q+or+ab+an); Fémicos= suma de minerales normativos fémicos (di-mg+di-fe+hy-mg+mt+il+hm)
ID= índice de diferenciación (q+or+ab+ne+lc) (Thorthon y Tuttle, 1960); IS= índice de solidificación (100MgO/(MgO+Fe2O3+Na2O+K2O))

Muestra	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Basalto Cabras	Basalto Cabras	Basalto Cabras	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo
	B-1 (M-5)	B-2 (M-1)	B-2 (M-2)	B-2 (M-3)	B-2 (M-4)	B-2 (M-5)	B-2 (M-6)	B-3 (M-1)	B-3 (M-2)	B-3 (M-3)	B-3 (M-4)
SiO_2	69.27	69.09	67.70	68.62	59.02	57.30	61.22	69.42	69.97	70.13	69.98
TiO_2	0.436	0.445	0.426	0.491	1.472	1.493	1.071	0.445	0.466	0.423	0.442
Al_20_3	12.87	13.21	13.20	12.94	14.83	15.00	12.13	12.31	13.18	12.78	12.79
Fe_2O_3	4.25	4.37	4.78	4.61	9.86	9.31	6.20	5.55	4.23	4.00	3.88
MnO	0.061	0.059	0.058	0.082	0.118	0.122	0.087	0.062	0.055	0.055	0.059
MgO	0.65	0.87	1.20	0.83	2.82	3.12	1.80	0.55	0.55	0.55	0.63
CaO	1.14	0.75	0.71	0.75	5.07	5.38	4.08	1.40	0.93	1.17	0.95
Na_2O	1.84	1.59	1.30	1.55	2.57	2.51	1.57	1.90	2.01	1.91	1.96
K_2O	5.15	5.37	5.31	6.02	2.73	2.36	1.76	5.19	5.43	5.64	5.51
P_2O_5	0.17	0.15	0.20	0.16	0.36	0.36	0.28	0.17	0.17	0.36	0.19
LOI	4.55	4.41	5.58	4.16	1.57	2.90	9.99	3.22	3.42	3.40	3.90
TOTAL	100.38	100.29	100.47	100.21	100.42	99.86	100.18	100.21	100.42	100.42	100.29
Minerales Normativos											
q	37.43	37.79	38.99	36.2	20.17	19.4	38.39	35.35	35.52	36.1	36.31
or	31.78	30.83	33.1	33.11	16.34	14.4	11.54	31.51	37.07	34.38	33.81
ab	16.23	17.19	11.58	17.51	21.97	21.88	14.71	18.79	13.64	16.64	17.19
an	4.86	4.19	2.48	3.73	21.06	23.36	20.63	5.12	2.9	3.81	3.73
C	2.65	3	4.68	2.74	0	0	0.9	1.99	2.95	2.23	2.35
wo	0	0	0	0	0.94	0.84	0	0	0	0	0
di-en	0	0	0	0	0.81	0.72	0	0	0	0	0
hy-en	1.7	1.34	3.16	1.42	6.32	7.32	4.99	1.4	2.16	1.42	1.63
mt	0.2	0.07	0.21	0.2	0.4	0.4	0.33	0.07	0.27	0.2	0.2
hm	4.29	4.68	4.89	4.22	9.7	9.32	6.65	4.86	4.61	3.98	3.89
ap	0.39	0.43	0.46	0.38	0.8	0.81	0.68	0.41	0.36	0.81	0.43
Sálicos	90.30	90.00	86.15	90.55	79.54	79.04	85.27	90.77	89.13	90.93	91.04
Fémicos	6.19	6.09	8.26	5.84	17.23	17.76	11.97	6.33	7.04	5.60	5.72
ID	85.44	85.81	83.67	86.82	58.48	55.68	64.64	85.65	86.23	87.12	87.31
IS	5.47	7.13	9.53	6.38	15.68	18.03	15.89	4.17	4.50	4.55	5.26

Sálicos= suma de minerales sálicos normativos (q+or+ab+an); Fémicos= suma de minerales normativos fémicos (di-mg+di-fe+hy-mg+mt+il+hm)
ID= índice de diferenciación (q+or+ab+ne+lc) (Thorthon y Tuttle, 1960); IS= índice de solidificación (100MgO/(MgO+Fe2O3+Na2O+K2O))

