

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

U A S L P

FACULTAD DE INGENIERIA

**“EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA EN EL HUNDIDO:
UNA CUENCA ENDORRÉICA EN COAHUILA, MÉXICO”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN GEOLOGÍA APLICADA

PRESENTA

ARTURO PÉREZ MORÁN

ASESOR: ANTONIO CARDONA BENAVIDES



Alumno becado por CONACYT, número de beca: 192986

SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P. JULIO DE 2008

Existe un río cuyas aguas dan la inmortalidad; en alguna región habrá otro río cuyas aguas la borren. El número de ríos no es infinito; un viajero inmortal que recorra el mundo acabará, algún día, por haber bebido de todos. Nos propusimos descubrir ese río.

Jorge Luis Borges

A..G..D..G..A..D..U

Dedico el presente trabajo a mis padres Abel Pérez Hernández y Francisca Adalid Morán Bonola por su amor y apoyo incondicional en todos los aspectos.

A mis hermanos Fátima, Abel y Lirio por su cariño y por haber estado conmigo en todos los momentos importantes de mi vida.

A Edgar Montero y su familia por tener siempre un lugar en su mesa y las puertas abiertas para un servidor.

A Valeria, Leonardo, Fernanda y Diego.

A Mateo, bienvenido seas!

A Ivonne por su amor y cariño a largo de tantos años.

A la familia Morán Bonola por que a pesar de la distancia nos mantenemos unidos.

A mis compañeros de viaje Enrique Quintero, Oscar Bárcenas y Francisco Dueñas.

A mis camaradas geólogos: Oscar Dávalos, Hugo Silva, Omar Martínez, Elías Núñez, Miguel A. Aguilar, Cesio Flores, José Luis Escalante, Ezequiel Escamilla, Carlos Cham, Jesús Betancourt y Cesar Leura.

AGRADECIMIENTOS:

Agradezco profunda y sinceramente al Dr. Antonio Cardona Benavides quien a lo largo de diez años ha sido un ejemplo a seguir tanto humana como académicamente. Le agradezco su asesoramiento, atinados comentarios y apoyo moral durante las distintas etapas en que se llevó a cabo el presente trabajo.

Al Dr. Javier Castro Larragoitia por su apoyo y asesoramiento para los estudiantes del postgrado que acertadamente dirige, y cuya dedicación hizo posible obtener el apoyo económico para sustentar mi estancia en el postgrado y el desarrollo del presente trabajo.

Al Ing. Jorge Aceves De Alba encargado del Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica del Área Ciencias de la Tierra, por la ayuda en la generación de modelos digitales de elevación y planos cartográficos.

A la IQ Maria de los Ángeles Navarro encargada del Laboratorio de Análisis Químicos de Agua y Suelos de la Facultad de Ingeniería de la UASLP y a las laboratoristas QFB Sandra Ramos Castillo e Ing. Ana Maria Guadalupe López Hernández, por la realización de los análisis químicos que sirvieron de base para la elaboración de este trabajo.

Al personal del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, por permitirme participar en las actividades que generaron la información con que se desarrolló el presente trabajo. Quiero agradecer al MI Carlos Gutiérrez Ojeda por sus atenciones durante la redacción del trabajo, y especialmente al Físico Ismael Mata Arellano, a los Doctores Manuel Martínez Morales y Miguel Ángel Mejía y al Ing. Gerardo Ortiz Flores por su apoyo y asesoramiento durante las actividades de campo llevadas a cabo en los valles de Cuatrociénegas y El Hundido.

Al Dr. Oscar A. Escolero Fuentes y su equipo de trabajo del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México durante las actividades de campo realizadas en el Valle El Hundido, de donde se tomó parte de la información generada para la realización del presente trabajo.

A los Ingenieros Hugo Silva Lugo y Elías Núñez Hernández con quienes realicé el trabajo de campo en la zona de estudio. Por las aventuras vividas y por disfrutar el extremoso clima del noreste de México.

1.	INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
2.	DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA EL HUNDIDO	20
2.1	FISIOGRAFÍA	21
2.1.1	Suelos	23
2.1.2	Región Hidrológica	25
2.1.3	Clima y vegetación	26
2.1.4	Actividad económica	27
3.	MATERIALES Y MÉTODOS DE ESTUDIO	28
3.1	ACTIVIDADES DE CAMPO	28
3.1.1	Recopilación de información	28
3.1.2	Censo de Aprovechamientos	28
3.1.3	Piezometría	29
3.1.4	Medición de Parámetros de Campo	29
3.1.5	Toma de Muestras de Agua Subterránea	35
3.2	ACTIVIDADES DE LABORATORIO	38
3.3	ACTIVIDADES DE GABINETE	40
4.	GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA	42
4.1	GEOLOGÍA REGIONAL	42
4.2	ESTRATIGRAFÍA	43
4.2.1	Cretácico Inferior	44
4.2.2	Cretácico Superior	55
4.3	ELEMENTOS TECTÓNICOS IMPORTANTES EN EL VALLE EL HUNDIDO	59
4.4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	61
4.5	GEOLOGÍA DEL SUBSUELO	63
4.6	COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA	65
4.7	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS	65
4.8	TIPOS DE MEDIO POR DONDE CIRCULA EL AGUA	65
4.9	PIEZOMETRÍA	67
4.9.1	Profundidad del Nivel Estático	67
4.9.2	Elevación del Nivel Estático y dirección de flujo del agua subterránea	67
5.	RESULTADOS DE LA INTERPRETACIÓN HIDROGEOQUÍMICA	70
5.1	PARÁMETROS DE CAMPO	73
5.2	BALANCE DE ELECTRONEUTRALIDAD	76
5.3	IONES MAYORES	78
5.4	CLASIFICACIÓN DE AGUA PARA RIEGO	87
5.5	CLASIFICACIÓN DE FAMILIAS DE AGUA	90
5.5.1	Familias de agua por Ión dominante	91
5.5.2	Diagrama Poligonal de Stiff	94

6.	MODELO HIDROGEOQUÍMICO DE LA EVOLUCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	96
6.1	INDICES DE SATURACIÓN DE MINERALES.....	96
6.1.1	<i>Geoquímica de Carbonatos</i>	98
6.1.2	<i>Geoquímica de Sulfatos</i>	100
6.2	PROCESOS DE DEDOLOMITIZACIÓN.....	102
6.3	MODELO CONCEPTUAL.....	104
6.4	SECCIÓN HIDROGEOQUÍMICA.....	105
6.5	MODELACIÓN INVERSA DE LA EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	108
6.5.1	<i>Descripción del Modelo Geoquímico Utilizado</i>	109
6.6	MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA INVERSA EN EL VALLE DE EL HUNDIDO.....	111
6.6.1	<i>Evolución del Agua Subterránea tipo bicarbonatada-cálcica al tipo sulfatada-mixta</i>	113
6.6.2	<i>Evolución del Agua Subterránea tipo sulfatada-mixta al tipo sulfatada-sódica</i>	114
6.6.3	<i>Evolución del Agua Subterránea tipo bicarbonatada-cálcica al tipo sulfatada-cálcica</i>	116
6.6.4	<i>Evolución del Agua Subterránea tipo sulfatada-cálcica al tipo sulfatada-sódica</i>	117
7.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	118
	BIBLIOGRAFÍA.....	123

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

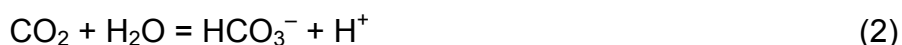
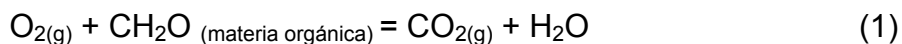
Figura I. 1 Efectos y manifestaciones de la gravedad en el agua subterránea de una cuenca regional con drenaje libre (Tóth, 1999).	6
Figura II. 1 Localización del área de estudio.....	20
Figura II. 2 Provincias Fisiográficas de la República Mexicana (INEGI, 1983).....	22
Figura II. 3 Clases de suelo en el Valle El Hundido (INEGI, 1983)	24
Figura II. 4 Regiones Hidrológicas (INEGI,1981).....	26
Figura III. 1 Medición de Alcalinidad en campo.....	33
Figura III. 2 Gráfica para el cálculo de alcalinidad en campo mediante la Función de Gran	34
Figura III. 3 Envasado y etiquetado de muestras de agua subterránea	37
Figura III. 4 Extracción manual de agua de agua subterránea.....	38
Figura IV. 1 Mapa Geológico del Valle El Hundido. Tomado de IMTA (2004), adaptado de la Carta Geológica Minera Tlahualillo (SGM, 1998).....	45
Figura IV. 2 Rasgos estructurales en la zona de estudio, adaptado de Chávez-Cabello, 2005	60
Figura IV. 3 Sección geológica A-A'	64
Figura IV. 4 Columna estratigráfica esquemática que incluye las características hidráulicas de las formaciones geológicas más relevantes en el Valle El Hundido.....	66
Figura IV. 5 Profundidad al nivel estático (2004)	69
Figura IV. 6 Elevación del nivel estático y dirección de flujo del agua subterránea (2004)	69
Figura V. 1 Distribución de muestras de agua subterránea en El Hundido	70
Figura V. 2 Distribución geográfica de Temperatura en °C del agua subterránea	74
Figura V. 3 Distribución geográfica de pH del agua subterránea.....	75
Figura V. 4 Distribución geográfica de CE en $\mu\text{S}/\text{cm}$ del agua subterránea	76
Figura V. 5 Gráfica de Balance de Electroneutralidad por localidad y número de muestra.....	77
Figura V. 6 Distribución geográfica y concentración de F^- en mg/l	79
Figura V. 7 Distribución geográfica y concentración de $\text{N}-\text{NO}_3$ en mg/l	81
Figura V. 8 Distribución geográfica y concentración de Cl^- en mg/l	82
Figura V. 9 Distribución geográfica y concentración de SO_4^{2+} en mg/l	83
Figura V. 10 Distribución geográfica y concentración de Na^+ en mg/l	85
Figura V. 11 Distribución geográfica y concentración de Dureza Total en mg/l	87
Figura V. 12 Diagrama de Wilcox para clasificación de agua para riego	88
Figura V. 13 Distribución geográfica de clases de agua para riego.....	89
Figura V. 14 Diagrama de Piper para clasificación de familias de agua	92
Figura V. 15 Representación gráfica de la tabla de promedios	93
Figura V. 16 Distribución geográfica de familias de agua y diagramas de Stiff correspondientes	94
Figura VI. 1 IS respecto a la calcita (CaCO_3).....	99
Figura VI. 2 IS respecto a la dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$).....	100
Figura VI. 3 IS respecto a la estroncianita (SrCO_3).....	100
Figura VI. 4 IS respecto al yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).....	101
Figura VI. 5 IS respecto a la celestita (SrSO_4)	102

Figura VI. 6 Modelo conceptual en planta	106
Figura VI. 7 Sección Hidrogeoquímica	107
Tabla I. 1 Estudios relacionados con la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea	9
Tabla III. 1 Descripción de las funciones de los principales tipos de conservadores de muestras de agua subterránea	37
Tabla IV. 1 Datos piezométricos del Valle El Hundido (adaptado de IMTA, 2004)	68
Tabla V. 1 Parámetros medidos en campo y elementos mayores calculados en laboratorio	71
Tabla V. 2 Variables para la clasificación del agua para riego en base a su salinidad y riesgo por adsorción de sodio	90
Tabla V. 3 Familias de agua identificadas por número de muestra	92
Tabla V. 4 Tabla general de promedios respecto a la familia de agua	93
Tabla VI. 1 IS respecto a varios minerales para las muestras usadas en la modelación inversa	98
Tabla VI. 2 Reacciones de evolución geoquímica del agua subterránea a lo largo de la sección A-A' normal a las líneas de flujo.	115

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La mayor parte del agua subterránea que existe en el mundo, tiene su origen en la precipitación de agua de lluvia o el derretimiento de nieve y su infiltración a lo largo del suelo hasta alcanzar los sistemas de flujo que viajan a través de las capas que constituyen los materiales geológicos (Freeze & Cherry, 1979).

La etapa de infiltración a través del suelo es muy importante para la composición química del agua subterránea. El suelo tiene propiedades únicas, capaces de alterar la composición del agua por el crecimiento de raíces vegetales debido a que la infiltración se lleva a cabo a través de una zona biológicamente activa. En las zonas de recarga, el suelo pierde una cantidad neta de material mineral que asimila el flujo de agua. Con frecuencia, gran parte de la composición química del agua subterránea se adquiere en los primeros metros de su recorrido desde la superficie del terreno, aunque después haya recorrido varios kilómetros en el subsuelo a lo largo de la trayectoria de flujo. Esto ocurre principalmente debido a que el agua en el suelo es ácida por la reacción del CO₂ del suelo con el agua; ya que los poros del suelo presentan una elevada concentración en este gas (10^{-1.5} – 10^{-2.5} atmósferas), generado por el decaimiento de la materia orgánica y la respiración de las raíces (Freeze & Cherry, 1979). Esta acidez hace que el agua pueda alterar silicatos y carbonatos. La acidificación del agua se puede representar mediante las reacciones:



Si el agua permanece en el suelo, siempre hay CO₂ presente y recupera, mediante la reacción 2, la acidez que ha consumido el proceso de alteración de minerales. Esto mantendrá su agresividad mientras permanezca en el suelo (Sánchez, 2004). En la medida que el H₂CO₃ es consumido en la zona de suelo, la oxidación de la materia orgánica, y la respiración de las raíces, constituyen una fuente de abasto de CO₂ a los poros presentes en el suelo y asegura nuevamente la generación de H₂CO₃ al ocurrir nuevos eventos de recarga que circulen a través del suelo.

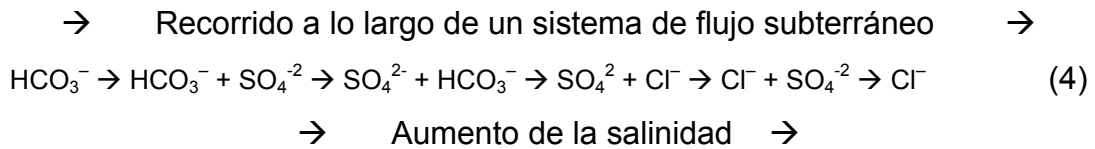
De este modo los procesos bioquímicos e hidroquímicos proporcionan un suministro continuo de CO_2 que, al reaccionar con el agua subterránea, promueve las reacciones agua – mineral (Freeze & Cherry, 1979). Una vez que el agua llega a la zona saturada, generalmente no hay aportes de acidez, por lo que comúnmente se torna básica y disminuye parcialmente su capacidad de disolver carbonatos y alterar silicatos.

Además de la presencia del ácido inorgánico, existen muchos ácidos orgánicos en la zona de suelo producidos mediante procesos bioquímicos. Estas sustancias, como ácidos húmicos y fúlvicos, constituyen una parte importante en el desarrollo de suelos y en el transporte de constituyentes disueltos hasta el nivel freático. Sin embargo su efecto es menor, comparado con el efecto del CO_2 disuelto. Otra fuente importante de acidez, es la reacción del oxígeno libre con minerales que contienen Fe reducido, como la pirita (FeS_2). Esta fuente de H^+ generada por oxidación, juega un papel importante en el intemperismo del subsuelo en algunas regiones (Freeze & Cherry, 1979).

Desde que el agua alcanza la superficie freática en la zona de recarga natural hasta que descarga en un río, manantial o pozo de extracción, pueden transcurrir unos días o miles de años, y dependiendo del tipo de sistema de flujo con el que está asociado (local, intermedio o regional) su recorrido puede ser de unos metros o de varios kilómetros. Por lo tanto, la evolución química del agua dependerá de los minerales con los que entre en contacto y de la duración de dicho contacto, que a su vez depende del sistema de flujo subterráneo. Generalmente se considera que a mayor tiempo de permanencia en el terreno, mayor será la salinidad del agua. Sin embargo si un agua permanece solo unas horas en contacto con NaCl será mas salina que otra que permanezca por mucho mas tiempo en contacto con cuarzo (SiO_2) (Sánchez, 2004).

Aunque las reacciones y procesos químicos que se desarrollan en los sistemas de flujo son muy variados, como norma general, se observa que en las aguas subterráneas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo, generalmente predomina el anión bicarbonato (HCO_3^-). Conforme se incrementa el tiempo de permanencia en el subsuelo predominará el SO_4^{2-} , y finalmente las aguas más

salinas, con mayor recorrido, son cloruradas. Esta evolución normalmente se acompaña de los cambios regionales en las especies de aniones dominantes, denominada secuencia de *Chebotarev* (Citado en Freeze & Cherry, 1979):



Estos cambios se llevan cabo conforme el agua se mueve desde zonas someras con flujo activo, a zonas intermedias donde el flujo es más lento y el agua más antigua. Esta secuencia, como muchas otras en las ciencias geológicas, debe ser observada en términos de escala y geología de un caso específico, con las concesiones necesarias para su modificación (Freeze & Cherry, 1979).

La secuencia de *Chebotarev* pudiera indicar un proceso lineal: el agua al principio de su viaje es bicarbonatada; a medio viaje, sulfatada; al final, clorurada. Aunque esto es cierto para una gota de agua determinada, la distribución de la geoquímica del agua en el subsuelo de una región está mejor descrita por el esquema trazado por Domenico (1972, citado en Freeze & Cherry, 1979). En grandes cuencas sedimentarias, se distinguen tres zonas en profundidad:

Zona superior: se caracteriza por presentar flujo activo en rocas relativamente lixiviadas, generalmente con recorridos cortos y tiempos de permanencia de años o decenas de años. En esta zona predomina el anión HCO_3^- y tiene bajo contenido de Sólidos Totales Disueltos (STD). En términos generales, se trata de aguas bicarbonatadas y poco salinas.

Zona intermedia: esta zona presenta flujo menos activo, recorridos más largos y tiempos de permanencia de cientos a miles de años. Las aguas son más salinas y el anión predominante es el SO_4^{2-} .

Zona inferior: con flujo muy lento o estancado, largos recorridos y tiempos permanencia de miles a millones de años. Por lo que es muy común la presencia de minerales altamente solubles. La salinidad es elevada y el agua es clorurada. (Freeze & Cherry, 1979)

Desde el punto de vista geoquímico, la evolución aniónica es posible gracias a la abundancia y a la solubilidad de distintos minerales en el subsuelo. En términos generales, la abundancia se refiere a la diferente probabilidad que existe de que un agua encuentre minerales que le aporten bicarbonatos, sulfatos o cloruros. Si un agua estuviera en contacto simultáneamente desde su infiltración con minerales que le aportaran todos estos iones, no se produciría la secuencia de *Chebotarev*, sino que desde el primer momento, las aguas serían cloruradas, puesto que son las sales más solubles. Pero en la realidad siempre existe un aporte de bicarbonatos, en segundo lugar, los yesos son relativamente frecuentes en series sedimentarias, y finalmente, las sales cloruradas, presentes como estratos salinos depositados millones de años atrás en cuencas marinas cerradas, son las menos abundantes.

El segundo factor citado, la solubilidad, es proporcional a la salinidad del agua, que aumenta progresivamente con el tiempo de permanencia del agua en el terreno. El agua disuelve o altera los minerales que encuentra hasta que se alcanza el límite marcado por la constante de equilibrio correspondiente. De este modo, no disolverá más ese mineral y continuará disolviendo otros minerales con una constante de solubilidad más elevada hasta que de nuevo se alcance el equilibrio.

Las considerables cantidades de calcita y dolomita presentes en la mayoría de las cuencas sedimentarias y su fácil solubilidad en contacto con el CO₂ disuelto en el agua, hacen que el HCO₃⁻ sea invariablemente el ión dominante en las zonas de recarga. Por otro lado, el yeso y la anhidrita, son los minerales más comunes que aportan sulfato, dado que se disuelven rápidamente en contacto con el agua. La reacción de disolución para el yeso, es la siguiente:



Debido a que la solubilidad de los carbonatos es mucho más baja que la de los sulfatos, que a su vez, son menos solubles que los cloruros, primero se alcanza el equilibrio para los minerales con carbonatos, después para aquellos que incluyen sulfatos, y finalmente para los minerales con cloruro. Un litro de agua a 25°C

puede llegar a disolver 2,100 mg/l de SO_4^{-2} , mientras que puede alcanzar 360,000 mg/l de Cl^- (Freeze & Cherry, 1979).

Otro factor importante dentro de la evolución hidrogeoquímica, es la secuencia de evolución electroquímica. Esta secuencia se refiere a la tendencia del potencial redox (Eh) a disminuir conforme el agua subterránea viaja a lo largo del sistema de flujo. Diferentes estudios han demostrado que el agua de lluvia, contiene un alto potencial redox como resultado de su contacto con el oxígeno atmosférico. Las condiciones iniciales del potencial redox reflejan altas concentraciones de oxígeno disuelto, expresados en Eh cercanos a 750 mV a pH 7 (Freeze & Cherry, 1979).

La secuencia de evolución electroquímica inicia en las capas de suelo ricas en materia orgánica, la oxidación de ésta consume la mayor parte del oxígeno (ecuación 1). Este proceso disminuye notablemente el potencial redox, tomando en cuenta que el consumo de oxígeno depende mucho de la estructura del suelo, porosidad y permeabilidad, así como de la profundidad y distribución de la materia orgánica, además de la profundidad del nivel freático y la temperatura (Freeze & Cherry, 1979).

De este modo, diferentes estudios, enfocados a la identificación de la presencia del oxígeno disuelto en el agua, definieron las siguientes generalizaciones: *i*) en zonas de recarga, con arena o suelos arenosos o cavernas de caliza, el agua subterránea somera contiene hasta 0.1 mg/l de oxígeno disuelto, *ii*) el agua subterránea somera en zonas de recarga con suelos limosos o arcillosos, no contiene oxígeno disuelto detectable y *iii*) en áreas donde el suelo es escaso o se encuentra sobre roca fracturada permeable los niveles de oxígeno disuelto son detectables aún a grandes distancias dentro del sistema de flujo.

En algunos casos todo el sistema de flujo manifiesta presencia de oxígeno disuelto (Freeze & Cherry, 1979). La considerable cantidad de oxígeno disuelto, presente en agua subterránea somera de depósitos arenosos, es probable que se deba al bajo contenido de materia orgánica en el suelo y las altas tasas de infiltración.

En la Figura I.1 se muestra un esquema general que representa la distribución del agua subterránea, algunas condiciones hidrogeológicas típicas y fenómenos naturales asociados con el flujo subterráneo y su interacción con el terreno debido a la acción natural que la fuerza de gravedad ejerce sobre el agua subterránea. La figura muestra una cuenca idealizada con un sistema de flujo que surge de la parte izquierda y que transita bajo una pendiente poco pronunciada y otro sistema que surge de la parte derecha donde se encuentran flujos regionales, intermedios y locales circulando bajo una superficie topográfica más accidentada. Como se puede apreciar, cada sistema de flujo tiene un area de origen o recarga, una de tránsito y una final o de descarga (Tóth, 1999).

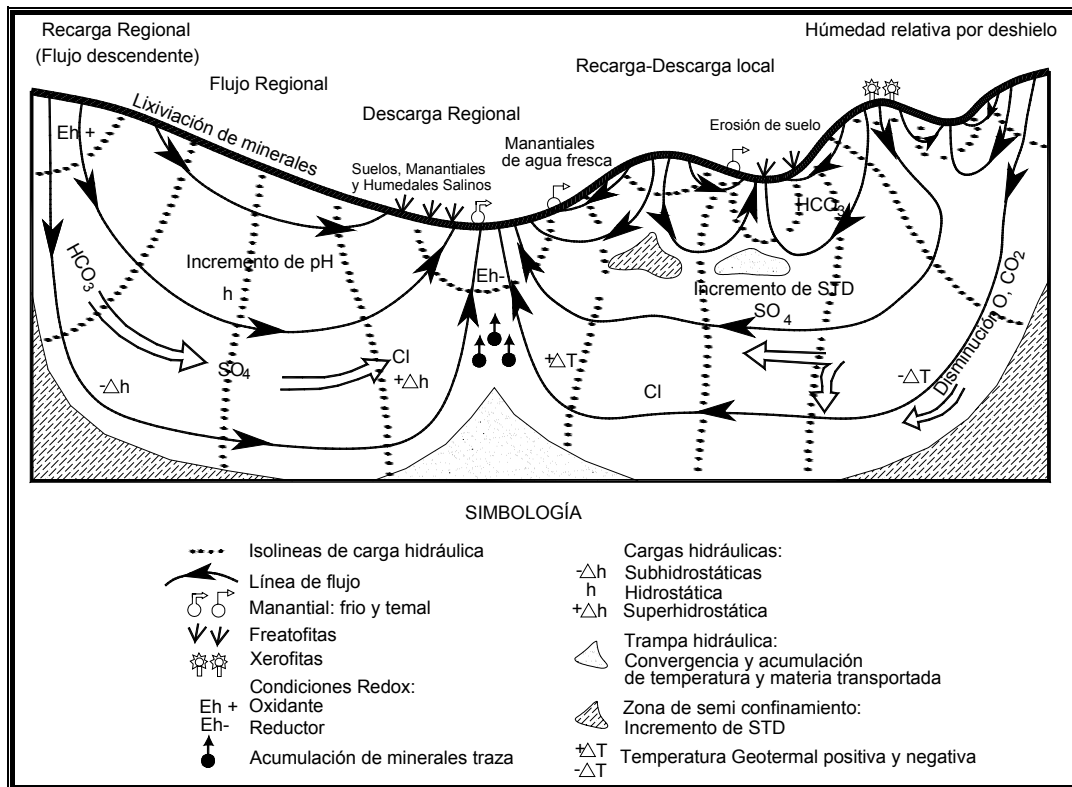


Figura I. 1 Efectos y manifestaciones de la gravedad en el agua subterránea de una cuenca regional con drenaje libre (Tóth, 1999).

En las áreas de recarga, las cargas hidráulicas, que representan la energía mecánica del agua, son relativamente altas y decrecen conforme aumenta la profundidad por lo que el flujo del agua subterránea se extiende divergentemente hacia abajo. En las zonas de descarga la energía y las condiciones de flujo son distintas: las cargas hidráulicas son bajas y aumentan conforme se extiende a la

profundidad; lo que da como resultado un sistema de flujo ascendente y convergente. En las áreas de tránsito del agua subterránea, la energía mecánica del agua subterránea no varía con respecto a la profundidad y, en consecuencia, se trata de un flujo predominantemente lateral (Tóth, 1999).

Los sistemas de flujo funcionan como bandas transportadoras las cuales interactúan con el medio ambiente que las contiene y lo cual producen efectos ambientales *in situ* cuya interacción con el flujo, funciona como mecanismo de movilización, distribución y acumulación. De tal manera es posible apreciar cambios sistemáticos en la facie iónica del agua desde el ión HCO_3^- pasando por SO_4^{2-} hasta el ión Cl^- conforme aumenta la distancia y la profundidad del flujo subterráneo (Tóth, 1999).

Como un ejemplo de la evolución geoquímica que se ha descrito teóricamente en los párrafos anteriores, a continuación se presentan algunos ejemplos de trabajos en los que se define con base en herramientas hidrogeoquímicas la evolución del agua subterránea a lo largo de la dirección de flujo.

El estudio denominado “*Geochemical evolution of groundwater in Smith Creek Valley - a hydrologically closed basin in central Nevada, U.S.A*”, realizado por Thomas *et al.*, en 1989, es un ejemplo de los fenómenos hidrogeoquímicos antes citados. En el estudio se identificaron los procesos dominantes responsables de la evolución química del agua subterránea en una cuenca hidrológica cerrada, mediante la identificación de la química de iones mayores, cálculos de balance de masa, cálculos termodinámicos, isótopos estables e identificación de minerales que están en contacto con el agua subterránea durante su recorrido. El medio que conforma el basamento geológico está constituido por rocas consolidadas de baja permeabilidad, que forman los límites de una fosa tectónica que presenta depósitos de relleno de cuenca de alta permeabilidad y depósitos de playa de baja permeabilidad en la parte topográfica más baja de la fosa tectónica.

Identificaron los procesos responsables de la disolución de tobas riolíticas, intercambio catiónico por intemperismo de arcillas de Ca^{2+} y Mg^{2+} por Na^+ , disolución de Cl^- y SO_4^{2-} de evaporitas, transpiración, precipitación de calcita y

zeolitas. Adicionalmente la concentración del agua por el fenómeno de evapotranspiración constituye un proceso importante que controla la concentración del agua subterránea de mayor salinidad. De esta manera se identificó la secuencia de evolución que varía de la familia de agua Na-Ca-HCO₃ a Na-HCO₃ y finalmente a la familia Na-Cl.

Por su parte Fisher, R.S. y Mullican, W.F. (1997) en su estudio denominado "*Hydrochemical Evolution of Sodium-Sulfate and Sodium-Chloride Groundwater Beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA.*", realizaron el estudio de la evolución hidroquímica del agua subterránea en la parte norte del desierto de Chihuahua, Trans-Pecos, que se encuentra en acuíferos compuestos por materiales carbonatados y siliciclásticos, bajo una zona no saturada de gran espesor. La evolución se estudió mediante análisis de suelos, lixiviados, rellenos, agua de la zona no saturada y agua subterránea que circula por los tres acuíferos principales. El medio geológico se conforma principalmente de rocas sedimentarias Cretácicas Indiferenciadas (calizas y areniscas), sedimentos de relleno Cenozoicos y relleno aluvial Cuaternario.

Entre las reacciones químicas, y procesos responsables de la composición química del agua subterránea que fueron identificados se menciona: disolución de sales carbonatadas en la superficie, disolución de calcita, dolomita y yeso, intercambio de Ca⁺² y Mg⁺² por Na⁺, evapotranspiración, reciclaje de sal superficial, efectos de mezcla y actividades de riego. En este estudio se identificó una evolución del agua perteneciente al familia Ca-HCO₃ a Na-SO₄ y finalmente a la familia Na-Cl.

En la Tabla I.1 se muestra un resumen de distintos trabajos que han estudiado la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea. En ellos se muestra la evolución identificada así como las reacciones químicas implicadas en el proceso de evolución, además se manifiesta la importancia de la modelación inversa como una herramienta adecuada para definir cuantitativamente las reacciones químicas que se llevan a cabo durante la interacción del agua subterránea cuando circula por el medio geológico a través de líneas de flujo.

Autor (es)	Título	Tema	Evolución Identificada	Reacciones Químicas	Modelación Inversa?
Demirel, Z., Güler, C.	Hydrogeochemical evolution of groundwater in a Mediterranean coastal aquifer, Mersin-Erdemli basin (Turkey)	Evaluación de la química del agua subterránea y la identificación de los factores antropogénicos que afectan la química del agua en la región.	Ca-HCO ₃ a Mg-Ca-Na-HCO ₃ -Cl a Na-Mg-Ca-HCO ₃ -Cl	Intemperismo de silicatos, disolución de sales, precipitación de CaCO ₃ , SiO ₂ y Caolinita, intercambio iónico	Si
Mahlknecht, J., Schneider, J.F., Merkel, B.J., Navarro de León, I., Bernasconi, S.M.	Groundwater recharge in a sedimentary basin in semi-arid Mexico	Investigación de los mecanismos de recarga mediante el uso de isótopos estables y la evolución hidroquímica del agua subterránea en una cuenca semi-árida e intermontana de 6,840 Km ²	Ca-HCO ₃ a Ca-Na-HCO ₃ a Na-HCO ₃	Intemperismo de CaCO ₃ y Dolomita, Intemperismo de Silicatos (albita), Disolución de Yeso, Intercambio catiónico	Si
Rajmohan, N., Elango, L.	Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India	Estudio sobre los procesos que predominan en la composición química del agua subterránea, en la que se identifican mecanismos de mezcla, ya que la recarga depende en mayor parte de ríos y lagos presentes en la zona.		Interacción agua-roca, disolución y precipitación de Carbonatos y Silicatos, Intercambio iónico e interacciones con agua superficial.	No
Ortega-Guerrero, A.	Origin and geochemical evolution of groundwater in a closed-basin clayey aquitard, Northern Mexico	Modelado del flujo del agua subterránea en una sección cruzada, en base a la determinación de iones mayores, elementos traza, isótopos estables y modelación geoquímica, con el fin de investigar el origen y la evolución del agua subterránea en un acuífero	Na-Ca-SO ₄ -Cl	Precipitación de Calcita por evaporación hasta que esta es removida de la solución.	Si
Thomas, J.M., Welch, A.H., Preissler, A.M.	Geochemical evolution of groundwater in Smith Creek Valley - a hydrologically closed basin in central Nevada, U.S.A.	Identificación de los procesos dominantes responsables de la evolución química del agua subterránea en una cuenca hidrológica cerrada, mediante la identificación de la química de iones mayores, cálculos de balance de masa, cálculos termodinámicos, isótopo	Na-Ca-HCO ₃ a Na-HCO ₃ a Na-Cl	Disolución de Tobs Riolíticas, intercambio catiónico por intemperismo de arcillas de Ca y Mg por Na. Disolución de Cl y SO ₄ de evaporitas, transpiración, precipitación de Calcita y Zeolitas.	Si
Fisher, R.S. And Mullican, W.F.	Hydrochemical Evolution of Sodium-Sulfate and Sodium-Chloride Groundwater Beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA.	Estudio de la evolución hidroquímica del agua subterránea en la parte norte del desierto de Chihuahua, Trans-Pecos, la cual se encuentra en acuíferos carbonatados y siliciclásticos, bajo una zona no saturada de gran espesor. La evolución se estudia medianamente	Ca-HCO ₃ a Na-SO ₄ a Na-Cl	Disolución de sales carbonatadas en la superficie, saturación de calcita y dolomita, disolución de yeso, intercambio de Ca y Mg por Na. Evotranspiración, reciclaje de sal superficial, efectos de mezcla y actividades de riego.	No
Parnachev, V.P., Banks, D., Berezovsky, A.Y., Garbe-Schönberg, D.	Hydrochemical evolution of Na-SO ₄ -Cl groundwaters in a cold, semi-arid region of southern Siberia	Estudio en la región sur de Siberia, cuyas aguas subterráneas y superficiales presentan características específicas a zonas frías y semiáridas, como son clima continental, localización de sombra respecto a la precipitación, baja densidad de drenaje para la	Ca-Mg-HCO ₃ a Mg-SO ₄ a Na-SO ₄ -Cl	Intemperismo de carbonato en secuencias ricas en dolomita, intercambio catiónico, disolución de paleoevaporitas.	Si
Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Zouari, K., Shand, P. and Mamou, A.	Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara	Se describe la evolución hidrogeoquímica e isotópica de las aguas subterráneas en las arenas Mio-Pliocenas del acuífero Terminal Complejo, situado en una gran cuenca sedimentaria, a lo largo de una sección transversal representativa del acuífero, donde se		Disolución de Halita de rocas evaporíticas, disolución de Yeso. Fijación de N por plantas.	Si
Ondra, S., and Hirata, R.	Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil	Estudio sobre la tendencia geoquímica e isotópica en el Sistema Acuífero Guarani. La cual está fuertemente influenciada por procesos de intercambio catiónico y disolución de carbonatos.	Ca-HCO ₃ a Na-HCO ₃ con concentraciones significantes de Cl y SO ₄ a la profundidad	Disolución de calcita, intercambio catiónico, disolución de evaporitas (halita, mirabilita y yeso)	Si
Cardona, A. y Carrillo-Rivera J. J.	Hidrogeoquímica de sistemas de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas volcánicas félsicas.	Estudio sobre las reacciones que condicionan la composición química de un sistema de flujo intermedio que circula por el material de relleno de una fosa tectónica en la región central de México.	Ca-Mixta, Ca-Na-HCO ₃	Disolución incongruente de montmorillonita e illita, intercambio de sodio de las arcillas por calcio disuelto en el agua subterránea, disolución de calcita.	Si

Tabla I. 1 Estudios relacionados con la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea

La composición química de las aguas subterráneas puede aportar una información muy valiosa sobre el comportamiento hidrogeológico regional, principalmente acerca del flujo subterráneo, además ayuda eficazmente a establecer áreas de recarga y descarga, tiempos de permanencia en el terreno, etc. La información hidrogeoquímica se puede complementar con una buena red de piezómetros para generar mapas de isovalores de cargas hidráulicas o de elevación del nivel estático y secciones que informen detalladamente del flujo en el subsuelo. El problema es que los datos piezométricos normalmente son escasos o inexistentes, ya que son muy costosos, por lo que una buena interpretación en la información geoquímica ayudaría a aminorar esta deficiencia.

El análisis bibliográfico establece diferente metodología para la definición cuantitativa de las reacciones químicas de interacción agua/mineral que componen al acuífero, entre las que se menciona: *i)* identificación de grupos químicos de agua con características homogéneas, *ii)* identificación de minerales que componen el acuífero, *iii)* experimentos de laboratorio donde mediante interacción controlada en columna se reproduzcan las concentraciones observadas en campo, *iv)* gráficos diversos que consideren relaciones geoquímicas derivadas de reacciones químicas, *v)* determinación de índices de saturación con respecto a diferentes minerales, *vi)* cálculos para establecer, mediante modelación geoquímica inversa, la transferencia de masa (disolución – precipitación de minerales) necesaria para reproducir la concentración química del agua subterránea determinada a partir de análisis químicos y *vii)* elaboración de un modelo conceptual que integre el resultado de los cálculos geoquímicos con el medio geológico.

La descripción de la evolución geoquímica del agua subterránea que se presentó en los párrafos anteriores, se utiliza como antecedente para establecer los posibles cambios en su composición química. En este contexto, en la investigación que se describe a continuación, se presenta la metodología utilizada para identificar la evolución geoquímica del agua subterránea en una región semiárida de la SMO en donde el agua subterránea modifica paulatinamente su composición química conforme se desplaza desde las zonas de recarga en rocas carbonatadas carstificadas hasta la zona de descarga natural en la porción más

baja de una cuenca endorreica compuesta por material granular derivado de la erosión de las sierras adyacentes.

La zona de estudio seleccionada para realizar esta investigación es la cuenca del Valle El Hundido en el estado de Coahuila, mismo que por estar adyacente al Valle de Cuatrociénegas y por ser éste zona natural protegida, la definición y conocimiento de la composición y evolución geoquímica del agua subterránea se revisten de particular importancia.

Estudios Previos

La mayor parte de los estudios previos realizados en el Valle El Hundido, se centran principalmente en el valle vecino de Cuatrociénegas. Debido a que entre ambos existen marcadas diferencias de tipo biológico y en el uso del agua subterránea, se ha originado polémica desde el punto de vista socioeconómico y ha propiciado una gran cantidad de estudios relacionados con los recursos hídricos del subsuelo. El resumen de los estudios hidrogeológicos e hidrogeoquímicos disponibles más relevantes se presentan a continuación en orden cronológico.

Lesser y Asociados, S.A. de C.V., Estudio de evaluación hidrogeológica e isotópica en el Valle de El Hundido, Coahuila, Gerencia de Aguas Subterráneas, Comisión Nacional del Agua, contrato GAS-006-PRO 01, diciembre 2001.

Las actividades realizadas en este estudio fueron de tipo geológico y geohidrológico, cuya finalidad fue determinar la conexión hidráulica entre los Valles El Hundido, Cuatrociénegas y Ocampo, para definir el origen del agua de las pozas de Cuatrociénegas y el posible impacto que pudieran recibir los manantiales de Cuatrociénegas ante la extracción de agua subterránea en el Valle El Hundido. Se censaron los aprovechamientos de agua subterránea existentes, se llevaron a cabo pruebas de bombeo y se elaboró un balance de agua subterránea.

Los objetivos generales del trabajo fueron: *i)* determinar las condiciones geológicas, estructurales y estratigráficas que gobiernan la ocurrencia del agua

subterránea dentro de la zona de estudio, *ii*) definir los diferentes sistemas y subsistemas hidrogeológicos existentes en la región y la posible conexión hidráulica subterránea entre ellos, *iii*) estimar el balance de aguas subterráneas, la condición actual de explotación y las características hidráulicas del acuífero, *iv*) determinar las características físico-químicas del agua del subsuelo, superficiales y de los manantiales y *v*) determinar los contenidos de los isótopos ambientales deuterio, oxígeno 18 y tritio, con el fin de identificar el sistema o sistemas acuíferos de la zona cárstica.

Las conclusiones sobre calidad el agua se dividen de acuerdo al valle estudiado. De acuerdo al estudio, en el Valle de Ocampo el agua subterránea se clasifica como de buena calidad, por tener un bajo contenido salino (menos de 1,500 $\mu\text{mhos/cm}$). En Cuatrociénegas el agua en su mayor parte es de mediana calidad (entre 1,500 y 2,500 $\mu\text{mhos/cm}$), con algunas zonas cerca de las serranías, donde el agua es de buena calidad. En el Valle El Hundido se establece que prácticamente toda el agua subterránea es de mala calidad natural debido a su alto contenido salino. En algunos sitios alcanza más de 10,000 $\mu\text{mhos/cm}$. Desde el punto de vista de calidad del agua para uso agrícola, en el Valle de Ocampo predomina el agua C2-S1 y C3-S1. El agua de Cuatrociénegas en su mayor parte se clasifica como C3-S1, C4-S1 y C4-S2. Por lo que corresponde al agua del Valle El Hundido, esta se clasifica como C4-S1 que corresponde a agua con muy alta cantidad de sales y bajo contenido de sodio intercambiable.

De las pruebas de bombeo se concluyó que los acuíferos funcionan generalmente como semiconfinados y en algunas partes como confinados. Para el acuífero semiconfinado la transmisividad obtenida varía de 0.00021 y .0033 m^2/s , mientras que para el acuífero confinado, la transmisividad calculada varió de 0.00023 a 0.0079 m^2/s . El coeficiente de almacenamiento varía de 0.00026 a 0.0003 para el acuífero confinado.

En base a los puntos de vista geológico, piezométrico y de calidad del agua, en este trabajo concluyen que no existe relación entre los acuíferos de los Valles El Hundido y Cuatrociénegas. Definen que actualmente funcionan de manera independiente, por lo que la recarga o extracción que se lleve a cabo en uno de

ellos no repercutirá en el otro. Por lo que respecta al origen del agua que aflora en las pozas de Cuatrociénegas, señalan que corresponde a infiltración de lluvia sobre la Sierra de San Marcos, a partir de donde circula a través de un sistema cárstico para aflorar sobre una franja de 3 kilómetros de ancho ubicada al pie del flanco oriental de la Sierra de San Marcos.

