

03095



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología

“Geoquímica del Acuífero de Tecamachalco,
Puebla”

T e s i s

Para obtener el grado de:

Doctora en Ciencias

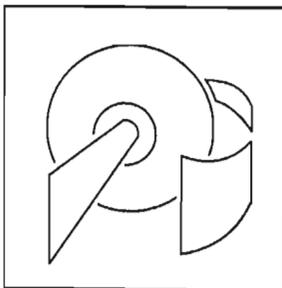
Aguas Subterráneas

Presenta:

Eloísa Domínguez Mariani

Tutor:

Dr. J. Alejandro Carrillo Chávez



Ciudad Universitaria
2005

m. 341210



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos:

El llegar al término de esta fase deseo expresar mi infinito agradecimiento a las siguientes personas e instituciones:

- A CONACYT por la beca de doctorado en el periodo 1995-2000.
- Al Programa de Apoyo de Estudios de Posgrado (PAEP) de DGEP-UNAM por los proyectos 030607-1997 y 10338-1999 que me permitieron sufragar los gastos de los análisis químicos y de los trabajos de campo.
- Al Dr. Luca Ferrari, director del Centro de Geociencias (CEGEO), Campus Juriquilla de la UNAM por el apoyo proporcionado durante mi estadía en esa joven institución y al desarrollo de la Sociedad de Estudiantes.
- Al personal del área administrativa del CEGEO y del Instituto de Geología de la UNAM por su excelente disposición ante las diversas necesidades que este estudio implicó.
- Al personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra de las sedes de los Institutos de Geología (Gloria y Ma. Luisa) y Geofísica (Araceli y Mónica) por su apoyo en los no pocos trámites realizados durante el doctorado.
- Al personal de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, muy especialmente al Lic. Arturo Méndez y al Sr. Feliciano Rodríguez por el invaluable apoyo en la recuperación de documentos.
- Al Ing. Rubén Chávez Guillén de la Gerencia de Aguas subterráneas de CNA por la autorización para el uso de la información contenida en el estudio "Estudio de la migración de contaminantes hacia el acuífero regional derivados del riego con aguas residuales del Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla" además de información de diversa índole relacionada con la zona de estudio.
- Al Ing. Joel Gutiérrez Arroyo de la Gerencia Estatal de CNA y al personal de la misma por los estudios y reportes relativos al DR030.
- Al personal del Distrito de Riego 030 de Valsequillo por el apoyo otorgado en las actividades de campo como para el acceso a sus archivos.
- Al Dr. Marcos G. Monroy y a la M. en C. Nubia Arteaga del Instituto de Metalurgia de la UASLP por la realización de los análisis mediante EDS (espectro de rayos X por energía dispersiva).
- Al M. en C. Teodoro Méndez por compartir información y conocimientos acerca de la zona de estudio.
- A los Dres. Elizabeth Solleiro y Sergei Sedov por la ayuda invaluable acerca del estudio de los materiales geológicos superficiales de la zona de estudio.
- Al Dr. Alain Quere por la revisión del documento presentado para los exámenes predoctorales, así como la oportunidad de recibir sus enseñanzas y conocer su magnífica persona.
- A la Dra. Elena Centeno por su amistad y las sugerencias realizadas durante los exámenes predoctorales.
- A la Dra. Patricia Miretzky de Vior por su contribución decisiva y oportuna en la fase de modelación, además de su entusiasmo que me permitió obtener un nuevo ímpetu en la fase final de la escritura de la tesis.
- Al Dr. Alejandro Carrillo por la tutoría y el apoyo proporcionados, así como el ambiente de tolerancia y libertad que me permitió llegar al buen fin de la investigación.

A los integrantes del Jurado: Dra. María Aurora Armienta, Dr. Raymundo Martínez, Dra. Anne M. Hansen, Dra. Vicenta Steller, Dr. Gilberto Hernández y Dr. Marcos G. Monroy por la revisión realizada a la tesis y cuyos valiosos comentarios permitieron mejorar el contenido del presente documento.

A los Dres. Oscar Escolero y Luis Marín quienes han estado presentes a lo largo de muchos años dándome su amistad y la continua motivación para lograr mis objetivos.