Muestra	Andesita Casita Blanca	Ignimbrita Santa María	Latita Portezuelo	Ignimbrita Cantera	Ignimbrita Cantera	Riolita San Miguelito	Riolita Panalillo	Riolita San Miguelito	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo
	M-1	M-2	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	B-1 (M-1)	B-1 (M-2)	B-1 (M-3)	B-1 (M-4)
F	1005	358	592	608	595	2651	116	1032				
Rb	47	189	199	272	269	594	251	375	-	-	-	-
Sr	572	98	205	32	46	7	9	18	-	-	-	-
Zr	322	234	380	147	166	139	300	151	-	-	-	-
Nb	14	22	24	30	29	44	53	32	-	-	-	-
Ba	684	1346	2371	203	318	64	62	258	-	-	-	-
Y	33	34	43	81	68	88	91	73	-	-	-	-
V	143	29	24	12	12	11	29	23	-	-	-	-
Cr	68	3	2	<2	<2	3	2	1	-	-	-	-
Co	23	13	12	13	19	23	11	<3	-	-	-	-
Ni	27	11	9	15	20	24	15	5	-	-	-	-
Cu	<3	34	19	24	33	35	33	31	-	-	-	-
Zn	123	58	94	127	72	61	117	83	-	-	-	-
Th	6	24	18	25	39	79	40	46	-	-	-	-
Pb	18	30	23	34	40	54	49	47	-	-	-	-
V	145	19	22	6	12	6	24	14	26	25	19	22
Cr	81	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20
Co	12	1	5	-1	1	-1	2	-1	3	2	3	1
Ni	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20
Cu	12	15	20	-10	24	-10	26	21	-10	11	-10	-10
Zn	-30	-30	138	111	55	-30	116	167	136	111	157	31
Ga	10	13	21	20	20	18	25	24	21	22	21	16
Ge	-1	-1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	-1
As	-5	13	5	9	11	14	18	19	16	18	9	-5
Rb	49	149	185	253	260	476	259	354	204	199	200	180
Sr	497	81	188	27	39	9	9	17	113	124	120	120
Y	29	32	77	73	55	67	84	56	44	49	49	45
Zr	287	276	451	125	166	141	254	146	466	486	475	490
Nb	8	13	25	19	18	27	36	24	22	22	23	18
Mo	-2.00	2.24	2.83	-2.00	2.49	-2.00	4.40	2.62	-2.00	-2.00	2.85	-2.00
Ag	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50
In	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20
Sn	-1.00	2.41	3.41	7.82	5.65	10.10	8.76	9.70	5.27	4.67	4.59	2.33
Sb	0.55	0.63	-0.50	0.52	0.66	-0.50	0.94	0.52	0.58	-0.50	-0.50	-0.50
Cs	1.63	3.51	6.92	11.43	10.38	14.18	7.98	15.68	8.72	9.41	11.26	9.81
Ba	680	1220	2350	220	337	73	68	274	955	916	918	904
La	39.0	50.7	77.6	27.6	57.5	25.5	61.9	32.3	56.5	57.9	57.3	55.9
Ce	80.7	104.5	142.4	64.7	115.6	71.6	130.5	123.4	117.0	119.8	121.4	115.2
Pr	9.8	11.5	18.0	8.9	14.8	7.3	15.8	7.1	14.1	14.6	14.4	13.8
Nd	39.9	43.6	73.1	37.6	57.6	28.0	60.4	25.8	54.0	57.2	57.2	54.4
Sm	7.6	8.3	14.7	10.5	12.3	8.1	13.3	6.5	11.0	11.7	11.7	10.9
Eu	1.92	1.10	1.88	0.52	0.52	0.10	0.26	0.22	1.30	1.32	1.24	1.31
Gd	6.5	7.2	14.1	10.6	10.5	7.8	12.9	6.3	9.1	10.0	9.8	9.1
Tb	0.97	1.10	2.19	2.06	1.76	1.77	2.35	1.54	1.43	1.61	1.58	1.46
Dy	5.31	6.40	12.44	12.46	10.04	11.51	14.30	9.98	7.96	8.91	8.75	8.13
Ho	1.01	1.25	2.47	2.49	1.90	2.38	2.84	2.06	1.58	1.72	1.75	1.60
Er	2.87	3.69	7.30	7.71	5.58	7.60	8.68	6.46	4.30	4.71	4.91	4.39
Tm	0.40	0.54	1.03	1.17	0.85	1.24	1.29	1.00	0.63	0.71	0.71	0.65
Yb	2.44	3.46	6.25	7.26	5.25	8.48	8.03	6.34	4.00	4.35	4.46	4.08
Lu	0.34	0.51	0.89	1.04	0.73	1.27	1.19	0.94	0.56	0.61	0.64	0.56
Hf	6.4	7.6	11.3	5.8	5.7	6.8	8.9	5.8	10.9	11.3	11.3	10.9
Ta	0.7	1.3	1.8	2.0	1.9	4.2	3.1	2.8	1.8	1.8	1.9	1.7
W	4.58	6.07	3.55	4.10	3.07	5.18	3.21	3.92	1.62	1.76	2.01	3.08
Tl	0.12	0.30	1.13	1.68	1.21	0.60	1.70	2.29	0.96	0.72	1.05	0.20
Pb	-5	9	94	96	102	13	160	142	26	20	34	-5
Bi	-0.40	-0.40	-0.40	6.97	-0.40	-0.40	-0.40	-0.40	0.62	-0.40	-0.40	-0.40
Th	7	18	19	19	28	55	29	35	19	20	20	18
U	1.3	3.4	4.1	5.4	4.9	8.8	5.3	7.2	4.3	3.5	4.4	4.3

Muestra	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Basalto Cabras	Basalto Cabras	Basalto Cabras	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo	Latita Portezuelo
	B-1 (M-5)	B-2 (M-1)	B-2 (M-2)	B-2 (M-3)	B-2 (M-4)	B-2 (M-5)	B-2 (M-6)	B-3 (M-1)	B-3 (M-2)	B-3 (M-3)	B-3 (M-4)
F											
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	21	21	20	22	95	93	48	19	18	15	17
Cr	-20	-20	-20	268	41	39	-20	53	33	26	51
Co	2	3	2	4	8	18	12	3	3	3	3
Ni	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20
Cu	81	11	11	13	20	24	-10	48	27	13	20
Zn	80	83	99	89	37	138	35	123	107	148	160
Ga	20	21	22	20	13	21	15	20	22	21	20
Ge	1	1	1	1	-1	2	-1	1	1	1	1
As	13	11	14	-5	-5	-5	-5	-5	5	10	5
Rb	184	182	186	188	101	99	29	193	210	211	208
Sr	295	132	137	94	309	323	410	230	103	86	89
Y	48	45	49	47	36	37	31	45	50	50	47
Zr	526	545	515	527	285	368	278	445	470	469	484
Nb	21	21	22	22	16	21	16	22	22	21	21
Mo	3.12	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00
Ag	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50
In	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	-0.20	0.26	0.21
Sn	3.91	10.05	6.74	3.86	1.11	2.88	2.79	6.21	6.96	10.58	9.07
Sb	1.16	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50	-0.50
Cs	6.20	4.72	4.40	3.31	4.12	4.46	7.65	6.76	7.19	6.54	8.00
Ba	974	907	958	1020	712	611	616	1030	1030	877	970
La	57.7	53.8	58.0	53.7	36.2	36.9	30.6	53.3	56.4	61.0	55.8
Ce	117.6	118.6	118.6	123.6	77.8	86.7	75.8	115.4	124.1	122.4	118.1
Pr	14.3	13.4	14.4	13.8	9.3	9.7	8.6	13.1	14.1	15.2	13.6
Nd	55.8	53.2	56.1	53.8	36.9	39.3	36.1	52.0	55.4	59.0	53.1
Sm	11.4	10.9	11.5	10.9	7.8	8.3	7.8	10.6	11.5	11.8	10.7
Eu	1.36	1.25	1.34	1.28	1.64	1.87	1.38	1.27	1.30	1.30	1.32
Gd	9.5	9.0	9.4	9.3	6.7	7.2	6.5	8.7	9.7	9.6	8.9
Tb	1.51	1.43	1.54	1.48	1.13	1.19	1.10	1.43	1.57	1.57	1.43
Dy	8.55	8.19	8.69	8.38	6.54	6.77	5.94	8.00	8.90	8.89	8.16
Ho	1.68	1.62	1.73	1.68	1.26	1.34	1.16	1.58	1.75	1.74	1.61
Er	4.72	4.44	4.79	4.68	3.52	3.73	3.27	4.43	4.89	4.87	4.48
Tm	0.68	0.67	0.70	0.69	0.50	0.53	0.48	0.65	0.71	0.72	0.65
Yb	4.24	4.17	4.36	4.40	3.16	3.40	2.93	4.11	4.49	4.56	4.17
Lu	0.59	0.59	0.61	0.61	0.43	0.47	0.42	0.57	0.63	0.64	0.58
Hf	12.5	12.8	12.7	12.4	7.2	8.8	7.2	10.4	11.2	11.4	11.0
Ta	1.7	1.8	1.7	1.8	1.3	1.5	1.3	1.8	1.9	1.7	1.8
W	1.41	1.56	1.35	1.51	-1.00	1.06	-1.00	1.89	1.28	1.47	1.73
Tl	0.28	0.33	0.91	0.90	0.29	0.72	0.18	0.33	0.28	0.61	0.33
Pb	14	14	27	16	-5	12	-5	27	21	41	28
Bi	10.60	1.65	3.56	0.89	-0.40	2.16	1.07	4.81	0.70	9.79	2.59
Th	19	19	19	19	10	11	10	19	21	21	20
U	17.2	4.6	4.3	3.8	2.1	2.0	2.5	4.0	5.0	4.7	3.9