Comisión Nacional del Agua (CNA) 2002. Determinación de la Disponibilidad del Agua en el Acuífero El Hundido, Estado de Coahuila.

En este estudio se realizó una recopilación de información geológica, fisiográfica y piezométrica para definir la naturaleza, distribución y fronteras del acuífero administrativo denominado El Hundido, con la finalidad de realizar el cálculo de la disponibilidad de aguas subterráneas con base en los lineamientos establecidos en la NOM-011-CNA-2000. Dentro del programa de trabajo, se realizaron dos muestreos de aguas subterráneas para estimar la calidad del recurso. El primero se realizó en el mes de diciembre de 1997 con el muestreo de 4 pozos y el segundo en el mes de marzo de 1999 con el muestreo de 2 pozos. Además fueron censados un total de 53 aprovechamientos, de los cuales 47 resultaron pozos y 6 norias. Del total de aprovechamientos 23 de ellos estaban activos y 30 inactivos. Dentro de los activos, por el uso del agua se agrupan en 7 pecuarios, 2 domésticos y 14 agrícolas.

Con base en la geología se definió en este trabajo que el basamento hidrogeológico del acuífero granular se localiza en la cima de las rocas calizas de la Formación Aurora, en la parte sur del valle, en donde el flanco norte del anticlinal de la Sierra Alamos-Australia se continúa en el subsuelo. En la parte centro y norte del valle se localiza en la cima de las rocas arcillosas del Grupo Washita y formaciones Eagle Ford y Austin. La distribución de la profundidad al basamento se desconoce, sólo se conoce puntualmente a 65 m en el Ejido Santa Teresa de Sofía.

Los límites propuestos para el acuífero administrativo son: al poniente el contacto entre los depósitos aluviales de relleno con las rocas arcillosas del Grupo Washita que conforman la Sierra de los Venados; al norte la Falla La Fragua sobre el borde de la Sierra Puerto Colorado y Sierra La Fragua; al oriente también la Falla

La Fragua sobre el borde de la Sierra El Granizo. Al sur es una frontera de flujo proveniente de la Sierra Alamos-Australia que recarga al acuífero administrativo granular a través de las rocas calizas fracturadas de la Formación Aurora. De acuerdo a este trabajo las rocas calizas fracturadas y cavernosas de las formaciones Acatita y Aurora, forman otro acuífero diferente al acuífero administrativo El Hundido. Este acuífero calcáreo es explotado localmente en el Ejido Santa Teresa de Sofía y Ejido Tanque Nuevo.

El basamento del acuífero calcáreo, cuya profundidad se desconoce, se infiere se encuentra en el contacto de las formaciones Acatita y Aurora con la Arcosa San Marcos. Sus límites laterales son impermeables siendo al norte y oriente la Falla La Fragua; al poniente probablemente la falla normal que disloca la Sierra de los Venados y forma la pared oriental del pilar tectónico del Valle El Sobaco; y al sur la divisoria de aguas subterráneas que teóricamente se supone coincide con el parteaguas superficial de la Sierra Alamos-Australia, el cual separa las regiones hidrológicas Bolsón de Mapimí (RH-35) y Río Nazas Aguanaval (RH-36).

Con base en los datos piezométricos del mes de noviembre de 1978, octubre de 1988 y diciembre de 1997, en este trabajo se presenta diversos planos de profundidad y elevación al nivel estático. De la configuración de la profundidad al nivel estático, se observa que la profundidad guarda una relación con la topografía del valle, es decir que los niveles más profundos se presentan en áreas topográficamente más altas y los más someros en áreas topográficamente más bajas. La configuración de las superficies piezométricas, revela un régimen de flujo convergente con movimiento de agua subterránea desde las márgenes del valle hacia el centro del mismo. Estas superficies piezométricas, también manifiestan las áreas de recarga por la infiltración de los escurrimientos superficiales en las márgenes del valle, así como la entrada al acuífero del valle por flujo lateral que proviene de la Sierra Alamos-Australia a través de las rocas calizas fracturadas que conforman el acuífero de la Formación Aurora.

Con base en los resultados químicos del muestreo, se identificó la familia de agua tipo $\text{SO}_4\text{-Ca}$ en el Ejido El Campizal. En el acuífero calizo se identifica un tipo de agua $\text{SO}_4\text{-Ca}$ en el Ejido Santa Teresa de Sofía. La principal diferencia entre las

aguas del acuífero granular y el acuífero calizo radica en su salinidad. En el acuífero granular se tienen concentraciones de STD de 4,600 mg/l en el Ejido Campizal y en el acuífero calizo las concentraciones son menores variando entre 1,820 y 2,170 mg/l en el Ejido Santa Teresa de Sofía. Los contenidos de SO_4^{-2} en el acuífero calcáreo varían entre 506 y 822 mg/l en el Ejido Santa Teresa de Sofía. En tanto que en el acuífero granular se registra una concentración de 1,947 mg/l en el Ejido El Campizal.

De acuerdo a la información obtenida mediante el cálculo de las variables: *i)* entradas por flujo subterráneo, *ii)* infiltración en el Valle, *iii)* extracción por bombeo, *iv)* salidas subterráneas y *v)* Cambio de almacenamiento, presenta la estimación de la disponibilidad de aguas subterráneas, conforme a la metodología indicada en la Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000, donde se establece que la disponibilidad se obtiene de restar al volumen de recarga total media anual (20,150,000 m³/año), el valor de la descarga natural comprometida (0 m³/año) y el volumen de aguas subterráneas concesionado e inscrito en el REPDA (21,870,000 m³/año), lo que da como resultado la cifra -1,720,000 m³/año, cuyo valor negativo indica que, desde el punto de vista de administración del agua subterránea, no existe volumen disponible para nuevas concesiones en la unidad hidrogeológica denominada Acuífero El Hundido en el Estado de Coahuila.

Johannesson, Karen H.; Cortés, Alejandra; Kilroy, Kathryn C., (2004) Reconnaissance isotopic and hydrochemical study of Cuatrociénegas groundwater, Coahuila, México, Journal of South American Earth Sciences, USA, 2004, pp 1-10.

El estudio encabezado por Johannesson, tiene como objetivo comprender los sistemas de flujo de agua subterránea en regiones áridas y semiáridas, debido su importancia sobre las poblaciones humanas y bióticas, así como la relación de estos grupos con los recursos hídricos.

La metodología incluyó la colecta de muestras en manantiales, pozas y un canal dentro de la cuenca de Cuatrociénegas, se analizaron los parámetros de campo (temperatura, pH, CE y alcalinidad), e isótopos estables de hidrógeno y oxígeno. De los resultados del análisis se observa que de las muestras tomadas, el agua

subterránea que descarga a lo largo de los manantiales, controlados por una falla en rocas carbonatadas del Cretácico, son las que presentan las conductividades eléctricas más bajas y las temperaturas más altas. También se observó que las aguas de Cuatrociénegas presentan valores de pH cercanos a la neutralidad y bajas alcalinidades.

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ tiene rangos de -8.2 a -5.7‰ con una media de $-6.5 \pm 0.82\text{‰}$ mientras que los valores de Deuterio tienen rangos de -52 a -43‰, con una media de $-46.6 \pm 3.2\text{‰}$. Las graficas de $\delta^{18}\text{O}$ contra Deuterio, muestran que los valores de las muestras de agua subterránea se ubican debajo de la línea meteórica mundial y de manera subparalela a ésta. Las muestras colectadas lejos de la línea de manantiales muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$ y Deuterio más enriquecidos, por lo que concluyen, que el enriquecimiento isotópico de las aguas subterráneas se debe principalmente a la evaporación.

Los datos isotópicos también sugieren que una fracción del agua subterránea de Cuatrociénegas proviene de una recarga local en las montañas que circundan el valle. Los manantiales localizados en la base oeste de la Sierra de San Marcos son recargados en parte por estas sierras, mientras que las descargas de agua subterránea de la Laguna El Anteojo, en la parte norte de la cuenca, es probable que sean recargadas en la parte alta de la Sierra de La Madera.

Respecto a los solutos mayores, la investigación muestra que una comparación de datos hidroquímicos de décadas diferentes indica que no ha habido esencialmente ningún cambio en la química de aguas subterráneas.

Aunque se reconoce que los datos de aniones no son prueba suficiente para concluir que el agua subterránea de Cuatrociénegas esta conectada hidrogeológicamente con aquellas del la Comarca Lagunera, es claro que existen diferencias en la composición entre las aguas subterráneas de Cuatrociénegas, y éstas diferencias químicas se deben a la ubicación de la descarga de las aguas en la cuenca. Por lo que se recomienda un muestreo temporal y espacial más completo en la cuenca y las regiones circundantes.

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) 2004. Estudio Hidrogeológico de los Acuíferos El Hundido y Cuatrociénegas, Coahuila.

El objetivo del estudio realizado por el IMTA fue evaluar el comportamiento hidrodinámico del acuífero El Hundido y su conexión con el acuífero de Cuatrociénegas, Coahuila. Para cumplir con los objetivos del estudio, se llevaron a cabo actividades de campo, gabinete y laboratorio. Los trabajos de campo incluyeron el censo de aprovechamientos, pruebas de infiltración, pruebas de bombeo, hidrometría, nivelación topográfica de aprovechamientos, evaluaciones geológicas, sondeos geofísicos, perforaciones exploratorias a 200 y 250 m de profundidad, y recolección de muestras de agua para análisis hidrogeoquímicos e isotópicos.

Los resultados del estudio indican que: existe contacto hidráulico sin flujo entre el agua subterránea de los valles de Cuatrociénegas y El Hundido, el agua subterránea de Cuatrociénegas es diferente desde el punto de vista isotópico a aquella del Valle El Hundido, la salinidad del agua subterránea en ambos valles se debe a la disolución de rocas de origen marino y no a la aportación de agua marina proveniente de un mar fósil, el agua subterránea de ambos valles es de origen pluvial y el agua de las pozas de Cuatrociénegas proviene principalmente de la precipitación sobre la sierra La Fragua y, en menor medida, sobre la Sierra San Marcos.

Del estudio realizado por el IMTA, se desprende un artículo de investigación denominado “Comportamiento hidrogeológico de los acuíferos Cuatrociénegas y El Hundido, Coahuila, México”, publicado en Ingeniería Hidráulica en México, vol. XXII, núm. 3, pp. 37-59, julio-septiembre de 2007 (Aldama et al., 2007).

Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) 2005. Las aguas subterráneas en el Valle El Hundido, Coahuila, México. Realizado bajo contrato de Beta San Gabriel por la Facultad de Ingeniería -Instituto de Geología, México, DF

La investigación realizada por la UNAM, tuvo como principal objetivo definir el posible grado de afectación a los niveles piezométricos y a la calidad natural del agua subterránea, en las pozas y aprovechamientos ubicados en el Valle de

Cuatrociénegas, provocado por la explotación de agua subterránea en la batería de pozos de uso agrícola propiedad de la empresa Beta San Gabriel. Las actividades de campo realizadas, consistieron en censo de aprovechamientos, nivelación de brocales, piezometría, toma de muestras de agua subterránea, toma de muestras para análisis de ^{14}C y verificación geológica a detalle.

Con base en la colaboración entre el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) y el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) con la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP), el suscrito llevó a cabo los trabajos de campo necesarios para la colecta de muestras de agua subterránea y medición de parámetros de campo, muestreo para análisis de C^{14} , piezometría y realización de perfiles de conductividad eléctrica y temperatura en el Valle de Cuatrociénegas y Valle El Hundido.

Adicionalmente, y con la finalidad de generar la información que derivaría en el presente trabajo de investigación, el suscrito colaboró y trabajó apoyando al Dr. Antonio Cardona en la interpretación que el IMTA (2004) presentó en su informe, por lo que parte de los objetivos planteados en IMTA (2004) coinciden con los que se presentan en este manuscrito.

Sin menoscabo de lo anterior y con la finalidad de presentar una aportación adicional a aquellas establecidas en IMTA (2004) y UNAM (2005), en este trabajo de investigación se realizó la integración de los resultados hidrogeológicos e hidrogeoquímicos que se presentan por separado en dichos reportes técnicos, a partir del planteamiento de una sección hidrogeológica-hidrogeoquímica (que también es un aporte de este trabajo) que integra la mayor parte de la información disponible en la zona de interés.

Objetivo General

Definir la evolución del agua subterránea en una cuenca semiárida con rocas calcáreas del Mesozoico y los sedimentos derivados de ellas en México, estableciendo las reacciones químicas que se presentan a lo largo de la trayectoria de flujo debido a los procesos de interacción del agua con los materiales geológicos.

Objetivos Particulares

- Elaborar un censo de aprovechamientos en El Hundido y en base a la información obtenida llevar a cabo la selección de sitios para piezometría y de toma de muestras de agua subterránea.
- Medición de parámetros de campo (temperatura, pH, conductividad eléctrica, Eh, oxígeno disuelto y alcalinidad) y toma de muestras de agua subterránea para identificar elementos mayores, traza y metales.
- Definir la dirección de flujo del agua subterránea de tal modo que se puedan establecer líneas de flujo para tomar como referencia y elaborar una sección hidrogeológica.
- Determinar si es el agua subterránea es adecuada para los usos potable y agrícola.
- Elaborar una sección hidrogeoquímica que permita determinar la evolución química del agua a lo largo de la dirección de flujo subterráneo.
- Definir reacciones químicas entre el agua subterránea y los minerales que conforman el medio geológico por donde se desplaza y mediante modelación hidrogeoquímica inversa, utilizando una aproximación del balance de masa, establecer de manera cuantitativa las reacciones responsables de la evolución en la composición química entre aprovechamientos ubicados a lo largo de la línea de flujo.

2. DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA EL HUNDIDO

La zona de estudio se localiza en la porción noroccidental del Estado de Coahuila (Figura II.1). El Valle El Hundido es una cuenca endorreica de origen sedimentario, en toda la zona impera el clima árido, donde los escurrimientos superficiales intermitentes circulan desde los flancos de las sierras hacia la planicie. Se encuentra ubicado entre los paralelos $26^{\circ}20'$ y $26^{\circ}45'$ de latitud norte y los meridianos $102^{\circ}05'$ y $102^{\circ}40'$ de longitud oeste. Pertenece a la Región Hidrológica Bolsón de Mapimí (RH-35) y a la Provincia Fisiográfica Sierra Madre Oriental (SMO). En esta región son comunes las sierras alargadas con una orientación general noroeste-sureste, separadas desde la perspectiva de la fisiografía por extensos bolsones.

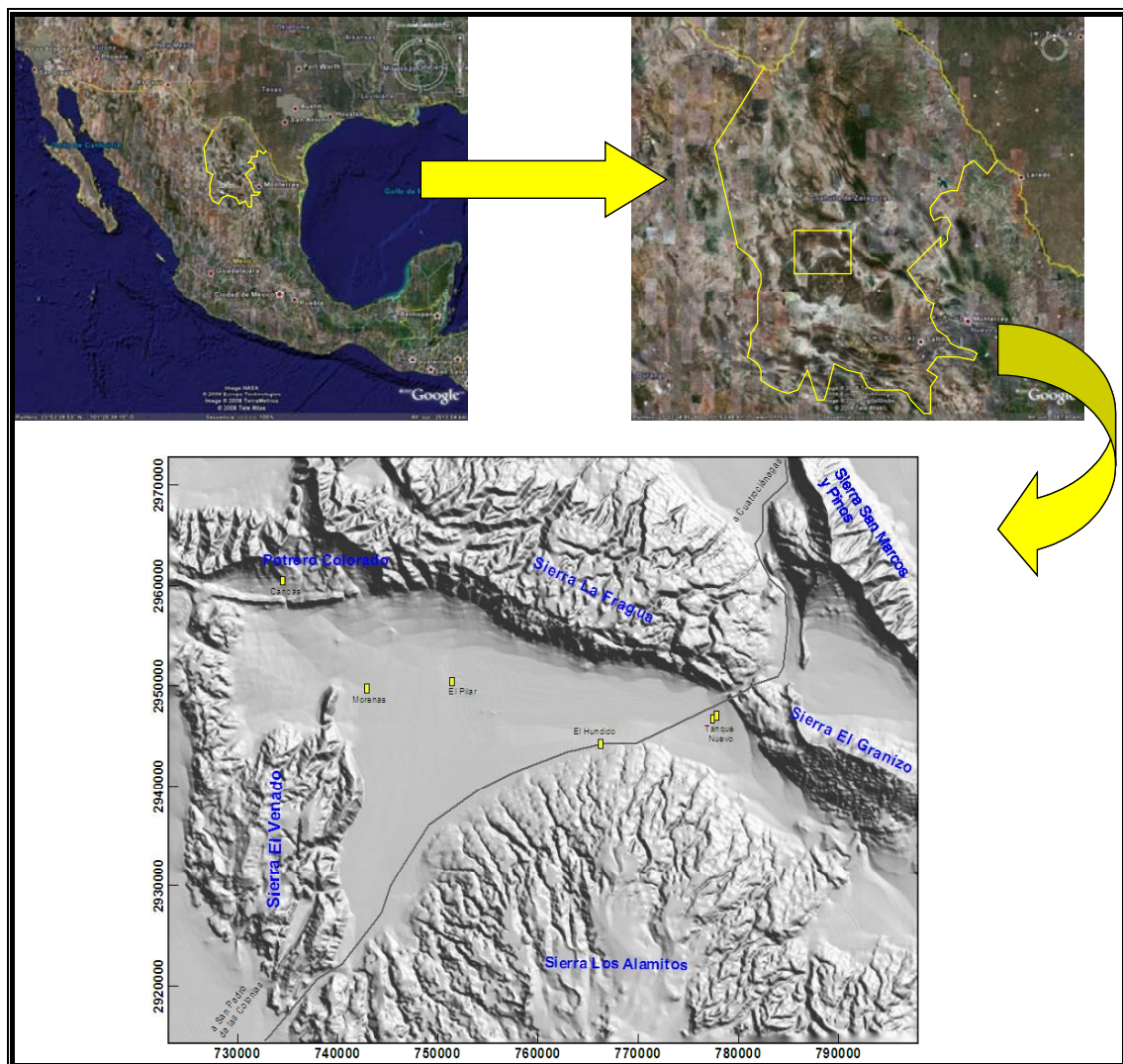


Figura II. 1 Localización del área de estudio

Los límites del Valle El Hundido son al norte la sierra La Fragua, al sur y el este la sierra Alamos y, al oeste, la sierra El Venado; presenta una superficie aproximada de 952 km² en la parte central del valle. En general, la porción noreste del área en estudio corresponde a sedimentos calcáreos depositados en el Paleo-Golfo de Sabinas y los plegamientos dan lugar a sierras de tipo alargado, mientras que la región suroeste corresponde a sedimentos depositados sobre la Paleo-Península de Coahuila, donde los plegamientos dan lugar a sierras de forma cómica. Para acceder a la zona de estudio, se llega a la ciudad de Monclova por la carretera federal número 57, donde se toma la desviación al municipio de Cuatrociénegas por la carretera federal número 30. Desde este punto geográfico, se continúa por la misma carretera federal rumbo a la ciudad de Torreón, que se encuentra a 163 km. A 42 km al sur de Cuatrociénegas, se encuentra la población de Tanque Nuevo, que marca la entrada al Valle de El Hundido.

2.1 Fisiografía

El área de estudio pertenece a la Provincia Fisiográfica SMO (Figura II.2) que inicia prácticamente en la frontera con Estados Unidos de América, región en la que tiene una muy pequeña penetración y se extiende de NO a SE hasta sus límites en el sur de la Provincia del Eje Neovolcánico. Hacia el oeste limita con la Provincia del Desierto Sonorense y la Llanura Costera del Pacífico, y hacia el este con la Provincia de Sierras y Bolsones, la extensión occidental de la SMO y la Mesa Central.

La Provincia de la SMO abarca desde el estado de Coahuila hasta el de Querétaro, incluyendo partes de Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí. Está compuesta básicamente por cadenas montañosas con pliegues apretados, volcados hacia el norte y noreste y separadas por valles intermontanos, en donde las pendientes son muy pronunciadas. En el área de Monterrey a Saltillo las sierras tienen un cambio en su orientación, que de NW-SE pasa a E-W, en la conocida saliente de Monterrey. El área de estudio se encuentra al norte de estas sierras, en una zona donde las montañas tienen pendientes más suaves y formas cómicas.



Figura II. 2 Provincias Fisiográficas de la República Mexicana (INEGI, 1983)

La SMO es una cordillera cuyo relieve se relaciona con la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide. A lo largo del frente de este cinturón se distinguen varios sectores que tienen variantes internas en el estilo y orientación de deformación. La evolución sedimentaria y distribución de facies, controladas por la paleogeografía, tuvieron una influencia directa sobre el posterior desarrollo del plegamiento regional. Las evaporitas del Oxfordiano, en la cuenca del Centro de México y las evaporitas del Cretácico, en la plataforma Valles–San Luis Potosí, propiciaron despegues que dieron origen a desbordamientos de salientes estructurales. Donde esto ocurrió, se produjeron pliegues de caja, un despegue profundo y pocas fallas emergentes (Eguiluz *et al.*, 2000).

La SMO presenta heterogeneidad de su complejo basal, mayormente está compuesto de esquistos y en pocos lugares aparece un basamento cristalino.

Rocas del Triásico Superior–Jurásico Inferior aparecen al occidente y oriente de la cadena SMO, al poniente presentan magmatismo, al oriente no se presenta. Lechos rojos pre-Oxfordianos se encuentran en toda su extensión, pero principalmente al poniente, evidentemente asociados a vulcanismo.

La zona externa, de edad Oxfordiano–Cretácico, esta constituida por secuencias de clásticos, carbonatos y evaporitas de plataformas y cuencas miosinclinales y al poniente, se encuentra un cinturón turbidítico con escasas huellas de vulcanismo y magmatismo. Al oriente de la cadena SMO hay depósitos marinos del Paleógeno y Neógeno que tienen discordancias profundas por erosión subaérea y submarina, donde la mayor discontinuidad se encuentra entre las rocas del Eoceno Superior y el Oligoceno (Eguiluz *et al.*, 2000).

El levantamiento del frente de la SMO es impreciso, nuevos datos radiométricos revelan que el sepultamiento máximo y levantamiento en ese frente, pudo ocurrir en el Eoceno Superior, con deformación máxima compresiva y levantamiento en el frente de montaña durante el Eoceno tardío–Oligoceno temprano, pero la migración de la deformación de la zona interna hacia la zona externa está poco documentada. En un mayor detalle es posible establecer que la zona de estudio pertenece a la Subprovincia Fisiográfica de la Sierra de la Paila. El Valle de El Hundido, junto a los valles El Sobaco y San Marcos, ocupan el norte de la Subprovincia. Las calizas dominan en la sierra, excepto en el Valle de San Marcos y Los Pinos, donde afloran rocas volcánicas basálticas. Esta Subprovincia corresponde a lo que se piensa fuera la península de Coahuila, sobre un mar del periodo Jurásico. Actualmente consta de un conjunto de sierras y bolsones amplios, de drenaje interno, con bajadas. La Subprovincia abarca dentro del estado de Coahuila 19,229.68 km², que representan el 12.68% de la superficie total estatal (INEGI, 1983).

2.1.1 Suelos

Se distinguen seis tipos de suelo en la zona de estudio: *Litosol*, *Solonchak*, *Regosol*, *Fluvisol*, *Xerosol* y *Solonetz* (Figura II.3). Predomina el tipo de suelo *Litosol (I)*, el cual se encuentra ampliamente distribuido en las partes altas de las

Sierras La Fragua, Alamitos, San Marcos, El Venado y El Granizo, y en el valle, entre los flancos de las Sierras Alamitos y El Venado. El *Litosol* se caracteriza por su profundidad menor de 0.1 m, limitada por la presencia de roca, tepetate o caliche endurecido. Su fertilidad natural y la susceptibilidad a la erosión son muy variables dependiendo de otros factores ambientales. El uso de estos suelos depende principalmente de la vegetación que los cubre (INEGI, 1983).

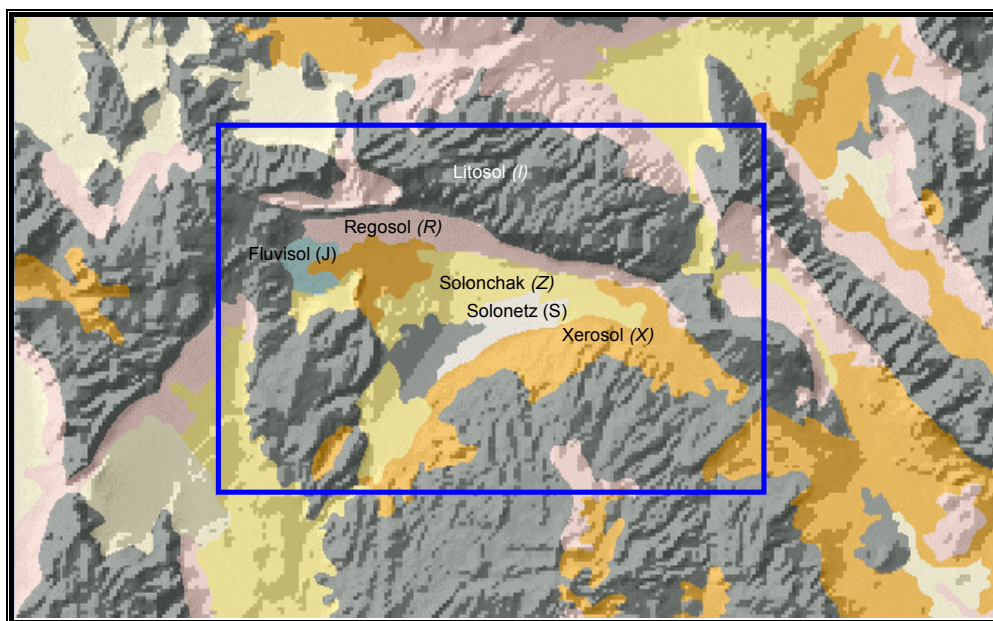


Figura II. 3 Clases de suelo en el Valle El Hundido (INEGI, 1983)

En el flanco norte de la Sierra Alamitos y en la población de Las Morenas, se presenta el tipo de suelo *Xerosol* (X). Se caracteriza por tener una capa superficial de color claro por el bajo contenido de materia orgánica. Debajo de esta capa puede haber un subsuelo rico en arcillas, o bien, muy semejante a la capa superficial. Muchas veces presentan a cierta profundidad manchas, aglomeraciones de cal, cristales de yeso o caliche con algún grado de dureza. Su rendimiento agrícola está en función a la disponibilidad de agua para riego.

El suelo *Regosol* (R) se encuentra en el flanco sur de la Sierra La Fragua y en el valle de Potrero Colorado. El *Regosol* es un suelo con poco desarrollo y por ello no presentan capas muy diferenciadas entre sí. En general son claros o pobres en materia orgánica, se parecen bastante a la roca que les da origen. Frecuentemente son someros, su fertilidad es variable y su productividad está

condicionada a la profundidad. Para uso forestal y pecuario tienen rendimientos variables.

En la parte central del Valle El Hundido, y en los flancos de la Sierra El Venado, se presenta el tipo de suelo *Solonchak (Z)*. Este suelo se caracteriza por su alto contenido de sales. La vegetación típica para este tipo de suelos es el pastizal u otras plantas que toleran el exceso de sal (halófilas). Su empleo agrícola se halla limitado a cultivos resistentes a sales o donde se ha disminuido la concentración de salitre por medio del lavado del suelo. Su uso pecuario depende del tipo de pastizal pero con rendimientos bajos.

Los suelos con presencia más escasa son los tipos *Fluvisol (J)* y *Solonetz (S)*. El *Fluvisol*, se caracteriza por ser muy poco desarrollado, medianamente profundo y presentar estructura débil o suelta. En cambio, el suelo *Solonetz*, presenta un subsuelo arcilloso con terrones duros en formas de columnas o prismas debido al alto contenido de sales de sodio. Estos suelos se localizan en zonas donde se acumulan sales, en particular, el álcali de sodio. Su vegetación natural es muy escasa y cuando existe es de pastizal o matorral. No tienen uso agrícola y su recuperación es difícil y costosa.

2.1.2 Región Hidrológica

De acuerdo a la Carta Hidrológica de Aguas Superficiales escala 1:250,000 Hoja Tlahualilo G13-6 editada por el INEGI en 1981 (Figura II.4), la zona de interés se encuentra en la Región Hidrológica del Bolsón de Mapimí (RH-35), Cuenca Valle El Hundido (35A) y Subcuenca El Hundido (a-3762).

En la región del Bolsón de Mapimí no se distinguen corrientes o almacenamientos perennes. Se extiende por el sureste del estado de Chihuahua y poniente del de Coahuila, su característica primordial es su aridez y ausencia casi total de elevaciones importantes. Todas las cuencas que la conforman son de tipo endorreico. Los cauces son temporales y se forman a consecuencia de precipitaciones ocasionales intensas, por lo que desaparecen semanas o meses después de la temporada de lluvias. Los índices de escurrimiento superficial en

esta región son muy bajos, menores a los 10 mm anuales que, se estancan en el fondo de los bolsones, en donde se llegan a formar lagunas intermitentes.

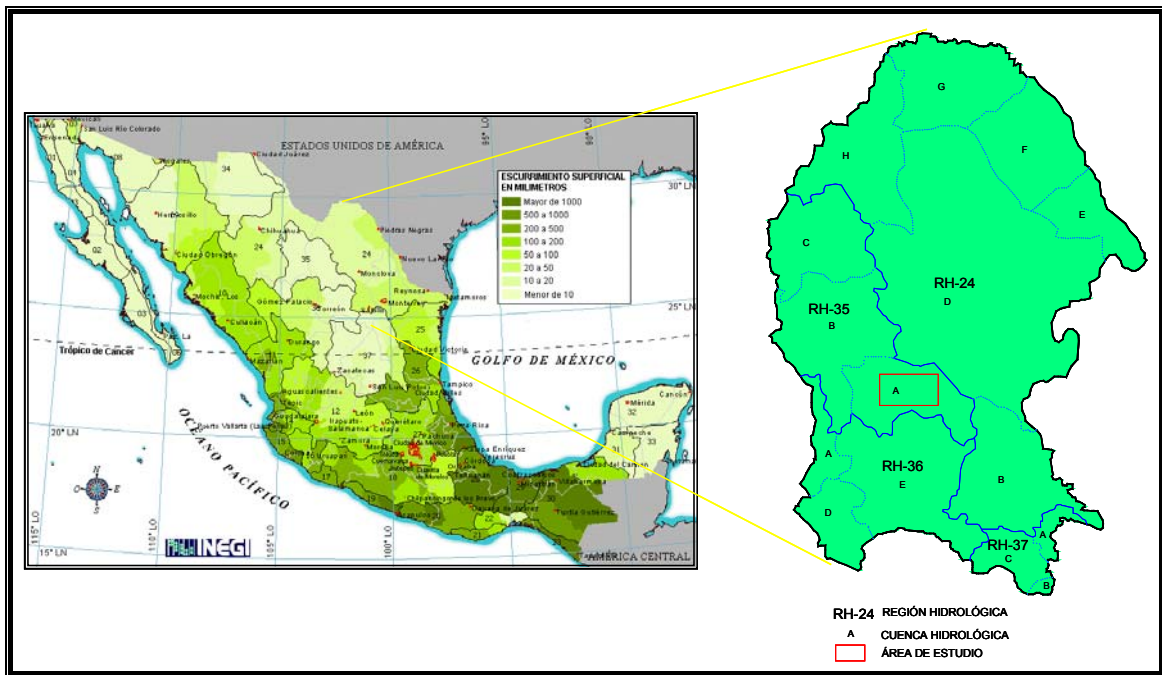


Figura II. 4 Regiones Hidrológicas (INEGI,1981)

La Cuenca Valle El Hundido (35A) tiene una superficie de 7775.55 km². Esta cuenca se extiende por un conjunto de llanuras desérticas (bolsones) que se muestran limitados por parteaguas que fluctúan entre los 1100 y 1800 msnm. Los nombres de los llanos son: Valle El Hundido, Valle El Sobaco y Valle Buenavista. El Valle El Hundido es una cuenca endorreica con un patrón de drenaje predominantemente del tipo dendrítico, aunque en algunas áreas es de los tipos paralelo y radial. Las corrientes son de régimen transitorio, con escurrimientos torrenciales de unas cuantas horas de duración. Los arroyos se originan en las sierras que circundan al valle y en las márgenes de este desaparecen al infiltrarse a través de depósitos aluviales permeables (INEGI, 1983).

2.1.3 Clima y vegetación

Debido básicamente a condiciones de altas presiones atmosféricas casi todo el año, la parte central del estado de Coahuila se caracteriza por tener bajos niveles de lluvia, ya que tiene una precipitación media anual de ± 350 mm, ocasionando un clima seco, árido y hasta desértico. Las precipitaciones en la región son muy

escasas en invierno y más escasas aún en el resto del año, únicamente de junio a agosto suelen presentarse chubascos aislados; la temperatura media anual es de 22° C, la mínima es de -10° C y la máxima de 47° C.

La vegetación del área depende mucho del clima, siendo preponderante la lechuguilla (*agave funkiana*), la cual está ampliamente distribuida, y donde está muy densa dificulta recorrer el área; la candelilla (*euphorbia antisyphilitica*), la cual sirve de soporte económico para gran parte de las comunidades ejidales, además de sotol (*desylirión ap*), maguey (*agave sp*), guayule (*parthenium*), mezquite (*prosopis juliflora*), uña de gato (*acacia greggy*), nopal cegador (*opuntia microdasys*), nopal rastrero (*opuntia trastera*), nopal tapón (*opuntia robusta*), biznaga (*enchinocactus sp*), ocotillo (*fronquieria splendens*), peyote (*atrophytum asterias*), granjeno (*celtis sp*), gobernadora (*larrea divaricata*), hojasén (*fluorencia sp*), palma chica (*yuca filifera*) y palma real (*yuca carnerosana*), entre otras.

2.1.4 Actividad económica

Entre las actividades económicas más importantes desarrolladas en el Valle El Hundido se mencionan: crianza de ganado caprino y bovino, pequeñas plantas dedicadas a la explotación de yeso y sales, fabricación de cera de candelilla y principalmente cultivo de maíz y alfalfa. Además se encuentran localizados yacimientos de oro, plata, plomo y cobre en las Sierras que circundan el valle.

3. MATERIALES Y MÉTODOS DE ESTUDIO

Con la finalidad de cumplir con los objetivos planteados en este trabajo, fue necesario diseñar, planear y realizar diversas actividades de campo y gabinete. Además se mencionan los métodos utilizados por los laboratorios para el análisis de las muestras de agua subterránea obtenidas durante el trabajo de campo.

3.1 Actividades de Campo

Las actividades de campo se llevaron a cabo considerando los objetivos particulares del estudio hidrogeológico y tomando en cuenta el marco de referencia preliminar obtenido a partir de la recopilación de información. En los siguientes párrafos se describen en forma detallada las actividades de campo realizadas, así como el procedimiento utilizado para la selección de los sitios de obtención de información. Las actividades de campo ejecutadas en el transcurso de la presente investigación consideraron: *i)* recopilación de información, *ii)* censo de aprovechamientos *iii)* piezometría, *iv)* medición de parámetros de campo del agua subterránea y *v)* toma de muestras.

3.1.1 Recopilación de información

Se recopiló la información necesaria para definir la situación actual del conocimiento geológico e hidrogeológico en el área de estudio. Se realizaron resúmenes de los trabajos consultados, relacionados con el tema tratado en este trabajo, haciendo énfasis en el objetivo, desarrollo y conclusiones de los mismos. En base a los censos ya realizados en la zona de estudio, se seleccionaron los aprovechamientos que serían utilizados para la toma de muestra, considerando su ubicación, acceso e infraestructura.

3.1.2 Censo de Aprovechamientos

La verificación de aprovechamientos hídricos subterráneos en la zona de estudio es una de las actividades más importantes en el trabajo hidrogeológico. Esta actividad permite definir con base en información de campo la información asociada con la distribución y rendimiento de los pozos y norias y su relación con la geología superficial y del subsuelo, datos necesarios para establecer los

controles hidrogeológicos que condicionan el flujo de agua subterránea. Con base en la información disponible y recorridos de campo, se realizó la verificación de la mayoría de los aprovechamientos subterráneos existentes en la demarcación de interés.

Las actividades de campo realizadas durante la verificación de aprovechamientos consistieron en la identificación de pozos y norias, recolectando información diversa relacionada con los mismos. Se realizó una visita a aprovechamientos seleccionados en los recorridos de reconocimiento, recopilando la mayor cantidad de información posible: a) nombre y datos específicos del dueño del aprovechamiento, b) ubicación y características constructivas de la captación, c) caudal instantáneo, d) uso al que se destina el aprovechamiento, f) profundidad al nivel estático o dinámico, g) coordenadas geográficas del sitio.

3.1.3 Piezometría

Una vez que obtenida la información de la distribución de los aprovechamientos y su infraestructura, se realizaron mediciones al nivel estático, en aquellos que eran aptos para este fin. El equipo utilizado para hacer las mediciones piezométricas consistió de una sonda eléctrica construida con cable eléctrico de acero cobrizado del número 18 graduado cada dos metros, misma que fue calibrada todos los días al inicio de cada jornada de trabajo, con el fin de tomar en cuenta la deformación que sufre el cable y minimizar los errores en las lecturas, que fueron hechas con una cinta métrica. Posteriormente, las mediciones de las profundidades al Nivel Estático (NE) en campo se utilizaron para la generación de configuraciones de profundidad al nivel freático en la zona y direcciones de flujo en base a la relación de la elevación al nivel del mar de los brocales y la profundidad del NE.

3.1.4 Medición de Parámetros de Campo

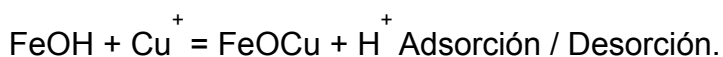
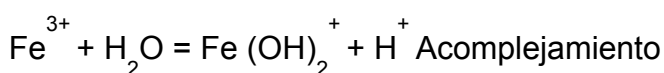
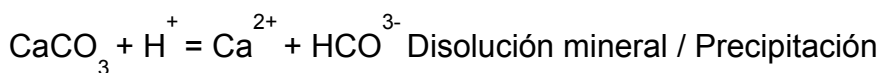
El registro de los parámetros de campo durante la realización de un muestreo ayuda a tener datos precisos de temperatura, pH y conductividad eléctrica, estas mediciones son necesarias debido a que varios de los parámetros que tienen que medirse se ven alterados pasando un tiempo relativamente corto, por lo que su medición en laboratorio no sería representativo de las condiciones de campo, por

lo tanto deben hacerse directamente en el lugar de la toma de la muestra. Adicionalmente, esta información es básica para alimentar modelos geoquímicos que permiten el cálculo de actividades e índices de saturación con respecto a varios minerales. Parámetros como la alcalinidad pueden cambiar debido a la precipitación de algunos carbonatos y modificar el pH de la muestra. También cambios en las condiciones redox provocan precipitación de óxidos.

La medición de los parámetros ya mencionados, así como el potencial redox y oxígeno disuelto del agua subterránea, se llevó a cabo en una celda de aislamiento en la que tiene una interacción limitada con la atmósfera, previniendo cambios en su composición original. La medición de la temperatura, pH y conductividad eléctrica se realizó con un aparato digital portátil modelo PC18, serie 3971, marca Conductronic, medidor de pH-μS-°C, calibrado por Conductronic, S. A. A continuación se presenta una breve descripción de las características de cada parámetro así como las especificaciones del equipo utilizado.

pH

El pH de una solución es el logaritmo negativo de la actividad del ión hidrógeno en moles por litro. Cuando el agua subterránea es removida del acuífero los controles físicos y químicos que limitan la actividad del ión hidrógeno cambian, y así, el pH cambia también. La actividad del ion hidrógeno es una variable clave en los sistemas de agua subterránea, ya que el ion hidrógeno participa en la mayoría de las reacciones químicas que afectan la composición del agua. Por ejemplo:



La calibración de las mediciones de pH se realizó en cada aprovechamiento utilizando la celda de aislamiento misma que cuenta con dos depósitos que contienen solución *buffer* del 4.0 y 7.0 respectivamente las cuales toman la temperatura del agua en circulación proveniente del aprovechamiento en el cual

se lleva a cabo la toma de lecturas de los parámetros de campo. La solución *buffer* utilizada tiene las siguientes características: pH 7.00 y 4.01 a 25° C, marca MLLKT-J. T. Baker, lote no. Y32C14, A18C04, fecha de caducidad 04/06, certificación NIST SRM186le SRM185g.

La importancia de la correcta medición de este parámetro, y de la temperatura a la descarga, constituye un dato indispensable para definir, con base en modelos geoquímicos, la especiación y la actividad de las diversas especies en solución.

Temperatura °C

Las reacciones químicas de interacción agua-acuífero son función de la temperatura, por lo tanto, la medición en campo de este parámetro es de vital importancia en los cálculos relacionados con interpretaciones hidrogeoquímicas. La temperatura del agua subterránea generalmente varía muy poco, por lo que cuando su incremento es notable, permite diferenciar diferentes profundidades de circulación. Su medición puede realizarse con un termómetro estándar de mercurio, pero es más recomendable utilizar termómetros digitales con una aproximación de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. La medición de la temperatura durante la toma de muestra de agua subterránea es de vital importancia para los cálculos termodinámicos relacionados con la química del agua. La temperatura se midió con un termómetro marca Alla France, rango -8° a 32° C, precisión 0.1° C, certificación ASTM E1 595.063EU.

Conductividad Eléctrica

La conductividad de una solución expresa su capacidad para transportar la corriente eléctrica. Debido a que la electricidad se transporta por la migración de los iones en solución, la conductividad se relaciona con la concentración iónica total. Como la actividad iónica es afectada por la temperatura, la conductividad eléctrica incrementa con la temperatura. Se incrementa aproximadamente 2% por cada grado centígrado de incremento de la temperatura (Lloyd y Heathcote, 1985). Esto se debe a que la viscosidad del agua disminuye con el incremento de la temperatura y por lo tanto se reduce resistencia al movimiento de los iones en solución. La determinación de este parámetro se efectúa por medio de un conductivímetro. La unidad de medida utilizada es μmho , que es el recíproco de la

resistencia (ohms) y que también se expresa como microsiemen por centímetro ($\mu\text{S}/\text{cm}$). Para la calibración de las mediciones de conductividad eléctrica se utilizó una solución de NaCl, 1413 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25° C. marca Termo Orion, lote no. HS1, certificación NIST SRM2202 y se realizó periódicamente durante la etapa de trabajo de campo.