Al grupo de amig@s que se integró al inicio de funciones de la entonces UNICIT con quienes compartí muy hermosas experiencias.

A la calidez de la amistad de los amigos de CEGEO, pero muy especialmente a Ignacio Navarro, Teresa Orozco, Claudia Romero, Carolina Muñoz, Soledad Medina, Maru Malagón, Carmen Jaimés, Juan Martín Gómez, Lupita Hernández, Jesús Silva, Norma González, Martín Hernández, Rodolfo Díaz y Oscar Dávalos.

A nuestro vochito negro.

Dedicatoria

A Carlos, por hacerme más humana y mejor.

A mis padres cuyo amor, recuerdo y enseñanzas me acompañan.

A la Familia Vargas por albergarme en su seno.

A la UNAM, por su espíritu que hará resurgir a mi raza.

A las personas, planes e ideas que ya no están.

A las personas, planes e ideas que permanecen.

Juan Comodoro buscando agua encontró petróleo
Pero se murió de sed

"Pobre mi patrón"
Alberto Cortéz

ÍNDICE

RESUMEN.....	xi
ABSTRACT.....	xiv
INTRODUCCIÓN.....	1
1. Descripción de sitio de estudio.....	7
2. Hipótesis, objetivos y metas.....	12
3. Aportación científica de la tesis.....	15
4. Organización de la tesis.....	15
CAPÍTULO I	
MARCO TEÓRICO.....	18
1.1. Fuentes de CO ₂ en acuíferos.....	18
1.2. Equilibrio solución-atmósfera.....	19
1.3. Disolución y precipitación de calcita.....	24
1.3.1. <i>Disolución de calcita</i>	24
1.3.2. <i>Tipos de sistemas en función del aporte de CO₂</i>	25
1.3.3. <i>Índice de saturación de la calcita</i>	27
1.3.4. <i>Inhibidores de la precipitación de calcita</i>	29
1.4. Equilibrio en la interface solución-roca.....	29
1.5. Cinética de disolución-precipitación de calcita.....	33
1.6. Carbonatos meteóricos.....	36
1.7. Procesos geoquímicos en la mezcla de soluciones.....	41
1.7.1. <i>Modelos de comportamiento de la solubilidad en los procesos de mezcla</i>	42
1.8. Modelación geoquímica.....	47
1.8.1. <i>Consideraciones generales acerca del modelación geoquímica</i>	48
1.8.2. <i>Tipos de enfoque y métodos de modelación geoquímica</i>	49
1.8.3. <i>Limitaciones de modelación geoquímica</i>	51
1.9. Programas de cómputo de modelación geoquímica.....	52
1.9.1. <i>Tipos de programas de modelación geoquímica</i>	52
1.9.2. <i>PHREEQC</i>	55
CAPÍTULO II	
METODOLOGÍA.....	57
2.1. Formulación del marco teórico.....	57
2.2. Metodología para la caracterización geológica e hidrogeología.....	57
2.2.1. <i>Actividades de campo</i>	57
2.2.2. <i>Actividades de laboratorio</i>	59
2.2.3. <i>Actividades de gabinete</i>	59
2.3. Metodología para hidrogeoquímica, isotopía y microbiología.....	59
2.3.1. <i>Actividades de campo</i>	59
2.3.2. <i>Actividades de laboratorio</i>	62
2.3.3. <i>Electroneutralidad</i>	64
2.3.4. <i>Actividades de gabinete</i>	64
2.4. Modelación geoquímica.....	65

2.4.1. Especiación química	65
2.4.2. Simulación de las mezclas de 17-C1 y 3-C1.	65
2.4.3. Modelación inversa	66
2.4.4. Modelación de la mezcla y de cinética de la precipitación de calcita	66