ANEXO 5.A. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA (PRIMER MUESTREO)

									DATOS DE CAMPO					
CLAVE	SITIO	Prof (m)	TIPO	NE (m)	USO	Q ($l\ s^{-1}$)	X	Y	T (oC)	pH	Eh	EC	SDT	OD
HADAS	Las Hadas	15.0	Noria				298223	2454019	21.8	6.56		1300	839	3.1
CNA-142	Rancho Los Angeles	55.0	noria		agrícola	7	305846	2455716	22.3	6.87	0.360	910	691	4.7
CNA-148	Rancho El Diamante	40.0	noria		agrícola	12	306079	2456331	20.7	6.42		1000	711	5.4
CNA-155	Rancho San José	30.0	Noria		agrícola	10	303379	2456367	21.4	6.78	0.350	1300	867	5.5
CNA-160	Especies Menores	50.0	pozo		avicultura-pecuario	5	303972	2457311	22.6	6.36		1195	879	3.9
CNA-179	Rancho La Huerta	25.0	Noria		agrícola	9	305489	2460151	20.9	6.9	0.341	1450	1010	2.8
CNA-186	Rancho El Patio	25.0	Noria		agrícola		302610	2454328	21.0	6.67	0.342	1050	733	3.0
CNA-191	Rancho El Milagro	20.0	Noria		agrícola		301180	2453341	20.7	7.05	0.340	2555	1984	1.1
CNA-194	San Rafael	30.0	Noria		agrícola-agropecuario	9	302425	2453682	21.5	6.78	0.340	1350	954	3.0
CNA-210	Rancho San Antonio	30.0	Noria		agropecuario-agrícola		302431	2452348	20.5	7.02	0.314	1900	1369	3.2
CNA-224	Ejido El Zapote	23.0	Noria		agrícola	9	302806	2457526	20.7	6.5	0.333	1313	865	3.4
CNA-231	Juan José Alba Hernández	30.0	Noria		agrícola		305301	2459645	25.4	6.43	0.332	1030	860	1.7
CNA-234	Rancho Palomo	45.0	Noria		agrícola		306023	2459989	22.5	6.44	0.391	600	392	5.9
CNA-267	Rancho San José	30.0	Noria		agrícola		306802	2457997	23.0	6.54	0.368	785	519	4.6
CNA-271	Rancho Soledad	30.0	Noria	24.15	agrícola		307411	2455498	22.1	11.47	0.317	2995	2040	2.4
CNA-277	Rancho El Sacrificio	25.0	Noria	22.6	agrícola-pecuario		306441	2453782	19.7	7.58		1150	797	3.1
CNA-283	Los Gómez (Construcc.)	29.0	Noria		servicios		305947	2451418	21.1	6.81		1600	1095	2.9
CNA-290	Rancho Santa Ursula	40.0	Noria	28.74	riego	3	305560	2452619	22.3	6.59		2000	1750	5.9
CNA-310	Arroyo La Estacada	1.0	Noria		agrícola		303963	2432085	20.4	6.1		175	214	5.0
CNA-311	Las Norias (El gato)	2.5	Noria		manantial		303891	2432097	21.6	6.26		158	143	1.7
CNA-421	Ex-Hacienda El Jaralito	18.4	Noria		agrícola		300023	2457673	21.3	6.63	0.335	1025	738	3.2
CNA-430	Esc. San José del Barro	18.8	pozo		agrícola	9	298636	2457247	20.5	6.83	0.337	800	640	5.0
CNA-541	Huerta Guadalupe	18.0	Noria		agrícola		295744	2455336	22.1	6.39		1300	838	3.2
CNA-568	Rancho Providencia	25.0	Noria	7.78	abrevadero	1	299517	2452795	20.9	6.99	0.334	2400	1716	1.0
CNA-582	Rancho San Isidro	20.0	Noria		agrícola		301127	2452874	21.1	7.2	0.348	2000	1389	3.5
CNA-585	Rancho San Isidro	25.0	Noria		agrícola	4	301031	2453385	20.9	7	0.342	2800	2173	2.2
CNA-618	Víctor Rosales	15.0	Noria		doméstico		295668	2446388	21.3	6.28		375	253	4.1
CNA-621	Vivero Municipal	8.0	Noria		agrícola		296705	2446740	19.3	6.46		425	274	4.7
CNA-627	Don Valente	9.6	Noria		agrícola		300093	2453441	26.9	6.76		2400	1548	1.0
CNA-648	Deportivo F.F.C.C.	13.0	Noria		Servicios		297077	2451597	22.0	7.07		1570	1026	2.9
CNA-650	Rancho La Virguen	13.0	Noria		agrícola	3	290905	2454503	20.9	6.54	0.337	490	316	3.8
CNA-655	Mezquital	12.0	Noria		agrícola	5	291345	2454187	20.4	6.57	0.339	835	570	3.7
CNA-658	Hotel El Dorado	15.0	Noria		servicios		293461	2455122	23.5	6.72		485	516	2.6
CNA-670	Huerta San Antonio	15.0	Noria	7.5	agrícola		305802	2443856	22.8	6.44	0.335	695	492	3.0
CNA-680	Estrella de Dimas	10.0	Noria		servicios	5	305956	2443810	21.8	6.53		1700	1118	1.8
CNA-713	Capulines	12.0	Noria		agrícola	7	290608	2453864	22.3	6.66	0.341	470	308	3.9
CNA-717	Capulines	10.0	Noria		agrícola		289474	2454165	18.6	6.68	0.334	385	265	4.2
CNA-719	San Marcos	15.0	Noria		agrícola		288314	2455073	21.5	5.29	0.363	530	361	3.2
CNA-756	Concepción Martínez	10.9	Noria		agrícola		295061	2452011	23.7	6.64		920	596	0.9
CNA-760	Club Campestre	15.0	Noria		agua potable	4	292840	2451819	22.4	7.04	0.337	595	406	3.7
CNA-761	Rancho La Esperanza	29.5	Noria		agrícola		302756	2460118	20.4	6.41	0.473	590	380	1.8
CNA-763	Pozo de Luna	25.0	Noria		agrícola		303500	2463542	21.4	6.7	0.374	450	293	4.1
CNA-770	San José de la Buena	10.0	Noria		agrícola-doméstico		287371	2452514	20.8	6.89	0.343	1170	785	4.3
CNA-781	El Desierto	4.0	Noria		doméstico		287815	2451052	21.4	5.38	0.346	350	270	1.5
CNA-784	Gpe. Victoria	6.0	Noria		potable		286598	2451792	20.6	6.57	0.313	280	188	1.0
CNA-798	Villa de Pozos	6.0	Noria		doméstico		305996	2445393	18.5	6.93		1110	818	0.8
CNA-809	El Aguaje	8.0	Noria		doméstico		299948	2444517	27.2	5.95		325	316	5.8
CNA-810	El Aguaje	6.0	Noria		doméstico		300322	2444700	19.6	6.47		325	274	5.1
CNA-818	Rio Paisanos	5.0	Noria		agrícola		290142	2456780	22.7	7.18	0.324	525	452	1.2
CNA-830	Hacienda Los Arroyos	27.0	Noria		doméstico		303532	2439765	22.5	8.17		600	420	4.5
CNA-831	La Cantera	4.0	Noria		doméstico		303007	2441510	18.1	6.19		201.5	316	2.8
CNA-833	Abel Elizondo (Cortijo 3 Hnos.)	3.9	Noria		agrícola		293881	2452525	22.9	7.07		735	489	1.7
CNA-878	Santa Rita	18.0	Noria		agrícola		309028	2446043	25.6	7.35	0.332	500	325	3.1
CNA-888	Armando Duarte	15.0	Noria		agrícola		305732	2444876	18.4	7.3	0.337	775	530	0.8
RH-486	Tanque Santa Maria	29.5	Noria		agrícola		305322	2453375	20.9	6.66		1000	724	4.2