Oxígeno Disuelto

La presencia de oxígeno disuelto en el agua subterránea normalmente indica reciente exposición del agua a influencia atmosférica. Una vez que la muestra es tomada, la entrada de oxígeno a partir de la atmósfera puede ocurrir rápidamente por el cambio de un sistema cerrado como lo es el acuífero al ambiente atmosférico, por lo tanto, el uso de la celda de aislamiento para esta determinación es sumamente importante.

El electrodo que se utiliza para la medición del oxígeno disuelto consiste de un ánodo de plomo cubierto por polietileno, rodeado de cátodo de plata coaxial que a su vez está cubierto con una membrana de polietileno permeable al oxígeno. El espacio anular entre los electrodos contiene una solución de un electrolito alcalino. El funcionamiento del electrodo se basa en que el oxígeno se difunde en la membrana y posteriormente se reduce en el cátodo, lo que produce una diferencia de potencial proporcional a la presión parcial del oxígeno disuelto en el agua.

Las mediciones de oxígeno disuelto se realizaron con un aparato digital portátil modelo Ox25, serie 213, medidor de Oxígeno Disuelto/°C [mg/l(ppm) y porcentaje(%)] marca Conductronic. La calibración de las mediciones de oxígeno disuelto se realizó mediante una corrección por cambio de presión barométrica y se llevó a cabo en cada sitio donde se tomó la lectura de parámetros de campo.

Alcalinidad

El término alcalinidad total se define formalmente como la suma de equivalentes en forma de bases que reaccionan con un ácido fuerte, o bien, como la capacidad de una solución para aceptar protones. Estas bases comúnmente son: bicarbonatos, boratos, iones de ácido silícico, bisulfuros, aniones orgánicos e

hidróxidos. Generalmente en las aguas naturales con pH entre 6-9, los boratos, iones de ácido salicílico, bisulfuros, aniones orgánicos e hidróxidos están presentes en cantidades muy pequeñas comparadas con las concentraciones de carbonatos y bicarbonatos, por lo que, para fines prácticos, se considera como alcalinidad total a la suma de bicarbonatos y carbonatos ($\text{HCO}_3^- + 2\text{CO}_3^-$).

Determinación de la alcalinidad por el método de Titulación de Gran

La alcalinidad es uno de los parámetros que sufren alteración fácilmente cuando el agua subterránea se pone en contacto con la atmósfera por lo que es una cuantificación que es conveniente realizar en campo. La determinación de la alcalinidad se llevo acabo por medio de la titulación de la muestra por el método de Gran, cuyo principio consiste en que se rebasa el punto de equivalencia (pH = 4.3) en que se ha convertido el total de HCO_3^- a H_2CO_3 la concentración de protones incrementa linealmente por la cantidad de ácido fuerte añadido. Para esto se utilizó un titulador marca Hach mod. AL-DT con un rango de medición de alcalinidad de 10 a 4,000 mg/l. el equipo consiste en una pistola graduada y ampollas de ácido sulfúrico a 0.16N (Figura III.1).



Figura III. 1 Medición de Alcalinidad en campo

El punto de equivalencia se obtiene a partir de las lecturas de pH para diferentes cantidades de ácido añadidas registradas en campo, posteriormente se obtuvo el valor de la alcalinidad para cada una de las muestras al graficar los valores calculados de volumen de ácido añadido a determinado volumen de muestra de agua subterránea con la fórmula de la función de Gran.

En dicha gráfica (Figura III.2) se puede apreciar la tendencia de ambos factores y se puede determinar el punto aproximado en que el pH alcanza el punto de equivalencia de 4.3. La fórmula de la función de Gran es la siguiente:

Función de Gran

$$F = (V+V_o) \times 10^{-pH}$$

V = volumen de muestra

V_o = volumen de ácido añadido

La alcalinidad total se obtiene

$$\text{Alcalinidad} = [(P_{eq} \times N_{ácido}) \times 50\,000] / \text{Vol}_{muestra}$$

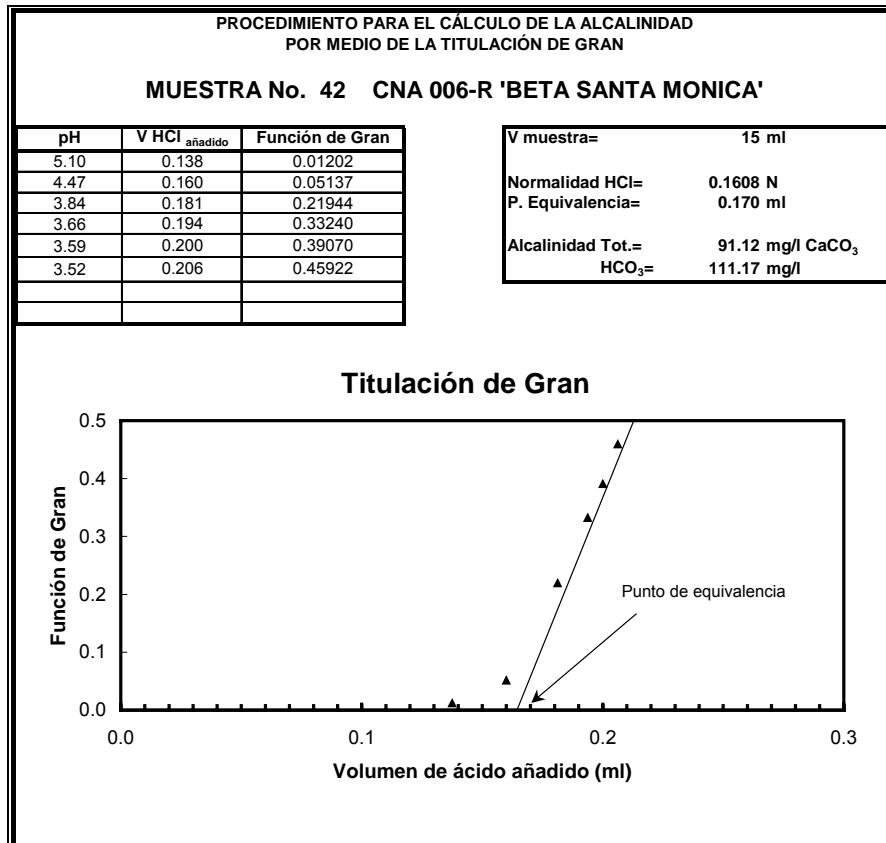


Figura III. 2 Gráfica para el cálculo de alcalinidad en campo mediante la Función de Gran

Potencial de óxido-reducción (Eh)

Las lecturas de potencial REDOX se midieron con un aparato digital portátil modelo 64 de la marca ESD y se realizaron periódicamente durante la etapa de campo, verificaciones del sensor utilizando una solución Redox para electrodos de oro y platino, fabricada por Hanna Instruments con las características que a continuación se muestran:

ORP Solution, 200-275 mV@25° C

Valor promedio: 234 ±2 mV

Código del producto: HI 7020L

Número de lote: 1135

Fecha de fabricación: 16/07/04

Fecha de caducidad: 07/2009

Aunque el Eh es una medida que se debe de considerar como cualitativa, si se registra durante la etapa de campo además del pH, se tiene una herramienta adicional para caracterizar las condiciones físicas y químicas del agua subterránea. Algunas reacciones dependen del pH o del Eh por separado, sin embargo algunas otras son función de ambos parámetros. El Eh se mide con un electrodo combinado que consiste de filamento de platino y un electrodo de referencia. El elemento sensible es el filamento de platino, por lo que debe de mantenerse limpio y pulido para evitar mediciones erróneas. Algunos elementos son muy sensibles a las reacciones redox, y algunos de estos forman especies fuertes en el agua, y como consecuencia el Eh debería ser considerado para calcular las especies disueltas dominantes. Es preciso realizar la conversión del valor mediante la siguiente fórmula, considerando que el electrodo de referencia usado fue de tipo Ag/AgCl₂:

$$Eh = Eo + 221.79 - 0.9286 \times \text{Temp.}^{\circ}\text{C.}$$

Donde Eo es el valor medido en campo

3.1.5 Toma de Muestras de Agua Subterránea

Se realizó el muestreo en diferentes periodos comprendidos entre los años 2004 y 2005 de 46 aprovechamientos de agua subterránea, abarcando las comunidades

de Tanque Nuevo, Santa Sofía, El Campizal, Las Morenas y Canoas. Del total de las muestras, 33 se tomaron durante las actividades que el suscrito realizó para el estudio encabezado por el IMTA (2004), las 13 restantes se colectaron durante el muestreo realizado para el estudio efectuado por la UNAM (2005). Entre estas 13 muestras se encuentra la realizada en el aprovechamiento de uso potable ubicado en la localidad de Tanque Nuevo. Las muestras se colectaron en 42 pozos y 4 norias, de los cuales 32 son de uso agrícola, 1 de uso potable y 13 sin uso.

Para la recolección de las muestras de agua se tomó como base el “Protocolo de Toma de Muestras de Agua Subterránea” (Armienta *et al.*, 1987, Deutsch, 1997), para que el muestreo sea correcto y evitar alteraciones en las muestras tanto en su recolección, como su almacenamiento y transporte hasta su análisis en laboratorio considerando los siguientes puntos: *i)* los envases utilizados fueron previamente lavados en laboratorio con jabón libre de fosfatos, ácido clorhídrico al 10% y agua deionizada y enjuagados tres veces con agua de los aprovechamientos en el momento de la visita de campo, *ii)* todas las muestras se mantuvieron en refrigeración hasta su análisis en el laboratorio, no excediendo su almacenamiento en 5 días, además las muestras para elementos traza se conservaron con HNO₃ y *iii)* las muestras se tomaron en envases de polietileno de diferentes capacidades, de 500 ml para elementos mayores (Ca, Na, K, Mg, Si, F, Cl, NO₃, SO₄, PO₄) y de 60 ml para elementos traza (Pb, Ba, As, Sr, Fe, Cr, Mn, Al, Co, La, Zn, Sb, , Bi, Li) (Figura III.3).

La conservación de las muestras tiene por objeto retardar los cambios químicos y biológicos que pueden ocurrir en las muestras de agua como resultado del proceso natural de adaptación a condiciones ambientales diferentes a las que tiene el agua subterránea a profundidad, la función de los principales conservadores se muestran en la tabla III.1.

En la mayoría de los casos, en particular durante el muestreo realizado para el IMTA (2004), las muestras se tomaron en pozos con equipo cuando estos se encontraban en operación, en caso contrario se encendió el motor que accionaba la bomba y se dejó correr al agua por más de 15 minutos. Una vez que se estabilizaba el caudal, se conectaba una manguera de plástico a una toma directa

de la tubería y se procedía a tomar la muestra bajo el procedimiento mencionado anteriormente y a medir directamente los parámetros de campo.

CONSERVADOR	FUNCIONES	ESPECIES PRESERVADAS
Refrigeración	Disminuye la precipitación de sales Funciona como inhibidor bacteriano Disminuye la oxidación de metales Disminuye la pérdida de gases	Alcalinidad, nitrógeno orgánico, fósforo, DOC, BOC, bacterias, coliformes. Recomendable en muestras para análisis químicos
Ácido Nítrico HNO ₃	Previene la oxidación de metales iónicos reducidos Previene la precipitación de los iones metálicos como sulfuros, óxidos o carbonatos Previene la adsorción de los metales en las paredes de la botella de plástico	Metales pesados como hierro, manganeso, zinc, cobre. Recomendable para la determinación de metales disueltos
Ácido Sulfúrico H ₂ SO ₄	Limita la acción bacteriana en el interior de la botella de muestreo	Nitratos

Tabla III. 1 Descripción de las funciones de los principales tipos de conservadores de muestras de agua subterránea



Figura III. 3 Envasado y etiquetado de muestras de agua subterránea

En el caso del estudio encabezado por la UNAM (2005), la mayor parte de las muestras se colectaron en pozos sin equipo, excepto el aprovechamiento de uso potable que cuenta con bomba sumergible localizado en Tanque Nuevo y uno de

uso agrícola en el rancho Beta Santa Mónica. Ante esta situación, las muestras se colectaron introduciendo un tubo de PVC intentado extraer una considerable cantidad de agua de forma manual (Figura III.4). El tubo se introdujo hasta obtener el agua necesaria para la medición de parámetros de campo y llenar los frascos de muestreo. Cuando el aprovechamiento funcionaba mediante bomba de desplazamiento positivo accionado por el viento (papalote) y no funcionaba por ausencia de viento, el agua se extrajo moviendo las aspas manualmente hasta llenar a celda de aislamiento y los correspondientes envases de muestreo.



Figura III. 4 Extracción manual de agua de agua subterránea

3.2 Actividades de Laboratorio

Para la determinación de las diferentes especies químicas a analizar se utilizaron los siguientes métodos en el laboratorio de Análisis Químicos de Agua y Suelos de la Facultad de Ingeniería de la UASLP:

Los cationes mayores (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+). Fueron analizados por el método de Espectrofotometría de Absorción Atómica por Flama (FAA), con Espectrofotómetro Perkin-Elmer AA-5100. El equipo utilizado consiste de una fuente de luz que emite el espectro de línea de un elemento (lámparas de cátodo

hueco para cada uno de los elementos a cuantificar) y una flama para atomizar la muestra, un monocromador para aislar la línea de resonancia a una longitud de onda determinada y un detector fotoeléctrico con equipo de amplificación y medición electrónica. La concentración de Cl^- se analizó por el método argentométrico, realizado en base a titulación con nitrato de plata.

Los SO_4^{2-} se determinaron con el método turbidimétrico en el Laboratorio de Análisis de la Facultad de Ingeniería. El método se basa en la precipitación de los sulfatos con base en la adición de cloruro de bario a la muestra. La absorbancia de la suspensión de sulfato de bario se mide con un turbidímetro y la concentración de sulfato se determina por comparación con una curva estándar. El análisis de N-NO_3^- se realizó con el método Colorimétrico que se basa en la reacción entre el ión nitrato y la brucina que produce color amarillo y puede ser utilizado para una estimación calorimétrica del nitrato.

El análisis de elementos traza (Pb, Ba, As, Sr, Fe, Cr, Mn, Al, Co, La, Zn, Sb, , Bi, Li) se realizó por Método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry), cuantificados en ActLabs Canadá. El método es una técnica analítica multielemental; la muestra es transportada a un sistema nebulizador donde es transformada en aerosol por medio de la inyección de gas Argón, después, el aerosol es conducido a una etapa de ionización del plasma.

El plasma se consigue sometiendo un flujo de gas Argón a la acción de un campo magnético oscilante, a este plasma se le denomina antorcha y llega a alcanzar temperaturas de hasta 8000°K , aquí los átomos de la muestra son ionizados. Los iones pasan al interior de un filtro donde son separados según su masa/carga y cada masa llega al detector donde se evalúa su abundancia en la muestra.

El control de calidad de los resultados correspondientes a los elementos mayores realizados en el laboratorio de Análisis Químicos de a Agua y Suelos de la Facultad de Ingeniería de la UASLP, se llevó a cabo realizando análisis por duplicado. Para el caso de los elementos traza analizados en ActLabs, se utilizaron estándares de referencia (SLRS-4, NIST-1640) y análisis de duplicados.

3.3 Actividades de Gabinete

En la etapa de trabajo de gabinete, se realizó previamente una compilación de información referente a la zona de estudio y al tipo de trabajo realizado, debido a que, en materia de aguas subterráneas, estos trabajos proporcionan una visión del avance en el conocimiento hidrogeológico que existe en el área de interés. Posterior al trabajo de campo, y con la finalidad de tener un amplio panorama de las condiciones hidrogeoquímicas y la distribución de los diversos parámetros hidráulicos en la zona de estudio, se implementó el uso de distintos softwares con los cuales es posible representar la información histórica de la zona y la generada en este estudio.

AquaChem V.4.0, es un software desarrollado para elaborar análisis gráficos y numéricos, y modelado de datos hidrogeoquímicos del agua. El software ayuda a obtener, a partir de una base de datos, balances de electroneutralidad, porcentajes de error e Índices de Saturación, además genera distintos tipos de gráficos: a) elaboración de diagramas de Piper, Durov, Stiff, entre otros y b) impresión de mapas de muestras. Lo que, en conjunto, facilita la comprensión del comportamiento hidrogeoquímico.

Para la elaboración de las configuraciones de todos los parámetros de campo, elementos mayores y conductividad hidráulica, se utilizó el software Surfer V.8, el cual permite construir curvas de igual valor por medio de una red calculada desde una base de datos. Además se utilizó el software Autocad 2004 para la elaboración de los mapas geológicos, topográficos y estructurales de la zona de estudio. Los resultados que se obtuvieron de los análisis físicos y químicos de las muestras de agua subterránea, fueron comparados con los valores máximos permisibles que establece la NOM-127-SSA1-1994, para la calidad del agua destinada para uso potable.

El cálculo de las especies y las reacciones hidrogeoquímicas involucradas en la evolución del agua subterránea, se realizó con ayuda del software PHREEQC (Parkhurst, 1995). El uso de este programa se aplica para la caracterización geoquímica de los solutos en aguas naturales, mediante diversos cálculos

hidrogeoquímicos y las interacciones entre iones en solución y el medio geológico presente. Este programa de cómputo se utilizó además para obtener los Índices de Saturación de diversos minerales, por medio de un archivo de entrada generado en AquaChem.

En base en los datos piezométricos se calculó la elevación del NE de los aprovechamientos, restando a la cota del brocal del pozo la profundidad al nivel estático. De esta manera se definió la dirección de flujo del agua subterránea a partir de configuraciones para isovalores de elevación del NE en la zona. Una vez definidas las líneas de flujo y teniendo la localización de los aprovechamientos en un plano, se realizó una sección hidrogeológica buscando agrupar la mayoría de los aprovechamientos a lo largo de ésta, considerando el comportamiento químico de los mismos. La sección sirvió como base para realizar la evaluación cuantitativa de la transferencia de masa definida a partir de las concentraciones del agua subterránea colectada en los pozos ubicados a lo largo de la dirección de flujo.

4. GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

La región donde se localiza el Valle El Hundido se caracteriza por la presencia predominante de rocas sedimentarias mesozoicas plegadas, que descansan sobre un basamento Paleozoico, representado por sedimentos detríticos del Pérmico que afloran en el Valle El Sobaco al suroeste del Valle El Hundido. La descripción de las rocas que afloran en la zona estudio se desarrolla más adelante.

En el presente capítulo también se incluye la elaboración de una columna geológica realizada en base a la información obtenida, una descripción de las unidades por donde circula el agua subterránea y la representación de los resultados piezométricos obtenidos durante las actividades de campo.

4.1 Geología Regional

En el Jurásico Superior actúa una trasgresión al noreste de México que da lugar a la formación del Golfo de Sabinas y a la Isla de Coahuila. En las primeras etapas de la trasgresión se desarrollaron en el Golfo de Sabinas depósitos evaporíticos, terrígenos y calcáreos, sobre todo en el Oxfordiano. A esta época corresponden las formaciones Minas Viejas, Novillo, Olvido, Zuloaga y la Gloria.

Con el avance de la trasgresión marina, durante el Kimmeridgiano y Tithoniano, se crearon los depósitos de mar abierto, de las formaciones La Caja y Pimienta, constituidos de secuencias calcáreo-arcillosas, con horizontes carbonosos, así como los depósitos detríticos de la Formación La Casita.

Durante el inicio del Cretácico Inferior continuó la trasgresión marina del Jurásico Superior, lo cual dio origen al depósito de la Arcosa San Marcos (Neocomiano). La Formación Menchaca está constituida por una secuencia de calizas y algunas intercalaciones de margas y lutitas; constituye la base de la secuencia de plataforma del Neocomiano que está representada hacia arriba por la Formación Patula (areniscas cuarzosas), Formación Padilla (calizas y lutitas) y Formación La Virgen (calizas, dolomías y yesos). Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano, en

gran parte del Golfo de Sabinas se depositaron las calizas de la Formación Cupido en un ambiente de plataforma.

En el límite del Aptiano-Albiano sobreviene un aporte generalizado de terrígenos finos hacia el Golfo de Sabinas que dan lugar a la Formación La Peña (calizas arcillosas, lutitas y limolitas). Durante el intervalo Albiano-Cenomaniano una importante trasgresión marina que cubrió incluso los elementos hasta entonces positivos, originó el desarrollo de gruesas secuencias de carbonatos en todo el noreste de México. Sobre la Plataforma Coahuila se depositaron secuencias de facies someras y evaporíticas gracias a la presencia de arrecifes que bordeaban a los elementos positivos. A este intervalo pertenecen las formaciones Aurora y Acatita.

En el Cretácico Superior con la retirada gradual de los mares hacia el oriente se depositaron en toda la región sedimentos fundamentalmente terrígenos provenientes de la porción occidental de México. A las secuencias del Cretácico Superior pertenecen las formaciones Georgetown (calizas arcillosas), Del Río (lutitas y calizas arcillosas), Buda (calizas arcillosas) y Eagle Ford (calizas arcillosas y lutitas). Las deformaciones de la Orogenia Laramide se desarrollaron principalmente en la parte inferior del Cenozoico. A este episodio pertenecen las estructuras anticlinales y sinclinales tan características de la región. Posterior a la Orogenia Laramide sobrevino un fallamiento normal que favoreció el depósito continental de sedimentos aluviales, lacustres y eólicos en fosas tectónicas.

4.2 Estratigrafía

Las rocas más antiguas que afloran en la zona de interés corresponden a las areniscas de la Formación San Marcos sobre las que descansan, de manera transicional, rocas calcáreas de las Formaciones Cupido, La Peña, Acatita, Aurora, Treviño, Kiamichi y Grupo Washita. Continúa la columna estratigráfica con las Formaciones Eagle Ford, y el Grupo Difunta.

La estratigrafía fue adaptada de la carta Geológica-Minera G3-6 "Tlahualillo de Zaragoza" (SGM, 1998), editada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), el

Léxico Estratigráfico del SGM y por diferentes trabajos que abarcan la geología regional del Valle El Hundido, entre los que se encuentran los desarrollados por Chávez-Cabello (2005) y González-Naranjo (2006).

En la Figura IV.1 se presenta el mapa geológico elaborado a partir de la información señalada, a continuación se describen las Formaciones presentes en el Valle El Hundido.

4.2.1 Cretácico Inferior

Formación San Marcos (Kn-Ar)

Definición: Fue originalmente descrita por Imlay (1940) como arcosa “granítica” gruesa de color rojo, con cantos rodados de granito blanco pigmentado en color rojo de hasta 75 cm de diámetro. Se divide en tres miembros: el miembro inferior tiene un espesor de 80 m y está compuesto de conglomerado arcósico y sub-arcósico color rojo; el miembro medio tiene 510 m de arcosa y sub-arcosa con granos angulosos, pobremente clasificados de estratificación gruesa y, contiene algunas intercalaciones de guijarros; finalmente, el miembro superior consiste de 154 m de arcosa conglomerática con estratificación media (González-Naranjo, 2006).

Distribución: En el noreste de México se encuentra en un área restringida al norte del Bloque de Coahuila. En la zona de estudio, existen afloramientos importantes en todo en Potrero Colorado y en el flanco sur de la Sierra San Marcos y Pinos.

Litología y espesor: Se ha identificado un espesor de 744 m en Potrero Colorado en el flanco oeste de la Sierra La Fragua, 302 m en Sierra Colorada, 159 m en Potrero de Menchaca, 67 m en Potrero de Agua Chiquita, 57 m en Potrero de Padilla y 13 m en Potrero de Barril Viejo y está constituida por arenisca de grano fino y conglomerado con clastos que van de pocos centímetros a 20-25 cm. (Charleston, 1973).

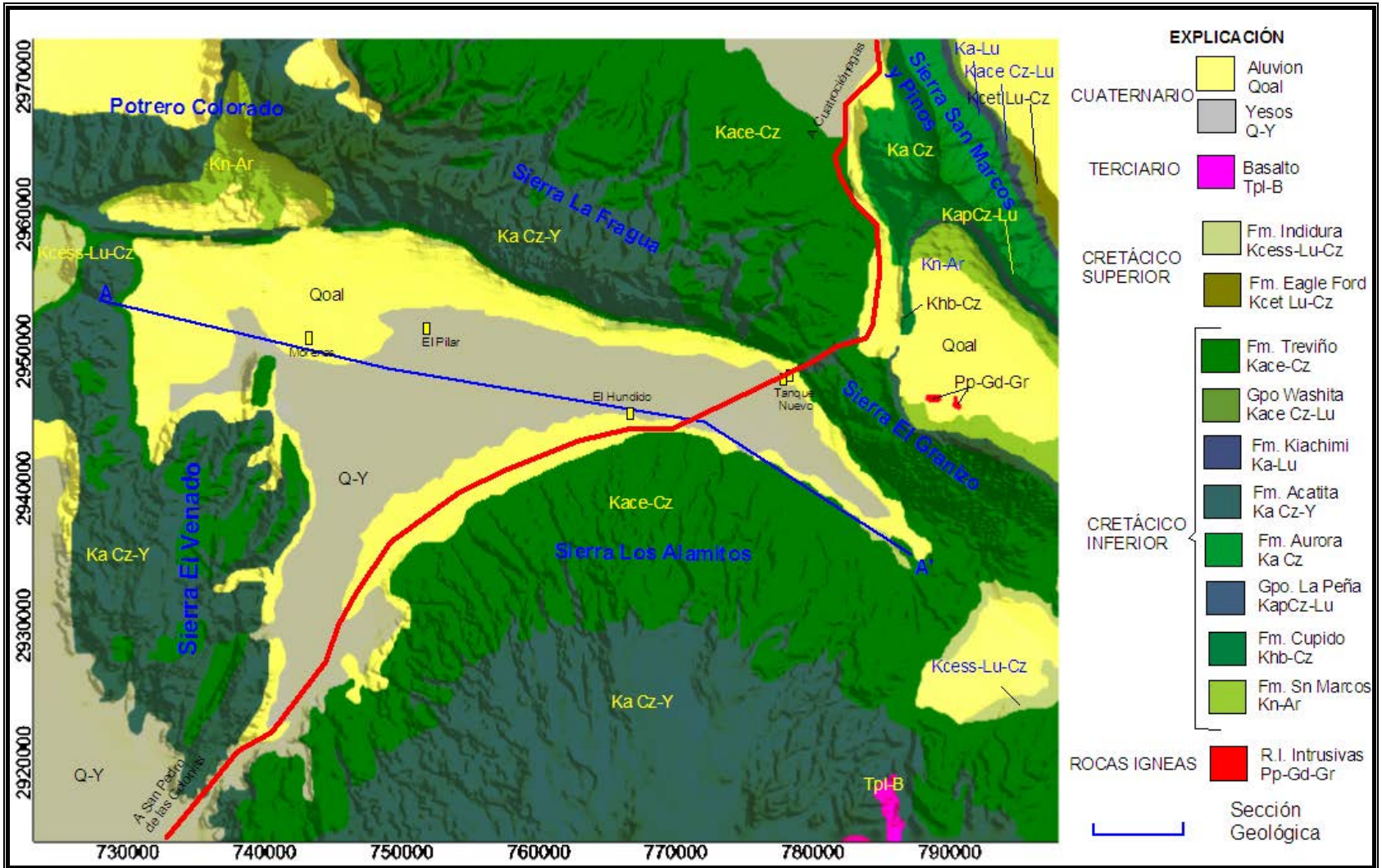


Figura IV. 1 Mapa Geológico del Valle El Hundido. Tomado de IMTA (2004), adaptado de la Carta Geológico Minera Tlahualillo (SGM, 1998)

Relaciones estratigráficas: Se encuentra sobreyaciendo a las capas Colorado con una discontinuidad erosional, estando las capas paralelas, y se encuentra subyaciendo a las rocas carbonatadas cretácicas en un contacto transicional, aflorando en el contacto una zona de arenisca calcárea color verdoso que forma un horizonte muy uniforme en toda el área, correspondiendo esta zona al cambio de ambiente sedimentario de continental a marino en la región (González-Naranjo, 2006).

Edad y correlación: Por su posición estratigráfica subyaciendo a la caliza Cupido de edad Aptiano y por encontrarse en el Valle de San Marcos sobre las capas Tanque Cuatro Palmas, donde se localizaron amonites del Titoniano, la edad de esta Formación se define como Neocomiano (McKee *et al.*, 1990).

Ambiente de depósito: Se define como un abanico aluvial trenzado, acuñado, y como depósitos de planicie de abanicos que se interponen unos con otros. Las secuencias gruesas de espesores mal definidos, podrían reflejar fallamiento episódico, aunque probablemente son producto de procesos normales en la construcción de abanicos, que en su parte superior parece más una intercalación de depósitos de canal y de planicie de inundación (González-Naranjo, 2006).

Formación Cupido (Khb-Cz)

Definición: Esta Formación fue definida por Imlay (1937) y redefinida por Humphrey (1956), describiéndola como una unidad de caliza de color gris de estratificación gruesa, media y delgada, presente en la sierra de Parras, sobreyacida por la Formación La Peña y limitada en la parte inferior por la Formación Taraises. La localidad tipo fue designada en la pared norte del cañón El Mimbres, alrededor de 60 km al sureste de Parras, Coahuila.

Distribución: En el área de estudio se encuentra el flanco sur y los márgenes de la Sierra San Marcos y Pinos en la porción NE de la zona de estudio.

Litología y espesor: Está constituida principalmente de caliza gris clara a oscura que debido al intemperismo toma un color gris azulado y sus capas son mas

gruesas hacia la cima donde alcanza espesores de 2 a 3 m, siendo frecuente en estas capas la presencia de superficies estilolíticas diagenéticas. El espesor en esta zona es de aproximadamente 200 m (González-Naranjo, 2006).

Relaciones estratigráficas: En el área de estudio, la Formación Cupido sobreyace en un contacto transicional a la Formación San Marcos y subyace concordantemente a la Formación La Peña.

Edad y correlación: De acuerdo a las rudistas y gasterópodos que contiene, se le asignó una edad del Hauteriviano Superior al Aptiano Inferior (Imlay, 1937). La Formación Cupido es correlacionable con la Formación Tamaulipas Inferior depositada en un ambiente de cuenca así como con las Formaciones Pátula y La Mula, de tipo clástico y con las evaporitas de la Formación La Virgen de la cuenca de Sabinas.

Ambiente de depósito: La sedimentación de ésta formación se atribuye a un ambiente de plataforma somera, con una barrera del tipo arrecifal, que se desarrolló en dirección hacia el Este de la cuenca de Sabinas. La presencia de oxígeno en aguas con flujos turbulentos generó el alto desarrollo de fauna (Imlay, 1937).

Formación La Peña (KapCz-Lu)

Definición: Fue definida por Imlay (1936) y Humphrey (1949), como una unidad compuesta por dos miembros en su localidad tipo de la sierra de La Peña, dentro de la sierra de Parras, Coahuila. El miembro superior está constituido por caliza y el inferior por intercalaciones de caliza y lutita. En general en el noreste de México, la Formación La Peña presenta estratos de delgados a laminares de caliza arcillosa con texturas mudstone-wackestone, que se presentan intercalados con lutita calcárea, bandas y nódulos de pedernal. En ella se encuentra abundante fauna, amonites, gasterópodos, bivalvos y belemnites. Sus contactos superior e inferior con las formaciones Aurora y Cupido son bruscos y concordantes, respectivamente.

Distribución: En el área de estudio, la Formación La Peña aflora en la parte media de la Sierra San Marcos y Pinos. Regionalmente esta formación se extiende principalmente en la SMO, la cuenca de Sabinas y la porción norte de la península de Tamaulipas. Su importancia estratigráfica radica por ser un indicador litológico, morfológico y faunístico entre las Formaciones Cupido y Aurora, las cuales pueden presentar litologías muy similares entre sí (Imlay, 1936).

Litología y espesor: En el área de estudio se encuentra en zonas topográficas muy elevadas, sin embargo es relativamente fácil el poder identificarla debido a su composición más arcillosa que facilita su erosión, desarrollando puertos de erosión con desarrollo de intensa vegetación entre la caliza Aurora y Cupido. El espesor estimado en la zona es de 10 a 20 metros (González-Naranjo, 2006).

Relaciones estratigráficas: En el área de estudio la Formación La Peña sobreyace a la Formación Cupido y subyace concordantemente a la Formación Aurora.

Edad y correlación: Debido a su considerable cantidad de amonites se le ha asignado una edad del Aptiano Superior. Se correlaciona con la Formación Otates presente en la cuenca de Tampico-Misantla y en la Sierra de San Carlos, y con la Formación Pearsall de la península de Tamaulipas; con la Formación Las Uvas de la península de Coahuila y con la Formación El Cuchillo del antiguo geosinclinal mexicano.

Ambiente de depósito: Esta formación se depositó en un ambiente de facies de plataforma homogénea con sedimentación pelágica y terrígena en aguas someras a profundas (Humphrey y Díaz, 1956), representa a un evento transgresivo regional que cubrió por completo el noreste de México incluyendo el Bloque de Coahuila.

Formación Aurora (Ka-Cz)

Definición: Esta Formación fue definida por Humphrey (1956), está representada por capas de caliza de 1 a 4 m de color gris claro, densas y compactas. Presenta una marcada estratificación, estilolitas diagenéticas bien desarrolladas y nódulos

aislados de hematita y pedernal, así como numerosas cavernas producto de disolución. Su localidad tipo se localiza en la sierra de Cuchillo Parado en el noreste de Chihuahua.

Distribución: Regionalmente aflora en la sección del Cedral, en la cuenca de Sabinas, y al Norte de Monclova Coahuila. También se encuentra ampliamente distribuida en la parte central Noreste de la cuenca de Chihuahua, en la SMO y, en general, en el noreste de México. En el área de estudio se encuentra coronando las partes altas de la Sierra San Marcos y Pinos.

Litología y espesor: Esta constituida por caliza color gris claro de textura mudstone–wackestone, estratificación de mediana a gruesa, en algunos lugares presenta estilolitas diagenéticas paralelas a la estratificación y abundante macrofauna de rudistas y colonias de algas. En el área de estudio se calcula un espesor de más de 200 m, considerando su contacto inferior con la Formación La Peña ya que no existe una formación encima de ella. Es posible que este espesor este engrosado debido a fallas de tipo rampa que cambian a ser planas controlando el desarrollo de “*fault bend folds*” que se ha identificado en el cañón El Mimbres, en la misma sierra de La Fragua (Chávez-Cabello, 2005).

Relaciones estratigráficas: En la región subyace concordantemente a la Formación Kiamichi y sobreyace igualmente a la Formación La Peña.

Edad y correlación: Por estudios de micropaleontología, la presencia de *Orbitulina Texana* (Humphrey, 1956) y por su posición estratigráfica se le ha asignado una edad del Albiano Inferior a Medio. Se correlaciona con las Formaciones Tamaulipas Superior y Glen Rose en la península de Tamaulipas, y con la Formación Acatita en la isla de Coahuila y la cuenca de Sabinas. Por otro lado, Eguluz (2001) llama a estas mismas rocas Formación Viezca.

Ambiente de depósito: Según su litología y fauna estas calizas se depositaron en un ambiente de plataforma de aguas someras tranquilas con desarrollo de facies arrecifales.

Formación Acatita (Ka Cz-Y)

Definición: La Formación fue definida por Humphrey y Díaz (1956), de manera general, está constituida de caliza, caliza dolomítica, dolomía y yeso. Su localidad tipo se encuentra en el frente suroeste de la Sierra de Acatita, entre el Cañón Grande y Las Uvas, Coahuila. La sección tipo se considera la medida por Kelly (1936) al Oriente del Cañón de Pezuña.

Distribución: De manera regional, aflora en la parte sur-centro del estado de Coahuila y noreste de Durango (Humphrey y Díaz, 1956), en el área correspondiente a la Plataforma de Coahuila (Garza, 1973). Se reporta en el área de Acatita–Las Delicias desde las Sierras de Tlahualilo y La Campana al noreste de Torreón, sierras de Texas y San Lorenzo entre Torreón y San Pedro de las Colonias (Humphrey y Díaz, 1956). En la zona de estudio aflora ampliamente en las partes altas de las Sierras La Fragua, Alamitos y El Venado.

Litología y espesor: Está constituida por caliza dolomítica, dolomía y predominancia de yeso, son comunes en las calizas depósitos de pedernal en forma de nódulos y lentes elongados. En general se observa la predominancia de yesos en lo que pudiera haber sido el relieve más alto de la Plataforma de Coahuila, cambiando gradualmente hacia los bordes a dolomías con intercalaciones de yesos y calizas de plataforma. Su espesor varía de 60 hasta 390 m (PEMEX, 1988b).

Relaciones estratigráficas: Sus contactos son concordantes y transicionales, subyace a la Formación Treviño y sobreyace a la Formación Paila (Garza, 1973). En la localidad tipo, la formación sobreyace caliza impura y clásticos de la Formación Las Uvas (Humphrey y Díaz, 1956) y por contacto tectónico está sobre la Formación San Marcos (Barbosa-Luna *et al.*, 1997).

Edad y correlación: Se correlaciona con la porción inferior del lineamiento arrecifal de la Formación Viesca (Garza, 1973), la parte media y superior de la Formación Aurora (Humphrey y Díaz, 1956), posible Tamaulipas Superior en el Noreste de México. Se correlaciona en edad con la Formación Glenn Rose y Grupo Fredricksburgh de la parte central de Texas (Humphrey y Díaz, 1956).

Ambiente de depósito: Las caliza, dolomía y evaporita de esta formación, indican un ambiente de depósito de plataforma somera de circulación restringida, en la que eran comunes periodos de evaporación (PEMEX, 1988b).

Formación Kiamichi (Ka-Lu)

Definición: La Formación Kiamichi fue definida originalmente por Hill (1891). Su localidad tipo se encuentra en las planicies del Río Kiamichi, cerca de Fort Towson al Oriente del Condado de Choctaw, Oklahoma (Sellards *et al.*, 1966). Toma su nombre de las planicies Kiamitia [Kiamichi] (Hill, 1891). Predomina la presencia de mudstone y wackestone arcillosos, de color gris, en estratos delgados, con intercalaciones de lutita nodular calcárea, presenta además nódulos de hematita y de pedernal negro.

Distribución: Superficialmente se distribuye en los estados de Coahuila y Nuevo León, en México y Texas, U.S.A. En subsuelo se ha reportado en el centro y norte de la Cuenca de Sabinas (Santamaría *et al.*, 1991), y en la Cuenca de Burgos (PEMEX, 1988b). En la zona de estudio, la Formación aflora en el flanco noreste de la Sierra San Marcos y Pinos.

Litología y espesor: La Formación Kiamichi está compuesta por una secuencia de lutitas arcillosas que en su parte media presenta un miembro calcáreo de estratos medios. Esta formación presenta un cambio de facies a la cima de la Formación Acatita. Su espesor mínimo es de 3 m, el máximo 200 m, y 95 m en promedio. (Santamaría *et al.*, 1991). Sus espesor varía de 30 a 60 metros en las áreas situadas al norte de la Sierra de la Madera y en la Sierra de Padilla, al nororiente de la carta Ocampo, centro occidente del Estado de Coahuila (Pérez *et al.*, 2000)

Relaciones estratigráficas: Su contacto inferior es transicional y concordante con las Formaciones Aurora y Tamaulipas Superior. Su contacto superior es concordante y transicional con el Grupo Washita (Formación Georgetown), y en ocasiones en discordancia (hacia Texas). También puede subyacer a la Formación Cuesta del Cura. Cambia de facies lateralmente con las formaciones

Treviño, McNight, Glen Rose, Benevides y Tamaulipas Superior (Santamaría *et al.*, 1991).

Edad y correlación: Se correlaciona en tiempo con las formaciones Sombreretillo (Nuevo León), Benavides (Cuenca de Chihuahua), Cuesta del Cura (Cuenca Mesozoica del Centro de México), Aurora y Tamaulipas Superior y Complejo Arrecifal del Burro (Ancestral Golfo de México) (Santamaría *et al.*, 1991). Se le asigna una edad del Albiano medio–superior.

Ambiente de depósito: En base a su litología se infiere que el tipo de depósito es de plataforma externa.

Grupo Washita (Kace Cz-Lu)

Definición: La Formación fue originalmente descrita por Barnes (1977), esta Formación es también conocida como Formación Santa Elena y en general consiste de calizas y lutitas que cambia lateralmente de facies al occidente de la Isla de Coahuila a las calizas de miliólidos, paletoides, gasterópodos y biostromas de estratificación gruesa a masiva de la Formación Treviño.

Distribución: Se localiza en el sector sur-occidental de Texas, U.S.A. y noroccidental de Coahuila, Mex. En la zona de estudio, aflora en el flanco norte de la Sierra San Marcos y Pinos, Sobreyaciendo concordantemente a la Formación Kiamichi.

Litología y espesor: Se trata de una caliza de grano fino a microgranular, masiva en capas de 3 m de espesor con interestratificaciones de margas hacia su cima, contiene nódulos de pedernal con abundantes miliólidos y rudistas silicificados en las capas masivas, es de color gris a blanco, intemperizando a gris oscuro o ligeramente ocre (Barnes, 1977). Difiere de la Caliza del Carmen al ser de estratificación más gruesa y contener algunos fósiles de pequeños gasterópodos (Smith, 1970).

Los espesores reportados van de 105 m a 135 m en la Carta Geológica 1:250,000, Del Río (Barnes, 1977) y 166 m a 246 m en la Carta Geológica

1:250,000, Emory Peak-Presidio (Barnes, 1979). En la Carta Manuel Benavides fue cartografiada conjuntamente con la Formación Salmon Peak estimando un espesor de 200 m para ambas unidades (Sánchez *et al.*, 2002).

Relaciones estratigráficas: Regionalmente sobreyace concordantemente a la Formación Sue Peaks y subyace a las Formaciones Del Río o Buda (Barnes, 1979). En la zona de estudio sobreyace concordantemente a la Formación Kiamichi y subyace concordantemente a una alternancia de calizas y lutitas arcillosas de la Formación Indidura.