CAPÍTULO III

DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS

3.1. Caracterización geológica	67
3.1.1. Estratigrafía de la zona de estudio	67
3.1.1.1. Formación Orizaba. Albiano Superior-Cenomaniano (Kt)	67
3.1.1.2. Formaciones Maltrata y Mexcala. Turoniano-Maestrichiano (Ks)	70
3.1.1.3. Grupo Balsas del Eoceno tardío-Oligoceno medio (Ts).	71
3.1.1.4. Productos volcánicos del Mioceno (Tv)	72
3.1.2. Depósito sedimentario terciario-cuaternalio	73
3.1.2.1. Estudios previos	73
3.1.2.2. Litología general	75
3.1.2.3. Características mineralógicas	76
3.1.2.4. Génesis del depósito sedimentario terciario-cuaternalio.	80
3.2. Hidrogeología	82
3.2.1. Hidroestratigrafía.	82
3.2.1.1. Unidades acuíferas.	82
3.2.1.2. Propiedades hidráulicas del depósito sedimentario terciario-cuaternalio.	85
3.2.2. Aspectos fundamentales del flujo subterráneo	87
3.2.2.1. Configuración de la superficie piezométrica.	87
3.2.2.2. Evolución de la superficie piezométrica.	87
3.2.3. Reuso de agua residual en el Distrito de Riego	89
3.2.4. Modelo conceptual de la interacción de agua de riego y subterránea	91
3.3. Hidrogeoquímica, isotopía y calidad del agua.	93
3.3.1. Iones mayores.	94
3.3.1.1. Diagramas de Stiff	94
3.3.1.2. Relaciones iónicas	95
3.3.2. Hidrología isotópica.	98
3.3.2.1. $\delta^{18}\text{O}$ - δD	98
3.3.2.2. Tritio.	100
3.3.2.3. Análisis conjunto de $\delta^{18}\text{O}$ - δD y ^3H	103
3.3.3. Calidad del agua subterránea y superficial para diversos usos	104
3.3.3.1. Calidad del agua subterránea como agua potable	104
3.3.3.2. Potencial de aporte de salinidad y de sodificación por parte del agua de riego	106
3.3.4. Calidad del agua de la Presa Valsequillo	107
3.3.5. Facies hidrogeoquímica	109
3.3.5.1. Zona al norte del Distrito de Riego.	109
3.3.5.2. Zona 1 del Distrito de Riego.	110
3.3.5.3. Zona 2 del Distrito de Riego.	111

3.4. Modelación geoquímica	112
3.4.1. Consideraciones acerca del contenido de CO ₂	112
3.4.2. Equilibrio químico del agua subterránea y superficial con calcita.	114
3.4.3. Mezcla de soluciones carbonatadas.	117
3.4.4. Modelación inversa	120
3.4.5. Cinética de la precipitación de calcita.	123

CAPÍTULO IV

DISCUSIÓN DE RESULTADOS	130
4.1. Depósito sedimentario terciario-cuaternario y su asociación con microkarst . . .	131
4.2. Hidroestratigrafía.	132
4.3. Propiedades hidráulicas	133
4.4. Flujo subterráneo.	133
4.5. Hidrología isotópica.	134
4.6. Procesos hidrogeoquímicos	135
4.7. Modelo conceptual hidrogeológico e interacción de agua superficial y subterránea.	136
4.8. Implicaciones.	137
4.8.1. <i>Modificación de la conductividad hidráulica</i>	137
4.8.2. <i>Vulnerabilidad del acuífero</i>	140
4.8.3. <i>Modificación de calidad del agua subterránea</i>	140
4.9. Discusión final.	141

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES	143
------------------------	-----

REFERENCIAS	149
-----------------------	-----

ANEXOS.	164
-----------------	-----

1. Resultados del cálculo de la electroneutralidad de los análisis realizados.	164
2. Resultados de la medición de parámetros en campo.	165
3. Resultados del análisis de iones mayores	166
4. Resultado de las determinaciones isotópicas.	167
5. Resultados del cálculo de alturas de recarga	168
6. Resultados del análisis de parámetros microbiológicos	169
7. Índice de saturación de calcita de calcita y de dióxido de carbono (atm) de puntos dentro y fuera del Distrito de Riego, determinados por PHREEQC	170
8. Índice de saturación de calcita y dióxido de carbono (atm) de la mezcla de agua de pozos de la zona norte del Distrito de Riego y de agua residual del Canal Principal, determinados por PHREEQC	171
9. Archivo de entrada utilizado por PHREEQC para la especiación del Pozo 17 de la Zona Norte 1.	172
10. Archivo de entrada utilizado por PHREEQC para la mezcla teórica del Pozo 17 de la Zona Norte 1 con C1.	173
11. Archivo de entrada utilizado por PHREEQC para la modelación inversa.	175
12. Archivo de entrada utilizado por PHREEQC para la modelación de la cinética de la precipitación de la calcita con diferentes valores de apertura de poro.	176