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA (PRIMER MUESTREO)

	Elementos mayores (mg l^{-1})									Nutrientes (mg l^{-1})			(UFC/100 ml)		($mg\ l^{-1}$)		
CLAVE	Alcalinidad total (mg/l $CaCO_3$)	Dureza Total (mg/l $CaCO_3$)	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	$N\text{-}NO_3$	$N\text{-}NO_2$	PO_4	CT	CF	SAAM	GyA	DBO_5
HADAS	235.0	352.0	113.0	17.0	80.0	48.0	286.7	81.2	159.9	19.50	N.D.	< 0.05	1100	8			
CNA-142	241.4	314.0	103.0	13.9	48.0	25.0	296.2	71.7	78.3	11.63	N.D.	N.D.					3.6
CNA-148	198.0	340.0	97.4	23.6	44.5	26.0	241.1	85.5	137.3	10.38	N.D.	< 0.05					
CNA-155	274.0	485.0	159.1	21.4	53.0	37.0	333.2	133.9	138.8	14.35	N.D.	N.D.				4.19	N.D.
CNA-160	294.0	385.0	122.2	20.7	44.5	25.0	358.4	104.9	129.3	2.65	N.D.	< 0.05					
CNA-179	317.0	517.0	163.1	26.7	85.4	36.5	387.0	124.5	207.7	19.05	0.007	N.D.					10.9
CNA-186	263.0	385.0	125.5	17.5	55.0	30.0	320.4	77.3	117.7	14.96	0.004	N.D.					N.D.
CNA-191	385.0	810.0	266.9	35.0	152.5	57.0	469.5	290.4	421.1	41.23	0.175	< 0.05					29.1
CNA-194	305.5	487.0	139.5	33.8	72.0	22.0	374.3	105.6	137.1	28.48	0.004	N.D.					7.3
CNA-210	333.0	611.0	179.2	39.9	100.0	54.0	406.0	219.7	174.7	23.63	N.D.	N.D.	7900	426	0.27	N.D.	N.D.
CNA-224	225.0	421.0	135.5	20.2	70.6	35.0	274.1	144.3	157.7	18.01	N.D.	N.D.	2780	4	0.27	1.55	7.3
CNA-231	129.0	311.0	98.2	16.0	47.8	36.0	157.5	111.4	105.6	27.20	0.094	< 0.05					N.D.
CNA-234	90.0	190.0	60.9	9.2	37.0	31.5	110.3	94.9	69.9	7.52	N.D.	N.D.					N.D.
CNA-267	183.0	241.0	69.3	16.5	36.0	30.8	223.7	49.2	88.0	7.70	N.D.	N.D.	5500	385	N.D.	N.D.	N.D.
CNA-271	338.3	755.0	298.6	2.4	146.0	116.4	59.9	403.7	320.2	11.88	0.59	0.36	18	ausentes	0.38		87.3
CNA-277	224.0	405.0	124.2	23.1	57.5	27.5	272.8	116.0	127.1	7.88	0.03	N.D.			0.24		N.D.
CNA-283	429.0	439.0	151.1	15.1	116.0	41.0	523.4	139.6	109.0	9.72	0.026	0.35			0.38		14.5
CNA-290	94.0	1080.0	384.0	29.7	41.0	37.0	114.2	35.8	1034.9	4.05	0.004	N.D.			0.27		21.8
CNA-310	36.0	48.0	15.2	2.4	12.5	11.0	44.4	5.2	32.2	0.22	N.D.	0.24	195000	1935	0.2	N.D.	22.5
CNA-311	34.0	32.0	11.2	1.0	12.1	10.5	41.2	4.7	27.4	0.10	N.D.	N.D.					N.D.
CNA-421	284.0	330.0	113.4	11.4	50.0	22.8	346.6	65.0	97.8	15.03	0.01	N.D.	660	54.5	N.D.	3.1	N.D.
CNA-430	302.0	285.0	92.6	13.1	42.5	38.0	368.6	37.1	64.5	10.30	0.01	< 0.05					N.D.
CNA-541	191.0	305.0	91.4	18.7	100.0	61.0	233.2	69.6	186.1	26.39	N.D.	N.D.					
CNA-568	432.0	750.0	248.9	31.4	142.0	58.0	526.6	224.4	322.1	39.06	0.097	0.17					14.6
CNA-582	393.9	536.0	161.1	32.6	145.4	56.0	482.1	168.8	283.3	28.66	N.D.	N.D.					N.D.
CNA-585	406.0	993.0	322.6	45.7	138.2	57.0	494.8	337.6	392.0	37.99	0.016	N.D.					14.6
CNA-618	149.0	89.0	23.6	7.3	33.0	24.4	184.0	7.5	20.6	0.60	N.D.	N.D.					37.5
CNA-621	135.0	91.0	27.3	5.6	36.5	24.0	164.9	10.4	39.3	1.00	0.004	N.D.					N.D.
CNA-627	356.0	538.0	165.1	30.6	165.0	119.0	434.8	179.7	396.9	0.87	0.026	0.25	37000	2500	0.32	0.87	40.0
CNA-648	386.0	328.0	93.8	22.9	136.0	109.0	472.6	78.9	197.4	16.05	N.D.	0.43					
CNA-650	65.0	114.0	30.5	9.2	35.0	24.5	78.8	21.3	97.0	4.01	N.D.	N.D.			N.D.		N.D.
CNA-655	207.0	86.0	25.7	5.3	93.5	52.0	252.1	37.1	113.3	8.46	N.D.	N.D.			N.D.		N.D.
CNA-658	200.0	184.0	56.1	10.7	52.5	28.0	245.8	33.4	83.7	7.56	0.004	0.16					N.D.
CNA-670	138.2	146.0	37.7	12.6	56.8	29.0	170.1	28.8	128.9	4.71	N.D.	N.D.	20	1	0.16	2.8	N.D.
CNA-680	246.0	354.0	115.4	16.0	164.0	66.0	299.8	90.5	421.1	3.66	0.024	N.D.	39750	5650	0.22	N.D.	N.D.
CNA-713	101.0	100.0	29.7	6.3	39.0	24.5	122.9	19.5	69.9	1.61	0.016	N.D.	2100	125	0.16	N.D.	N.D.
CNA-717	96.0	92.0	28.1	5.3	28.5	26.0	116.6	5.6	76.9	0.15	0.004	0.50					3.6
CNA-719	95.0	110.0	29.7	8.8	39.0	35.0	115.0	7.4	130.8	1.24	N.D.	0.18	62.5	ausentes	0.27	0.95	N.D.
CNA-756	232.0	212.0	56.1	17.5	59.0	51.2	283.6	33.4	119.7	7.54	N.D.	N.D.					7.2
CNA-760	106.0	120.0	33.7	8.8	51.2	34.2	129.2	21.3	108.7	5.70	N.D.	0.08	720	7	N.D.	N.D.	N.D.
CNA-761	153.7	170.0	52.9	9.2	27.2	26.0	189.0	20.4	60.2	6.60	0.025	N.D.	11150	350	N.D.	N.D.	N.D.
CNA-763	96.0	144.0	43.3	8.8	19.0	18.0	116.6	48.1	41.8	10.57	N.D.	N.D.					N.D.
CNA-770	139.0	112.0	32.1	7.8	146.0	63.0	170.1	60.4	273.6	15.87	0.01	0.40					14.5
CNA-781	10.0	42.0	8.0	5.3	28.0	42.0	12.6	5.6	113.3	1.36	0.008	N.D.					N.D.
CNA-784	10.0	60.0	16.0	4.9	14.5	13.8	12.6	6.5	92.0	1.16	N.D.	N.D.					3.6
CNA-798	216.0	328.0	107.4	14.6	70.5	35.0	263.3	44.3	153.8	26.83	1.09	0.33			0.22		3.6
CNA-809	31.0	60.0	18.0	3.6	27.0	19.3	38.1	10.4	82.5	4.68	N.D.	N.D.	8250	1	0.27	0.29	52.5
CNA-810	74.0	54.0	16.4	3.2	31.0	20.3	92.0	11.3	49.7	0.83	N.D.	N.D.					30.0
CNA-818	196.0	132.0	39.3	8.3	40.0	28.0	239.5	16.7	35.3	0.28	0.12	0.80					N.D.
CNA-830	177.0	108.0	32.9	6.3	60.4	50.2	215.7	23.6	48.9	3.77	N.D.	0.17					N.D.
CNA-831	34.0	43.0	10.4	4.1	19.2	15.2	41.2	7.5	45.8	0.13	N.D.	0.21					N.D.
CNA-833	222.0	188.0	52.9	13.6	55.0	42.0	271.0	39.7	68.1	7.89	0.004	< 0.05					14.5
CNA-878	160.0	96.0	33.7	2.9	40.0	25.8	195.4	22.3	30.8	2.48	N.D.	N.D.					N.D.
CNA-888	225.0	208.0	57.7	15.6	72.6	39.0	274.1	46.4	143.6	0.11	0.01	< 0.05	2925	188.5	0.27	N.D.	N.D.
RH-486	190.0	362.0	117.8	16.5	41.5	30.5	231.6	121.7	84.2	9.61	N.D.	N.D.			0.24	1.4	7.3