Edad y correlación: Por relaciones estratigráficas se le asigna una edad Albiano Medio-Superior y se correlaciona con las Formaciones Georgetown (golfo de Sabinas) y Salmón Peak (plataforma del Burro Peyote), cambia de facie con la Formación Loma de Plata (Romo *et al.*, 2002)

Ambiente de depósito: Los sedimentos se depositaron en aguas neríticas, con topografía irregular que permitió un escaso desarrollo de facies periarrecifales, en una zona de ligera pendiente entre el arrecife y el mar abierto y/o que este depósito ocurrió en una plataforma de rampa, de pendientes suave con talud poco desarrollado (Sánchez *et al.*, 2002).

Formación Treviño (Kace-Kz)

Definición: Formación definida por Garza (1973), fue descrita originalmente como una caliza gris con miliólidos en capas de estratificación gruesa a masiva, con restos biógenos y biostromas en ciertos intervalos. Presenta capas dolomitizadas sobre todo en su porción inferior.

Distribución: La Formación se restringe al paleo-elemento Plataforma de Coahuila–Estados de Coahuila y Durango- (Garza, 1973). Afloran ampliamente en las Sierras: Los Alamitos y La Fragua, así como en las Sierras El Venado, Las Delicias, Los Órganos, La Campana, La Candelaria, Tlahualilo y La Margarita (Barboza *et al.*, 1998).

Litología y espesor: Su espesor varía de 20 a 175 m (Barboza *et al.*, 1998),. 80m en Cañón de Mimbres, 176 m en el Cañón Corazón de Toro, Coahuila (Garza, 1973). En la Sierra Las Noas, Coahuila, la cima de la Formación Treviño está constituida por caliza de tipo packstone con conchas de toucasias y rudistas, que forman una calcarenita de 10 a 20 cm de espesor, esta superficie presenta efectos de exposición subaérea. Sobre esta superficie se presenta un conglomerado formado por fragmentos de packstone de conchas retrabajadas y derivadas de la caliza subyacente, incluidos en una matriz calcáreo-arcillosa, el conglomerado tiene fragmentos bien redondeados que varían desde 5 cm hasta 2 cm de diámetro (Eguiluz, 1991).

Relaciones estratigráficas: Sobreyace concordantemente a la Formación Acatita, subyace concordantemente a una facies de mar abierto, que Garza (1973) denominó Formación Baicuco. Subyace discordantemente en forma paralela a la Formación Indidura (Eguiluz, 1991).

Edad y correlación: Se correlaciona con la Formación Loma de Plata (Amsbury, 1958) en la Cuenca de Chihuahua, la Formación Santa Elena (Maxwell *et al.*, 1967) en el área de Big Bend, Texas, Salmón Peak (Lozo y Smith, 1964) en la Cuenca de Maverick; con las facies pelágicas de la Formación Georgetown del Grupo Washita en la Cuenca de Sabinas; la parte inferior de la Formación Cuesta del Cura en la cuenca del Centro de México y con las formaciones Buda y Del Río distribuidas en las Cuencas de Chihuahua y Sabinas (Eguiluz, 1991).

Es correlacionable con la porción superior del alineamiento arrecifal de la Formación Viesca (Garza, 1973), y con la Formación Monclova en la Cuenca de Sabinas (Santiago *et al.*, 2000). Por su posición estratigráfica se le ha considerado del Albiano Superior (Garza, 1973). Sin embargo por ser un depósito sincrónico e isócrono en un ciclo sedimentario regional durante el Albiano-Cenomaniano Inferior, tal como ocurre con la Formación Georgetown, algunos autores (Tardy *et al.*, 1974; Eguiluz, 1991) la consideran de edad Albiano Superior- Cenomaniano Inferior.

Ambiente de depósito: Su depósito es de ambiente lagunar somero (Santiago *et al.*, 2000). Al terminar el depósito de la Formación Acatita, la Plataforma de Coahuila se hunde lentamente, dando lugar encima de ella a una mayor circulación de las aguas marinas someras, depositándose la Formación Treviño, la cual hacia el borde del paleo-elemento gradúa a una facies arrecifal (Garza, 1973).

4.2.2 Cretácico Superior

Formación Eagle Ford (Kcet Cz-Lu)

Definición: Formación definida por Römer (1852). La localidad tipo se encuentra en Eagle Ford, condado de Dallas Texas a 9.65 km al oeste de Dallas, Texas, donde la parte superior de la unidad se encuentra expuesta (Sellards *et al.*, 1966). Está compuesta por una secuencia de calizas muy arcillosas de estratificación laminar, alternadas con lutitas y margas de color gris oscuro. Presenta fragmentos de pelícipodos y ostrácodos. Su espesor no es apreciable debido a que sus afloramientos están incompletos.

Distribución: Se reporta desde el noreste de Texas, U.S.A; en México se encuentra ampliamente distribuida en el noreste del país, en la superficie y en el subsuelo de la Cuenca de Sabinas Coahuila, y en los bordes de la Península de Tamaulipas, así como en el borde noroeste de la Cuenca de Burgos al norte de Nuevo León (PEMEX, 1988b). En la zona de estudio, esta unidad aflora en el flanco sur de la Sierra San Marcos y Pinos y en el flanco noreste de la Sierra La Fragua.

Litología y espesor: Lutita calcárea de color gris oscuro, interestratificada con caliza arcillosa delgada, de color gris claro que intemperiza a pardo amarillento. Hacia su cima presenta una facie de lutitas de color gris, que intemperizan de color ocre a blanquecino (Santiago *et al.*, 2003). Su espesor es variable, tiene como mínimo 45 m, máximo 480 m y en promedio 200 m (Santamaría *et al.*, 1991), también se reportan espesores de 300 m en la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 2001).

Relaciones estratigráficas: Sobreyace concordantemente a la Formación Buda, su contacto superior es transicional y concordante con la Formación Austin (Santamaría *et al.*, 1991). En la porción poniente del Estado de Coahuila, la Formación Eagle Ford presenta un cambio lateral de facies, marcado por un aumento de niveles arcillosos -Formación Ojinaga- (Sánchez *et al.*, 2002). Sellards *et al.* (1966), describen que sobreyace discordantemente a la Formación Buda (sur y centro de Texas), y subyace discordantemente a la Formación Austin (centro de Texas).

Edad y correlación: Se correlaciona en tiempo con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico Misantla, Formación Soyatal en la SMO y oeste de la Cuenca Tampico Misantla, Formación Orizaba y Formación Maltrata de la Cuenca de Veracruz, en Chiapas con la Formación Cintalapa del Grupo Sierra Madre y en Chihuahua con la Formación Ojinaga. Hacia la plataforma de Coahuila hay un cambio de facies a lutitas calcáreas, calizas arcillosas y areniscas de la Formación Indidura. Por su contenido paleontológico, se le asigna una edad Cenomaniano-Turoniano.

Ambiente de depósito: Su depósito tuvo lugar en un ambiente nerítico de aguas someras, con aporte de terrígenos y ligeras subsidencias.

Formación Indidura (Kcess-Cz-Lu)

Definición: La Formación Indidura fue definida por Imlay (1936), toma su nombre de las exposiciones orientales del Cerro Indidura, situado a 8 kilómetros al norte del Tanque Toribio, sur de la Sierra de Santa Ana, al sureste de Las Delicias, Coahuila (Kelly, 1936). De manera general, se trata de una serie de lutitas y calizas arcillosas, con algunas laminillas de yeso y arenisca.

Distribución: Imlay (1936) la describe en la Sierra de Parras, Coahuila y aflora ampliamente formando los valles sinclinales. Afloramientos extensos pueden ser vistos a lo largo del Arroyo Caracol al este de los cañones del Mezquite, Los Lobos y en la base sur de la Sierra Garambullo. En la zona de estudio existen pequeños afloramientos en el flanco sur de la Sierra La Fragua, el flanco suroeste

de la Sierra El Granizo, en el flanco este de la Sierra Los Alamitos y en la localidad Presa de Mata, al norte de la Sierra El Venado.

Litología y espesor: En las Lomas de San Pablo en la Sierra de Parras, Coahuila la sección completa está bien expuesta y tiene un espesor de 652 m (Imlay, 1936). En la región de Concepción del Oro, Zacatecas Rogers *et al.*, (1957) midieron 180 m de espesor en esta unidad. En el flanco septentrional de la Sierra de Parras y en las Lomas de San Pablo, Ledezma-Guerrero (1967) midió 650 m de espesor de la Formación Indidura. Su espesor es variable, con rangos de los 13 m hasta más de 2500 m (PEMEX, 1988b). El espesor de la Formación Indidura en la Sierra de Catorce (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) es difícil de medir por los numerosos pliegues recumbentes que la afectan, se estima en más de 150 m.

En la Sierra de Parras, Coahuila, Imlay (1936) describe cinco miembros de la Formación Indidura que son transicionales entre sí, el miembro 1) varía considerablemente en espesor y litología, incrementando su espesor hacia el sur y oeste, la Formación Cuesta del Cura es cubierta por capas de yeso que corresponden a este miembro; el miembro 2) consiste enteramente de lutita, por lo que es fácil de erosionar y genera pronunciadas depresiones topográficas; el tercer miembro 3) es una alternancia de lutita y arenisca, el cuarto miembro 4) consiste de lutita y pocas capas de caliza negra, mientras que el quinto miembro 5) se compone de caliza lutítica de estratificación delgada.

Relaciones estratigráficas: El límite inferior se encuentra en el contacto de la caliza densa de la Formación Aurora; una delgada zona transicional de caliza y lutita intercaladas incluidas dentro de la Formación Indidura (Kelly, 1936). En la zona de estudio, sobreyace a la Formación Treviño.

Edad y correlación: Por su contenido faunístico es correlacionada con la Formación Eagle Ford de Texas (Imlay, 1936). Se correlaciona en tiempo con la Formación Soyatal de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, así como con el “Miembro Calcáreo–Arcilloso” de la Formación Tamasopo y el “Miembro Mixto La Muralla” de la Formación Agua Nueva, ambos correspondientes a la Plataforma de Valles–San Luis Potosí (Basáñez *et al.*, 1990). Es correlacionable

con la Formación Soyatal de la zona de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico-Misantla (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Por su posición estratigráfica y su contenido faunístico se considera a la Formación Indidura del Turoniano, incluyendo parte del Cenomaniano superior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Su edad varía de un lugar a otro, en general alcanza un rango desde el Albiano superior al Coniaciano.

Ambiente de depósito: La Formación Indidura representa depósitos de aguas someras, como lo indica la gran cantidad de lutita negra, la presencia de yeso y limolita en el miembro basal (Imlay, 1936). La presencia de clásticos finos, caliza y caliza arcillosa en la Formación indican que se depositó en aguas lodosas de profundidad moderada (Pérez-Rul, 1967). La presencia de lechos yesíferos señala un depósito en aguas de poca profundidad sobre el fondo elevado de la Plataforma de Coahuila (Tardy *et al.*, 1974). En la parte inferior de la Formación Indidura se interpreta un medio batial a sublitoral de cuenca, con depósito de caliza y materiales terrígenos bajo condiciones reductoras (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Rocas Terciarias (Tpl-B)

En la zona de estudio se observa un pequeño afloramiento basáltico de probable edad Plioceno sobreyaciendo discordantemente las Formaciones presentes en la Sierra La Fragua, producto de uno de dos eventos volcánicos; el primero de ellos generado en el Terciario Plioceno y el segundo generado en el Cuaternario Holoceno. Las rocas basálticas de la región posiblemente se relacionan con el fallamiento normal que imperó en la región posterior a los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide (SGM, 1998).

Depósitos del Cuaternario (Q-Y, Qoal)

Los depósitos del Cuaternario al igual que los depósitos aluviales del Terciario se encuentran rellenando el Valle El Hundido. Son detritos derivados de la erosión de las rocas expuestas en las sierras que circundan el valle. Consisten de clásticos no consolidados de granulometría variada; gravas, arenas, limos y arcillas, con predominio de grano fino debido a la gran longitud de transporte y a la baja capacidad de arrastre de las corrientes superficiales.

El aluvi3n se encuentra rellenando los valles y arroyos del 1rea. El coluvi3n aflora sobre todo en las pendientes fuertes al pie de los escarpes del Potrero Colorado, en muchas ocasiones ocultando los contactos formacionales y conformando abanicos de materiales no consolidados. El aluvi3n esta compuesto de gravas inmaduras de composici3n predominantemente calc1rea, que presentan una pobre clasificaci3n y consolidaci3n.

El espesor del aluvi3n es variable, desde un par de metros en algunas zonas y un poco m1s de 20 metros en el fondo de algunos arroyos hasta 150 m en la porci3n central del valle. Gonz1lez-Naranjo (2006) considera que todos los dep3sitos no consolidados son del Cuaternario.

Rocas 1gneas Intrusivas (Pp-Gd-Gr)

En la cima de la Sierra Australia-Alamitos al sur de la zona de estudio, aflora en peque1as dimensiones una roca intrusiva cartografiada como granodiorita por el INEGI (1981), qui3n tambi3n cartografi3 peque1os derrames de rocas bas1lticas en el flanco oriente de esta misma sierra. Las rocas intrusivas de la Sierra Australia-Alamitos, de acuerdo con Mckee *et al.* (1990) se pueden interpretar como las rocas plut3nicas del Tri1sico que cortan el arco proximal de la cuenca Las Delicias, constituyendo de esta forma parte del basamento geol3gico de la Paleo-pen1nsula de Coahuila.

4.3 Elementos tect3nicos importantes en el Valle El Hundido

Bloque de Coahuila

El Bloque de Coahuila es uno de los elementos estructurales m1s importantes en el noreste de M3xico debido a que influy3 notablemente en la evoluci3n estratigr1fica y tect3nica de la regi3n, y tambi3n porque delimita zonas de diferentes estilos de deformaci3n. Est1 limitado al norte por la Falla San Marcos que lo separa del Cintur3n Plegado de Coahuila (Figura IV.2). Este alto de basamento se origin3 posiblemente como producto de la apertura del Golfo de M3xico, en el cual se desarrollaron altos y bajos estructurales (grabens y horst) a consecuencia del rifting de la Pangea en el Tri1sico Tard1o-Jur1sico Temprano, que fragmento los batolitos Permo-Tri1sicos generados durante la subducci3n en el Oeste de la Pangea (Gonz1lez-Naranjo, 2006).

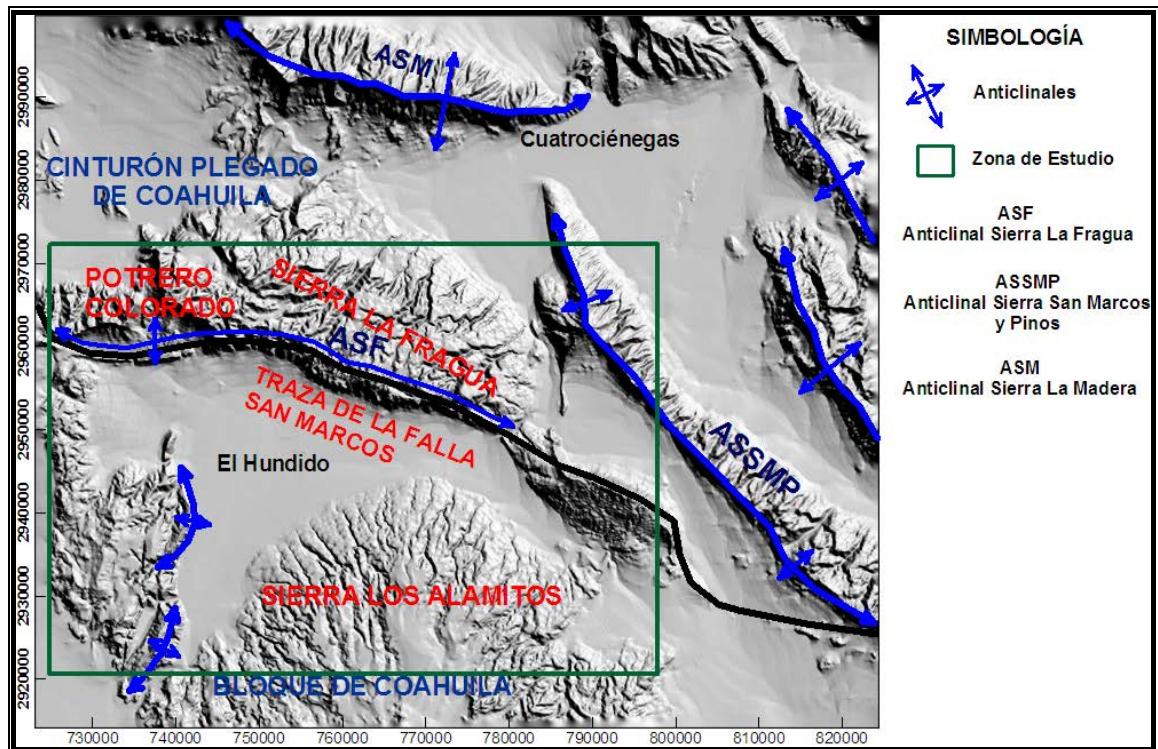


Figura IV. 2 Rasgos estructurales en la zona de estudio, adaptado de Chávez-Cabello, 2005

En general la cobertura del Bloque de Coahuila se caracteriza por presentar anticlinales de formas dómicas amplias con inmersión hacia el E-SE lo que refleja una intensidad baja de la deformación Laramide. Existen algunos lineamientos norte-sur que cruzan todo el Bloque de Coahuila desde el sur y llegan hasta la frontera México-EUA. Las rocas en el Bloque de Coahuila están compuestas en su parte basal de rocas ígneas y metamórficas de grado bajo del basamento Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano que corresponde a un ensamble de arco (McKee *et al.*, 1988 citado en González-Naranjo, 2006); la cobertura incluye un paquete sedimentario marino de calizas de plataforma y evaporitas, las cuales corresponden a las formaciones Las Uvas y Acatita que sobreyacen discordantemente y que marcan la transgresión marina del Aptiano Tardío sobre el Bloque de Coahuila.

Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas fue generada durante la fragmentación continental durante la primera etapa de apertura del Golfo de México y está limitada por las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte (Figura IV.2). Hoy en día estas fallas son

consideradas como fallas maestras del basamento que controlaron gran parte del paleorelieve y las litofacies durante el Mesozoico en la Cuenca de Sabinas. Después del evento orogénico Laramide en el noreste de México, estas fallas limitan lo que hoy se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC; Charleston, 1981 citado en Chávez-Cabello, 2005), y separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes

En la Cuenca de Sabinas el espesor de la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico supera los 5,000 m (Eguiluz, 2001). Se ha propuesto que en la parte central del CPC hubo vestigios del basamento Mesozoico que influyeron en la sedimentación y controlaron la distribución de las facies sedimentarias presentes. Los altos del basamento principales en la Cuenca de Sabinas son las islas de la Mula y de Monclova. La secuencia de la Cuenca de Sabinas fue plegada y cabalgada sobre el alto de basamento ubicado al suroeste y en menor medida sobre aquel al noroeste durante la orogenia Laramide del Terciario Temprano. Se ha sugerido que la falla de San Marcos experimentó movimientos laterales en el Jurásico Tardío, y normales en el Cretácico Temprano, que controlaron fuertemente los patrones de sedimentación al norte de la falla (Chávez-Cabello, 2005).

4.4 Geología Estructural

Los rasgos geológico-estructurales existentes en la zona son consecuencia de la deformación tectónica de la Orogenia Laramide durante el Cretácico Superior y Terciario sobre los sedimentos marinos de la Paleo-península de Coahuila y Cuenca de Sabinas. Los pliegues dentro de la Paleo-península de Coahuila se caracterizan por su gran extensión conformados por capas de rocas sedimentarias del Cretácico dispuestas con echados de suave inclinación.

La Sierra Alamos-Australia es un gran pliegue anticlinal conformado por calizas de la Formaciones Treviño en sus flancos y por yesos de la Formación La Acatita hacia la cresta. Las capas en sus flancos muestran echados de suave inclinación y guarda una orientación regional SW-NE con una longitud aproximada de 60 km.

El Anticlinal La Fragua está formado en rocas calizas de la Formación Acatita en las partes altas y Treviño en su flanco norte y se extiende alrededor de 80 km. En las capas del flanco norte mantienen echados de suave inclinación en ese sentido y en el flanco sur están casi verticales. Esta sierra presenta una bifurcación hacia el norte. En el límite norte de la Sierra La Fragua muestra dos pequeños sinclinales uno orientado NW-SE y el otro NE-SW, los cuales se interpretan como pliegues de arrastre.

En la Sierra El Venado se tienen una serie de pliegues orientados NE-SW con echados en sus flancos de fuerte inclinación. Son anticlinales y sinclinales alargados, estrechos y con longitudes máximas de 25 km.

En la zona de estudio, el rasgo estructural más relevante es la Falla San Marcos (FSM) definido como un lineamiento estructural regional con más de 300 km de largo, rumbo WNW y que se inclina hacia el NNE, separando el bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila en el noreste de México. La FSM es una estructura del basamento multirreactivada que muestra, en superficie, evidencias estratigráficas y estructurales que documentan su actividad intermitente por lo menos desde el Jurásico Tardío hasta el Plioceno-Cuaternario (Figura IV.2).

Se han identificado al menos cuatro eventos de reactivación de la FSM (Chávez-Cabello, 2005). El primero fue con componente normal en el Neocomiano y causó el depósito de la Formación San Marcos. El segundo evento de reactivación fue inverso en el Paleógeno y debió incluir a fallas menores asociadas a la FSM. Se interpreta que el segundo evento de reactivación está representado por la ocurrencia de plegamientos tipo *drape* y transporte tectónico menor hacia el sur-suroeste sobre la traza principal de la FSM, así como por la ocurrencia de relaciones perpendiculares entre los ejes de pliegues en la parte suroeste de la cuenca de Sabinas y por el levantamiento de rocas más antiguas progresivamente hacia el noreste dentro del Valle San Marcos.

La tercera reactivación es normal con componente lateral izquierda (Mioceno tardío-Plioceno temprano) y, la cuarta predominantemente normal (Plioceno-Cuaternario).

Estas reactivaciones fueron reconocidas sobre la traza de la FSM sepultada por productos del Campo Volcánico de Camargo, al sureste de Chihuahua. Los dos últimos eventos parecen estar presentes sobre los segmentos de la FSM en Coahuila; sin embargo, aquí no afectan a rocas jóvenes por lo que no es posible establecer sus edades (Chávez-Cabello, 2005).

4.5 Geología del subsuelo

Se realizó una sección geológica transversal en el Valle El Hundido que abarca la mayor parte de la zona de estudio, incluyendo las formaciones que circundan el valle y el relleno aluvial donde se localizan la mayor parte de los aprovechamientos. La sección se realizó en base a la información existente para la zona de estudio con el fin de representar la geología local e integrar las relaciones hidráulicas y químicas derivadas del análisis físico-químico de los aprovechamientos localizados en el Valle El Hundido (Figura IV.3)

Como se aprecia en la Figura IV.3, las rocas predominantes son calizas de las formaciones Acatita y Treviño, las cuales afloran ampliamente en las sierras La Fragua y Los Alamitos al norte y sur respectivamente, del relleno aluvial localizado en la parte central del Valle El Hundido. Por otra parte, se infiere que el basamento en la zona de estudio, se compone de rocas Volcano-Sedimentarias del Carbonífero (SGM, 1998) y que las rocas más antiguas que afloran en la zona son las areniscas de la Formación San Carlos.

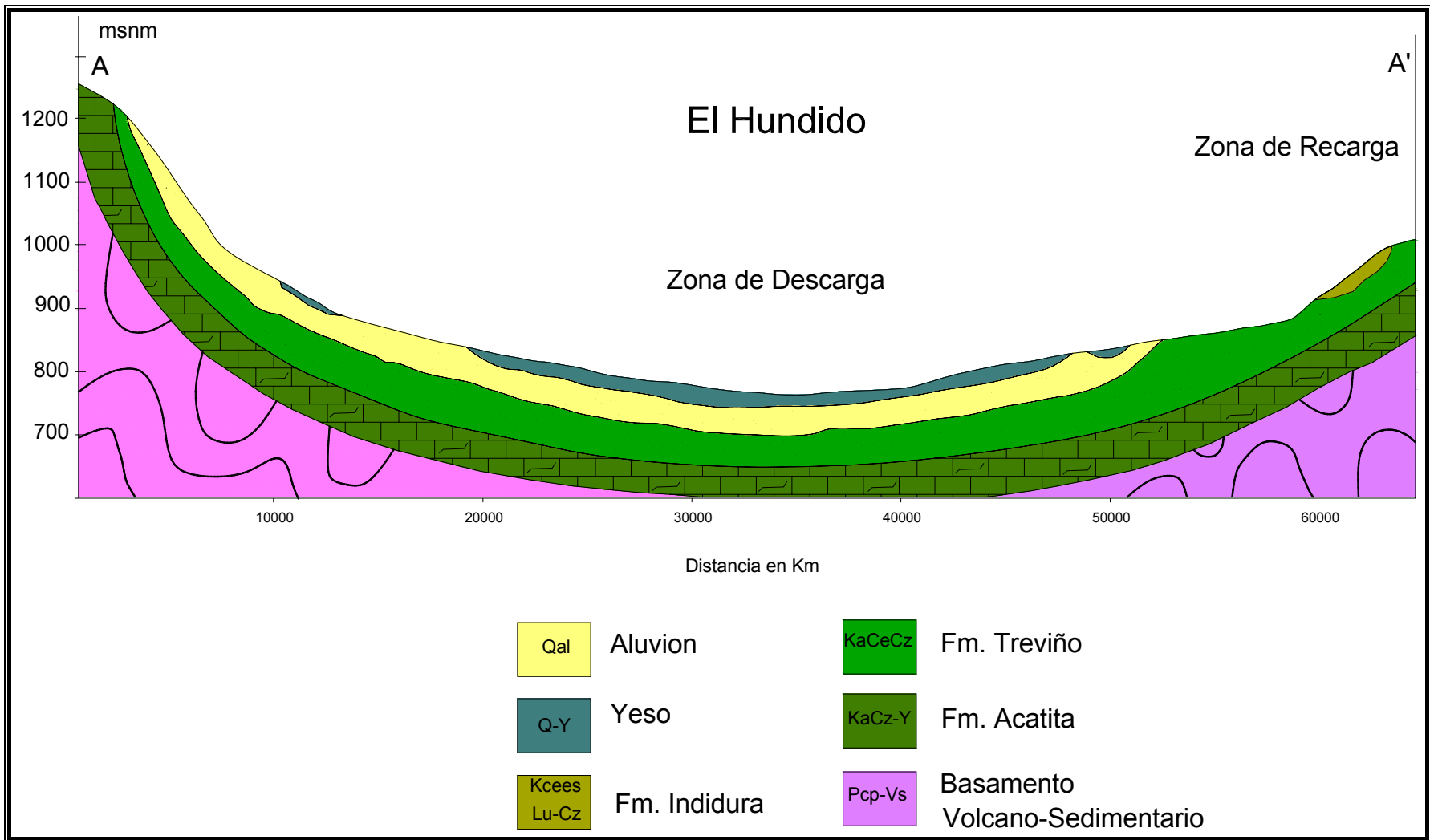


Figura IV. 3 Sección geológica A-A'

4.6 Columna Hidroestratigráfica

La caracterización de las unidades geológicas que afloran en el Valle el Hundido, se basó en la información obtenida en la recopilación de mapas y estudios previos con el fin de obtener una columna estratigráfica compuesta que integra tanto las características geológicas, litológicas e hidráulicas de la zona de estudio. En general, la columna estratigráfica consiste en un basamento Volcano-Sedimentario de edad Paleozoico que va del Carbonífero al Pérmico y rocas de baja permeabilidad del Cretácico Inferior, cubiertos por una secuencia de rocas carbonatadas del Cretácico (Figura IV.4).

4.7 Unidades Hidrogeológicas

De acuerdo al análisis de la información geológica realizada en la zona de estudio, se determinó que existe un basamento hidrogeológico que corresponde a la Formación San Marcos, cuyas características litológicas corresponden a areniscas con una permeabilidad muy baja. Sobreyaciendo a esta secuencia, se encuentran las calizas del Cretácico, depositadas en ambiente marino y que debido a su fracturamiento y carstificación conforman los principales acuíferos de la zona (IMTA, 2004). Cubriendo ambas unidades, se encuentra el medio granular conformado por el material de relleno del valle, compuesto por los depósitos aluviales del Terciario y por los depósitos aluviales, eólicos y lacustres del Cuaternario.

4.8 Tipos de medio por donde circula el agua

Con base en las observaciones de campo e información bibliográfica de la geología del subsuelo, se identificaron dos medios físicos a través de los cuales circula el agua subterránea (medio granular y medio fracturado), también se infiere el basamento hidrogeológico que delimita la profundidad del sistema.

El medio granular es la unidad litológica donde se emplazan la mayor parte de los aprovechamientos de agua subterránea, principalmente agrícolas, su comportamiento tiene importantes variaciones debido a la gran heterogeneidad y anisotropía. El medio fracturado es de gran importancia debido a: *i)* son rocas que en superficie son fuentes potenciales de infiltración del agua meteórica que puede

llegar a la zona de saturación y *ii*) porque en el subsuelo son una componente fundamental del movimiento del agua subterránea donde son rebasados los materiales sedimentarios continentales.

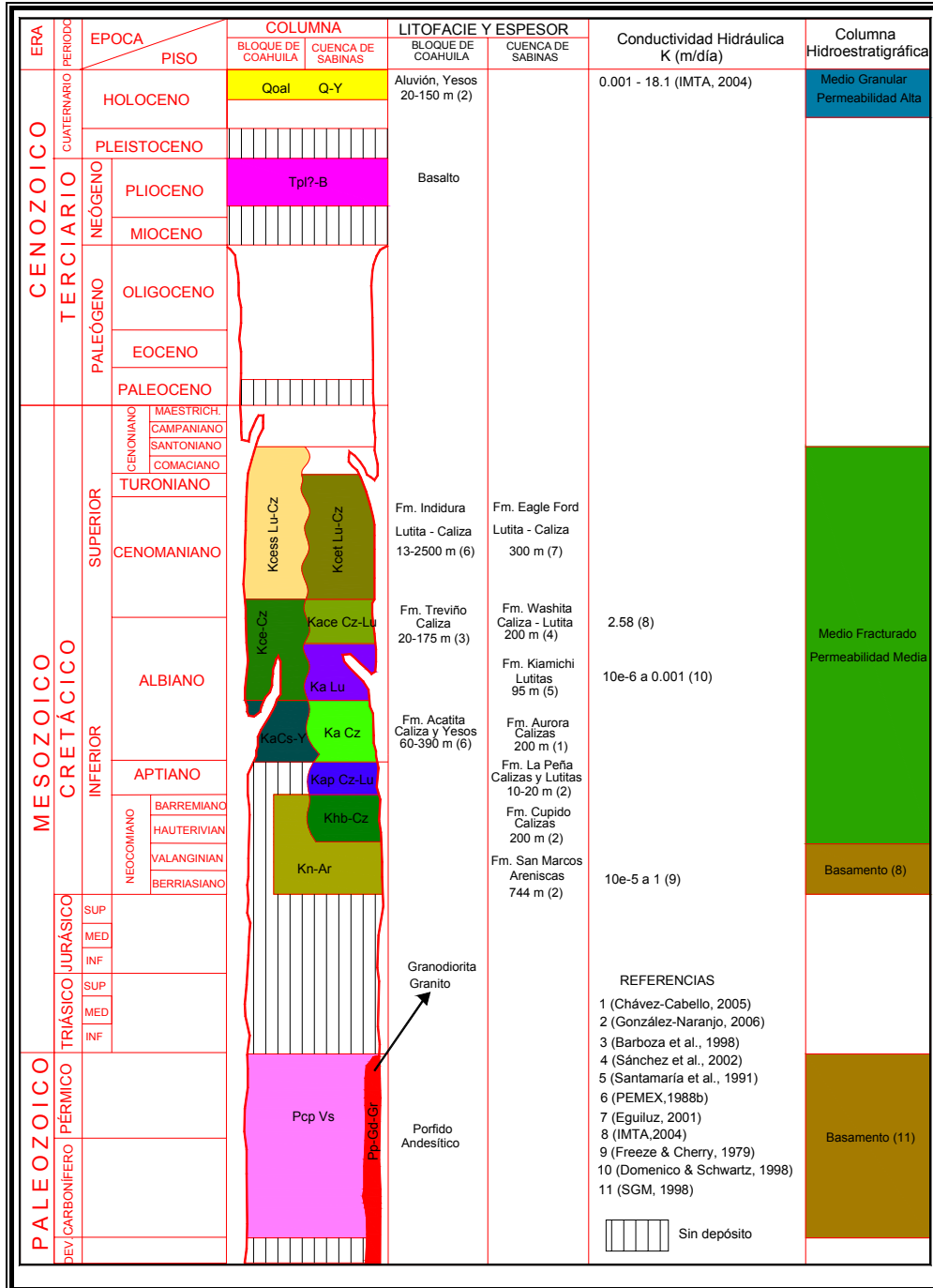


Figura IV. 4 Columna estratigráfica esquemática que incluye las características hidráulicas de las formaciones geológicas más relevantes en el Valle El Hundido

Los valores de conductividad hidráulica calculados para el medio granular presentan un rango de valores entre 1.3×10^{-8} y 2.1×10^{-4} m/s, para el medio fracturado se tiene una conductividad hidráulica de 3×10^{-5} m/s. Estos valores se obtuvieron mediante la interpretación de pruebas de bombeo realizadas en los pozos de la zona del rancho Beta Santa Mónica de El Hundido (IMTA, 2004).

4.9 Piezometría

Se registraron 78 datos piezométricos (Tabla IV.1). Con estos datos fueron elaboradas configuraciones de profundidad y elevación de nivel estático referidos al nivel del mar, que permitieron inferir las direcciones preferentes del flujo del agua subterránea.

4.9.1 Profundidad del Nivel Estático

En base a la configuración de la profundidad al nivel estático, se aprecia que los niveles guardan una relación inversa con la topografía del Valle, debido a que los niveles más profundos se presentaban en áreas topográficamente más altas y los más someros en áreas topográficamente más bajas. El valor de nivel estático menor fue de 6.35 m, localizado en la parte central del Valle El Hundido, el mayor de 132.6 m en el valle localizado entre la Sierra El Granizo y el flanco SE de la Sierra Alamitos. Los valores promedio, alrededor de los 30 m, se localizan en el flanco norte de la Sierra Alamitos y en la localidad de Las Morenas (Figura IV.5). Los niveles más profundos que tienden a presentarse en las márgenes del valle, son indicativos de condiciones de recarga relacionada con las áreas de infiltración de los escurrimientos superficiales que bajan de las sierras que circundan al valle (CNA, 2002).

4.9.2 Elevación del Nivel Estático y dirección de flujo del agua subterránea

Con base en la información generada en el presente estudio, se calculó la elevación del nivel estático de los aprovechamientos, restando a la cota del brocal del pozo la profundidad al nivel del agua subterránea. De esta manera se definió la dirección de flujo del agua subterránea a partir de configuraciones para isovalores de elevación del nivel en la zona, donde se observa que el flujo corre

de los flancos de las Sierras que circundan el Valle El Hundido hacia la parte topográfica más baja localizada en el centro del mismo valle (Figura IV.6).

X	Y	NE	Elevación del Brocal	Elevación del NE	Clave. CNA	Localidad
783827	2938169	127.67	910	782	2	Tanque Nuevo
777847	2943786	42.87	825	782	4	Tanque Nuevo
772652	2945045	29.03	830	801	23	Ejido Sta. Teresa de Sofía
770146	2946594	22.3	801	779	120	Ejido Sta. Teresa de Sofía
773576	2947583	9.87	797	787	147	Rancho Torre Barrio
774198	2947754	17.52	797	779	148	Rancho Torre Barrio
774681	2947905	28.97	797	768	149	Rancho Torre Barrio
775403	2948163	9.24	798	789	150	Rancho Torre Barrio
776513	2948543	22.7	798	776	123	Rancho Torre Barrio
777272	2948454	25.69	802	776	124	Rancho Torre Barrio
777143	2948109	24.9	799	774	125	Rancho Torre Barrio
777293	2946955	25.2	800	775	126	Rancho Torre Barrio
775983	2946428	22.59	801	778	129	Rancho Torre Barrio
775441	2946211	21.62	803	781	130	Rancho Torre Barrio
773180	2946790	9.84	798	788	134	Rancho Torre Barrio
772841	2949956	17.08	800	783	136	Rancho Torre Barrio
772919	2949845	18.4	800	782	137	Rancho Torre Barrio
773041	2949763	17	801	784	138	Rancho Torre Barrio
773819	2949196	20.9	799	778	139	Rancho Torre Barrio
775600	2949712	28.03	802	774	141	Rancho Torre Barrio
749096	2949934	25.2	820	795	114	Agrícola El Pilar
749816	2951858	16.79	816	800	116	Agrícola El Pilar
750148	2952684	15.1	814	799	117	Agrícola El Pilar
749894	2949352	22.4	816	794	113	Agrícola El Pilar
750395	2953442	17.2	817	800	32	Asunto de la cuestión
750061	2948884	25.8	814	789	94	Agrícola El Pilar
749763	2948327	28.9	815	786	95	Agrícola El Pilar
749145	2947360	32.8	817	785	118	Agrícola El Pilar
748009	2947114	37.75	823	785	84	Agrícola El Pilar
748776	2946413	19.89	819	799	119	Agrícola El Pilar
748175	2945591	21.5	822	800	120	Agrícola El Pilar
746475	2946517	40.66	829	788	80	Agrícola El Pilar
745608	2946449	38.23	832	794	88	Las morenas
745428	2945953	37.78	835	797	81	Agrícola El Pilar
744256	2946165	41.93	840	798	80?	Agrícola El Pilar
746966	2946722	36.55	826	789	51	San Fernando
748167	2949097	33.69	824	790	43	El Campizal
747400	2949820	34.15	829	795	41	El Campizal
744385	2926241	67.6	872	804	9	El Papalote
746758	2930337	42.64	848	805	10	El Papalote
745595	2931873	33.3	841	807	12	Buenavista
745592	2931876	33.2	840	807	31	Buenavista
751452	2936735	46.76	848	801	92	La Cienega
745438	2942301	17.87	835	817	93	Maloso Segundo
745014	2942116	15.32	837	822	92-A	Maloso Segundo
744397	2942890	19.36	839	820	77	Maloso Segundo
735690	2952813	26.42	951	925	17	Las morenas
743523	2944740	31.47	845	814	16	Las morenas
744027	2943514	21.58	841	820	72	Las morenas
743412	2945880	42.5	845	802	73	Las morenas
744726	2945266	33.2	838	805	76	Las morenas
749014	2952986	22.65	825	802	75	Asunto de la cuestión
748207	2951410	24.75	827	802	47	Asunto de la cuestión
746131	2948448	40.53	834	794	49	San Fernando
748457	2948436	36.47	822	786	54	San Fernando
746699	2948352	38.73	829	790	21	San Fernando
755860	2953011	9.6	798	788	38	El porvenir
755443	2944332	11.2	816	805	22	Las Esperanzas
756431	2942853	25.5	829	804	97	Sta. Teresa de Sofía
756197	2941809	31.19	835	803	14	Puente Arroyo Seco
752328	2938688	39.3	838	799	96	Sin Nombre
751809	2940254	27.31	825	798	S/N	Maloso Segundo
755431	2938736	63.1	878	815	64	Arroyo Seco
761668	2943444	23.1	836	813	8	La Virgen
764093	2946213	6.35	798	792	37	Providencia
764105	2946106	7.05	799	792	36	Providencia
764975	2944331	26.05	834	808	AAA	Sin Nombre
768407	2945904	23.68	809	786	99	Derecho de vía
772733	2946048	22.54	808	785	26-A	Sta. Teresa de Sofía
782663	2937823	132.6	907	774	1	Las Víboras
779484	2942102	63.63	844	780	06	La víbora
777887	2945798	28.7	814	786	006	Tanque Nuevo

Tabla IV. 1 Datos piezométricos del Valle El Hundido (adaptado de IMTA, 2004)

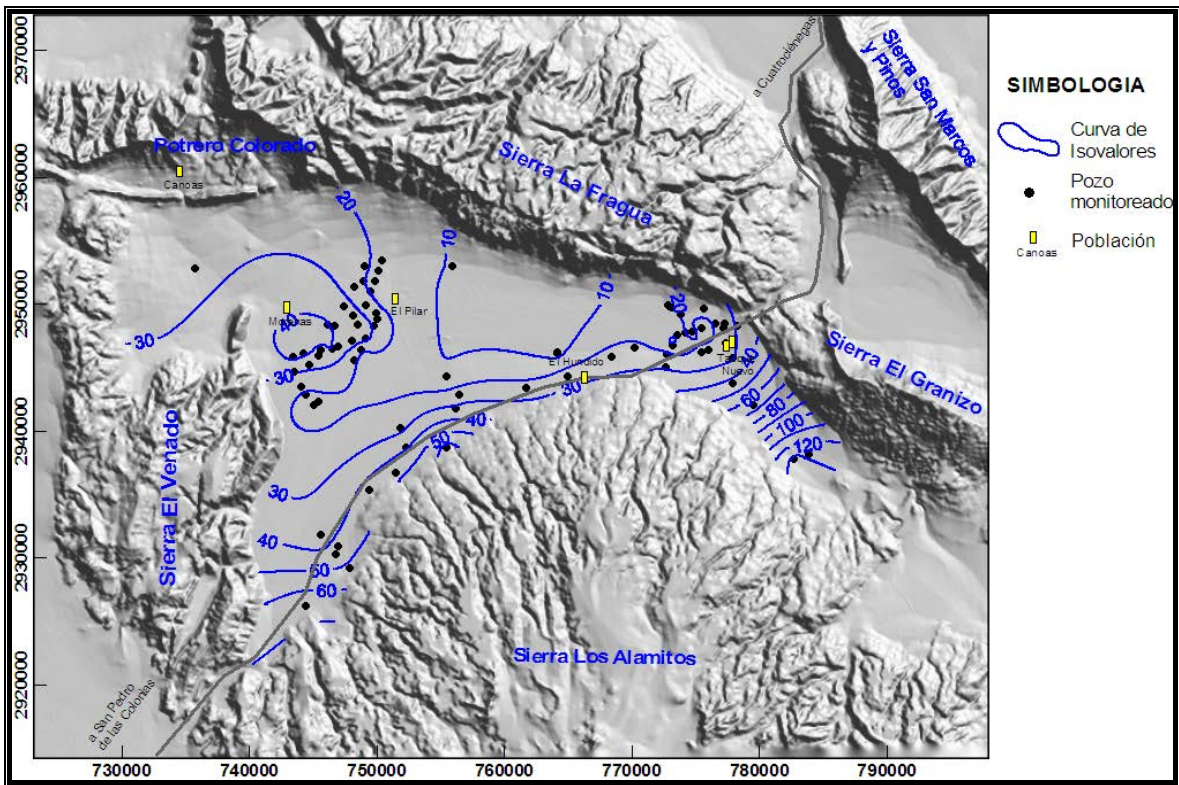


Figura IV. 5 Profundidad al nivel estático (2004)

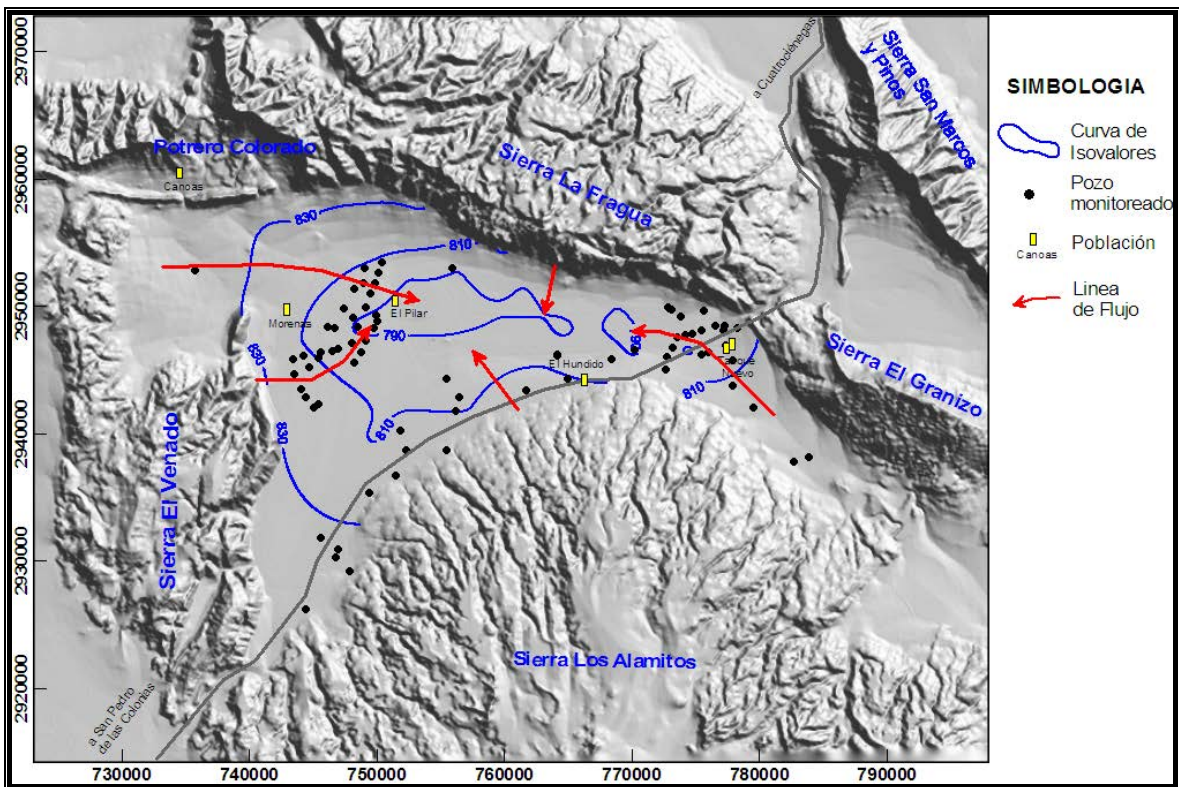


Figura IV. 6 Elevación del nivel estático y dirección de flujo del agua subterránea (2004)

5. RESULTADOS DE LA INTERPRETACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos de los análisis químicos, presentándolos a manera de mapas de isovalores para apreciar la tendencia de los resultados de laboratorio y de los parámetros medidos en campo, así como la comparación de la calidad del agua en el Valle El Hundido para los usos público urbano y agrícola y la distribución de grupos de familias de agua.