CUADROS

1.	Definiciones de los tipos de agua mencionados en la tesis	2
2.	Porcentaje de agua tratada en diversas ciudades del mundo.	3
3.	Descarga total en términos de DBO en corrientes y cuencas seleccionadas del país	4
4.	Volúmenes correspondientes a 1999 para uso agrícola tanto de agua superficial como subterránea	5
5.	Seis de los mayores distritos de riego en México que utilizan agua residual en la agricultura	6
6.	Distribución de la superficie del Distrito de Riego de Valsequillo	9
1.1	Composición química de las soluciones utilizadas por Wigley y Plummer (1976)	43
1.2.	Limitaciones de la modelación geoquímica.	52
2.1.	Número de muestras por tipo de parámetro, sitio de muestreo y anexo donde se encuentran los resultados del análisis	61
2.2.	Características del material de muestreo y preservación de muestras de agua utilizadas en función del tipo de parámetro a analizar	62
2.3.	Métodos utilizados y laboratorios seleccionados para el análisis de muestras de agua	64
3.3.1	Evaluación cualitativa de ^3H para regiones continentales.	101
3.3.2	Contenido de microorganismos en agua subterránea y valores normativos para agua de riego y agua potable	106
3.3.3	Índices agronómicos determinados en el agua subterránea del área de estudio.	107
3.4.1.	Valores de dióxido de carbono (atm) en diferentes ambientes.	113
3.4.2.	Modelos encontrados mediante modelación inversa con PHREEQC.	121
3.4.3.	Modelos determinados por PHREEQC para explicar la composición del agua subterránea del pozo 58 (Zona 1) a partir de las mezclas de los puntos 3-C1 y 17-C1.	122
3.4.4.	Modelos determinados por PHREEQC para explicar la composición del agua subterránea del pozo 124 (Zona 1) mediante las mezclas de los puntos 3-C1 y 17-C1.	122
3.4.5.	Modelos determinados por PHREEQC que intentan explicar la composición del agua subterránea del pozo 169 (Zona 2) mediante las mezclas de 3-C1 y 17-C1.	123

FIGURAS

1.	Principales cuencas hidrológicas de México de atención prioritaria por su grado de contaminación	5
2.	Esquema hidrológico de la Cuenca del Río Atoyac hasta el Distrito de Riego 030 "Valsequillo"	8
3.	Zona de estudio denominada como Acuífero de Tecamachalco, que comprende la: Primera Unidad del Distrito de Riego de Valsequillo y la zona norte.	10
4.	Distribución de cargas hidráulicas en el acuífero de Tecamachalco correspondientes al año 2000.	13
1.1.	Proceso de hidratación del CO_2	22
1.2.	Diagrama de Bjerrum	23
1.3.	Porcentajes de las actividades de las especies disueltas de CO_2 a 1 atm y diferentes temperaturas como función del pH.	23
1.4.	Esquema de las reacciones del equilibrio de carbonatos.	25