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA (SEGUNDO MUESTREO)

									DATOS DE CAMPO					
CLAVE	SITIO	Prof (m)	TIPO	NE (m)	USO	Q (l s^{-1})	X	Y	T (oC)	pH	Eh	EC	SDT	OD
CNA-670	Huerta Sn. Antonio	15.0	noria	7.5	agrícola		305759	2443790	21.6	6.13	0.365	700	505	2.0
CNA-680	Estrella de Dimas	10.0	noria		servicios	5	305996	2443761	21.7	6.61	0.338	1803	1288	1.5
CNA-690	Villa de Pozos	8.0	noria	6.3	agrícola		305660	2445102	20.5	6.91	0.359	1008	724	3.3
CNA-686		20.0	noria	8.12	agrícola		305841	2444802	16.3	7.48	0.364	615	445	1.3
CNA-691	Villa de Pozos	25.0	noria	6.4	industrial		305434	2444835	21.5	5.91	0.358	3190	2273	0.9
CNA-692	Villa de Pozos	20.0	noria		agrícola		305695	2444656	19.4	7.05	0.384	753	543	2.5
CNA-324	Villa de Pozos	25.0	noria	7.9	agrícola		305866	2444372	17.2	7.62	0.388	678	489	1.8
C. Vargas	Villa de Pozos (C. Vargas)	15.0	noria	7.9	agrícola		305937	2444349	19.9	6.8	0.388	748	539	4.2
CNA-325	Villa de Pozos	20.0	noria		agrícola		306160	2444419	22.5	6.53	0.335	1635	1169	
CNA-797	La Orquidea	35.0	noria	6.4	agrícola		306025	2445347	16.6	6.99	0.345	1472	1053	0.7
CNA-290	Camp. Sta. Ursula	40.0	noria	28.74	riego	3	306040	2445349	21.6	6.75	0.352	790	569	4.4
CNA-277	Rancho El Sacrificio	25.0	noria	22.6	agrícola		306475	2453721	19.5	8.08	0.358	1294	927	4.6
CNA-271	La Soledad	30.0	noria	24.15	agrícola		307221	2455383	17.8	7.95	0.314	1892	1351	5.0
CNA-148	El Diamante	40.0	noria		agrícola	12	305537	2455818	20.6	6.71	0.352	892	641	5.0
CNA-142	Rancho Los Angeles	55.0	noria		agrícola	7	306522	2454908	21.5	6.74	0.362	750	541	5.9
CNA-568	Rancho La Providencia	25.0	noria	7.78	abrevadero	1	299539	2452737	19.7	7.01	0.331	1978	1412	0.1
CNA-582	Rancho San Isidro	20.0	noria		agrícola	8	301182	2452825	20.2	7.26	0.347	1826	1304	2.7
CNA-585	Rancho San Isidro	25.0	noria		agrícola	4	301146	2453379	19.4	7.09	0.348	2000	1428	2.8
CNA-210	Rancho Sn. Antonio	30.0	noria		agropecuario-agrícola		302487	2452290	20.1	7.31	0.353	1667	1192	4.5
CNA-187	Rancho El Pato	28.0	noria		agrícola		302132	2454174	20.2	6.76	0.341	1375	984	3.9
CNA-155	Rancho Sn. José	30.0	noria		agrícola	10	304122	2456432	17.8	7.08	0.333	1270	910	1.2
CNA-268	Sn. José	30.0	noria		agrícola		307468	2458014	21.5	6.71	0.343	952	684	3.8
CNA-878	Sta. Rita	18.0	noria		agrícola		309100	2445946	19.8	8.03	0.336	824	593	4.6
CNA-627	Tercera Grande	10.0	noria		agrícola		296606	2453348	19.9	7.2		2130	1520	1.6
CNA-648	Deportivo FFCC	13.0	noria		Servicios		297117	2451542	23	7.49	0.342	1441	1031	6.7
CNA-283	Los Gómez	23.0	noria		Servicios		305971	2451325	19.8	7.52	0.251	2210	1577	0.0
CNA-285	Rancho Sta. Cruz	25.0	noria		Servicios		305790	2451948	20.9	6.84	0.364	1008	724	5.8
C. Deport.	Los Gómez (C. Deport.)	20.0	noria		Servicios		306310	2451000	21.5	6.54	0.367	1052	755	7.2
C. Monsivaís	Los Gómez (C. Monsiváis)	22.5	noria		agrícola		306285	2450499	20.9	6.71	0.332	1125	807	4.9
Leos Peña	Los Gómez (Leos Peña)	25.0	noria		agrícola		305653	2451632	19.9	6.82	0.344	1246	893	3.4
CNA-286	Los Gómez	24.0	noria		agrícola		306006	2451914	18.9	6.76	0.362	1224	877	0.5
Fracc. Ornitos	La Libertad (Fracc. Ornitos)	15.0	noria		agrícola		304569	2449835	20.1	7.15	0.356	818	589	0.6
Guillermo López	La Libertad (Guillermo López)	18.0	noria		agrícola		304402	2449291	20.9	7.03	0.301	2490	1776	4.5