En base a la información generada en los censos, los datos químicos y parámetros físicos del muestreo realizado en este trabajo, se elaboró una base de datos con la información completa de cada uno de los aprovechamientos (Tabla V.1). Esta base de datos está disponible para ser modificada con información que se genere posteriormente (Ver anexo A).

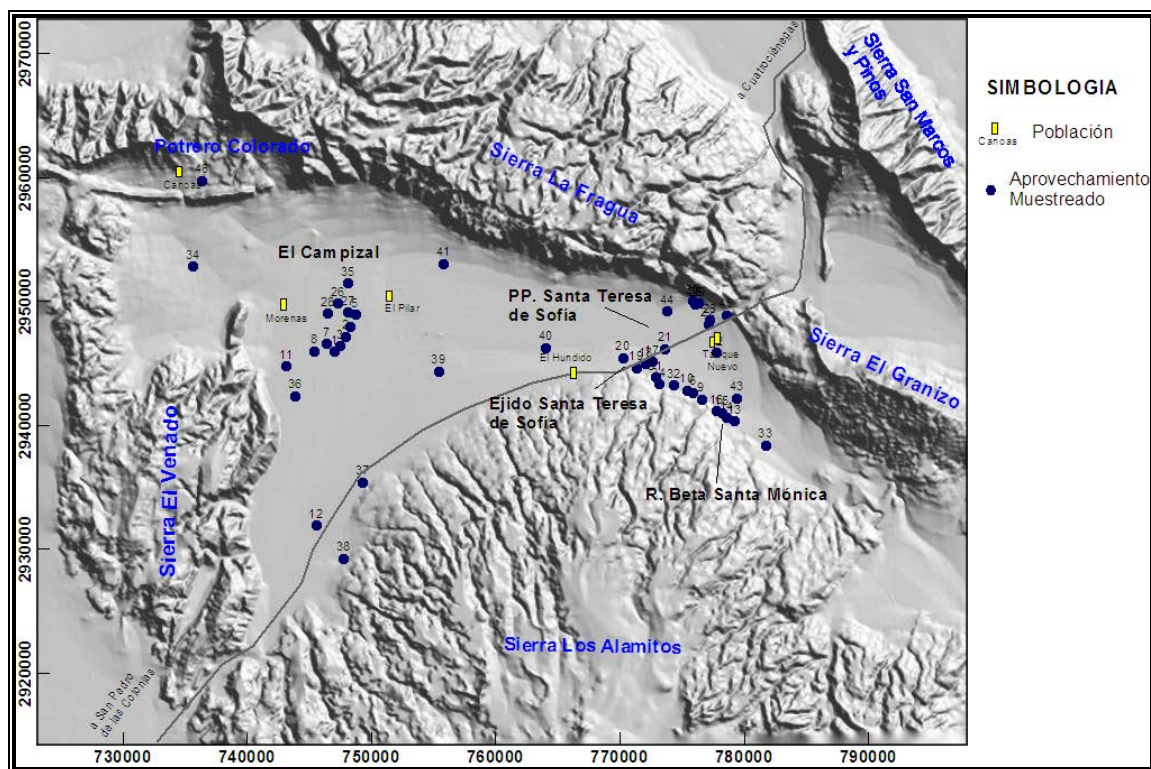


Figura V. 1 Distribución de muestras de agua subterránea en El Hundido

Longitud	Latitud	Número de muestra	Clave CNA	Localidad	Tipo de Aprovechamiento	Temperatura °C	pH	Eh (mV)	Conductividad Eléctrica (µS/cm)	STD (mg/l)	Ox (mg/l)	Alcalinidad (campo)
747023	2945954	1	082	El Pilar	Pozo	28.0	7.35	95	4480	3136	10.3	85.76
747967	2947159	2	084	El Pilar	Pozo	28.5	7.1	120	4210	2947	5.3	96.48
747511	2946400	3	083	El Pilar	Pozo	28.8	7.18	124	4250	2975	6.2	107.20
748286	2947984	4	085	El Pilar	Pozo	30.1	7.16	107	4380	3066	1.1	105.86
748711	2948909	5	087	El Pilar	Pozo	29.1	7.2	71	4630	3241	1.8	104.39
775913	2942644	6	103	Beta Santa Mónica	Pozo	31.0	7.01	186	1513	1059	1.8	195.54
746427	2946560	7	086	El Pilar	Pozo	27.4	7.27	62	4090	2863	9.1	96.48
745385	2946002	8	081	El Pilar	Pozo	26.9	7.26	-11	4040	2828	4	116.58
776568	2942095	9	104	Beta Santa Mónica	Pozo	31.8	7.01	151	1478	1035	1.9	200.33
775398	2942802	10	102	Beta Santa Mónica	Pozo	31.2	7.65	85	1569	1098	5.2	213.73
743178	2944783	11	044	Las Morenas	Pozo	27.1	7.19	20	3960	2772	1.7	103.85
745551	2931913	12	012	El Papalote	Pozo	27.4	7.23	178	4970	3479	1.8	99.83
779269	2940318	13	108	Beta Santa Mónica	Pozo	27.4	7.7	76	1404	983	6	224.45
778639	2940615	14	107	Beta Santa Mónica	Pozo	31.3	7.21	121	1584	1109	7	184.92
778189	2941019	15	106	Beta Santa Mónica	Pozo	29.5	7.93	68	1471	1030	5.2	204.75
777826	2941147	16	105	Beta Santa Mónica	Pozo	28.9	7.92	123	1449	1014	4.2	209.04
772612	2945117	17	023	Ej. Santa Teresa de Sofia	Pozo	29.1	7.24	118	2460	1722	4.1	172.86
772107	2944952	18	024	Ej. Santa Teresa de Sofia	Pozo	29.6	7.28	116	2290	1603	4.4	187.60
771343	2944627	19	027	Ej. Santa Teresa de Sofia	Pozo	29.4	7.21	114	2260	1582	2.8	176.21
770255	2945434	20	025	Ej. Santa Teresa de Sofia	Pozo	28.7	7.18	209	2750	1925	5.3	178.49
773614	2946149	21	133	Santa Teresa de Sofia	Pozo	29.7	7.28	-75	3670	2569	3.3	133.46
777104	2948144	22	125	Santa Teresa de Sofia	Pozo	33.5	7.19	-12	1650	1155	-	192.96
777237	2948498	23	124	Santa Teresa de Sofia	Pozo	33.4	7.16	10	1750	1225	2.4	217.08
773136	2943338	24	003	Beta Santa Mónica	Pozo	31.1	7.28	136	1517	1062	3.4	169.91
776107	2949781	25	143	Santa Teresa de Sofia	Pozo	32.0	7.16	52	2540	1778	1.3	189.74
747352	2949853	26	041	El Campizal	Pozo	28.2	7.57	202	4510	3157	-	80.4
748118	2949128	27	043	El Campizal	Pozo	29.0	7.48	185	5100	3570	-	89.11
746515	2949025	28	039	El Campizal	Pozo	28.5	7.38	147	4400	3080	9	81.07
776352	2949820	29	144	Santa Teresa de Sofia	Pozo	31.1	7.02	27	2510	1757	1	184.92
775845	2950031	30	142	Santa Teresa de Sofia	Pozo	31.5	7.01	10	2338	1637	1.4	190.82
772871	2943880	31	100	Beta Santa Mónica	Pozo	30.4	7.11	127	1736	1215	2.4	167.77
774360	2943209	32	101	Beta Santa Mónica	Pozo	30.1	7.09	99	1611	1128	5.1	168.84
781738	2938397	33	110	Beta Santa Mónica	Pozo	31.1	6.93	104	1383	968	1.7	180.9
735661	2952837	34	017	Las Morenas	Noria	23.7	7.70	-96	2070	1449	1.1	306.2
748156	2951457	35	047	Asunto de la Cuestión	Pozo	21.4	7.64	-36	5640	3948	2.6	78.4
743878	2942384	36	078	Segundo Maloso	Pozo	22.5	7.23	-49	2620	1834	3.0	147.4
749307	2935405	37	015	Derecho de vía	Pozo	21.4	7.64	-235	4280	2996	0.5	280.1
747771	2929245	38	045	El Papalote	Pozo	21.4	7.64	-127	3970	2779	1.2	22.0
755401	2944372	39	022	Las Esperanzas	Noria	11.3	7.62	138	2700	1890	2.1	167.5
764053	2946267	40	037	Providencia	Pozo	21.7	7.73	-353	22500	15750	0.1	1174.5
755814	2953039	41	038	El Porvenir	Noria	18.6	7.46	90	7840	5488	2.9	147.4
777806	2945861	42	006-R	Beta Santa Mónica	Pozo	22.5	7.88	15	2300	1610	1.8	91.1
779402	2942171	43	006	Beta Santa Mónica	Pozo	23.9	8.06	57	956	669	1.9	65.0
773816	2949201	44	139	Santa Teresa de Sofia	Pozo	17.2	7.69	143	32010	22407	1.6	207.0
778557	2948883	45	090	Tanque Nuevo	Pozo	29.6	6.89	67	1576	1103	0.7	189.6
736368	2959757	46	121	Canoas	Noria	22.9	7.37	150	628	439.6	7.7	292.66

Tabla V. 1 Parámetros medidos en campo y elementos mayores calculados en laboratorio

Longitud	Latitud	Número de muestra	HCO3 (campo) mg/l	Dureza (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Sr (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	N-NO3 (mg/l)	NO3 (mg/l)	F (mg/l)
747023	2945954	1	104.63	2380	504	12	629	197	8	250	2520	5.70	25.25	1.80
747967	2947159	2	117.71	2368	454	11	642	186	8	213	2544	4.60	20.38	1.80
747511	2946400	3	130.78	2396	472	12	650	188	8	225	2592	7.40	32.78	1.84
748286	2947984	4	129.15	2391	457	11	653	185	8	201	2568	6.00	26.58	1.83
748711	2948909	5	127.36	2398	492	11	651	188	8	238	2640	15.60	69.11	1.84
775913	2942644	6	238.56	835	51	5	224	67	10	43	640	2.70	11.96	1.88
746427	2946560	7	117.71	2507	406	11	706	181	8	201	2540	4.70	20.82	1.82
745385	2946002	8	142.23	2326	359	11	655	168	8	177	2496	7.20	31.90	2.04
776568	2942095	9	244.40	846	45	4	217	74	11	43	610	2.10	9.30	2.02
775398	2942802	10	260.75	865	55	4	233	69	11	43	690	3.40	15.06	2.02
743178	2944783	11	126.70	2347	391	11	670	164	8	189	2640	5.10	22.59	1.85
745551	2931913	12	121.79	2883	442	13	763	238	11	408	2900	17.20	76.20	2.06
779269	2940318	13	273.83	768	44	4	199	66	11	30	570	1.40	6.20	2.08
778639	2940615	14	225.60	886	48	4	243	68	11	49	675	3.10	13.73	1.91
778189	2941019	15	249.80	791	43	4	213	63	11	49	590	1.90	8.42	1.87
777826	2941147	16	255.03	801	41	4	217	63	11	43	550	1.40	6.20	1.88
772612	2945117	17	210.89	1321	151	6	358	104	13	140	1046	26.00	115.18	1.90
772107	2944952	18	228.87	1171	128	5	316	93	13	104	900	17.20	76.20	1.89
771343	2944627	19	214.98	1161	131	5	320	88	13	116	840	25.90	114.74	1.96
770255	2945434	20	217.76	1388	212	6	383	105	15	165	1220	50.25	222.61	1.93
773614	2946149	21	162.82	1973	343	10	589	122	10	195	2000	7.00	31.01	1.88
777104	2948144	22	235.41	796	69	4	215	63	11	73	575	1.40	6.20	1.93
777237	2948498	23	264.84	841	77	4	225	68	11	91	638	1.30	5.76	1.66
773136	2943338	24	207.29	788	46	4	207	66	11	128	534	2.20	9.75	1.86
776107	2949781	25	231.48	1010	261	8	253	92	12	213	930	2.40	10.63	1.83
747352	2949853	26	98.09	2353	467	12	646	180	9	250	2621	30.30	134.23	1.84
748118	2949128	27	108.71	2434	613	12	675	182	9	305	3100	38.50	170.56	1.85
746515	2949025	28	98.91	2309	439	11	648	168	9	207	2690	17.20	76.20	1.83
776352	2949820	29	225.60	1028	243	12	229	111	11	158	940	2.20	9.75	1.88
775845	2950031	30	232.80	954	231	8	239	87	12	177	1004	2.30	10.19	1.88
772871	2943880	31	204.68	940	57	4	258	72	11	55	750	2.50	11.08	1.85
774360	2943209	32	205.98	840	47	4	234	62	11	43	710	3.70	16.39	2.04
781738	2938397	33	220.698	732	42	3	190	63	17	45	580	0.38	1.68	2.68
735661	2952837	34	373.5518	362	309	4	77	41	3	309	377	0.14	0.63	0.46
748156	2951457	35	95.6358	2223	686	11	531	218	11	366	3056	31.36	138.92	2.00
743878	2942384	36	179.828	1427	140	13	512	36	5	90	1560	0.08	0.35	0.40
749307	2935405	37	341.6732	2020	325	16	535	167	10	203	2327	0.60	2.66	0.73
747771	2929245	38	26.81072	1948	272	11	533	150	11	192	2251	0.34	1.52	1.66
755401	2944372	39	204.35	1711	40	44	616	42	6	34	1588	0.73	3.24	0.48
764053	2946267	40	1432.9022	4392	3365	265	590	711	11	3302	7206	1.90	8.44	-0.04
755814	2953039	41	179.828	2750	1190	28	503	364	10	584	4300	26.60	117.84	3.40
777806	2945861	42	111.1664	499	337	7	88	68	9	299	780	0.18	0.81	1.30
779402	2942171	43	79.2878	409	43	4	80	51	12	47	382	0.06	0.27	1.91
773816	2949201	44	252.5766	5111	6440	270	593	885	11	5370	12400	5.00	22.15	0.01
778557	2948883	45	231.3242	820	69	4	212	71	16	57	673	0.69	3.05	2.67
736368	2959757	46	357.0452	300	10	5	74	28	1	12	33	1.60	7.04	0.00

Tabla V.1 Parámetros medidos en campo y elementos mayores calculados en laboratorio (Continuación)

Como se mencionó anteriormente, se colectaron 46 muestras a lo largo del Valle El Hundido, de las cuales 13 se tomaron durante la participación en el trabajo de campo del proyecto desarrollado por la UNAM (2005), estas muestras se colectaron en su mayoría, en aprovechamientos sin uso ubicados en pequeñas localidades sin equipo de bombeo instalado y funcionando, por lo que la extracción del agua se hizo de forma manual; además se tomó la muestra en el aprovechamiento de uso potable que abastece el ejido Tanque Nuevo que cuenta con bomba sumergible y funciona de manera regular de acuerdo a las necesidades de la población.

Las 33 muestras restantes se tomaron durante el trabajo de campo del proyecto desarrollado por el IMTA en 2004, se tomaron en pozos funcionando de las localidades El Pilar, Beta Santa Mónica, El Campizal y Santa Teresa de Sofía. En la Figura V.1 se presentan los aprovechamientos muestreados en la zona de estudio. Los resultados de los análisis químicos se detallan más adelante.

5.1 Parámetros de campo

Debido a que la mayor parte de los aprovechamientos analizados se encuentran agrupados en zonas de riego específicas como los ranchos Beta Santa Mónica, Santa Teresa de Sofía y Ejido Santa Teresa de Sofía al sur, norte y suroeste, respectivamente, de Tanque Nuevo, así como los aprovechamientos localizados en El Pilar y El campizal en la porción suroeste del valle; la distribución de los parámetros para los aprovechamientos en la parte central del valle que no fueron analizados, se puede inferir en base a lo pocos pozos dispersos en la zona que fueron muestreados. Como se mencionó, solo pudieron ser analizados los aprovechamientos cuya infraestructura y disponibilidad hizo factible el muestreo.

Considerando la importancia de los parámetros de campo para cálculos termodinámicos, a continuación se presenta la distribución espacial de la temperatura, pH y conductividad eléctrica en el agua subterránea en el Valle El Hundido.

Temperatura

De manera general los rangos de temperatura del agua de los aprovechamientos se encuentran entre los 11.3 °C y los 33.5 °C, siendo el valor promedio 27.4 °C para todos los aprovechamientos. Considerando que el aprovechamiento que reporta la temperatura mas baja se localiza en la parte central de el Valle El Hundido y las temperaturas más altas se identificaron en los aprovechamientos localizados en el flanco norte de la Sierra Los Alamitos, ésta tendencia podría indicar profundidades de circulación similares en la zona de estudio que disminuyen gradualmente su temperatura desde los flancos de las sierras hasta el centro del valle. (Figura V.2).

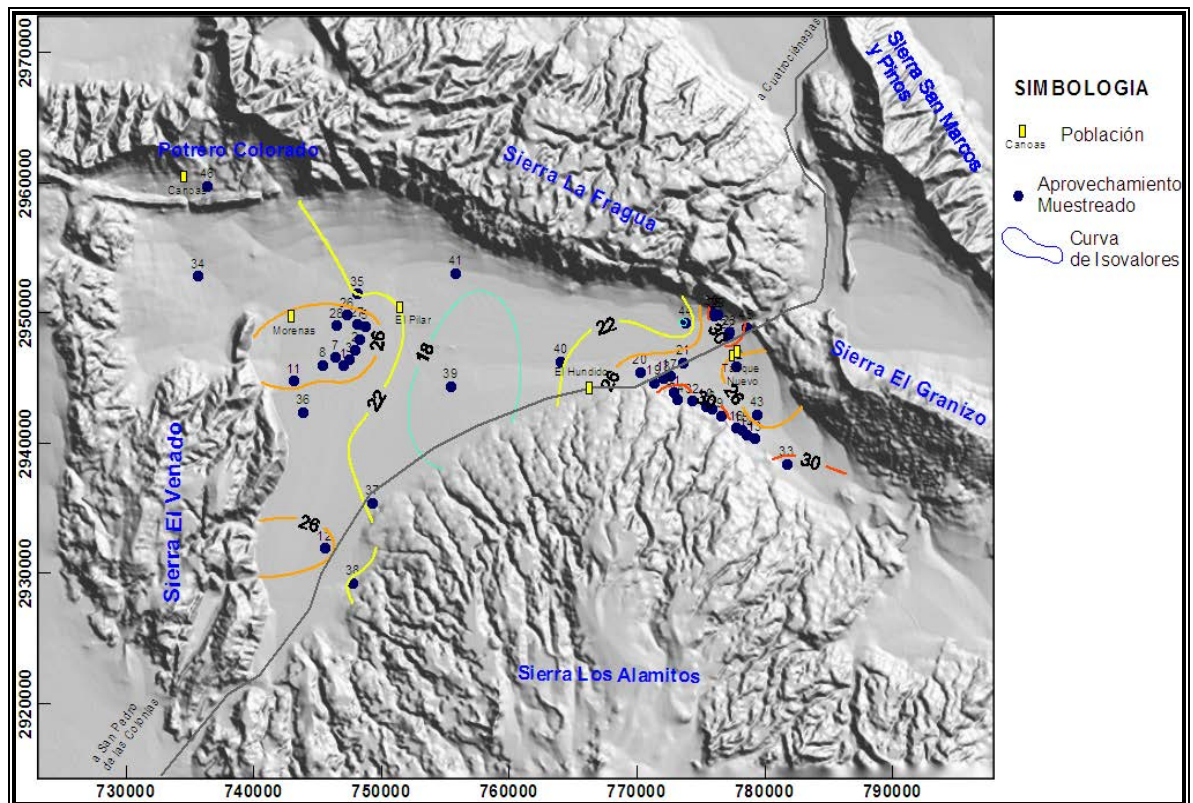


Figura V. 2 Distribución geográfica de Temperatura en °C del agua subterránea

pH

La mayor parte de los valores de pH de las muestras están cercanos a la neutralidad, teniéndose como valor máximo 8.06 y valor mínimo 6.89 para toda el área de estudio

con un valor promedio general de 7.4 pH. En la Figura V.3 se aprecia que el pH es relativamente neutro a la largo del valle El Hundido.

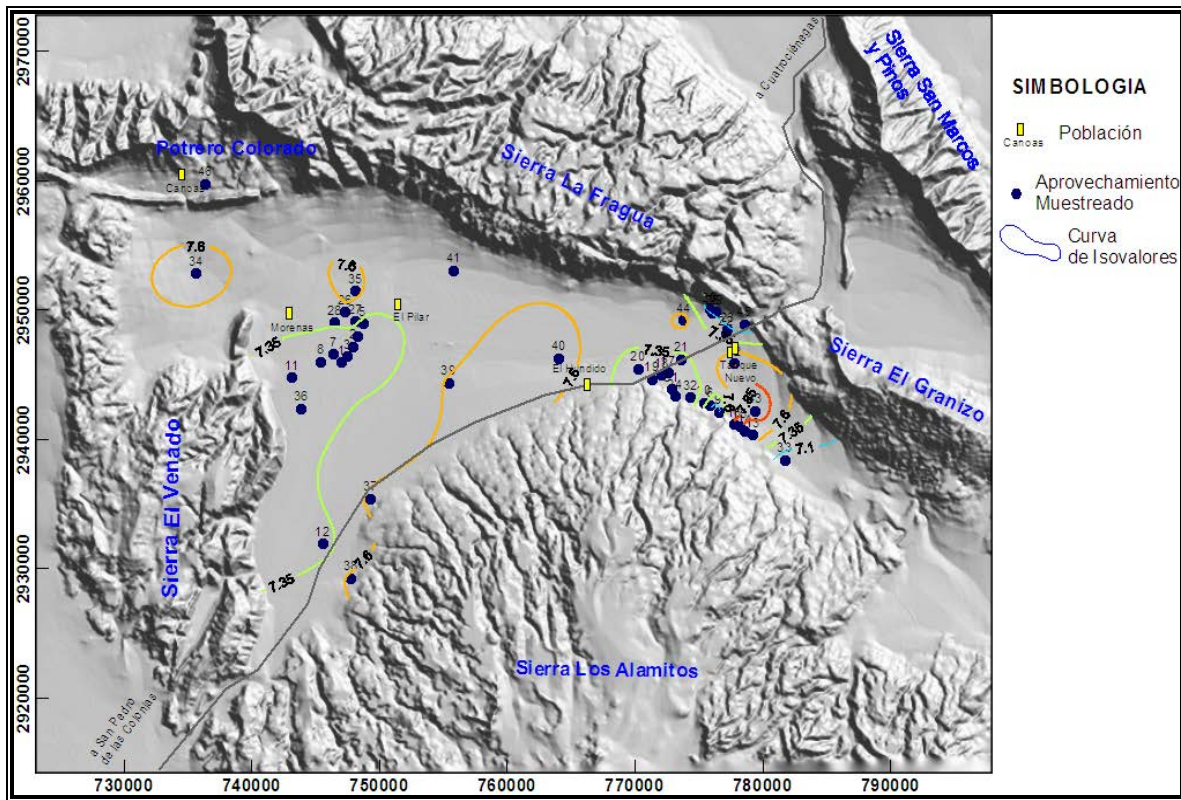


Figura V. 3 Distribución geográfica de pH del agua subterránea

Conductividad eléctrica (CE)

La mayor parte de los aprovechamientos presentaron valores altos de conductividad eléctrica, estos valores van de los 628 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta los 32000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, siendo 3900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el valor promedio. Además, los Sólidos Totales Disueltos (STD) que se presentan en la Tabla V.1 se calcularon en campo considerando que cuanto mayor sea la cantidad de sales disueltas en el agua, mayor será el valor de la conductividad eléctrica, de este modo se estimaron los STD en mg/l multiplicando por 0.7 la CE considerando que el factor de correlación CE – STD varía de 0.55 a 0.8 para el agua subterránea (Lloyd & Heathcote, 1985).

En la Figura V.4 se puede apreciar que estos valores tienden a incrementarse desde los flancos de las sierras que rodean el valle hacia la parte central del mismo. Como se muestra en la figura este incremento coincide notablemente con las líneas de flujo del agua subterránea definidas a partir de la información piezométrica (Figura IV.6), lo cual sugiere que la interacción paulatina del agua subterránea con los minerales del medio geológico es uno de los factores responsables del incremento en la salinidad del agua.

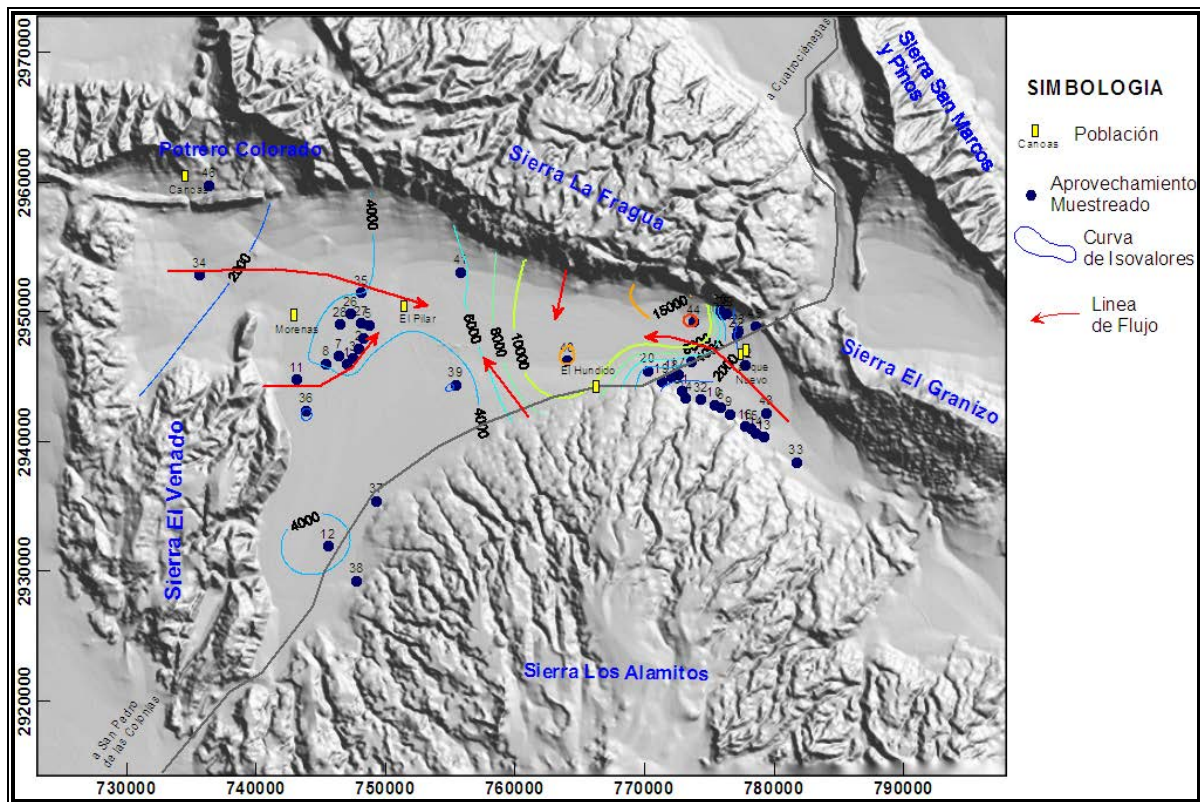


Figura V. 4 Distribución geográfica de CE en $\mu\text{S}/\text{cm}$ del agua subterránea

5.2 Balance de Electroneutralidad

Una vez recibidos los datos de laboratorio, se realizó un análisis de la confiabilidad de los resultados de los elementos mayores y menores, para esto se calculó el balance de electroneutralidad a partir de la concentración en miliequivalentes (Freeze & Cherry, 1979) de cada una de las muestras para comprobar la exactitud del

resultado con relación a los elementos mayores, utilizando la siguiente fórmula (en meq/l):

$$\% \text{ Error} = \left(\frac{\Sigma \text{cationes} - \Sigma \text{aniones}}{\Sigma \text{cationes} + \Sigma \text{aniones}} \right) \times 100 \quad (6)$$

El 65 % de las 46 muestras presentó un error entre el 0% y ± 2 %; el 23% mostró un error entre ± 2.1 % y ± 5 % y el restante 11 % con error mayor a 5.1 %, pero menor de 6.25%. Esto determina que los datos obtenidos de laboratorio están dentro del rango de precisión requerida y por lo tanto la interpretación de los resultados químicos se considera verdadera. La siguiente gráfica presenta ésta información de acuerdo a la localidad donde se colectó la muestra y el número de la misma (Figura V.5).

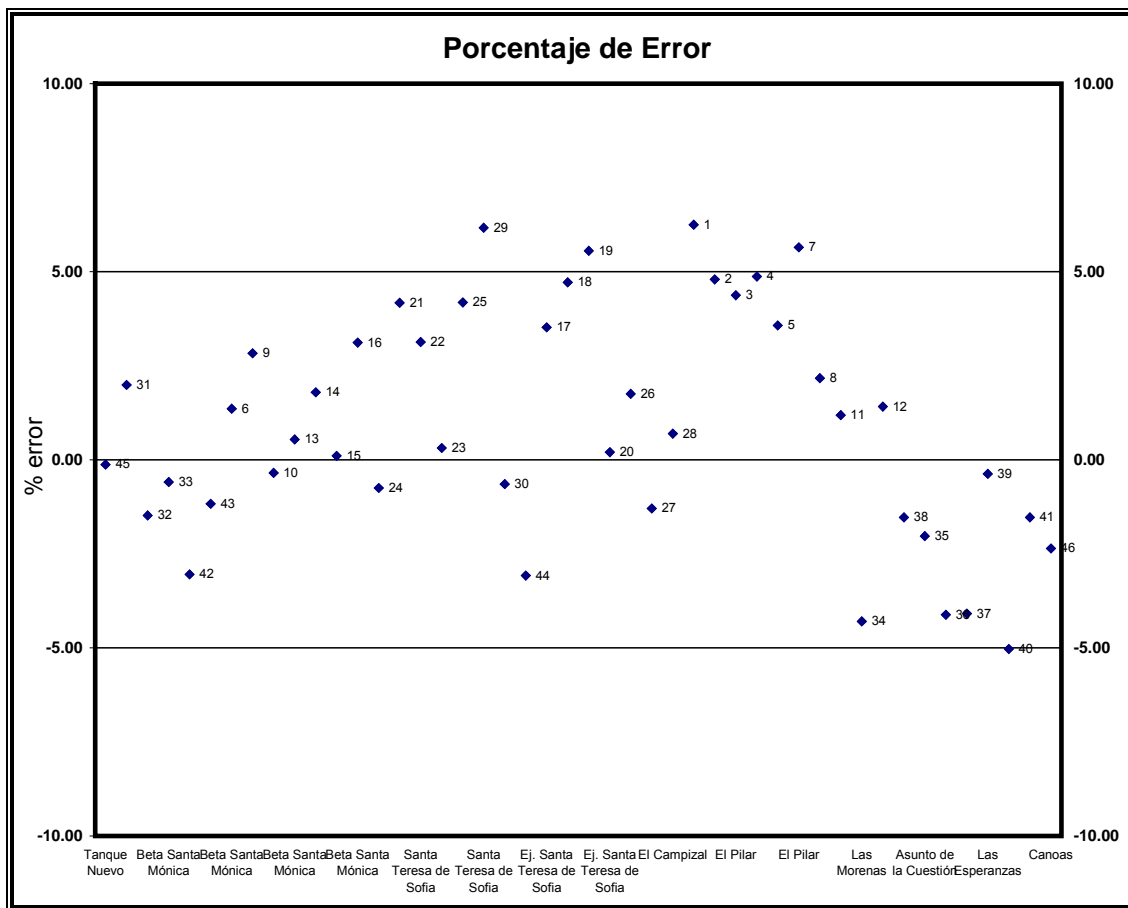


Figura V. 5 Gráfica de Balance de Electroneutralidad por localidad y número de muestra

5.3 Iones mayores

Los iones mayores son aquellos con mayor presencia en la generalidad de las aguas subterráneas y que permiten caracterizarlas, clasificarlas por familias y estimar el impacto a la calidad de los cultivos y los riesgos a la salud en base en sus concentraciones. Los iones con carga negativa (o aniones) más abundantes son F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- y NO_3^- . Los iones positivos o cationes más comunes en las aguas subterráneas son Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ .

En el presente apartado se presenta, a manera de mapas de isovalores, la distribución geográfica de las concentraciones de los elementos y compuestos reportados por el laboratorio. y una descripción de cada uno en base a los límites máximos permisibles de agua para consumo humano establecidos por la NOM-127-SSA1-1994 con el fin de evaluar la posibilidad de que el agua sea utilizada para consumo humano aunque la gran mayoría de los aprovechamientos no es utilizado con este fin.

Fluoruro (F^-)

El F^- está presente en la corteza terrestre de forma natural, pudiendo ser encontrado en rocas y sedimentos. Se estima que se halla en un 0.065% en la corteza terrestre y es casi tan abundante como el carbono, el nitrógeno o el cloro, mucho más que el cobre o el plomo, aunque mucho menos que el hierro, aluminio o el magnesio. Los compuestos cuyas moléculas contienen átomos de flúor están ampliamente distribuidos en la naturaleza. Muchos minerales contienen cantidades pequeñas del elemento, y se encuentra tanto en rocas ígneas como en rocas sedimentarias. Pequeñas cantidades de fluoruro ayudan a prevenir las caries dentales, pero cantidades altas pueden perjudicar la salud. (ATSDR, 2004).

En la zona de estudio, el análisis de las muestras de agua subterránea, arrojó que el 82% del total de las concentraciones identificadas en las muestras rebasa el límite máximo permisible de 1.5 mg/l establecido por la NOM-127-SSA1-1994, entre ellos el aprovechamiento de uso potable en Tanque Nuevo. La concentración promedio de

estos aprovechamientos es de 1.97 mg/l, siendo 3.4 mg/l la concentración más alta. Los 8 aprovechamientos que no rebasan la Norma, tienen una concentración promedio de 0.43 mg/l de fluoruro (Figura V.6).

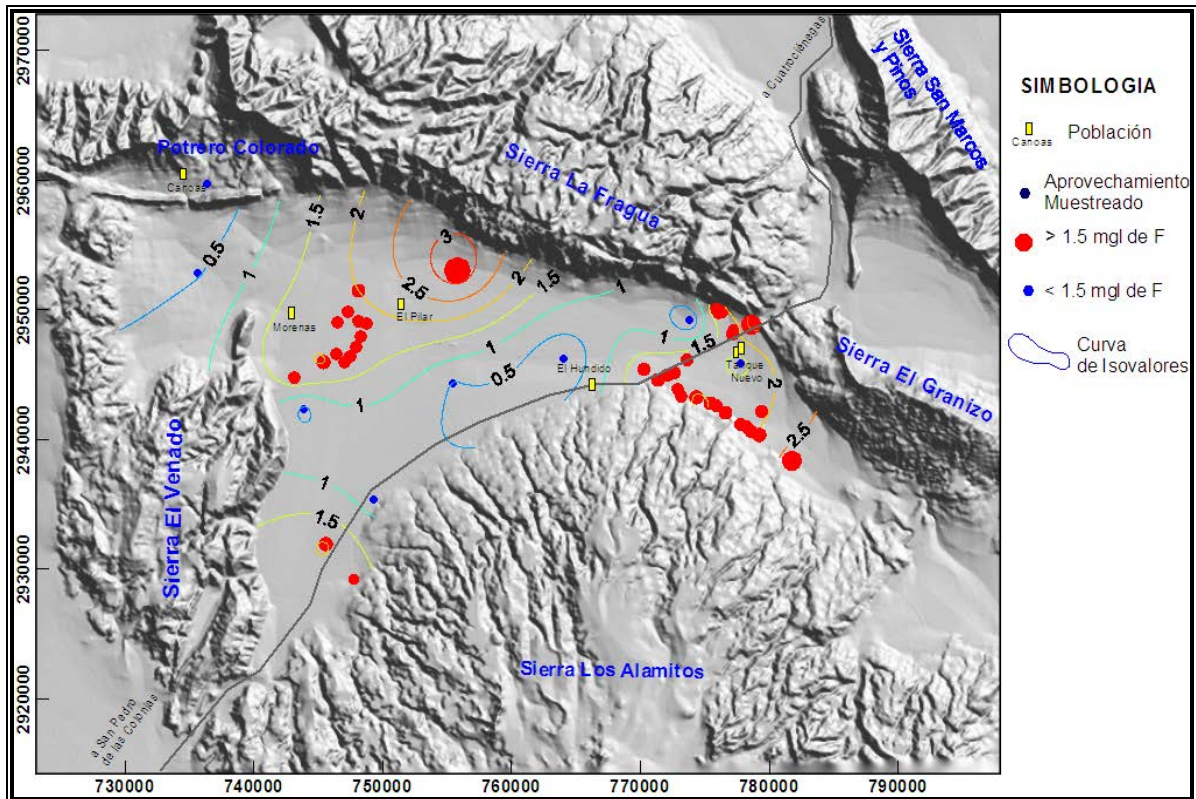
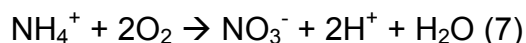


Figura V. 6 Distribución geográfica y concentración de F⁻ en mg/l

Nitrógeno como Nitratos (N-NO₃)

Las moléculas de nitrógeno se encuentran, principalmente, en el aire, en agua y suelos, puede ser encontrado en forma de nitrato y amonía preferentemente. Todas estas sustancias son parte del ciclo del nitrógeno. Actualmente, la sociedad ha cambiado radicalmente los suministros de nitratos y nitritos. La mayor causa de la adición de nitratos y nitritos es el uso intensivo de fertilizantes y su impacto en los retornos de riego. Además, es común el uso de excreta caprina o vacuna para mejorar el uso de los cultivos, lo cual representa una importante fuente de nitrógeno.

Sin embargo, en el Valle El Hundido, el uso de abono orgánico no es una práctica muy desarrollada, pero sí el uso de fertilizante que incluyen amonio como sulfato de amonio, fosfato mono-amónico, urea y amoniaco (IMTA, 2004). Por lo que mediante el proceso de nitrificación, el amonio se oxida a compuestos con nitrato que puede disolverse en los retornos de riego para moverse hacia el subsuelo. La oxidación del amonio a nitrato se puede escribir de la siguiente manera:



El consumo de agua con altas concentraciones de nitrógeno puede causar problemas en la glándula tiroidea y puede llevar a bajos almacenamientos de la Vitamina A, además los nitratos pueden convertirse en nitrosaminas, un tipo de sustancia peligrosamente cancerígena (ATSDR, 2004), sin embargo en el Valle El Hundido el agua subterránea no es utilizada generalmente para consumo humano, salvo un aprovechamiento ubicado en la entrada al valle y que abastece la localidad Tanque Nuevo.