1.5.	Bicarbonato en función de pH, para soluciones en equilibrio con calcita y/o dolomita a 12°C.	26
1.6.	Velocidad de disolución de la calcita como una función del pH y P_{CO_2}	30
1.7.	Representación de la disolución de calcita en sistema abierto y en sistema cerrado.	34
1.8.	Ambientes asociados a la precipitación de carbonatos meteóricos.	38
1.9.	Diferentes tipos de precipitados de cementante en zona vadosa y freática en condiciones diagenéticas meteóricas.	38
1.10.	Perfil idealizado de una secuencia de caliche.	39
1.11.	Procesos diagenéticos en un acuífero kárstico.	40
1.12.	Solubilidad de la calcita en función de la presión parcial de CO_2	42
1.13.	Comportamiento del IS_{cal} en mezclas de soluciones con diferente composición.	43
1.14.	Solubilidad de calcita en función de la concentración de un electrolito natural en solución.	45
1.15.	Solubilidad del $CaSO_4$ como una función de la concentración de $NaCl$ en solución.	46
1.16.	Solubilidad del $CaSO_4$ como una función de la concentración de $NaSO_4$ en solución.	47
2.1.	Localización de puntos de verificación geológica, perfiles de suelo y cortes litológicos.	58
2.2.	Localización de puntos de colecta de muestras de agua subterránea y superficial en el distrito.	61
3.1.1.	Columna litológica propuesta para la zona de estudio.	68
3.1.2.	Distribución de formaciones geológicas y de suelos de la zona de estudio.	69
3.1.3.	Corte litológico No. 5.	72
3.1.4.	Perfil realizado por Bryan (1948) en el área de la Presa Valsequillo.	74
3.1.5.	Imagen del punto de análisis mediante EDS, en la muestra correspondiente al Sitio 25.	77
3.1.6.	Imagen del punto de análisis mediante EDS, Sitio P3.	78
3.1.7.	Imagen del punto de análisis mediante EDS del Sitio 16.	80
3.2.1.	Modelo conceptual de interacción de agua de riego y agua subterránea en la zona de estudio.	83
3.2.2.	Ubicación de Sitios de Observación Piezométrica.	84
3.2.3.	Carga hidráulica a lo largo de 21 años de los Sitios de Observación Piezométrica.	88
3.2.4.	Evolución del número de pozos y del volumen de extracción de agua subterránea en el Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla.	88
3.2.5.	Relación de hectáreas regadas y volumen aplicado de agua proveniente de la Presa Valsequillo y de agua subterránea por ciclo agrícola.	91
3.3.1.	Diagramas de Stiff para pozos seleccionados y para uno de los sitios muestreados en el Canal Principal.	95
3.3.2.	Relación del contenido de Ca^{2+} (meq/L) vs. alcalinidad (meq/L).	96
3.3.3.	Relación del contenido de $(Na^+ + K^+)$ (meq/L) vs. alcalinidad (meq/L).	97
3.3.4.	Relación del cociente (Ca^{2+}/Mg^{2+}) vs. CE ($\mu S/cm$).	97
3.3.5.	Relación SO_4^{2-} (mmol/L) vs. Cl^- (mmol/L).	98
3.3.6.	Composición isotópica en términos de $\delta^{18}O$ - δD para agua subterránea y residual.	99
3.3.7.	Intervalo de valores de altura de recarga para cada una de las zonas de la Primera Unidad.	101
3.3.8.	Evaluación del contenido de 3H en agua subterránea de la Zona 1.	102
3.3.9.	Evaluación del contenido de 3H en agua subterránea de la Zona 2.	102
3.3.10.	Caracterización de isótopos estables y tritio por pozo en el área de estudio.	103