	Elementos mayores (mg l^{-1})									Nutrientes (mg l^{-1})			(UFC/100 ml)		(mg l^{-1})		
CLAVE	Alcalinidad total (mg/l $CaCO_3$)	Dureza Total (mg/l $CaCO_3$)	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	$N\text{-}NO_3$	$N\text{-}NO_2$	PO_4	CT	CF	SAAM	GyA	DQO
CNA-670	143.1	228.4	70.54	12.6	87	33.5	174.6	26.8	221.45	1.93	0.001	0.3067	3080	15	-	N.D.	7.275
CNA-680	258.7	680.1	214.8	34.8	240	44.5	315.7	124.1	616.46	3.17	0.003	0.3067	265	40	-	N.D.	14.55
CNA-690	160.5	341.7	108.6	17	78	25.8	195.8	36.37	87.665	79.25	0.019	0.3067	272	55	-	N.D.	14.55
CNA-686	134.9	210.4	67.33	10.2	71	26.5	164.5	51.61	78.05	0.38	0.003	0.3067	1100	166	-	N.D.	36.36
CNA-691	75.5	1327.7	482.3	29.7	278	56.4	92.16	55.77	172.82	433.02	1.77	0.3067	7000	0	-	3.39	18.75
CNA-692	198.2	331.5	100.2	19.7	70.5	35.5	241.8	24.81	138.37	10.43	0.12	0.3067	14800	265	-	5.59	30
CNA-324	209.2	316.5	100.2	16	59	31.5	255.2	34.74	108.21	0.35	0.001	2.9439	254	235	-	N.D.	26.25
C. Vargas	172.7	220.0	71.17	10.2	93.8	17	210.7	58.2	101.61	19.687	0.006	0.3067	2720	1300	-	N.D.	N.D.
CNA-325	180.8	655.3	216.3	27.8	80	23.4	220.6	225.5	257	34.57	0.12	0.3067	27500	133	-	N.D.	N.D.
CNA-797	170.7	-	-	-	91	44.5	208.2	49.63	100.86	7.895	2.79	1.0733	7880	420	-	2.42	30
CNA-290	240.1	320.6	103	15.3	53.6	18.8	292.9	78.2	72.72	7.06	0.001	0.3067	3280	463	-	3.53	25.26
CNA-277	236.7	309.5	97.39	16	230	33.5	288.8	163.8	126.32	18	0.011	0.3067	7880	3400	-	3.19	12.995
CNA-271	88.1	957.7	335.9	28.7	145	69	107.5	407	304.25	11.39	0.062	0.3067	2860	2	-	4.65	27.425
CNA-148	181.7	512.9	169.9	21.4	54.5	34.5	228.4	74.44	156.09	17.285	0.001	0.3067	1300	155	-	N.D.	10.83
CNA-142	203.7	400.7	131.9	17.3	56.4	28	248.5	74.11	90.74	5.16	0.001	0.3067	870	190	-	N.D.	7.22
CNA-568	454.2	801.3	256.9	38.7	232	60	554.1	268	400	46.785	0.09	1.0426	4350	3400	-	N.D.	N.D.
CNA-582	429.4	496.8	151.9	28.4	230	52	523.9	168.7	320	33.84	0.001	0.3067	3500	1900	-	N.D.	N.D.
CNA-585	396.4	712.2	228.9	34	230	49.5	486.9	282.9	430	40.54	0.008	0.3067	30000	12000	-	N.D.	N.D.
CNA-210	341.3	590.9	176.4	36.5	118	53	416.4	223.3	182.87	28.93	0.001	0.3067	3000	430	-	N.D.	N.D.
CNA-187	278.0	501.8	161.1	24.1	82.5	40	339.2	124	191.67	29.82	0.005	0.3067	7000	560	-	N.D.	N.D.
CNA-155	335.8	491.8	163.1	20.4	73.5	40	329.1	134	182.55	10.7	0.056	0.3373	3473.33	2180	-	N.D.	17.78
CNA-268	209.2	342.6	116.2	12.6	52.5	35.5	255.2	124	94.58	7.57	0.001	0.092	44900	28	-	N.D.	N.D.
CNA-878	272.5	145.3	50.5	4.62	122	36.5	335.8	29.9	105.82	3.46	0.001	0.3373	7950	18	-	N.D.	17.78
CNA-627	344.1	652.0	187.6	44.5	222.5	122.5	419.8	174.9	390.24	82.855	0.001	0.3067	10800	0	-	N.D.	60
CNA-648	396.4	435.6	114.2	36.5	145	87	483.6	84.97	235.96	25.875	0.001	0.828	1375	1	-	3.01	48
CNA-283	170.7	1594.0	598.4	23.8	11.5	16.5	208.2	4.9	1534.5	0.405	0.001	3.8638	6050	240	-	2.98	92
CNA-285	253.2	487.7	127.5	41.1	42.5	32	308.9	119.9	75.73	10.16	0.001	0.3067	10	0	-	N.D.	N.D.
C. Deport.	137.6	487.7	127.5	41.1	44.5	33.5	167.9	134.9	231.97	10.61	0.001	0.3067	2990	407	-	2.44	N.D.
C. Monsivaís	220.2	431.6	118.2	33.1	76	42	268.6	130	176.27	11.14	0.001	0.3067	4320	3720	-	2.31	48
Leos Peña	410.1	435.7	123.8	30.6	132	33.5	500.4	114.9	88.29	11.14	0.001	0.3067	1860	460	-	8.47	16
CNA-286	324.8	557.8	157.5	39.9	51	36.5	396.3	174.9	95.83	12.32	0.018	0.3067	152000	1780	-	3.25	48
Fracc. Ornitos	209.2	356.5	97.39	27.5	27.5	40	255.2	109.9	69.44	0.85	0.013	0.3067	15850	1240	-	N.D.	36
Guillermo López	209.2	670.0	187.6	48.9	217.5	105	255.2	434.9	140.25	104.29	0.002	2.9439	15150	3615	-	N.D.	96