Como se aprecia en la Figura V.7, los aprovechamientos que rebasan la concentración de 10 mg/l de N-NO₃ y los que tienen concentraciones menores, se agrupan en las mismas zonas a distancias relativamente cortas entre ellos. Cardona *et al.* (2008) y Carrillo-Rivera *et al.* (2008) sugieren que en la República Mexicana la concentración de N-NO₃ en el agua subterránea constituye un indicador del impacto antropogénico, específicamente de prácticas agrícolas, por lo que tomando en cuenta la distribución espacial, y la localización de los aprovechamientos que manifiestan las concentraciones más elevadas, se identifica que la intensa actividad agrícola no controlada ha impactado la calidad del agua en ésta región.

De acuerdo a los resultados reportados por el laboratorio, 11 aprovechamientos rebasan la NOM-127-SSA1-1994 con una concentración promedio de 27.1 mg/l de N-NO₃, siendo 50.6 mg/l la concentración mayor, todos ellos de uso agrícola. La concentración promedio, de los aprovechamientos que no rebasan la NOM-127-

SSA1-1994, es de 2.7 mg/l de N-NO₃, entre ellos el aprovechamiento de uso potable que abastece la localidad de Tanque Nuevo y que se localiza en la entrada al Valle El Hundido.

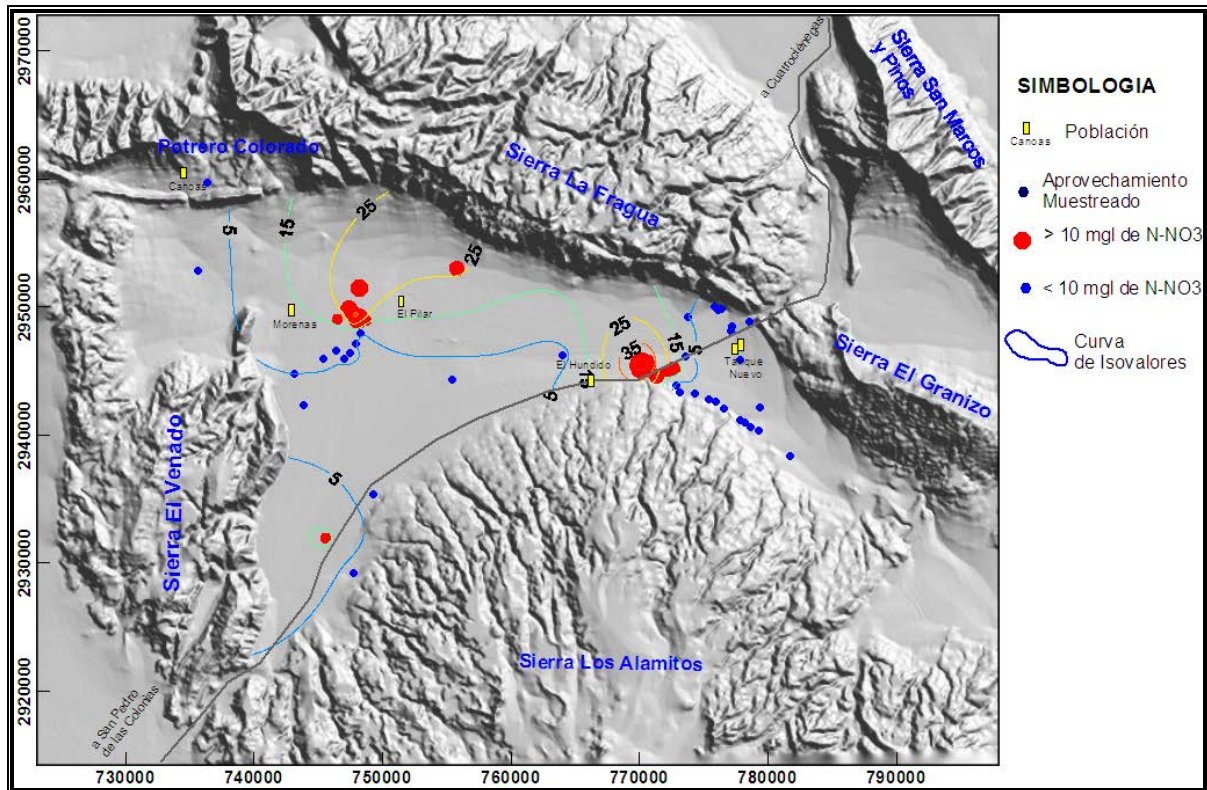


Figura V. 7 Distribución geográfica y concentración de N-NO₃ en mg/l

Cloruros (Cl⁻)

El Cl⁻ se encuentra de manera natural como un gas que al ser liberado al aire reacciona con el agua y forma ácido hipocloroso y ácido clorhídrico, los cuales son removidos y disueltos fácilmente de la atmósfera por la lluvia. La presencia de Cl⁻ en el agua subterránea de el Valle El Hundido, se debe principalmente a la disolución de rocas de origen marino, compuestas principalmente de yesos, de la Formación Acatita de edad Cretácico y el tiempo de permanencia del agua en el subsuelo, que en El Hundido es de 10,300 a 23,150 años (Aldama et al., 2007) y como se ha mencionado, a mayor tiempo de permanencia del agua en el subsuelo, mayor será se capacidad para disolver y transportar minerales.

El comportamiento de la distribución de cloruros es relativamente uniforme. Solo 8 aprovechamientos rebasan los límites máximos establecidos por la NOM-127-SSA1-1994 (Figura V.8). Sin embargo estos se localizan dispersos a lo largo del valle y alcanzan su concentración más alta (5,370 mg/l) en la parte central del Valle El Hundido.

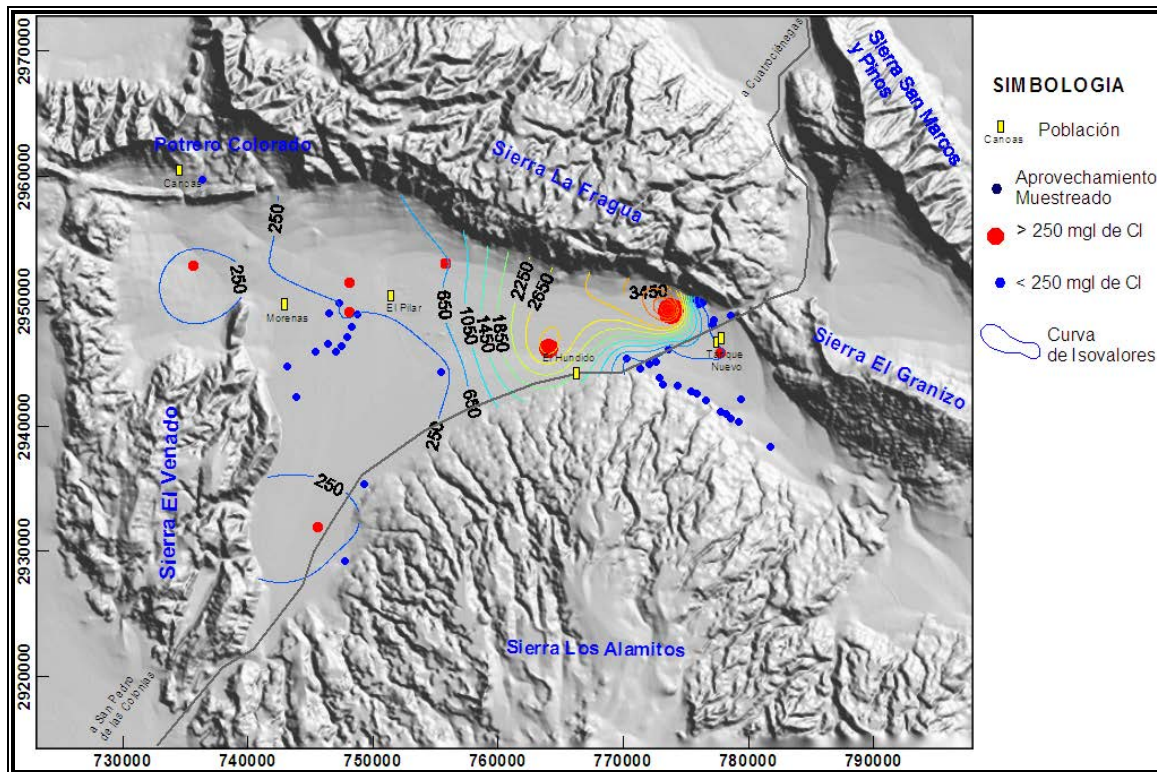


Figura V. 8 Distribución geográfica y concentración de Cl⁻ en mg/l

Sulfato (SO₄²⁻)

En términos generales para el Valle El Hundido se registran valores elevados de SO₄²⁻, debido a que el 94% del total de las muestras presentan concentraciones superiores a la NOM-127-SSA1-1994 (Figura V.9), por lo que se considera como el mayor constituyente químico del agua subterránea en El Hundido. Sin embargo, la situación respecto a este tópico es común tomando en cuenta las características del área de estudio, sobre todo la litología, la cual cuenta con cantidad considerable de yeso mezclado con otros minerales en las Formaciones Acatita, principalmente, y Treviño, y dentro del aluvión que conforman la litología del acuífero.

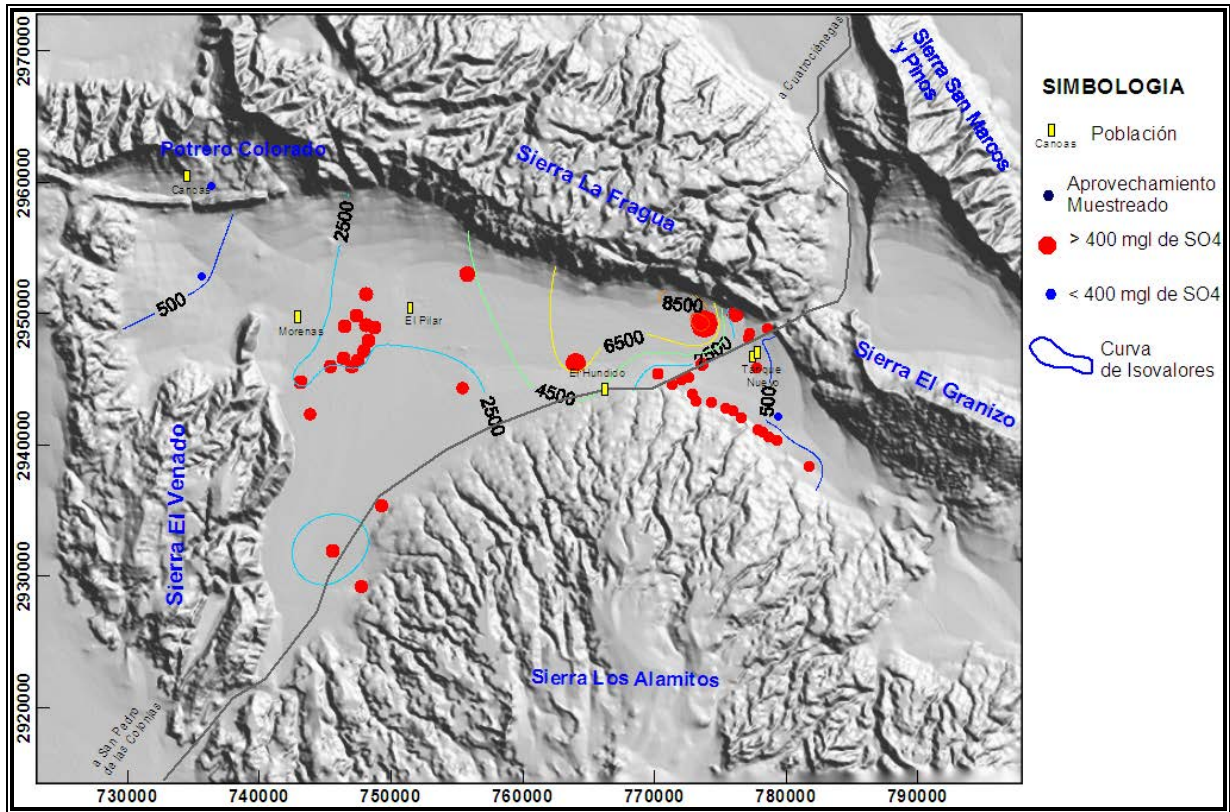


Figura V. 9 Distribución geográfica y concentración de SO_4^{2+} en mg/l

De acuerdo a los estudios isotópicos realizados por el IMTA en 2004, la composición isotópica del azufre $\delta^{34}\text{S}$ varía de 13.2 a 17.5 ‰ lo cual indica que el SO_4^{2-} disuelto en el agua se originó por la disolución de minerales de las rocas carbonatadas y evaporíticas del Cretácico Inferior antes mencionadas. Por otra parte, los datos isotópicos del azufre (IMTA, 2004) junto con las condiciones Redox del agua subterránea y la presencia de oxígeno disuelto, que se muestran en la Tabla V.1, sugieren un medio aeróbico que indica que la reducción de SO_4^{2-} por procesos biológicos no puede ser un proceso importante, ya que éste es común solo en ambientes reductores.

Como se muestra en la Figura V.9, la distribución de las concentraciones de los SO_4^{2-} presenta un incremento proporcional respecto a la topografía de la zona debido a que se aprecia un aumento de la concentración desde los flancos de las sierras hacia el centro del valle y que es muy similar a la distribución geográfica de CE

(Figura V.4). De las tres muestras que se encuentran debajo del límite máximo permisible, el valor de concentración más bajo es de 33 mg/l, pero este aprovechamiento se ubica en la localidad de Canoas en Potrero Colorado al noroeste de la zona de estudio. El cual solo sirve como referencia para inferir las primeras fases en la evolución geoquímica. Los dos aprovechamientos restantes, un ubicado al oeste de Las Morenas y otro al sur de Tanque Nuevo, tienen una concentración promedio de 379 mg/l de SO_4^{2-} . Las concentraciones más altas se localizan en la parte central de la zona de estudio. En promedio, las concentraciones son del orden de 1,976 mg/l de SO_4^{2-} , para todas las muestras que rebasan la NOM-127-SSA1-1994. Siendo 12,400 mg/l la concentración mas alta y que se localiza en el relleno aluvial inmediato al flanco sur de la Sierra La Fragua en el rancho PP Santa Teresa de Sofía.

Sodio (Na^+)

El Na^+ es un componente común en la dieta de la población mundial. Es necesario para los humanos para mantener el balance de los sistemas de fluidos físicos. El sodio es también requerido para el funcionamiento de nervios y músculos. En concentraciones elevadas, el Na^+ puede dañar los riñones e incrementa las posibilidades de hipertensión (ATSDR, 2004). De igual forma, en los sistemas de riego, pueden formarse altas concentraciones de Na^+ intercambiable que afectan las condiciones del suelo.

La concentración de este catión se presenta con valores mayores a 200 mg/l, en el 56% de las muestras de agua subterránea, siendo 788 mg/l el valor de concentración promedio. Estos aprovechamientos se localizan a lo largo de parte central del Valle El Hundido, específicamente en la zona de riego El Pilar. Por lo que corresponden con aprovechamientos que captan agua subterránea que circula por el material granular preferentemente. Los aprovechamientos que presentan valores de concentración bajos se ubican, en su mayoría, a lo largo del flanco norte de la Sierra Los Alamitos (Figura V.10) debido a el agua circula por rocas calcáreas. La concentración promedio en estos aprovechamientos es del orden 66 mg/l de Na^+ .

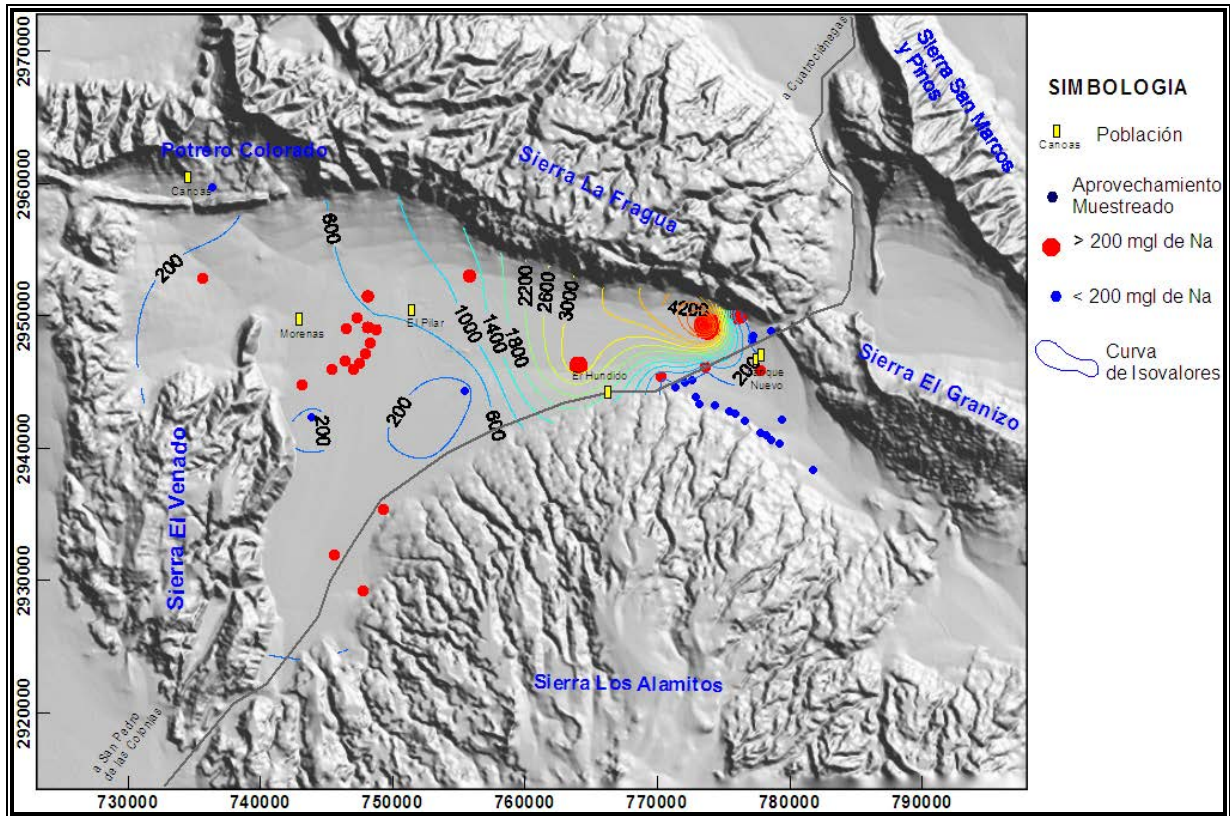


Figura V. 10 Distribución geográfica y concentración de Na⁺ en mg/l

Calcio y Magnesio

Las concentraciones de Ca²⁺ y Mg²⁺ se determinaron como Dureza Total en términos de CaCO₃, la adición de Ca²⁺ y Mg²⁺ en el agua subterránea, se deriva principalmente de la disolución de calcita y dolomita. En el caso de la calcita, el agua la disuelve de acuerdo a la siguiente fórmula:

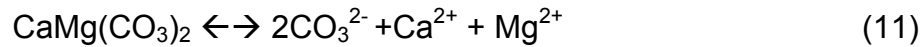


$$K_{\text{CaCO}_3} = 10^{-8.37} \quad (9)$$

La constante de equilibrio (K) anterior, indica que la disolución de la calcita se lleva a cabo hasta que el producto de CO₃²⁻ por Ca²⁺ alcanza el valor de 10^{-8.37} donde ya no puede seguir disolviendo calcita y alcanza el equilibrio, el cual es un valor muy pequeño comparado con los valores de K de minerales como el yeso y la halita, sin embargo los procesos de disolución de calcita es una de las principales fuentes de bicarbonato en el agua, de acuerdo a la siguiente reacción:



Por lo tanto, si el CO_3^{2-} se convierte en HCO_3^- , el producto que establece K no se alcanzará fácilmente y la disolución de calcita seguirá ocurriendo (Kehew, 2001). En el caso de la dolomita, ésta se disuelve de acuerdo a la siguiente reacción:



$$K_{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2} = 10^{-17.16} \quad (12)$$

En este caso, si el agua pasa de una formación con calcita a otra con dolomita después de haber estado en contacto el tiempo suficiente con la primera, al salir de ella se cumplirá la condición de K para la calcita, sin embargo si en las calizas no ha dispuesto de una fuente de Mg^{2+} , el producto $((\text{CO}_3^{2-})^2)(\text{Ca}^{2+})(\text{Mg}^{2+})$ será igual a cero y por lo tanto comenzará a disolver dolomita. Pero entonces también entraran en la disolución Mg^{2+} , Ca^{2+} y 2CO_3^{2-} de modo que harán que el producto de $(\text{CO}_3^{2-})(\text{Ca}^{2+})$ sea igual a $10^{-8.37}$ lo que hará que precipite la calcita. Al producirse simultáneamente la disolución dolomita y la precipitación de calcita, se lleva a cabo lo que se conoce como disolución incongruente de dolomita y que es a la vez un ejemplo de lo que se conoce como efecto de ión común (Kehew, 2001).

La dureza del agua es una característica indeseable en algunos procesos, tales como el lavado doméstico e industrial, provocando que se consuma más jabón al producirse sales insolubles. En calderas y sistemas enfriados por agua, se producen incrustaciones en las tuberías y una pérdida en la eficiencia de la transferencia de calor. Además le da un sabor desagradable al agua que se utiliza para el consumo humano. El 92% del total de las muestras analizadas presentaron valores mayores a los 500 mg/l, valor que es el límite permisible dentro de la NOM-127-SSA1-1994. El comportamiento en la concentración y distribución, es muy similar al de los sulfatos. En este caso la concentración promedio es de 1,720 mg/l de Dureza total, para las muestras que rebasan el límite máximo permisible. Siendo 5,111 mg/l, el valor de concentración más alto (Figura V.11) localizado en el relleno aluvial inmediato al flanco sur de la Sierra La Fragua.

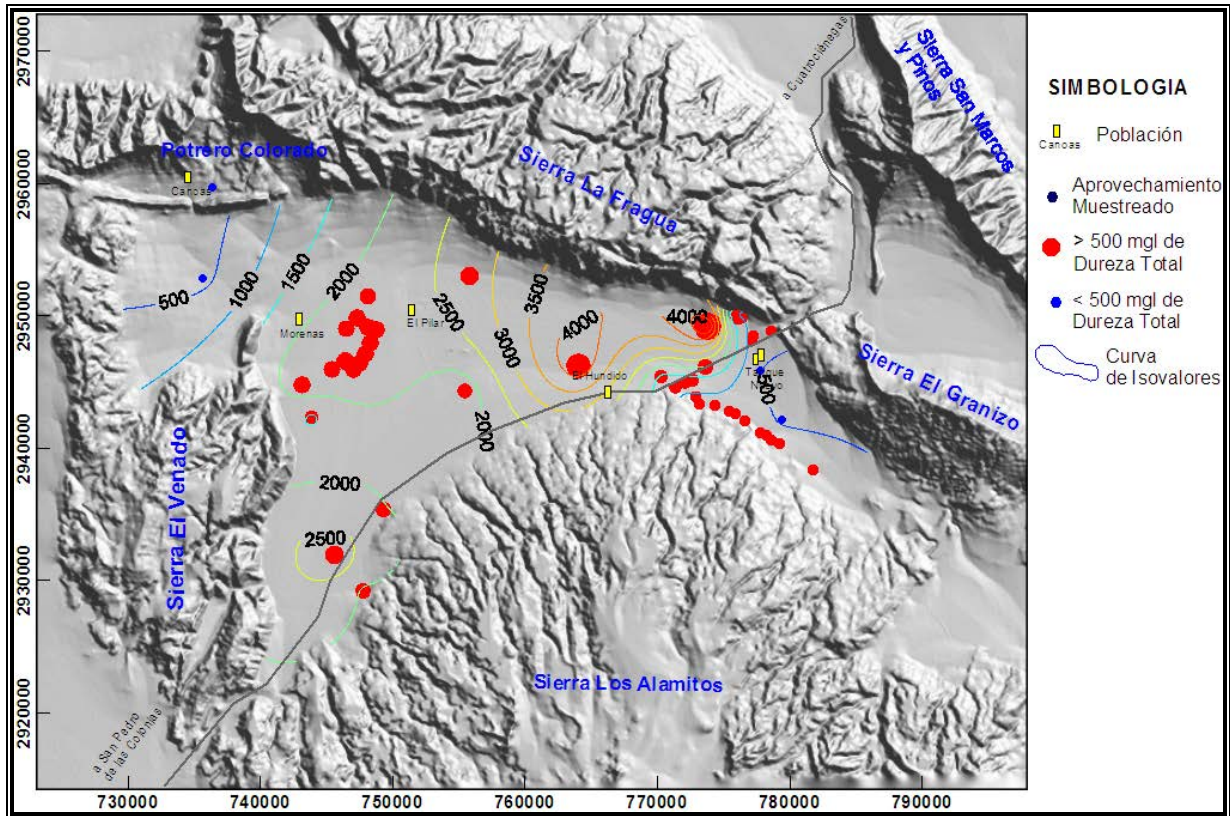


Figura V. 11 Distribución geográfica y concentración de Dureza Total en mg/l

5.4 Clasificación de Agua para Riego

El Valle El Hundido es de gran importancia para los agricultores de la Comarca Lagunera. En el presente estudio se estimó que actualmente se utilizan del orden de 1,800 hectáreas para cultivo de alfalfa. Ésta actividad está relacionada con los consorcios lecheros de la Región Lagunera, de ahí la importancia de conocer la calidad del agua subterránea para fines de riego dado el impacto económico que representa. Por esta razón se clasificó el agua para riego mediante el uso del diagrama de Wilcox (Figura V.12) en base al cálculo de la relación de Adsorción de Sodio (RAS) y la CE medida en campo. Se realizaron los cálculos necesarios para estimar el RAS el cual se expresa como la relación entre los iones de Na^+ con los iones de Ca^{2+} y Mg^{2+} existente en el suelo con el fin de estimar el impacto de salinización del suelo mediante la siguiente ecuación, en miliequivalentes por litro (meq/l):

$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}} \quad (13)$$

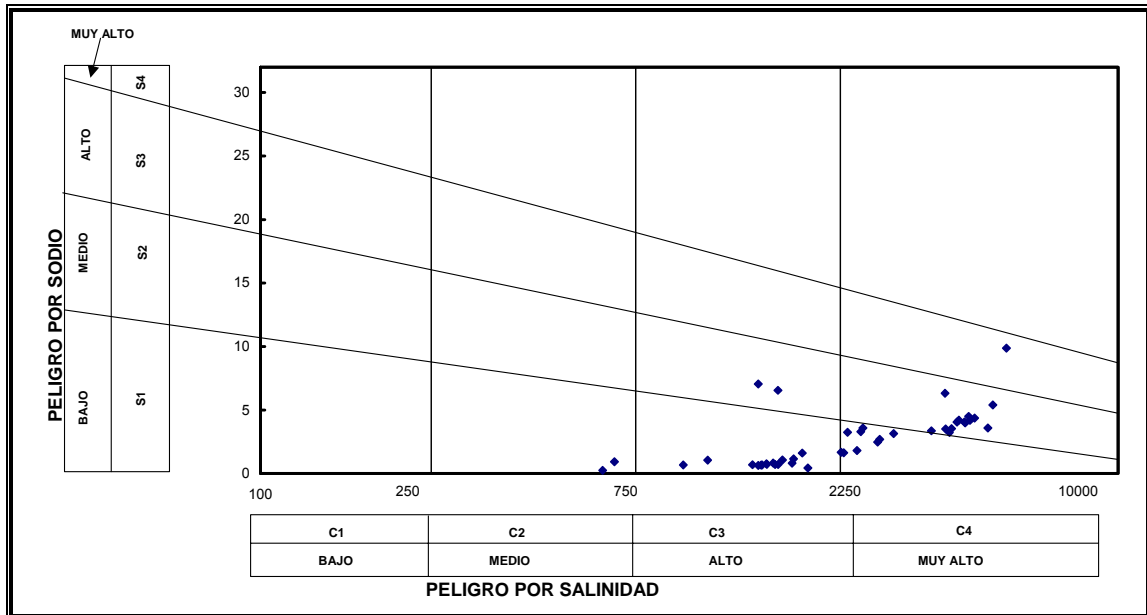


Figura V. 12 Diagrama de Wilcox para clasificación de agua para riego

El Ca^{2+} y Mg^{2+} son cationes que forman parte de los complejos estructurales del suelo y que ayudan a generar una estructura granular apropiada para los cultivos. La presencia de sodio intercambiable en el suelo desplaza el Ca^{2+} y Mg^{2+} y provoca la dispersión del suelo, lo cual provoca que el suelo se vuelva duro y compacto en condiciones secas y reduce la infiltración de agua y aire a través de los poros que lo conforman.

Con la finalidad de predecir la susceptibilidad del cultivo a disminuir su desarrollo debido al incremento de la salinidad, se identificaron las clases C3-S1, C4-S1 y C4-S2 (Figura V.13). Para la clase C3-S1 (13 aprovechamientos) la salinidad del agua no afecta al desarrollo de la alfalfa y su contenido de sodio es muy bajo, por lo que puede usarse en la mayoría de los suelos sin ninguna restricción. Esta clase de agua

se identificó, en su mayoría, en los aprovechamientos que pertenecen al rancho Beta Santa Mónica, al sur de Tanque Nuevo.

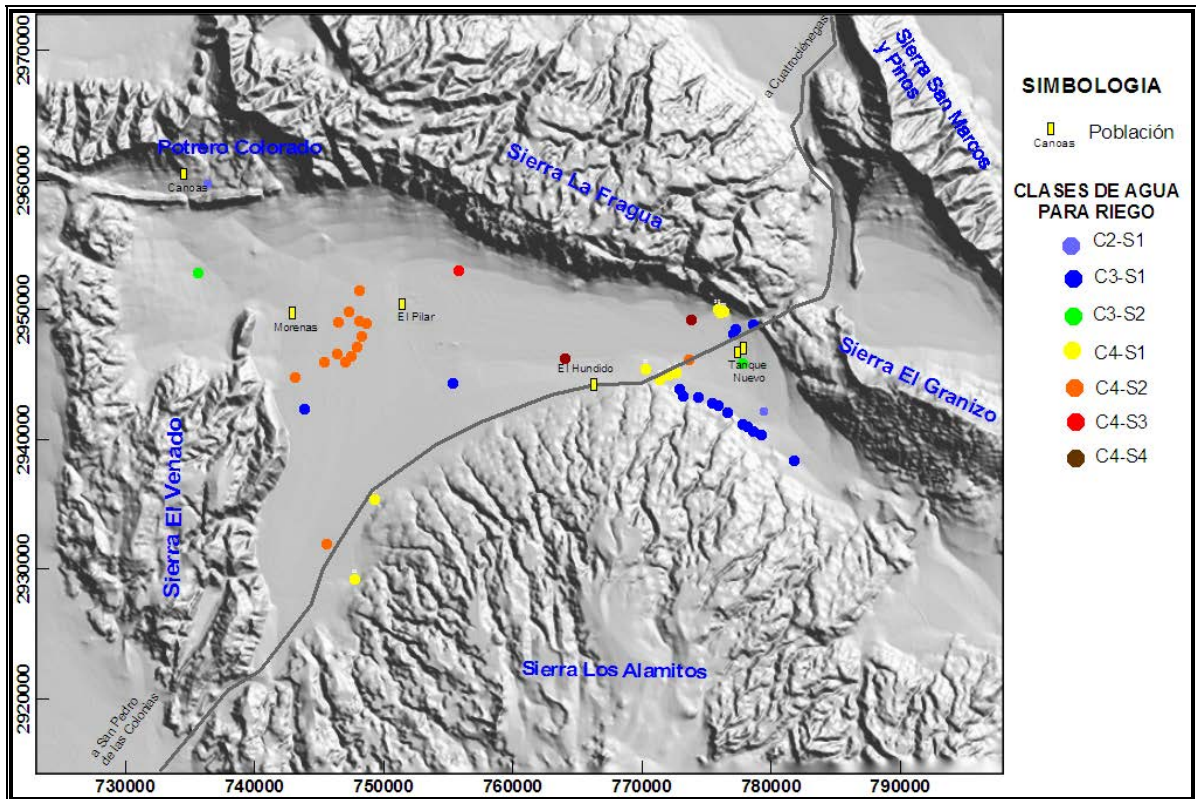


Figura V. 13 Distribución geográfica de clases de agua para riego

Para la clase C4-S1 (8 aprovechamientos) se estima que los niveles de salinidad pueden provocar decremento hasta un 10% del tamaño de la planta. Esta clase se identificó principalmente en los aprovechamientos que se encuentran perforados en el material de relleno cercano a los flancos de la Sierra Los Alamitos. Respecto a la clase C4-S2 (11 aprovechamientos) la planta decrecerá hasta un 25% debido a la salinidad y el contenido de sodio no afecta los suelos con buena permeabilidad. La mayoría de los aprovechamientos ubicados entre las localidades El Pilar y Las Morenas extraen agua de la clase antes mencionada. En la tabla V.2 se muestran las características establecidas de las variables para la clasificación del agua para riego.

C1	Agua de baja salinidad. Puede utilizarse para la mayor parte de los cultivos en casi todos los tipos de suelos con muy poco riesgo de que desarrolle salinidad. Es preciso algún lavado, que se logra normalmente con el riego, excepto en suelos de muy baja permeabilidad.
C2	Agua de salinidad media. Puede utilizarse con un grado moderado de lavado. Sin excesivo control de la salinidad se pueden cultivar, en la mayoría de los casos, las plantas moderadamente tolerantes a las sales.
C3	Agua altamente salina. No puede utilizarse en suelos con drenaje deficiente. Selección de plantas muy tolerantes a las sales y posibilidad del control de la salinidad del suelo, aún con drenaje adecuado.
C4	Agua muy altamente salina. No es apropiada en condiciones ordinarias para el riego. Puede utilizarse con una selección de cultivos en suelos permeables, en buen drenaje y con exceso de agua para lograr un buen lavado.
S1	Agua baja en sodio. Puede utilizarse en la mayoría de los suelos con escasas posibilidades de alcanzar elevadas concentraciones de sodio intercambiable
S2	Agua media en sodio. Puede utilizarse en suelos orgánicos o de textura gruesa con buena permeabilidad.
S3	Agua alta en sodio. Puede producir niveles peligrosos de sodio intercambiable, debe usarse en suelos con mantenimiento especial, buen drenaje, alta lixiviación y abono orgánico.
S4	Agua con muy elevada concentración de sodio. Este tipo de agua generalmente no es recomendada para irrigación, excepto cuando tiene niveles muy bajos de salinidad.
Cultivos poco tolerantes a la salinidad: pera, manzana, naranja, almendra, ciruela, melocotón, limón, mora, apio, rábano	
Cultivos tolerantes a la salinidad: uva, aceituna, granada, tomate, coliflor, lechuga, maíz, zanahoria, cebolla, chícharos, alfalfa, trigo, centeno, avena, arroz, girasol, higo, papas	
Cultivos muy tolerantes a la salinidad: dátil, remolacha, espárrago, espinaca, césped, algodón, cebada.	

Tabla V. 2 Variables para la clasificación del agua para riego en base a su salinidad y riesgo por adsorción de sodio.

5.5 Clasificación de Familias de Agua

Considerando la simpleza y efectividad de la representación gráfica de la información hidrogeoquímica, es posible elaborar mapas y secciones donde se puedan identificar tipos de agua y clasificarlas en función a la familia de agua que pertenecen o identificar visualmente la calidad del agua en un mapa base. Con este propósito se ha desarrollado una gran variedad de gráficos que representan con efectividad las características químicas del agua subterránea. Para los fines del presente trabajo se realizaron los cálculos necesarios para elaborar el diagrama triangular de Piper y el gráfico poligonal de Stiff con los datos químicos obtenidos del muestro de agua subterránea en el Valle El Hundido.

5.5.1 Familias de agua por ión dominante

El diagrama de Piper es una representación gráfica de los parámetros físico químicos del agua subterránea, con el diagrama se puede apreciar la variación existente entre análisis de distintas muestras y clasificaciones permitiendo ver su condición del agua. El diagrama se divide en dos triángulos: en el derecho se agrupan los aniones (HCO_3^- , SO_4^{2+} , Cl^- y NO_3^-) y en el izquierdo los cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+). Ambos triángulos representan las concentraciones como porcentaje total en meq/l.

De este modo se determinaron, en base al criterio de ión dominante, cinco familias de agua: predomina la sulfatada-cálcica con un 56% de las muestras, la sulfatada-mixta con el 36%, el 6% son sulfatadas-Sódica, y el 2% restante lo representan las familias mixta-Sódica y bicarbonatada-cálcica (Tabla V.3). En la Figura V.14 se muestran el diagrama de Piper que presenta la composición química del agua subterránea en el Valle El Hundido. Los símbolos y colores representan las cinco familias de agua identificadas, de tal manera: los triángulos rojos son las muestras identificadas como sulfatada-cálcica, los cuadros sólidos azules son muestras clasificadas como sulfatada-mixta, los cuadros verdes representan a la familia sulfatada-sódica.

Una vez que se definieron las familias de agua subterránea, se calcularon los promedios para diferentes iones y elementos, así como la salinidad, presentes en el agua de El Hundido con respecto a cada una de las familias. En la Tabla V.4 se aprecia un incremento en cada uno de los valores promedio conforme el agua subterránea varía de la familia bicarbonatada-cálcica a la familia sulfatada-sódica. En la Figura V.15 se aprecia de manera puntual el incremento para cada uno de los iones, elementos y CE respecto a cada una de las familias de agua subterránea identificadas en el Valle El Hundido.

Familia	No. de Muestra	Total de muestras
Sulfatada - Cálcida	6-11, 13-24, 31-33, 36, 38, 39, 45	25
Sulfatada - Mixta	1-5, 12, 25-30, 35, 37, 41, 43	16
Sulfatada - Sódico potásica	40, 42, 44	3
Mixta - Sódico potásica	34	1
Bicarbonata Cálcida	46	1

Tabla V. 3 Familias de agua identificadas por número de muestra

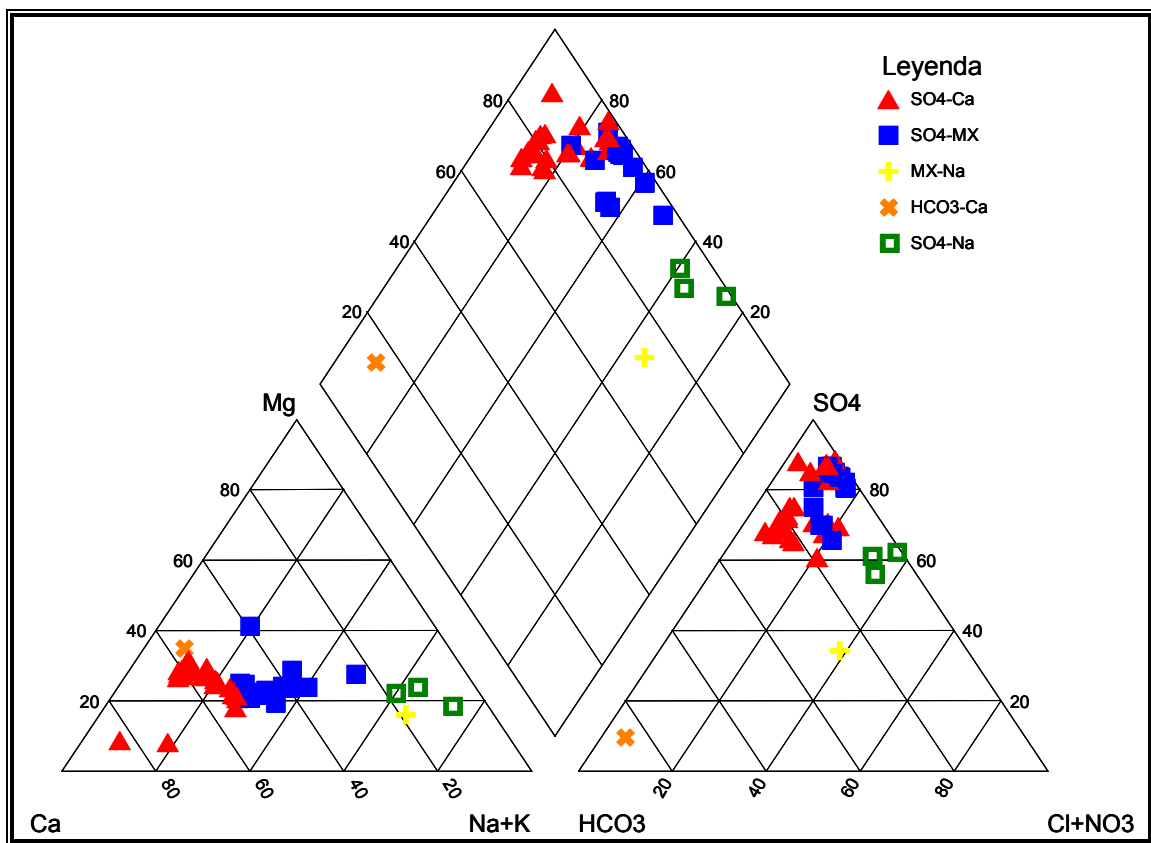


Figura V. 14 Diagrama de Piper para clasificación de familias de agua

Parámetro/Familia	Bicarbonata - Cálcida	Mixta - Sódica	Sulfatada - Cálcida	Sulfatada - Mixta	Sulfatada - Sódica
CE mS/cm	628.00	1449.00	2113.05	3838.70	13255.67
HCO3mg/l	357.05	373.55	206.05	151.46	598.88
Na (mg/l)	10.00	308.57	132.29	457.41	3380.58
K (mg/l)	4.70	4.20	7.51	12.02	180.78
Ca (mg/l)	74.00	77.43	349.79	520.40	423.83
Mg (mg/l)	28.00	41.14	87.48	175.14	554.70
Sr (mg/l)	0.63	3.29	10.97	9.88	10.70
Cl (mg/l)	12.05	308.57	95.61	252.90	2990.20
SO4 (mg/l)	33.00	377.14	1114.67	2319.60	6795.45
NO3 (mg/l)	0.11	0.63	30.60	57.60	10.47
F (mg/l)	0	0.46	1.85	1.90	0.44
PO4 (mg/l)	0	0.02	0.02	0.03	0.03
Mn (mg/l)	0	0.26	0.05	0.05	0.19
Fe (mg/l)	0.11	0.32	0.61	0.56	2.47
Cu (mg/l)	0.46	0.01	0	0.01	0.07
Si (mg/l)	8.16	9.69	9.33	10.69	11.32
As (mg/l)	0	0	0.01	0.01	0.19
Ba (mg/l)	0.20	0.03	0.07	0.05	0.05

Tabla V. 4 Tabla general de promedios respecto a la familia de agua

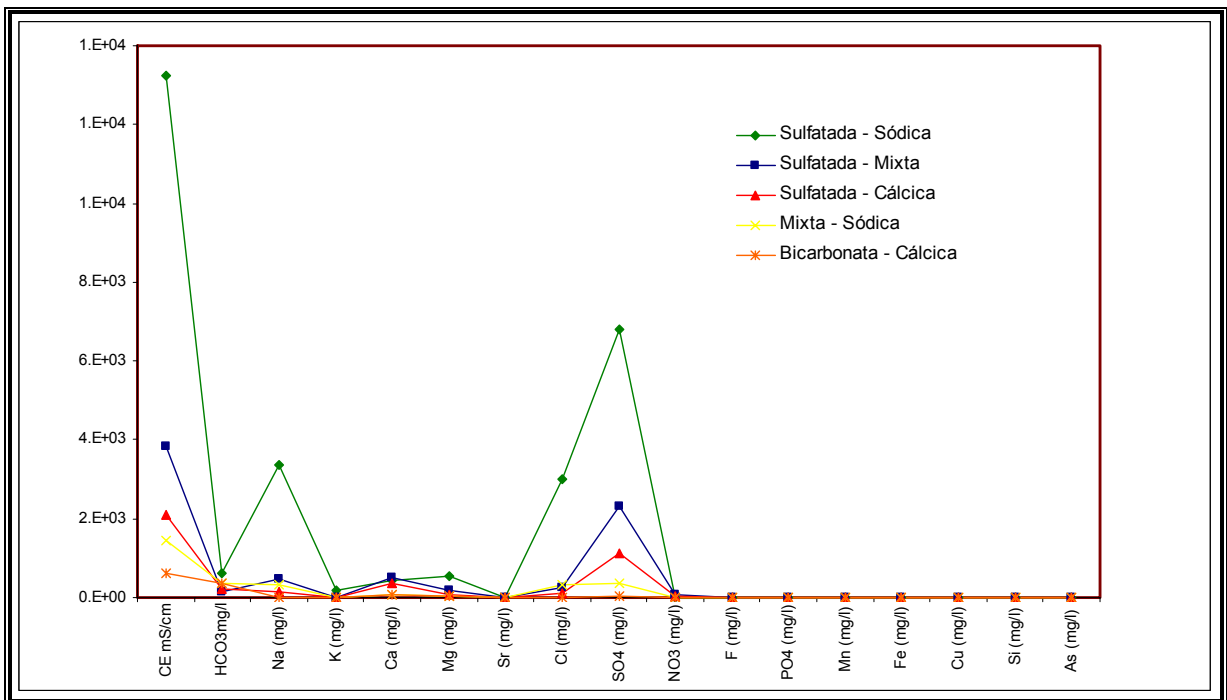


Figura V. 15 Representación gráfica de la tabla de promedios

5.5.2 Diagrama Poligonal de Stiff

El diagrama de Stiff es una representación gráfica del análisis químico de forma poligonal en función a las concentraciones de los iones dominantes. Consiste en tomar sobre semirrectas paralelas igualmente espaciadas y cortadas por una normal, segmentos proporcionales a los meq/l de cada ión y unir los extremos dando así un polígono representativo. La normal separa tres o cuatro semirrectas izquierdas (campo de los cationes) y tres o cuatro semirrectas derecha (campo de los aniones). La forma del polígono resultante da una idea del tipo de agua analizada. Como se aprecia en la Figura V.16, se presenta la distribución geográfica de cada muestra colectada y su clasificación de acuerdo a la familia de agua a la que pertenece, además se incluye el diagrama de Stiff correspondiente a cada muestra.

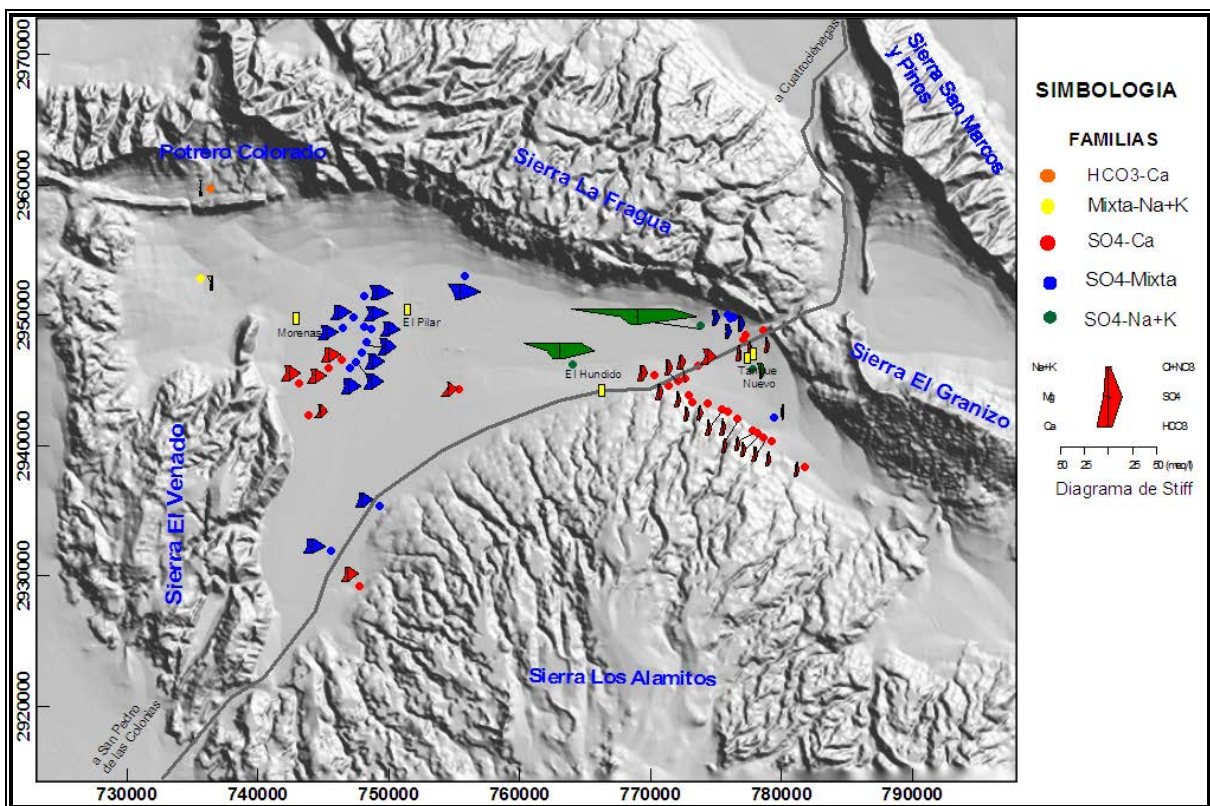


Figura V. 16 Distribución geográfica de familias de agua y diagramas de Stiff correspondientes

De tal manera es posible identificar que predominan las familias Sulfatada-Mixta en las inmediaciones de la localidad denominada El Pilar en la porción oeste del valle, la

familia Sulfatada-Cálcica predomina en los aprovechamientos ubicados en el flanco norte de la Sierra Los Alamitos al sur de la localidad denominada Tanque Nuevo.

Además se aprecia la diferencia en las concentraciones iónicas de cada familia de agua respecto a su ubicación geográfica y al medio geológico donde se encuentran emplazados, de esta manera se identifica que el agua sulfata-cálcica predomina en los aprovechamientos localizados en el flanco norte de la Sierra Los Alamitos perforados en las rocas carbonatadas de la Formación Treviño. En el flanco este de la Sierra El Venado, también se localizan algunos aprovechamientos que pertenecen a la familia sulfata-cálcica, sin embargo se aprecia un incremento en su concentración iónica. Es en ésta parte del valle donde se agrupan los aprovechamientos con agua clasificada como sulfatada-mixta y que se emplazan dentro del material de relleno del valle. De esta manera es posible apreciar una tendencia a incrementar la composición química del agua en los aprovechamientos, conforme se encuentran hacia la parte central de la zona de estudio.

6. MODELO HIDROGEOQUÍMICO DE LA EVOLUCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA.

En el estudio de la química de las aguas subterráneas, es necesario expresar hasta que punto el agua ha alcanzado el equilibrio químico con los minerales que conforman la matriz del acuífero con los que ha estado en contacto (Lloyd & Heathcote, 1985). Un mineral en contacto con el agua subterránea representa un sistema geoquímico que consiste de una fase sólida y una fase en solución. Si la solución inicialmente no contiene ninguno de los componentes del mineral, entonces existe desequilibrio entre las fases y el mineral disolverá para proveer componentes a la solución.

6.1 Índices de Saturación de Minerales

La determinación de índices de saturación con respecto a varios minerales, se realiza comparando los productos de actividad iónica PAI (calculados a partir de las actividades de los iones involucrados y de relaciones establecidas a partir de la disolución de un mineral), con los productos de solubilidad o constante de equilibrio (K_{eq}) de la reacción de disolución del mineral en cuestión. Posteriormente, los índices de desequilibrio o de saturación ($\log PAI/ K_{eq}$), se utilizan para verificar si el agua está en equilibrio ($\log PAI/ K_{eq} = 0$), sobresaturada ($\log PAI/ K_{eq} > 0$), o subsaturada ($\log PAI/ K_{eq} < 0$), con respecto a determinada fase sólida.

$$IS = \log \frac{\text{Producto de actividad iónica (PAI)}}{\text{Constante de equilibrio (K}_{eq}\text{)}} \quad (14)$$

Jenne *et al.* (1980) observaron que la varianza en los índices de saturación alrededor del valor cero (en equilibrio) con determinado mineral, se incrementa con el valor de la constante de solubilidad para ese sólido. Ellos determinaron que un valor del 5% del logaritmo del producto de solubilidad de un mineral ($IS = \pm(5\%) (\log K_{eq})$), representa una franja en la que el agua está en equilibrio con dicho mineral. Por

ejemplo, el logaritmo de la constante de solubilidad para la calcita a 25° C es –8.5. Por lo tanto, la zona en la que determinada agua se puede considerar en equilibrio con la calcita, es cuando el IS calculado es ± 0.43 . Con base en este criterio, las gráficas que se relacionen con IS, indicarán este rango de equilibrio (para efectos prácticos), con una línea punteada arriba y abajo del valor de $\log PAI/K=0$.

Si el IS para un mineral calculado es menor que cero, el agua está subsaturada con respecto a ese mineral, esto significa que, desde el punto de vista termodinámico, el mineral no puede precipitar de la solución y deberá disolverse si está presente dentro de la solución para alcanzar el equilibrio. En caso de sobresaturación (cuando el IS es mayor a cero) entonces se presentara la tendencia de precipitación del mineral a partir de la solución. En esto juega un papel importante las constantes de equilibrio (Keq), ya que es necesaria su determinación para las reacciones más importantes para el posterior cálculo del IS en el agua con relación a diversos minerales. La constante de equilibrio (Keq) expresa la relación constante de las actividades de los reactantes presentes cuando las velocidades de reacción en ambos sentidos se han igualado y se define en términos de actividades (concentraciones activas), la forma más común de expresarla es mediante la concentración molar de las especies en solución.

$$Keq = \frac{a_C^c a_D^d}{a_A^a a_D^d} \begin{matrix} \text{(Actividades de los productos)} \\ \text{(Actividades de los reactantes)} \end{matrix} \quad (15)$$

El modelo geoquímico PHREEQC (Parkhurst, 1995) se utilizó para calcular las actividades de las especies disueltas y los índices de saturación con respecto a varias fases minerales (Ver Anexo B). Esta decisión se tomó con base en los siguientes aspectos: *i*) su base de datos contiene información de tipo termodinámico necesaria para incluir elementos traza y sólidos estables, y *ii*) a nivel mundial, se considera de los más documentados. Los datos que se requieren para alimentar el programa son la temperatura, el pH, el potencial de óxido-reducción y la concentración de las especies disueltas. En la Tabla VI.1 se muestran los IS respecto

a las fases minerales más utilizadas durante la modelación geoquímica del agua subterránea.

Muestra	Familia	Calcite	Celestite	CO2(g)	Dolomite	Fluorite	Gypsum	Halite	Siderite	Strontianite
5	Sulfatada - Mixta	0.2149	-0.1163	-2.1717	0.2531	-0.1932	0.0475	-5.6564	-1.2637	-1.2386
10	Sulfatada - Cálcida	0.7939	-0.2118	-2.2564	1.4495	-0.2657	-0.613	-7.2823	-1.8206	-0.1079
13	Sulfatada - Cálcida	0.7757	-0.2617	-2.3045	1.433	-0.2292	-0.7174	-7.5071	-1.504	-0.0458
14	Sulfatada - Cálcida	0.3244	-0.2115	-1.8714	0.4864	-0.2912	-0.6017	-7.2833	-1.0214	-0.5889
15	Sulfatada - Cálcida	1.0067	-0.2405	-2.572	1.8642	-0.3228	-0.6852	-7.3212	-2.0149	0.1599
16	Sulfatada - Cálcida	1.0143	-0.2779	-2.5567	1.8674	-0.2952	-0.7009	-7.3966	-1.8047	0.1497
17	Sulfatada - Cálcida	0.379	-0.0977	-1.9653	0.5939	-0.2187	-0.3803	-6.3518	-0.718	-0.6276
18	Sulfatada - Cálcida	0.434	-0.1332	-1.961	0.7143	-0.2473	-0.4574	-6.5463	-0.8903	-0.5343
26	Sulfatada - Mixta	0.446	-0.0709	-2.6711	0.6934	-0.1811	0.0445	-5.656	-1.1734	-0.9531
27	Sulfatada - Mixta	0.3952	-0.0537	-2.5319	0.5815	-0.2044	0.0915	-5.4656	-1.0151	-1.0393
31	Sulfatada - Cálcida	0.1833	-0.1838	-1.8209	0.1948	-0.2992	-0.549	-7.1595	-0.642	-0.749
33	Sulfatada - Cálcida	-0.045	-0.0587	-1.5933	-0.1834	-0.0671	-0.7261	-7.3614	-0.8419	-0.6798
40	Sulfatada - Sódico potásica	1.4033	0.0788	-1.7583	3.1962	-4.4424	0.0765	-3.7539	0.4456	0.1628

Tabla VI. 1 IS respecto a varios minerales para las muestras usadas en la modelación inversa.

La especiación (cálculo de todas las especies disueltas incluyendo complejos), se realiza por un proceso iterativo, utilizando constantes de equilibrio basadas en la energía libre de Gibbs para la reacción involucrada. Para la obtención de coeficientes de actividad se utilizan las ecuaciones de Davies o la extendida de Debye-Hückel. La variación de la constante de equilibrio con la temperatura se calcula utilizando una ecuación de tipo empírica o la relación de Van't Hoff. Las siguientes figuras que muestran los valores de saturación para diversos minerales, indican el grado de saturación de los minerales más comunes y que están presentes en el sistema acuífero de acuerdo a los datos termodinámicos y químicos introducidos al programa para los diversos cálculos.

6.1.1 Geoquímica de Carbonatos

Los resultados de la determinación de los índices de saturación para las muestras de agua subterránea, señalan que para el caso de los carbonatos calcita y dolomita (Figuras VI.1 y VI.2) presentan valores que indican equilibrio para la mayor parte del rango de salinidades registrado en las familias de aguas subterráneas, esto significa que predomina la saturación con relación a carbonatos. Las muestras que presenta condiciones de sobresaturación y que pertenecen a las familias sulfatada-cálcica se localizan en el flanco norte de la Sierra Los Alamitos en el ranchos Beta Santa Mónica, en el caso de la sulfatada-mixta, se ubican en las localidades El pilar y el Campizal en la porción noroeste de la zona de estudio. Como se ha mencionado, los aprovechamientos que pertenecen a la familia sulfatada-Sódica se localizan en la parte central del Valle El Hundido.

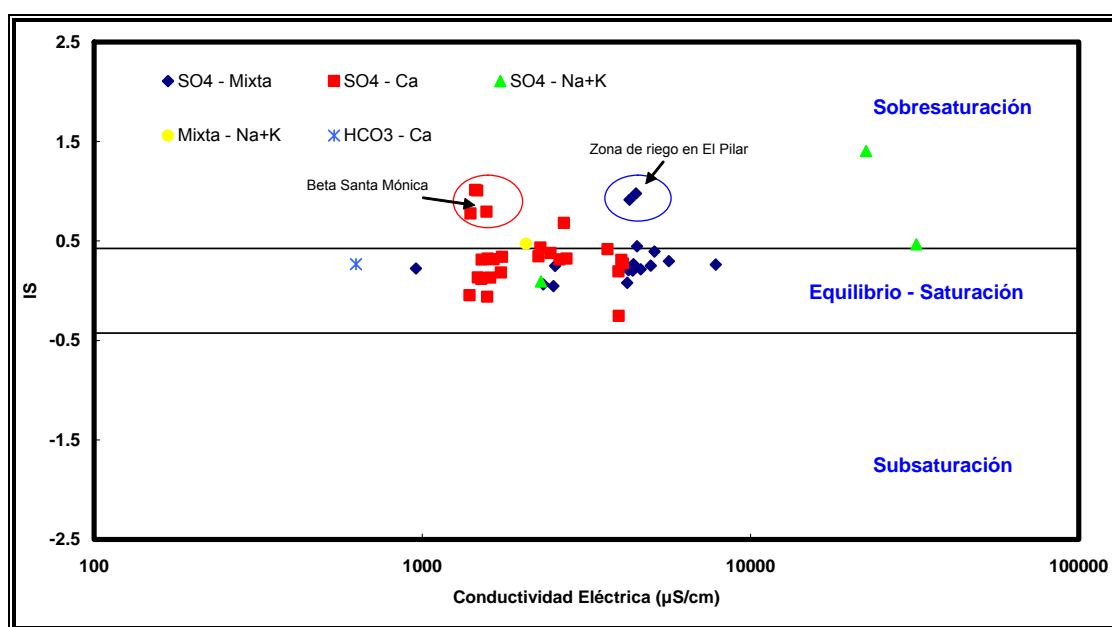


Figura VI. 1 IS respecto a la calcita (CaCO₃)

En el caso de la estroncianita (Figuras VI.3) se manifiestan condiciones de subsaturación en las aguas de menor salinidad y se mantienen para algunas de las muestras de mayor salinidad, lo que sugiere en este caso que este mineral no controla la concentración de estroncio en el agua subterránea. Las muestras de la zona de Beta Santa Mónica manifiestan preferentemente condiciones de saturación.

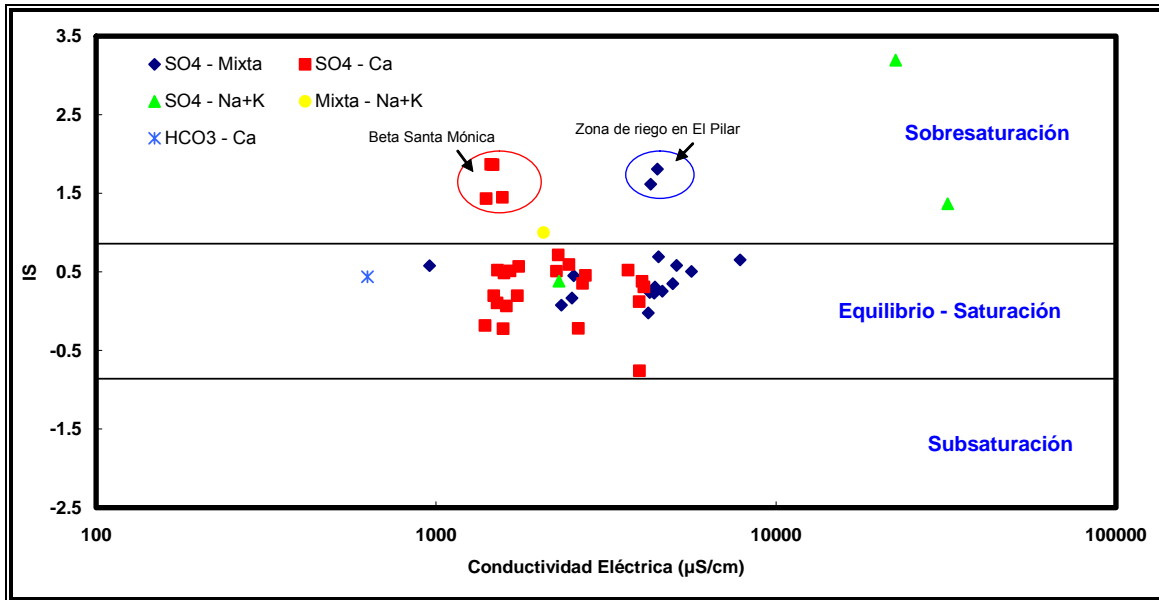


Figura VI. 2 IS respecto a la dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)

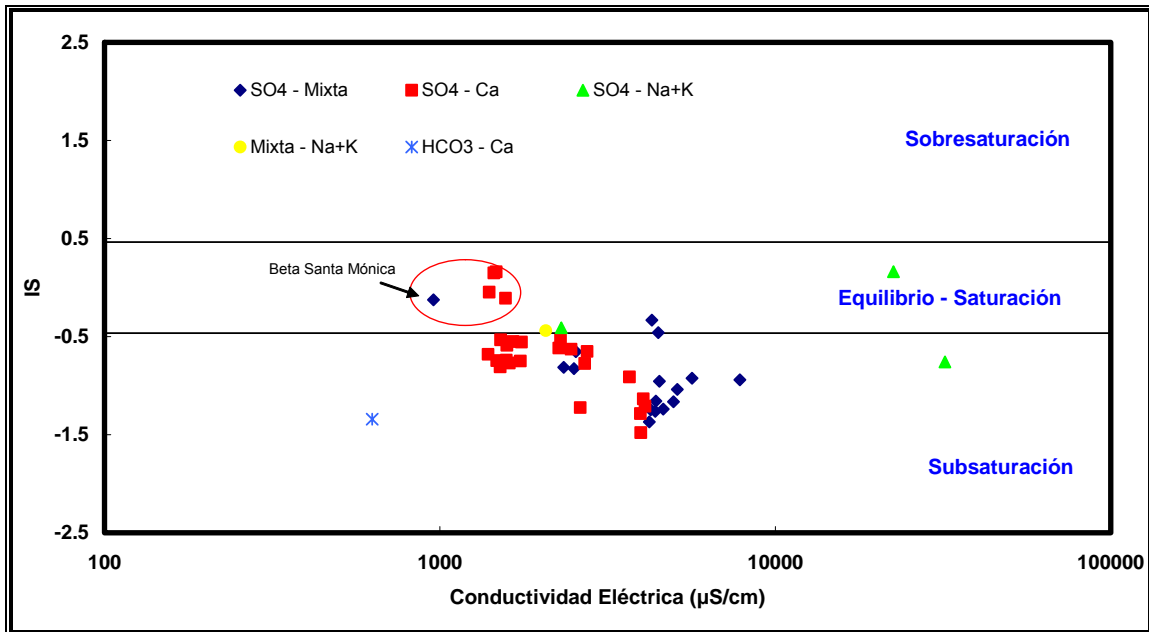


Figura VI. 3 IS respecto a la estroncianita (SrCO_3)

6.1.2 Geoquímica de Sulfatos

Con relación a sulfatos como el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) los valores de IS determinados indican que para las aguas sulfatada-cálcica se presentan condiciones de subsaturación en la mayor parte de ellas, en la figura VI.4 se puede apreciar como el agua subterránea tiende al equilibrio respecto al yeso conforme aumenta la salinidad en el agua, en este caso representada por la CE. Para el caso del yeso respecto a la familia sulfatada-cálcica, las condiciones de equilibrio con el agua subterránea se identifican a partir de los 2,000 hasta 4,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aproximadamente. Las muestras que se encuentran en equilibrio con el yeso, se encuentran principalmente en las cercanías de la localidad denominada El Pilar. Respecto a la familia sulfatada-mixta, la mayor parte de las muestras se encuentran en equilibrio con el yeso a partir de los 4,200 hasta 7,800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la mayor parte de ellas se encuentran en El Pilar. Las muestras que pertenecen a la familia sulfatada-mixta y que presentan salinidades menores a los 2,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ se encuentran subsaturadas.

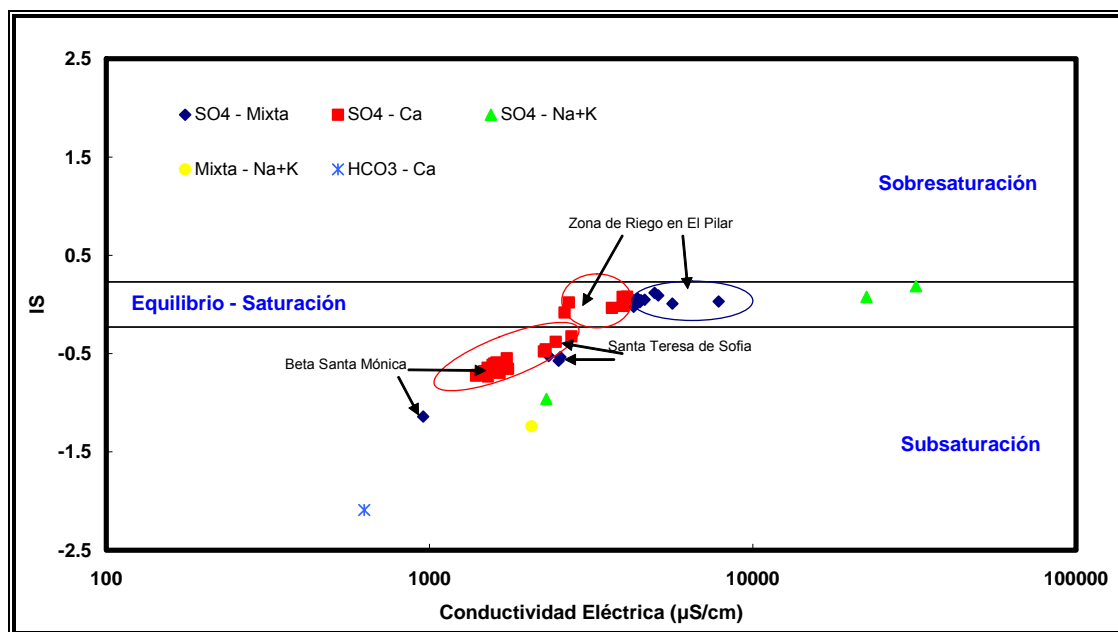


Figura VI. 4 IS respecto al yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

Para el caso de la celestita (SrSO_4), las condiciones de equilibrio con el agua subterránea se identifican a partir de 956 hasta los 32,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de conductividad eléctrica; abarcando las tres familias de agua predominantes en la zona, únicamente

la familia bicarbonatada-cálcica que constituye el agua subterránea de menor salinidad presenta condiciones de subsaturación (Figura VI.5), por lo que este mineral controla las concentraciones de Sr en el agua subterránea.

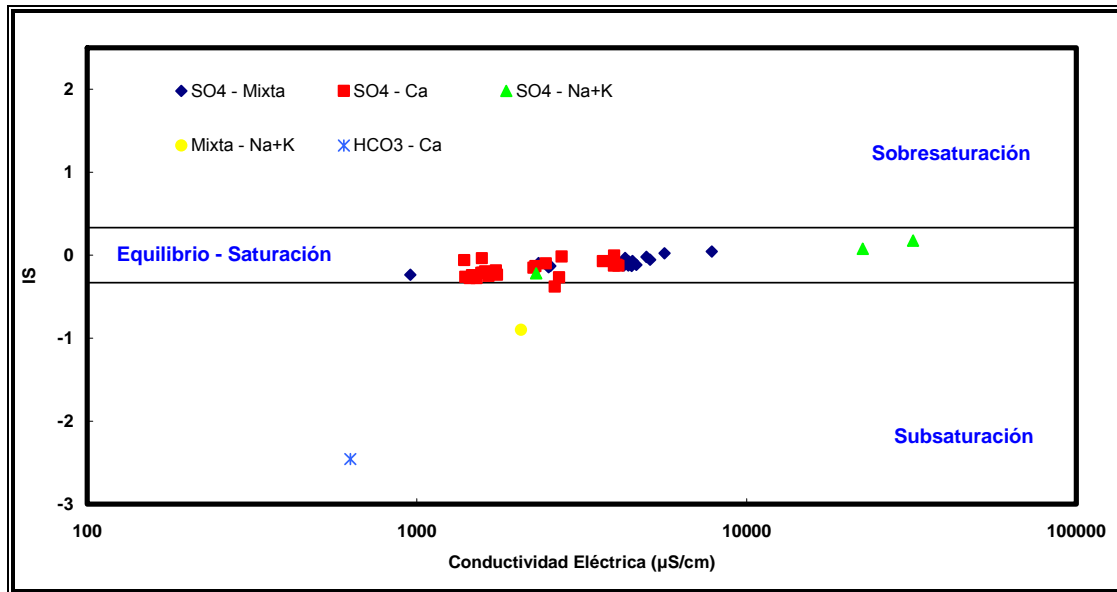


Figura VI. 5 IS respecto a la celestita (SrSO_4)

6.2 Procesos de Dedolomitización

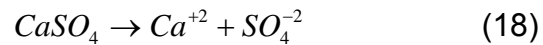
De acuerdo con las condiciones geológicas que se presentan en el Valle El Hundido, las evidencias hidrogeoquímicas hasta ahora analizadas sugieren que el agua subterránea ha estado en contacto con materiales geológicos que contienen minerales como la calcita, dolomita y yeso (o anhidrita), los cuales se encuentran en las Formaciones Acatita y Treviño principalmente. En estas condiciones, el agua subterránea funciona como un agente geológico que produce un fenómeno conocido como dedolomitización, que en conjunto da como resultado de que debido a la disolución de yeso (o anhidrita) en un medio calcáreo, la dolomita se disuelve y la calcita precipita. Debido a que el agua subterránea de la zona de estudio está en equilibrio con la calcita y dolomita (Figuras VI.1 y VI.2) entonces aplica la siguiente reacción:



Por lo que considerando la constante de equilibrio de esta reacción química, la relación $[Mg^{+2}]/[Ca^{+2}]$ permanece constante, de acuerdo con la siguiente expresión (considerando 25° C):

$$K_{eq} = \frac{[Mg^{+2}]}{[Ca^{+2}]} = \frac{K_{dol}}{(K_{cal})^2} = \frac{10^{-17.09}}{(10^{-8.48})^2} = 0.8 \quad (17)$$

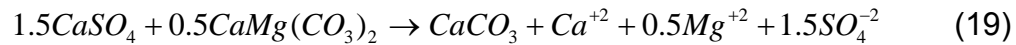
La disolución de anhidrita o yeso se desarrolla en términos generales de la siguiente manera, liberando calcio y sulfato al agua subterránea



El incremento de la concentración de calcio debido a la disolución de yeso ocasiona la precipitación de calcita. A medida de que la calcita precipita, la concentración de carbonato disminuye, produciendo que se disuelva la dolomita y el consiguiente incremento de magnesio. Cuando el magnesio se incrementa el calcio se incrementa también (o sea que no todo el calcio que se genera de la disolución del yeso precipita), de tal modo que la disolución del yeso en estas condiciones induce la transformación de dolomita a calcita en la roca calcárea y produce agua subterránea en la que a medida de que se desarrolla la interacción agua/material geológico, se incrementan las concentraciones de magnesio, calcio y sulfato, produciendo además una disminución de la alcalinidad y en el pH (Appelo y Postma, 1996).

Analizando el desarrollo de estas reacciones para la zona de estudio se tiene lo siguiente. El agua subterránea está en equilibrio o ligeramente sobresaturada con relación a la calcita y dolomita (Figuras VI.1 y VI.2), sin importar la salinidad que presente. Para el caso del yeso, el agua pasa desde muy subsaturada hasta el equilibrio con este mineral (Figura VI.4). Cuando el agua está en equilibrio con calcita y dolomita, de acuerdo con las condiciones descritas previamente, la relación $[Mg^{+2}]/[Ca^{+2}]$ debe ser del orden de 0.8; sin embargo, el cálculo de esta relación para

las muestras de agua resultó en un valor promedio ligeramente menor de 0.5 (IMTA, 2004). De este modo, la transferencia de masa está dada por la reacción siguiente.



De acuerdo con esto por cada dos moles de calcita que precipitan, se disuelve un mol de dolomita. Esta reacción predice que la concentración de sulfato debe de incrementarse tanto con relación al calcio como al magnesio. Por los resultados obtenidos, se deduce que este proceso no aplica para las muestras de la familia SO_4 -Na (IMTA, 2004).

6.3 Modelo Conceptual

La interpretación de los resultados, obtenida a partir de los datos geoquímicos, permitió establecer un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeoquímico a lo largo de la línea de flujo considerando las zonas de recarga hasta el sitio de descarga ubicado en la parte central del Valle El Hundido. Un modelo conceptual se define como la representación gráfica de los sistemas de flujo subterráneo dentro de la zona de estudio analizada, construido con la finalidad de simplificar y organizar la información hidrogeológica recopilada y generada.

Debido a que la incorporación íntegra de la totalidad de la complejidad del sistema analizado no es posible, en su desarrollo se deben incluir simplificaciones válidas de las condiciones hidrogeológicas detectadas en el área de estudio, condición que es de fundamental interés de la modelación numérica. Lo anterior es de vital importancia por que es bien conocido que muchos errores asociados con la modelación numérica de sistemas de flujo subterráneo, a menudo se relaciona con deficiencias o limitaciones en el modelo conceptual.

Para que el modelo conceptual fuera consistente con la totalidad de los aspectos investigados, durante su desarrollo, se integró la información geológica, hidrogeoquímica y piezométrica disponible. Para conocer la evolución geoquímica a

lo largo de la línea de flujo en el Valle El Hundido, se delimitaron, en base a los resultados obtenidos del muestreo de agua subterránea, zonas de influencia de acuerdo al tipo de familia de agua. Además se elaboró una sección transversal normal a las direcciones de flujo subterráneo de manera que agrupara distintos aprovechamientos donde se identificaron las familias de agua que predominan en la zona de estudio (Figura VI.6).

6.4 Sección Hidrogeoquímica

Para representar la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea a lo largo de la línea de flujo en el Valle El Hundido, se elaboró una sección transversal representativa del subsuelo (Figura VI.7). Es importante mencionar que no se contó con información de cortes litológicos para la realización de la sección, por lo que la representación fue inferida en base a la información litológica de las formaciones geológicas que afloran en la zona de estudio y las estructuras geológicas identificadas.

La sección A-A', inicia en la parte oeste del valle y es paralela a la línea de flujo inferida para esa zona, atraviesa la parte central del valle y corre sobre el flanco norte de la Sierra Los Alamitos, donde se une con otra línea de flujo entre las sierras El Granizo y Los Alamitos. La sección muestra la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea que va de la familia mixta-sódica (muestra 34) pasando a sulfatada-cálcica (muestras 13 a la 20, 6, 9, 10, 24 y 31 a la 33) ubicadas en Beta Santa Mónica, pasa a sulfatada-mixta (muestras 28, 26, 27 y 5) localizadas en El Pilar y posteriormente a sulfatada-sódica (muestra 40) en el centro del valle. En la sección se muestra también la evolución de la tendencia para distintos parámetros físico químicos donde se aprecia el aumento gradual en la salinidad del agua subterránea conforme se acerca a la zona de descarga en el centro del valle desde las zonas de recarga. Esta misma tendencia se aprecia en el comportamiento de SO_4^{2+} , Na^+ , Alcalinidad y Li, por lo que se representa de manera indirecta la interacción del flujo subterráneo con el acuífero.

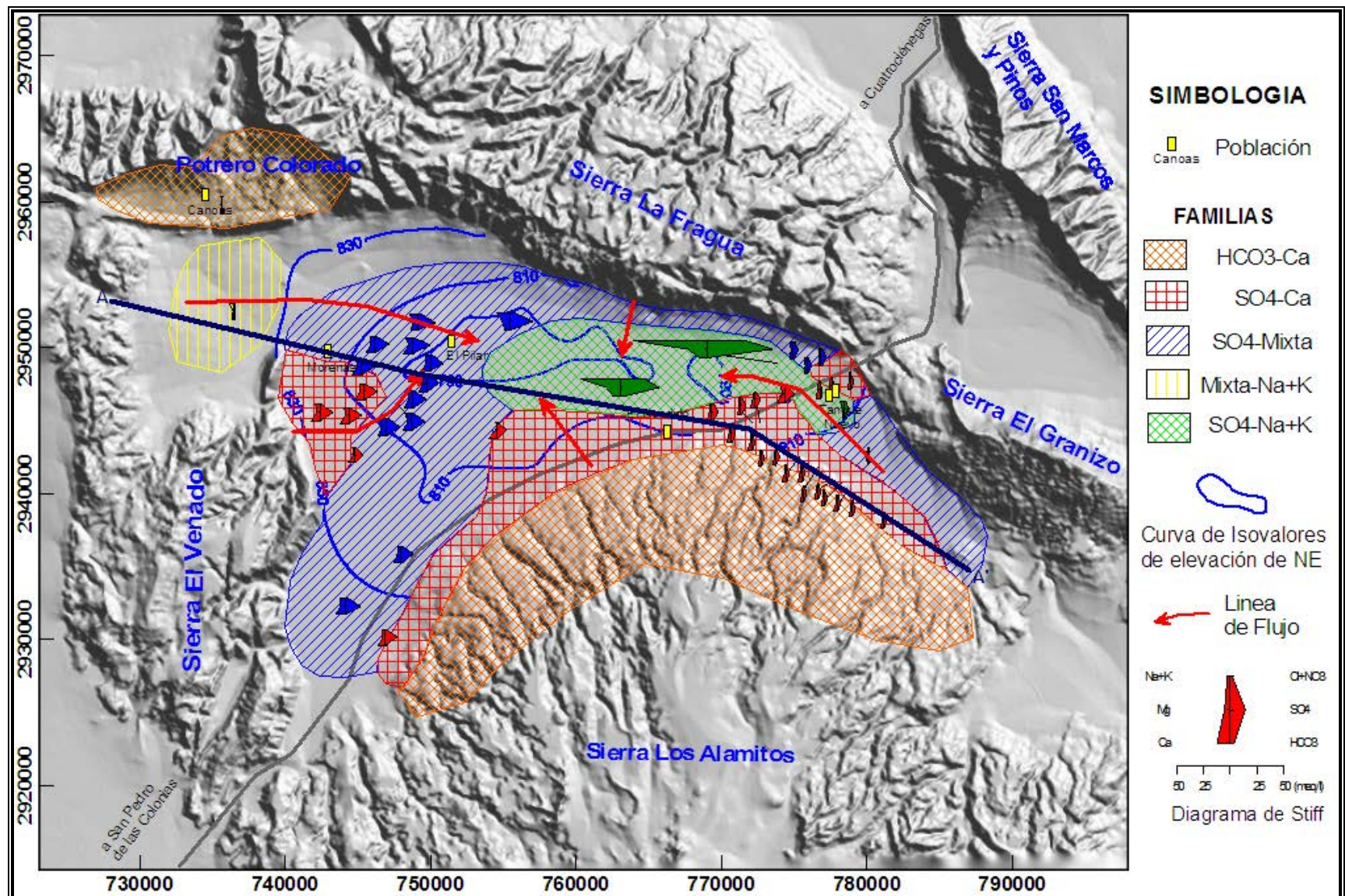


Figura VI. 6 Modelo conceptual en planta

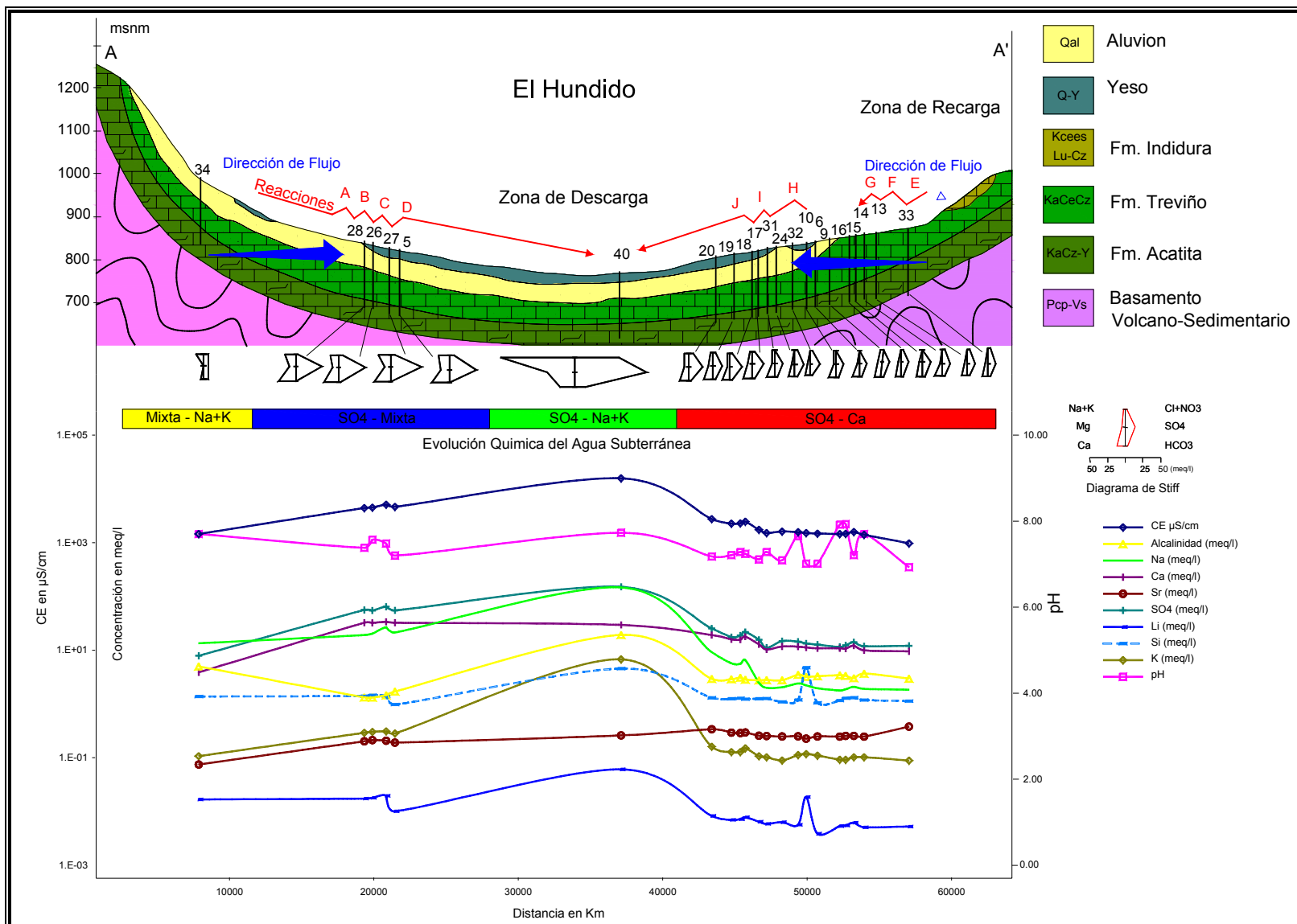


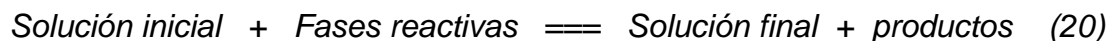
Figura VI. 7 Sección Hidrogeoquímica

6.5 Modelación Inversa de la Evolución Geoquímica del Agua Subterránea

Los dos 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).