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA (SEGUNDO MUESTREO)

		Elementos traza (mg l-1)												
CLAVE	SITIO	Rb	Cs	Sr	Ba	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
CNA-670	Huerta Sn. Antonio	91.58	1.06	436.11	315.00	6.80	4.64	2.18	1.80	4.40	1.15	52.49	4.48	35.07
CNA-680	Estrella de Dimas	95.36	1.54	766.09	67.77	7.47	5.43	3.56	7.19	24.98	5.97	3.90	1.56	12.01
CNA-690	Villa de Pozos	180.47	2.71	1719.05	145.88	9.40	7.84	2.56	8.83	75.67	0.01	33.48	3.41	437.00
CNA-686		60.04	0.75	347.66	160.38	6.74	4.65	1.91	3.57	72.62	0.05	3.89	2.19	9.65
CNA-691	Villa de Pozos	257.85	3.49	1314.70	153.31	12.02	8.53	2.45	7.15	2152.65	0.33	427.49	3.49	20.99
CNA-692	Villa de Pozos	97.69	1.05	533.46	314.21	5.71	3.91	1.93	2.98	53.43	0.18	15.51	1.73	4.91
CNA-324	Villa de Pozos	60.18	0.69	432.24	127.14	7.45	7.13	2.94	3.72	86.92	0.10	1.39	2.89	6.04
C. Vargas	Villa de Pozos (C. Vargas)	34.70	0.54	199.73	102.31	4.15	2.81	1.73	3.00	7.48	0.55	1.62	2.77	6.28
CNA-325	Villa de Pozos	38.42	0.82	554.91	60.42	4.20	3.19	2.56	6.33	9.05	0.01	0.15	1.29	7.76
CNA-797	La Orquidea	119.87	1.13	1253.96	470.23	10.59	7.77	1.89	6.11	332.83	0.01	4.28	9.39	15.97
CNA-290	Camp. Sta. Ursula	143.46	1.79	1497.49	318.20	18.25	12.63	8.75	11.72	13.00	0.01	3.10	6.55	21.56
CNA-277	Rancho El Sacrificio	58.31	1.29	680.61	150.66	9.98	6.94	17.26	14.31	20.56	0.06	1.85	76.17	159.63
CNA-271	La Soledad	116.72	2.78	1100.00	98.08	7.66	5.21	13.95	21.08	20.94	0.01	3.22	81.70	100.81
CNA-148	El Diamante	164.78	2.47	1790.49	226.42	19.87	14.13	10.80	13.35	14.23	0.01	2.57	8.32	22.40
CNA-142	Rancho Los Angeles	84.62	1.39	865.15	157.96	12.04	8.10	5.92	7.80	6.49	0.01	0.91	4.30	18.30
CNA-568	Rancho La Providencia	37.98	0.67	517.10	33.11	3.18	2.59	2.90	5.88	13.26	0.02	0.15	4.02	8.19
CNA-582	Rancho San Isidro	135.47	3.46	1526.47	106.61	11.98	8.69	8.66	17.84	26.51	0.01	0.15	4.74	13.11
CNA-585	Rancho San Isidro	92.56	2.13	1595.29	95.22	8.35	5.39	7.08	16.25	22.00	0.01	0.15	3.71	9.45
CNA-210	Rancho Sn. Antonio	164.49	2.74	2091.24	166.85	11.95	8.27	7.72	22.01	26.27	0.01	0.15	6.92	9.01
CNA-187	Rancho El Pato	69.61	1.58	939.63	78.61	8.51	5.72	5.15	10.39	21.47	0.01	0.15	3.16	7.46
CNA-155	Rancho Sn. José	132.31	1.99	1705.58	274.67	14.20	12.49	8.12	82.09	44.20	0.01	3.84	461.56	654.86
CNA-268	Sn. José	127.22	1.61	1435.95	511.60	20.21	12.24	13.25	18.05	15.43	0.01	0.15	4.94	10.11
CNA-878	Sta. Rita	37.04	0.50	290.90	87.64	10.93	7.26	22.12	9.54	7.65	0.01	0.15	0.10	4.38
CNA-627	Tercera Grande	205.34	2.91	1509.69	160.52	11.52	8.80	10.98	15.72	26.50	0.01	0.15	3.87	32.97
CNA-648	Deportivo FFCC	163.76	3.15	762.59	216.10	10.29	8.71	12.90	48.57	19.97	0.01	0.24	5.56	34.12
CNA-283	Los Gómez	29.53	1.27	4300.00	163.90	4.86	9.13	44.99	6.13	196.34	0.01	3.11	2.78	54.29
CNA-285	Rancho Sta. Cruz	79.72	1.03	1074.73	264.61	9.48	6.29	5.26	9.28	6.43	0.01	0.15	1.37	11.47
C. Deport.	Los Gómez (C. Deport.)	80.27	1.03	906.42	153.34	8.60	6.27	5.05	9.77	6.03	0.01	0.89	0.77	7.76
C. Monsivaís	Los Gómez (C. Monsiváis)	101.28	1.45	900.43	124.12	9.99	6.90	7.60	12.54	16.78	0.01	1.22	2.70	16.35
Leos Peña	Los Gómez (Leos Peña)	92.00	2.05	1098.57	244.43	9.89	7.54	7.75	12.67	15.43	0.01	0.15	1.52	7.51
CNA-286	Los Gómez	87.37	1.44	1232.39	300.57	9.59	6.82	6.86	14.15	39.43	0.01	0.15	2.42	11.28
Fracc. Ornitos	La Libertad (Fracc. Ornitos)	208.45	3.22	1860.37	808.19	16.99	11.58	7.31	18.50	654.14	0.25	2.08	4.76	14.61
Guillermo López	La Libertad (Guillermo López)	176.73	2.68	1721.80	161.52	10.98	8.78	13.90	34.53	42.39	0.21	0.15	506.34	366.48
Agua residual	Tanque Tenorio 1	69.09	17.85	170.14	50.44	10.86	22.34	3.83	15.61	176.56	0.29	0.15	0.10	19.78
Agua residual	Tanque Tenorio 2	51.95	17.69	178.16	63.80	9.16	35.08	3.25	13.26	198.02	0.46	6.28	3.41	15.52
Agua residual	Tanque Tenorio 3	47.75	17.43	258.68	140.33	9.51	12.93	6.60	35.72	1815.23	1.83	19.43	7.08	14.35
Agua residual	Tanque Tenorio 4	46.27	15.52	189.79	85.81	9.39	27.10	5.51	46.27	2688.63	2.25	25.14	9.61	22.19