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 entre dos puntos conocidos.

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. La solución de la ecuación de balance de masa para un determinado conjunto de fases reactivas, produce una ecuación de la forma siguiente:



Esa reacción toma 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

identificadas previamente. 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.

6.5.1 Descripción del Modelo Geoquímico Utilizado

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 (Parkhurst, 1995) que es NETPATH (Plummer, et al., 1991), es que el primero permite la inclusión 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), *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:

$$\sum_q \alpha_q (T_{m,q} + \delta_{m,q}) + \sum_r C_{m,r} \alpha_r + \sum_p C_{m,p} \alpha_p = 0 \quad (21)$$

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:

$$\sum_m z_m \delta_{m,q} = -T_{z,q} \quad (22)$$

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-lineal debido a que incluye el producto de incógnitas de la forma $\alpha_q(T_{m,q} + \delta_{m,q}) = \alpha_q T_{m,q} + \alpha_q \delta_{m,q}$. Sin embargo, realizando una substitución de la siguiente manera $\varepsilon_{m,q} = \alpha_q \delta_{m,q}$ la ecuación de balance de masa (IX.11) puede describirse de la siguiente manera:

$$\sum_q \alpha_q T_{m,q} + \sum_q \varepsilon_{m,q} + \sum_r C_{m,r} \alpha_r + \sum_p C_{m,p} \alpha_p = 0 \quad (23)$$

La ecuación de balance de carga se modifica a:

$$\sum_m \zeta_m \varepsilon_{m,q} + \varepsilon_q T_{z,q} = 0 \quad (24)$$

Estos sistemas de ecuaciones son lineales en α y ε , por lo que una vez determinados los valores de α y ε , 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.

6.6 Modelación Hidrogeoquímica Inversa en el Valle de El Hundido

De acuerdo con las consideraciones establecidas previamente, el agua subterránea en el Valle de El Hundido evoluciona desde las zonas de recarga hasta las de descarga a partir de un agua de recarga reciente de composición bicarbonatada-cálcica (salinidad del orden de 628 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a un agua de mayor salinidad de tipo sulfatada-cálcica (en promedio 2,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), posteriormente a un agua subterránea tipo sulfatada-mixta con aproximadamente 3,600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y finalmente a un agua de tipo sulfatada-sódica con un promedio de salinidad de 9,900 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

De acuerdo con esta evolución general, es posible utilizar el conocimiento que brindan las reacciones de interacción agua subterránea-material geológica deducidas

para el sistema analizado, para tratar de determinar el balance de masa que se establece a lo largo de esta evolución. El balance de masa que justifica la evolución de la composición química determinada para un tipo de familia de agua hacia otra familia a lo largo de la dirección del flujo subterráneo, generalmente no puede especificarse en forma única, pero un balance de masa que incluya las fases (minerales) que se ha determinado, existen en el sistema y que interaccionen con el agua subterránea en forma consistente con los índices de saturación definidos, puede utilizarse para ilustrar los procesos generales que controlan químicamente la evolución del agua subterránea en la zona de interés.

La estequiometría de las reacciones asociadas con la evolución de la composición química del agua subterránea fueron determinadas por medio de balances de masa utilizando la opción de modelación inversa que existe en el programa PHREEQC. Las fases minerales que se utilizaron para los cálculos de balances de masa fueron definidas con base en la mineralogía de las formaciones geológicas que existen en las rocas y sedimentos de la zona de interés.

Como se presentó previamente, los índices de saturación con relación a diversos minerales se determinaron utilizando la opción de especiación disponible en el programa PHREEQC. Durante la modelación inversa, las fases que de acuerdo con los índices de saturación están subsaturadas en la solución, se permitió que se disolvieran; en contraste, las fases que están saturadas o sobresaturadas en la solución durante la modelación inversa se obligaron a que precipitaran. Un caso especial se consideró para la modelación inversa del proceso de dedolomitización, ya que la dolomita aunque en equilibrio o sobresaturada en la solución se permitió que se disolviera pero siempre acompañada de la precipitación de calcita y disolución de yeso, tal y como lo establecen las reacciones que se utilizaron para deducir el desarrollo de este proceso en la zona de interés.

6.6.1 Evolución del Agua Subterránea tipo bicarbonatada-cálcica al tipo sulfatada-mixta

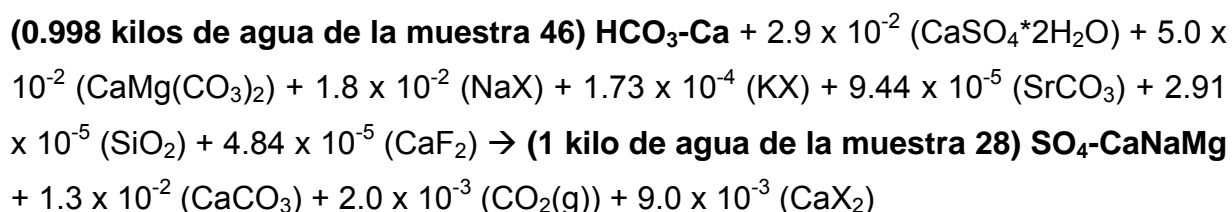
Como se mencionó en un principio, el agua de precipitación se convierte en agua subterránea de reciente infiltración donde la composición original del agua de lluvia evoluciona por la interacción con los minerales existentes en los materiales geológicos. En este caso particular, se ha determinado que el agua de reciente infiltración es de tipo bicarbonatada-cálcica con baja salinidad por su corto recorrido en el subsuelo. Los valores de Tritio reportados en agua bicarbonatada-cálcica de la zona El Hundido son consistentes con recarga moderna (IMTA, 2004). La familia de agua tipo bicarbonatada-cálcica, fue identificada en la parte norte de la zona de estudio, en un aprovechamiento ubicado en Canoas (Muestra 46), localizado en Potrero Colorado, cercano al flanco suroeste de la Sierra La Fragua.

De acuerdo con la dirección de disminución de la elevación de NE en El Hundido, el agua subterránea se desplaza desde las partes topográficas más elevadas hasta el centro del valle. Tomando en cuenta la ubicación de los sitios donde se tomaron las muestras de agua subterránea y de acuerdo con la dirección de flujo general del agua subterránea que se muestra en la sección A-A' con rumbo NW-SE, el agua bicarbonatada-cálcica evoluciona a otra agua de tipo sulfatada-mixta, representada por la muestra 28 localizada en El Campizal.

De acuerdo con la dirección de flujo presentada tanto en el modelo conceptual (Figura VI.6) y la sección hidrogeoquímica (Figura VI.7), la composición química de la muestra de agua 28, parece estar relacionada con la muestra 34, sin embargo la información obtenida señala que la muestra 34 manifiesta notables efectos de modificación de la composición química natural, evidenciado claramente por el tipo de agua que representa (mixta-sódica), por lo que en este caso que se desea representar la evolución geoquímica natural no es conveniente utilizarla como punto de partida en el ejercicio de modelación y se optó, como se señaló previamente, utilizar la composición química del agua de menor salinidad identificada en la zona de estudio.

El incremento en la salinidad identificado en este tramo es de 439 mg/l de STD en la muestra 46 a 3,080 mg/l STD en la muestra 28 y se deriva de la interacción del agua subterránea con carbonatos y sulfatos que existen en las rocas y el suelo de esta región. El proceso de dedolomitización propicia la disolución de dolomita y yeso precipitando calcita.

La modelación inversa realizada para justificar la evolución del agua subterránea en el tramo comprendido entre las muestras 46 y 28 (Reacción A) como se muestra en la Figura VI.7, proporcionó varios modelos válidos; sin embargo, después de un análisis detallado de cada uno de ellos, el modelo inverso que se considera representa en forma más clara la evolución observada en la composición química es el representado en la siguiente ecuación (Tabla VI.2):



6.6.2 Evolución del Agua Subterránea tipo sulfatada-mixta al tipo sulfatada-sódica

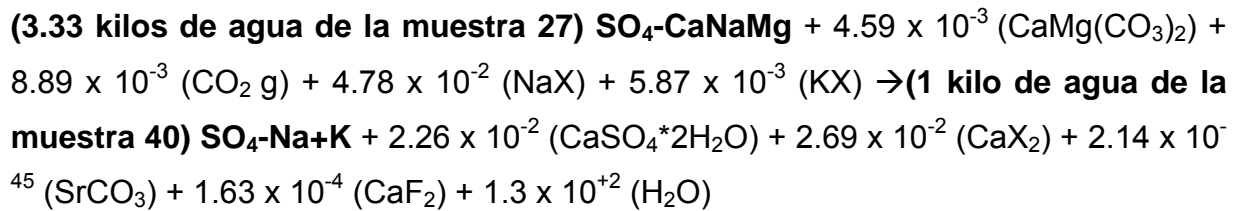
Conforme el agua se desplaza gradiente abajo a lo largo de la línea de flujo, se mantiene en contacto con el material de relleno del Valle El Hundido, por lo que en los tramos subsecuentes se llevan a cabo diferentes reacciones químicas de transferencia de masa. Para el caso del comportamiento químico de las muestras 28 (3,080 mg/l de STD) a la 26 (3,157 mg/l de STD) y posteriormente a la 27 (3,570 mg/l de STD), se aprecia que los incrementos en salinidad son poco significativos, considerando que se trata de agua de la misma familia (sulfatada-mixta); sin embargo, de acuerdo a los resultados de la modelación inversa, se siguen observando los procesos de dedolomitización, procesos de intercambio catiónico y precipitación de calcita (Tabla VI.1).

Reacción	Evolución de agua HCO ₃ -Ca a SO ₄ -Na+K	
	Kilos de agua de la muestra + Disolución (en moles) de:	Kilos de agua de la muestra + Precipitación (en moles) de:
A	0.99 (46 HCO ₃ -Ca) + 2.9e-2 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 5.0e-2 (CaMg(CO ₃) ₂) + 1.8e-2 (NaX) + 1.73e-4 (KX) + 9.44e-5 (SrCO ₃) + 2.91e-5 (SiO ₂) + 4.84e-5 (CaF ₂)	1 (28 SO ₄ -CaNaMg) + 1.3e-2 (CaCO ₃) + 2.0e-3 (CO ₂ g) + 9.0e-3 (CaX ₂)
B	1 (28 SO ₄ -CaNaMg) + 4.96e-4 (CaMg(CO ₃) ₂) + 1.12e-3 (NaX)	1 (26 SO ₄ -CaNaMg) + 9.56e-4 (CaCO ₃) + 5.62e-4 (CaX ₂)
C	1 (26 SO ₄ -CaNaMg) + 4.44e-3 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 4.57e-5 (CaMg(CO ₃) ₂) + 1.14e-4 (CO ₂ g) + 6.88e-3 (NaX) + 7.99e-6 (KX)	1 (27 SO ₄ -CaNaMg) + 3.41e-3 (CaX ₂) + 3.0e-6 (SrCO ₃) + 8.71e-6 (SiO ₂)
D	3.33 (27 SO ₄ -CaNaMg) + 3.3e-2 (CaCO ₃) + 7.0e-3 (CO ₂ g) + 5.0e-3 (KX)	1 (40 SO ₄ -Na+K) + 1.01e-1 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 12.8e-3 (CaMg(CO ₃) ₂) + 5.17e-3 (NaX) + 4.5e-4 (SrCO ₃) + 3.68e-4 (SiO ₂) + 2.73e-4 (CaF ₂) + 2.65e+2 (H ₂ O)
E	1 (46 HCO ₃ -Ca) + 5.88e-3 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 1.33e-3 (CaMg(CO ₃) ₂) + 1.40e-3 (NaX) + 1.83e-4 (SrCO ₃) + 7.06e-3 (CaF ₂)	1 (33 SO ₄ -Ca) + 3.91e-3 (CaCO ₃) + 7.72e-4 (CO ₂ g) + 6.86e-4 (CaX ₂) + 3.11e-3 (KX)
F	1 (33 SO ₄ -Ca) + 2.96e-4 (CaMg(CO ₃) ₂) + 1.33e-5 (KX)	1 (13 SO ₄ -Ca) + 6.66e-6 (CaX ₂) + 6.58e-5 (SrCO ₃) + 1.58e-5 (CaF ₂)
G	1 (13 SO ₄ -Ca) + 1.31e-3 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 1.75e-4 (NaX) + 1.47e-5 (SiO ₂)	1 (14 SO ₄ +Ca) + 2.83e-4 (CaCO ₃) + 8.73e-5 (CaX ₂) + 4.47e-6 (CaF ₂)
H	1 (10 SO ₄ -Ca) + 1.02e-3 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 7.51e-6 (SiO ₂)	1 (31 SO ₄ -Ca) + 3.90e-4 (CaCO ₃) + 4.48e-6 (CaF ₂)
I	1 (31 SO ₄ -Ca) + 4.59e-3 (CaSO ₄ *2H ₂ O) + 9.79e-4 (CaMg(CO ₃) ₂) + 3.86e-3 (Na) + 4.37e-5 (KX)	1 (17 SO ₄ -Ca) + 1.84e-3 (CaCO ₃) + 1.95e-3 (CaX ₂)
J	7.32 (17 SO ₄ -Ca) + 9.55e-2 (NaX) + 5.80e-3 (KX)	1 (40 SO ₄ -Na+K) + 3.06e-3 (CO ₂ g) + 5.07e-2 (CaX) + 9.52e-4 (SrCO ₃) + 5.14e-4 (SiO ₂) + 3.66e-4 (CaF ₂) + 3.51e+2 (H ₂ O)

Tabla VI. 2 Reacciones de evolución geoquímica del agua subterránea a lo largo de la sección A-A' normal a las líneas de flujo.

Por estas razones se tomó como siguiente paso en el análisis de la evolución geoquímica del agua subterránea las reacciones efectuadas entre el agua de la muestra 27 y el agua de la muestra 40 (Reacción D en la Tabla VI.2 y en la Figura VI.7) que presenta una salinidad de 15,750 mg/l de STD y se clasifica como agua sulfatada-sódica. La muestra 40 se ubica en la zona de descarga donde la evapotranspiración ha ocasionado el incremento de la salinidad, como lo indican los resultados de los análisis isotópicos reportados en los estudios previos en esta zona (Aldama et al., 2007). Para la modelación inversa en este tramo, se tomaron en cuenta condicionantes que incluyeron la precipitación de minerales y evaporación. De este modo, el modelo inverso que se consideró más representativo de las condiciones de disolución de dolomita, desgasificación de CO₂, intercambio catiónico

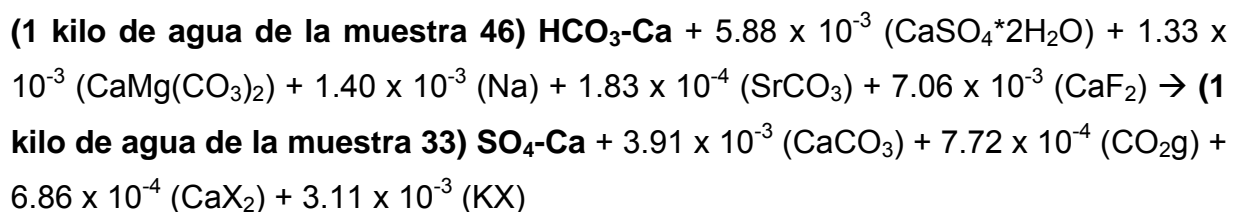
de sodio y potasio y precipitación de yeso, estroncianita, fluorita y evaporación de agua, se expresa en la siguiente reacción:



De acuerdo a la reacción anterior, se requiere concentrar 3.33 kilogramos de agua de la muestra 27 para obtener 1 kilogramo de agua de la muestra 40.

6.6.3 Evolución del Agua Subterránea tipo bicarbonatada-cálcica al tipo sulfatada-cálcica

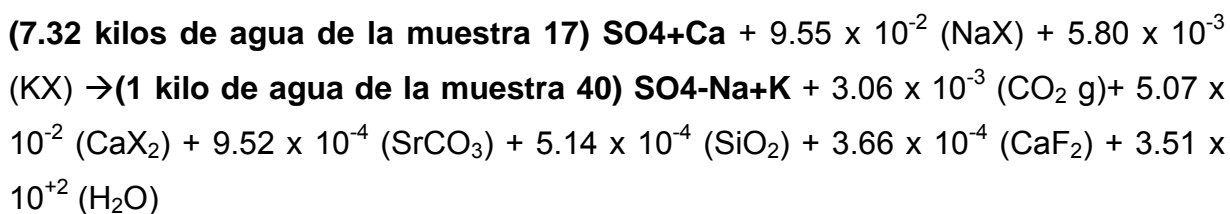
El análisis de esta secuencia de evolución geoquímica, se inicia en el suroeste del Valle El Hundido, desde la parte final de la sección A-A' hacia el centro del valle, donde se abarcan los aprovechamientos ubicados en el flanco norte de la Sierra Los Alamitos. Cabe mencionar que en esta región geográfica no se identificó agua de tipo bicarbonatada-cálcica, por lo que se consideran las características químicas de la muestra 46 como fase inicial de la evolución geoquímica. La secuencia inicia a partir del agua menos evolucionada (muestra 46) a un agua de salinidad relativamente baja con 968 mg/l de STD (muestra 33). En este medio, se infiere que el agua circula en contacto con las rocas carbonatadas de la Formación Treviño, por lo que la evolución representa la transferencia de masa en rocas calcáreas. La reacción que se considera representativa del proceso de evolución del agua en la medida de que circula a zonas de menor gradiente es la siguiente (Reacción E):



6.6.4 Evolución del Agua Subterránea tipo sulfatada-cálcica al tipo sulfatada-sódica

Conforme el agua subterránea se desplaza a lo largo de las rocas calcáreas, la concentración de especies disueltas se incrementa paulatinamente, como se aprecia en la sección hidrogeoquímica A-A' (Figura VI.7), sin embargo se observa que las reacciones químicas son muy similares entre si, pues de la reacción F a la reacción I imperan procesos de dedolomitización que sugieren que el agua circula únicamente en rocas calcáreas y la consecuente precipitación de calcita. Las concentraciones de Na^+ y K^+ prácticamente se mantienen iguales, lo cual es congruente con circulación por un medio geológico calcáreo con bajo contenido de material arcilloso y por lo tanto no se justifican las reacciones de intercambio en la mayoría de ellas.

Una vez que el agua fluye hacia el centro del valle, se aprecian cambios drásticos en la composición química del agua, en el sentido de que el incremento en los sólidos disueltos es importante. Nuevamente, se realizó el análisis de evolución geoquímica a partir de una muestra con salinidad relativamente baja respecto al agua más evolucionada de las muestras, en este caso se consideró la evolución del agua de la muestra 17 (1,722 mg/l de STD), la cual se encuentra más cercana a la zona de descarga, al agua de la muestra 40 (15,750 mg/l de STD) cuyas características se describieron previamente. La reacción química que se consideró representativa, entre los diversos modelos inversos válidos que se obtuvieron, de la evolución del agua subterránea en el tramo analizado es la siguiente:



Como se aprecia en la reacción anterior, se necesita concentrar 7.32 kilogramos de agua de la muestra 17 para obtener un kilogramo de agua de la muestra 40.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- En base al recorrido de campo y la verificación de aprovechamientos en la zona de estudio se identificaron 42 pozos y 4 norias, de los cuales 32 son de uso agrícola, 1 de uso potable y 13 sin uso. La mayor parte de estos aprovechamientos se encuentran en la región geográfica denominada Beta Santa Mónica con 13 pozos de uso agrícola, ubicados en el flanco norte de la Sierra Los Alamitos. Cerca de esta localidad se encuentra el ejido Santa Teresa de Sofía donde se localizaron 4 aprovechamientos y 7 más en la propiedad privada denominada Pequeña Propiedad Santa Teresa de Sofía. En la localidad denominada El Pilar se localizaron 7 aprovechamientos de uso agrícola, así como 3 aprovechamientos más en la localidad vecina denominada El Campizal. Los 12 aprovechamientos restantes se localizan distribuidos a lo largo de la zona de estudio en pequeñas localidades, la mayor parte de ellos sin uso.
- La interpretación de las elevaciones del NE en el Valle de El Hundido, sugiere que el agua subterránea tiene su fuente de recarga en las zonas topográficas más elevadas de la zona de estudio. En este caso las fuentes principales son las Sierras Alamitos y La Fragua, desde donde agua subterránea viaja a zonas de menor gradiente hidráulico hasta la zona de descarga localizada en el centro del valle. Por otro lado, las manifestaciones superficiales de agua subterránea que incluyen: i) regiones en las que el nivel freático está a poca profundidad, ii) presencia de suelos salinos, iii) elevada salinidad del agua subterránea, sugieren que la una parte de la planicie central del Valle del Hundido constituye la zona de descarga de los sistemas de flujo que se originan tanto en la zona sur (Sierra de Alamitos), como en la sierra de la Fragua..
- En base a la interpretación de los resultados químicos de las muestras de campo, se identificaron, en base al criterio de ión dominante, cinco familias de

agua: predomina la sulfata-cálcica con un 56% de las muestras, la sulfatada-mixta con el 36%, el 6% son sulfatadas-sódica, y el 2% restante lo representan las familias mixta-sódica y bicarbonatada-cálcica.

- Desde el punto de vista agrícola, predominan dos familias en el uso de agua para riego: *i*) sulfatada-cálcica (21 aprovechamientos) con las siguientes clases: C3-S1 (13 aprovechamientos) la salinidad del agua no afecta al desarrollo de la alfalfa y su contenido de sodio es muy bajo, por lo que puede usarse en la mayoría de los suelos. C4-S1 (5 aprovechamientos) los niveles de salinidad pueden provocar decremento hasta un 10% del tamaño de la planta. C4-S2 (3 aprovechamientos) la planta decrecerá hasta un 25% debido a la salinidad y el contenido de sodio no afecta los suelos con buena permeabilidad. *ii*) sulfatada-Mixta (11 aprovechamientos) clases C4-S1 (3 aprovechamientos) y *iii*) C4-S2 (8 aprovechamientos).
- La clasificación del agua para riego ayudó a predecir que tan susceptible es el cultivo a no desarrollarse completamente debido a la salinidad y el impacto en el suelo por el contenido de sodio intercambiable. Se identificó que el agua extraída en 13 aprovechamientos localizados en el flanco noroeste de la Sierra Los Alamitos es la de mejor calidad para fines de riego debido a que la salinidad no afecta el desarrollo del cultivo de alfalfa. Se identificaron 8 aprovechamientos en los cuales la salinidad impide el desarrollo de la planta hasta 10%, se encuentran en el relleno inmediato a los flancos de las Sierras Los Alamitos y La Fragua. La zona de riego de El Pilar es la más afectada por la salinidad, lo que provoca que el cultivo decrezca hasta un 25% del total de su máximo desarrollo. En esta zona se encuentra el 34% de los aprovechamientos con fines de riego en El Hundido.
- Respecto al Riesgo por Adsorción de Sodio en el suelo, se determinó que los niveles de sodio no afecta el suelo, si se previene la disminución de permeabilidad en la zona de cultivo. Respecto al aprovechamiento de uso

potable que abastece la población de Tanque Nuevo, rebasa cinco parámetros (SO_4^{2-} -Dureza total-F-Fe-STD) establecidos por la NOM-127-SSA1-1994, en general el agua subterránea del Valle El Hundido, no es recomendable para consumo humano directo.

- Se identificaron los principales procesos que controlan la evolución geoquímica en la cuenca por medio del análisis de elementos mayores y menores, cálculos de balance de masa y termodinámicos e identificación de minerales. Las concentraciones de SO_4^{2-} presentes en el sistema de flujo del Valle El Hundido, están condicionadas por la interacción entre el agua subterránea y las rocas sedimentarias Mesozoicas que contienen yeso (Formación Acatita).
- Con base en las evidencias piezométricas que fueron consistentes con las definidas a partir del análisis hidrogeoquímico, se determinó que el agua subterránea evoluciona desde las zonas de recarga hacia el centro de la cuenca, modificando su composición a lo largo de la trayectoria de flujo. En la zona de recarga, los iones dominantes son el HCO_3^- y el Ca^{+2} en agua de baja salinidad (440 mg/l STD) en equilibrio con la calcita. La salinidad del agua se incrementa durante el trayecto del flujo subterráneo que circula a través de las rocas calcáreas y los sedimentos en la planicie. Conforme el agua subterránea viaja a través de las rocas carbonatadas, evoluciona a agua tipo sulfatada-cálcica y posteriormente evoluciona sulfatada-mixta, es decir que no hay predominio de los cationes Ca^{+2} , Na^+ y Mg^{+2} . En la zona de descarga el SO_4^{2-} se convierte en el ión dominante y el agua evoluciona a sulfatada-sódica con una salinidad mayor a los 20,000 mg/l STD en equilibrio con el yeso.
- Los procesos principales identificados a partir del análisis hidrogeoquímico y que fueron ratificados mediante los cálculos de modelación inversa, son: *i)* disolución de carbonatos y yeso, *ii)* dedolomitización, *iii)* intercambio catiónico de Ca^{+2} y Mg^{+2} del agua por Na^+ y K^+ de los minerales arcillosos, *iv)*

concentración de constituyentes por efecto de la evapotranspiración y v) precipitación de calcita, dolomita (carbonatos) y barita (sulfato).

- A partir de la interpretación realizada es posible establecer que en condiciones naturales previas al desarrollo agrícola que actualmente se lleva a cabo en el Valle El Hundido, el agua subterránea se desplazaba desde las zonas de recarga en la sierra Alamitos a través de las rocas calcáreas de las formaciones Acatita y Treviño y posteriormente por el material granular de relleno del valle. Este sistema de flujo puede reconocerse por los cambios hidrogeoquímicos progresivos identificados en este trabajo, incremento en la salinidad, modificaciones en el pH que resultan de la interacción del agua con el material geológico a lo largo de la dirección de flujo. La preservación de estas condiciones naturales en términos generales es interesante, ya que aunque las concentraciones de N-NO_3 indican un claro impacto antropogénico, el hecho de que la evolución geoquímica haya sido identificada claramente sugiere que la afectación actualmente es relativamente limitada.
- La secuencia de evolución geoquímica identificada en el Valle El Hundido es incompleta en el sentido de que no se identificó la familia clorurada-sódica que marcaría el final de la evolución. Sin embargo, este hecho no implica necesariamente que no se presente, ya que la toma de muestras realizada en este trabajo estuvo limitada a la identificación de aprovechamientos existentes.
- Las evidencias de las manifestaciones superficiales de agua subterránea (niveles freáticos someros, presencia de freatofitas, suelos salinos, salinidad elevada, dirección de flujo hacia la parte topográficamente baja) de manera conjunta con la secuencia de evolución hidrogeoquímica identificada (bicarbonatada-cálcica, sulfatada-cálcica, sulfatada-mixta y sulfatada-sódica), sugieren que en el Valle El Hundido se presentan condiciones de cuenca endorreica tanto superficial como subterránea.

- Aun cuando estudios anteriores han demostrado que no existe comunicación subterránea del agua que se encuentra en el Valle El Hundido con los valles circunvecinos, se recomienda llevar a cabo un monitoreo constante en las variaciones de la calidad del agua subterránea y de la profundidad al nivel estático en los aprovechamientos que se encuentran en los valles cercanos a la zona de estudio, con el fin de prevenir un posible impacto en el aprovechamiento del recurso hídrico y mezcla de agua, dado la mala calidad natural del agua subterránea que predomina en El Hundido.
- Además se recomienda realizar un recorrido que abarque la Sierra Los Alamitos con el objetivo de localizar aprovechamientos que validen la presencia de agua de baja salinidad donde predominen los iones HCO_3^- y Ca^{2+} con el fin de justificar la secuencia de evolución del agua subterránea propuesta en el presente trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aldama, A. A., Aparicio, J., Gutiérrez-Ojeda, C., Martínez-Morales, M., González-Hita, L., Herrera-Zamarrón, G., Mata-Arellano, I., Mejía-González, M., Ortiz-Flores, G., Gallardo-Almanza, P., Lobato-Sánchez, R., Pérez-López, J. L., Reza-Arzate, G., Fritz, P., Ramírez-Espinoza, J., Cardona, A., 2007, Comportamiento hidrogeológico de los acuíferos Cuatrociénegas y El Hundido, Coahuila, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XXII, núm. 3, pp. 37-59.
- Amsbury, L.D., 1958, *Geology of the Pinto Canyon Area, Presidio County, Texas. Quadrangle Ma. num.22: University of Texas Bureau of Economic Geology.*
- Armienta, M.A., Zamora, V y Juárez F., 1987, *Manual para el Análisis Químico de Aguas Naturales, en el Campo y en el Laboratorio, Instituto de Geofísica, UNAM. 86p*
- Appelo, C.A.J. y Postma, D., 1996. *Geochemistry, groundwater and pollution. Edit. Balkema, 536 p.*
- Barbosa-Luna, D., Santiago-Carrasco, B., Izaguirre-Ramos, M.A., Martínez-Ramos, C.J., Gracia- Valadez, M.J., 1997, *Carta Geológico-Minera y Geoquímica Monclova, G14-4, escala 1:250000, Estados de Coahuila y Nuevo León: Pachuca, Hidalgo, México, Informe técnico, 102 p.*
- Barboza L. D., Martínez R. C., Santiago C.B., Izaguirre R. M., Gracia V. M.J., 1998, *Carta Geológico - Minera Tlahualilo de Zaragoza G13-6 , Escala 1:250, 000, Estados de Coahuila, Durango y Chihuahua, Consejo de Recursos Minerales, Infórme técnico inédito.*
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, *Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 299-319.*
- Barnes, V.E., 1977, *Geologic atlas of Texas, Del Rio Sheet; Robert Thomas Hill memorial edition: University of Texas-Austin, Bureau of Economic Geology, 1 sheet, scale 1:250,000.*

- Barnes, V.E., 1979, Geologic atlas of Texas, Emory Peak-Presidio Sheet; Joshua William Beede memorial edition: University of Texas-Austin, Bureau of Economic Geology, 1 sheet, scale 1:250,000.
- Basáñez, L. M. A., Fernández, T. R. y Rosales, D. M. C., 1990. Estudio estratigráfico – sedimentológico - bioestratigráfico e implicaciones eustáticas a nivel local y regional durante el Cretácico en la Plataforma de Valles–San Luis Potosí, centro–noreste de México: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto CAO-3505, Informe inédito, 89 p.
- Cardona, A. y Carrillo-Rivera J.J., 2006. Hidrogeoquímica de sistemas de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas riolíticas, Ingeniería Hidráulica en México, vol. XXI, No. 3, pp.69-86.
- Cardona, A., Carrillo-Rivera J.J., Castro-Larragoitia, G.J., Graniel-Castro, E., 2008. Combined use of indicators to evaluate waste water contamination to local flow systems in semi-arid regions: San Luis Potosi, Mexico, in: J. Joel Carrillo-Rivera and : Adrian Ortega G., eds, Groundwater flow understanding from local to regional scales. Balkema, Taylor & Francis, Capítulo 3, pp. 85-104.
- Carrillo–Rivera JJ, Cardona A., Huizar–Álvarez, R. Graniel-Castro, E., 2008, Response of the interaction between groundwater and other components of the environment in Mexico, Environmental Geology, vol. 55, pp. 303-319.
- Comisión Nacional del Agua (CNA) 2002. Determinación de la Disponibilidad del Agua en el Acuífero El Hundido, Estado de Coahuila.
- Charleston, S.A., 1973. Stratigraphy, Tectonics and Hydrocarbon Potencial of the Lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila, México. A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of doctor of philosophy (Geology) in the University of Michigan, 268 p.
- Chávez-Cabello, G., (2005): Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / UANL.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutierrez, I.R. y González-Naranjo G. A., (2005): La Falla San Marcos: Una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México,

- en: Alaniz-Álvarez, S.A., Las Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Demirel, Z. & Güler, C., 2005 Hydrogeochemical evolution of groundwater in a Mediterranean coastal aquifer, Mersin-Erdemli basin (Turkey), *Environmental Geology* Vol. 49, pp 477–487.
- Eguiluz de A. S., 1991. Discordancia Cenomaniana sobre la Plataforma de Coahuila, *Bol. AMGP*, vol. XLI, Núm. 1, p.1-17.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-Garcia, M. y Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.LIII, pp 1-26
- Eguiluz, De A., S., 2001. Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 241-270.
- Fisher, R.S. y Mullican, W.F., 1997. Hydrochemical Evolution of Sodium-Sulfate and Sodium-Chloride Groundwater Beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA.”
- Freeze, R.A. & Cherry, A., J., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall Inc., 604 pp.
- Garza, G. R., 1973. Modelo sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Edo. de Coahuila), *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25 (7-9), 311-339.
- Garza, G. R., 1973. Modelo sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Edo. de Coahuila), *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25 (7-9), 311-339.
- González Naranjo, G.A., 2006. Análisis Estructural y Estudio Paleomagnético en el Área Potrero Colorado, Porción Occidental de la Sierra La Fragua, Coahuila, México. *Facultad de Ciencias de la Tierra / UANL*.
- Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Zouari, K., Shand, P., & Mamou, A., 2003. Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara. *Hydrogeology Journal* Vol. 11, pp 483–495.

- Hill, R.T., 1891. The Comanche series of the Texas-Arkansas region: Geological Society of America Bulletin, v. 2, p. 503-528
- Humphrey, W. E. and Díaz, G. T., 1956. Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast México. NE-M - 799. PEMEX, informe inédito.
- Humphrey, W.E., 1956. Tectonic framework of Northern Mexico: in Gulf Coast assoc. Geol. Soc. Trans., v. 6, p. 25-35.
- Humphrey, W.E., and Díaz, T., 1956. Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico.- GCAGS, Trans., v. 6, p. 32-34.
- Imlay, R. W., 1937. Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 567-630.
- Imlay, R. W., 1940. Neocomian Faunas of Northern México. Geol. Soc. America Bull., Vol. 51, pp.117-190.
- Imlay, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, México; pte.4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geol.Soc. America Bulletin.,v47,p 1091-1152.
- Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, 2004. Estudio Hidrogeológico de los Acuíferos El Hundido y Cuatrociénegas, Coahuila.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1981. Cartas geológica, hidrológica de aguas superficiales, hidrológica de aguas subterráneas e imagen de satélite escala 1:250,000, Hoja Tlahualillo de G13-6.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1983. Síntesis Geográfica del Estado de Coahuila. Dirección General de Geografía Secretaría de Programación y Presupuesto.
- 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.
- Johannesson, Karen H.; Cortés, Alejandra; Kilroy, Kathryn C., 2004. Reconnaissance isotopic and hydrochemical study of Cuatrociénegas groundwater, Coahuila, México, Journal of South American Earth Sciences, USA, 2004, pp 1-10.
- Kehew, A.E., 2001. Applied Chemical Hydrogeology. Prentice Hall, 268 pp.

- Kelly, W. A., 1936. Geology of the mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, 47, 1019-1047.
- Ledezma-Guerrero, O., 1967. Resumen de la Geología de la Hoja Parras, 13R-1(6) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.
- Lesser y Asociados, S.A. de C.V., 2001. Estudio de evaluación hidrogeológica e isotópica en el Valle de El Hundido, Coahuila, Gerencia de Aguas Subterráneas, Comisión Nacional del Agua, contrato GAS-006-PRO 01.
- Lozo, F. and Smith, F., 1964. Revision of Comanche Cretaceous Stratigraphic Nomenclature. Southwest Texas Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans, vol. 14, p. 285-307.
- Lloyd, J.W and Heathcote, J.A., 1985. Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater, an introduction. Clarendon Press, Oxford.
- Mahlknecht, J., Schneider, J.F., Merkel, B.J, Navarro de León, I. & Bernasconi, S.M., 2004. Groundwater recharge in a sedimentary basin in semi-arid Mexico. Hydrogeology Journal Vol. 12, pp 511–530.
- Maxwell R., Lonsdale, J., Hazzard, R., and Wilson, K., 1967. Geology of the Big Bend National Park, Brewster County, Tx.: The University of Texas, Publication 6711, 320 p.
- McKee, J. W., Jones, N. W. and Long, L. E., 1990. Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico, GSA Bulletin, v. 102, p. 593-614.
- McKee, J. W., Jones, N. W. and Long, L. E., 1990. Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico, GSA Bulletin, v. 102, p. 593-614.
- Ondra, S. & Hirata, R., 2002. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. Hydrogeology Journal Vol 10, pp 643–655.

- Ortega-Guerrero, A., 2003. Origin and geochemical evolution of groundwater in a closed-basin clayey aquitard, Northern Mexico. *Journal of Hydrology* Vol. 284, pp 26–44.
- Parnachev, V.P., Banks, D., Berezovsky, A.Y. & Garbe-Schönberg, D., 1999. Hydrochemical evolution of Na-SO₄-Cl groundwaters in a cold, semi-arid region of southern Siberia. *Hydrogeology Journal* Vol. 7, pp 546-560.
- 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.
- PEMEX, 1988. Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, pp. 229
- Pérez De la C. J.A., Arzabala M. J., Tarín Z. G., De los Santos M. J., 2000. Servicio Geológico Mexicano, Geológico-Minera Ocampo, G13-3, Escala 1:250,000 Estado de Coahuila y Chihuahua. Informe técnico inédito.
- Pérez-Rul, F. A. M., 1967. Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R(5) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.
- 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.
- Rajmohan, N. & Elango, L., 2004. Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India, *Environmental Geology* Vol. 46, pp 47–61.
- Roemer (Römer), F., 1852. Die Kreidebildungen von Texas, und ihre organischen Einschlüsse: il. Bonn, Adolph Marcus, pp.100.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., Ulloa, S., 1957. Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 38, 129 p.

- Romo R. J.R., Herrera M. J., Rodríguez R.J.S., Larrañaga O. G., 2002. Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera San Miguel, H13-12, Escala 1:250,000, Estados de Coahuila y Chihuahua Informe técnico inédito.
- Sánchez, B., G., Jiménez, H. A., Caballero M. J.A., 2002. Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera Manuel Benavides, H13-9, Escala 1:250,000 Estados de Coahuila y Chihuahua. Informe técnico inédito.
- Sánchez, F. J., 2004. Medidas puntuales de permeabilidad. Universidad de Salamanca, 11 pp.
- Santamaría, D., Ortuño, A.F., Adatte, T., Ortíz, U.A., Riba, R.A., Franco, N.S., 1991. Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, estado de Coahuila. Gerencia de investigación aplicada a la exploración de la subdirección de tecnología de exploración del I. M. P.
- Santiago C.B., Martínez R. C.J, Sánchez B. G., Chiapa G. R., Palacios G.R., 2000. Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera Monterrey, G14-7, Escala 1:250,000, Estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas, Informe técnico, inédito.
- Sellards, E.H., Adkins W.S., F.B. Plummer, 1966. The Geology of Texas vol. I Stratigraphy, The University of Texas Bulletin, 5th printing, No. 3232, pp. 1007.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1998. Carta Geológico-Minera Tlahualillo de Zaragoza G13-6.
- Smith, C. I., 1970. Lower Cretaceous stratigraphy, northern Coahuila, Mexico: Bureau of Economic Geology. Report of Investigations No. 65. 101 p.
- Tardy, M., J. Sigal y G. Glacon, 1974. Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: México, D.F., Instituto de Geología de la UNAM, Serie Divulgación, 2, 13-30.
- Tardy, M., Sigal, J. y Glacon, G., 1974. Bosquejo sobre la Estratigrafía y paleogeografía de los Flysch Cretácicos sobre el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Divulgación, núm. 2, p. 12-28.

Thomas, J.M., Welch, A.H. y Preisseler, A.M., 1989. "Geochemical evolution of groundwater in Smith Creek Valley - a hydrologically closed basin in central Nevada, U.S.A"

Tóth, J., 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. Hydrogeology Journal.

Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) 2005. Las aguas subterráneas en el Valle El Hundido, Coahuila, Méxinimco. Realizado bajo contrato de Beta San-Gabriel por la Facultad de Ingeniería -Instituto of Geología, México, DF

Investigación vía Internet

- Agencia para Sustancias Tóxicas y el Registro de Enfermedades (ATSDR) (<http://www.atsdr.gov/es/>)
- Comisión Nacional del Agua. Acceso al Sistema Nacional de Información del Agua. <http://www.cna.gob.mx/conagua/Default.aspx>
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Información estadística y geográfica sobre el territorio Mexicano <http://www.inegi.gob.mx/inegi/default.aspx>
- Servicio Geológico Mexicano. Léxico Estratigráfico de México. <http://www.coremisgm.gob.mx/>