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA (SEGUNDO MUESTREO)

		Elementos traza (mg l-1)												
CLAVE	SITIO	Y	Mo	Cd	Al	Sn	Pb	B	As	Se	Br	I	Th	U
CNA-670	Huerta Sn. Antonio	1.61	2.71	0.09	5.00	0.30	0.44	1962.50	2.33	1.42	1287.50	68.28	0.28	4.51
CNA-680	Estrella de Dimas	1.40	4.15	0.10	13.32	0.46	0.05	1328.67	3.82	2.74	875.83	174.93	0.33	28.62
CNA-690	Villa de Pozos	1.78	1.49	0.62	16.00	1.53	0.05	148.00	19.42	3.42	829.58	86.74	0.43	8.78
CNA-686		0.18	3.20	0.08	5.00	0.05	0.43	416.25	6.61	1.42	618.36	48.67	0.04	2.39
CNA-691	Villa de Pozos	3.83	2.78	2.08	269.73	0.36	0.05	256.41	39.52	2.25	657.87	49.16	1.32	11.63
CNA-692	Villa de Pozos	0.45	2.24	0.04	7.50	0.18	0.05	1092.50	5.73	1.67	763.33	49.62	0.16	6.82
CNA-324	Villa de Pozos	0.07	2.89	0.07	3.75	0.20	0.05	238.75	34.31	1.77	635.58	48.46	0.08	5.52
C. Vargas	Villa de Pozos (C. Vargas)	0.13	0.82	0.02	5.00	0.37	0.05	126.25	2.35	1.64	408.20	24.24	0.04	3.24
CNA-325	Villa de Pozos	0.07	1.10	0.04	4.29	0.46	0.18	60.06	27.49	5.54	674.31	20.84	0.05	4.23
CNA-797	La Orquidea	0.11	1.68	0.08	16.65	0.52	0.00	649.35	18.51	2.54	484.96	54.51	0.17	1.09
CNA-290	Camp. Sta. Ursula	0.07	3.70	0.38	13.32	1.60	0.05	93.24	9.12	8.09	1018.98	311.94	0.24	99.30
CNA-277	Rancho El Sacrificio	0.08	3.14	0.22	19.98	0.58	4.22	149.85	17.79	5.21	793.93	282.56	0.04	31.13
CNA-271	La Soledad	0.08	2.36	0.24	23.31	0.96	4.18	69.93	6.14	18.83	1930.98	68.27	0.04	27.63
CNA-148	El Diamante	0.09	2.80	0.24	12.00	1.63	0.83	124.00	9.58	14.63	1506.30	200.68	0.24	49.10
CNA-142	Rancho Los Angeles	0.04	1.10	0.12	7.28	0.24	0.38	58.24	6.45	6.07	842.65	123.90	0.16	26.11
CNA-568	Rancho La Providencia	0.03	1.58	0.08	7.15	0.37	0.05	71.50	4.32	3.25	587.09	59.73	0.09	32.10
CNA-582	Rancho San Isidro	0.21	3.41	0.23	40.00	1.70	0.64	320.00	6.71	12.08	1657.45	157.96	0.26	172.28
CNA-585	Rancho San Isidro	0.09	2.79	0.14	20.00	1.78	0.05	116.00	5.91	12.07	1570.71	90.88	0.14	171.67
CNA-210	Rancho Sn. Antonio	0.12	1.21	0.12	25.00	4.41	0.05	100.00	4.90	13.49	1921.12	212.19	0.14	182.60
CNA-187	Rancho El Pato	0.07	2.08	0.12	24.00	1.18	0.05	96.00	3.61	7.95	626.52	99.09	0.12	69.71
CNA-155	Rancho Sn. José	0.13	2.53	0.28	40.00	4.14	33.70	125.00	7.41	16.50	1168.25	158.92	0.21	193.54
CNA-268	Sn. José	0.05	5.90	0.17	13.32	2.03	0.05	99.90	13.25	12.49	1274.61	244.91	0.08	30.64
CNA-878	Sta. Rita	0.08	8.21	0.07	12.74	1.44	0.79	202.02	36.53	3.19	427.23	161.37	0.06	10.86
CNA-627	Tercera Grande	0.09	2.96	0.18	28.00	0.71	0.05	278.00	19.23	16.58	1076.58	188.09	0.52	40.11
CNA-648	Deportivo FFCC	0.04	15.75	0.15	19.98	0.71	0.46	258.08	135.27	5.78	664.27	123.97	0.45	18.97
CNA-283	Los Gómez	0.10	1.13	0.04	32.00	0.66	0.05	54.00	1.73	2.28	166.04	52.99	0.00	0.90
CNA-285	Rancho Sta. Cruz	0.04	2.75	0.12	8.19	0.53	0.05	58.24	5.54	6.85	842.06	163.64	0.13	50.47
C. Deport.	Los Gómez (C. Deport.)	0.03	0.39	0.09	7.28	0.28	0.61	45.50	4.48	9.61	1291.55	198.26	0.08	14.12
C. Monsivaís	Los Gómez (C. Monsiváis)	0.08	1.61	0.07	19.98	0.87	1.56	69.93	6.21	8.60	983.44	270.98	0.08	44.06
Leos Peña	Los Gómez (Leos Peña)	0.06	7.38	0.08	19.98	0.71	0.05	193.14	7.09	6.93	738.49	493.48	0.09	135.70
CNA-286	Los Gómez	0.05	5.88	0.13	19.98	1.00	0.05	79.92	6.40	9.22	1261.91	162.60	0.10	92.34
Fracc. Ornitos	La Libertad (Fracc. Ornitos)	0.17	6.89	0.17	33.30	1.58	0.05	106.56	38.76	10.05	1927.75	218.33	0.32	22.85
Guillermo López	La Libertad (Guillermo López)	0.10	9.09	0.20	40.00	1.76	15.99	142.50	12.45	20.23	3577.71	376.73	0.16	39.47
Agua residual	Tanque Tenorio 1	0.05	21.36	0.15	16.65	4.53	0.81	609.39	8.84	6.50	681.54	145.52	0.00	0.62
Agua residual	Tanque Tenorio 2	0.07	2.20	0.05	29.97	1.44	0.45	396.27	9.06	4.63	468.42	128.07	0.00	2.45
Agua residual	Tanque Tenorio 3	0.06	15.85	0.09	50.00	3.90	3.05	325.00	10.94	6.69	578.49	173.27	0.00	3.65
Agua residual	Tanque Tenorio 4	0.06	12.43	0.08	72.00	1.56	2.27	328.00	10.03	5.48	542.65	141.35	0.00	2.82