3.3.11. Intervalo de valores para coliformes (totales y fecales) y estreptococos fecales en agua subterránea y superficial.	105
3.3.12. Líneas de isovalores para coliformes totales en agua subterránea de la zona de estudio.	106
3.3.13. Puntos de muestreo de agua superficial establecidos por PRDA (1995) en el Río Atoyac.	108
3.3.14. Contenido de coliformes totales y fecales a lo largo del río Atoyac	108
3.3.15. Contenido de NH_3^- -N y NO_3^- -N a lo largo del río Atoyac.	109
3.4.1. Índice de saturación de calcita en función del contenido de dióxido de carbono en el agua subterránea de la zona de estudio	115
3.4.2. Índice de saturación de calcita en función de pH	116
3.4.3. Índice de saturación de calcita en función de Ca (mol/L)	116
3.4.4. Índice de saturación de calcita en función de la fracción de agua subterránea en la mezcla con agua superficial para riego	118
3.4.5. Evolución del índice de saturación de calcita en función del valor del pH	118
3.4.6. Concentración de calcio (mol/L) vs. índice de saturación de calcita.	119
3.4.7. Relación entre SO_4 vs. Cl, ambos en mol/L para sitios considerados dentro y fuera del Distrito de Riego.	120
3.4.8. Calcita precipitada en función del tiempo para la mezcla de agua de los sitios 17 y C1	126
3.4.9. Descenso de Ca en función del tiempo para la mezcla de agua de los puntos 17 y C1	126
3.4.10. Descenso del pH en función del tiempo para la mezcla de agua de los sitios 17 y C1	127
3.4.11. Aumento del dióxido de carbono para los diferentes porcentajes de mezcla de agua de los puntos 17 y C1.	127
3.4.12. Descenso de Ca en función del tiempo, para diferentes porcentajes de agua subterránea-agua superficial y dos valores de diámetro de poro	128
3.4.13. Aumento de dióxido de carbono en función del tiempo para la mezcla en diferentes porcentajes de agua subterránea-superficial, y dos valores para el diámetro de poro.	129
4.1. Modelo hidrogeoquímico conceptual para la porción del acuífero somero irrigada con agua superficial	137
4.2. Concepción del sistema para la modelación de la cinética de precipitación-disolución de calcita	138
4.3. Concepción de la fisura incluyendo el intercambio de CO_2 con la matriz de la fisura	139

FOTOMICROGRAFÍAS

3.1.1. Microfósil recristalizado y fractura rellena con calcita en una lamina de caliza correspondiente al Sitio 19	69
3.1.2. Muestra correspondiente al Sitio CA.	78
3.1.3. Muestra superficial del Perfil X de suelo.	79
3.1.4. Muestra correspondiente al Sitio 20	79
3.4.1. Muestra de roca procedente del Sitio 19.	124

Resumen

El uso de agua residual no tratada para el riego agrícola es una práctica muy extendida en países que tienen insuficiente infraestructura para el tratamiento de aguas residuales y alta demanda de agua para la agricultura. Las investigaciones relacionadas con esta práctica se han abocado principalmente a la afectación de suelos, cultivos y poblaciones circundantes, mientras que los efectos en la calidad del agua subterránea y en el propio acuífero han sido escasamente considerados. Esta práctica se realiza desde la década de 1970 en el Distrito de Riego 030 de Valsequillo, Estado de Puebla, ubicado sobre el acuífero de Tecamachalco. El agua residual no tratada procede del Área Metropolitana de Tlaxcala-Puebla, llega a la Presa Valsequillo, desde donde es distribuida mediante canales. El Distrito de Riego consta de tres unidades: la Primera se denomina Tecamachalco, la Segunda, Tlacotepecc y la Tercera, Tehuacán. De las cuales, la Primera es el área estudiada en esta tesis, consta de 15,463 ha, que conforman casi el 50% del área regable del distrito.

Se realizó un estudio multidisciplinario con el objetivo de evaluar la interacción geoquímica del agua de riego residual con el agua subterránea, así como, la influencia de este proceso con el medio acuífero. Este consistió en la caracterización geológica y edafológica de los materiales carbonatados que constituyen el acuífero somero. También se desarrollaron estudios del tipo: hidrogeoquímico, isotópico y microbiológico a partir del análisis de muestras de agua superficial y subterránea, así como, la modelación geoquímica de la interacción del agua residual y del agua subterránea con la matriz carbonatada del acuífero.

Los resultados indican la existencia de un sistema acuífero integrado por: un acuífero inferior en calizas mesozoicas, confinado por un conglomerado fuertemente cementado de edad terciaria y por materiales volcánicos que conforman una serie de conos cineríticos redondeados por la erosión ubicados en el centro del área de estudio. Finalmente, el acuífero de mayor explotación en el área, denominado acuífero somero, está integrado por un depósito sedimentario con matriz carbonatada que se considera de edad terciaria-cuaternaria.

El agua almacenada en la Presa Valsequillo utilizada en el riego, de acuerdo a su composición de isótopos estables, $\delta^{18}\text{O}$ - δD (-8.80, -66 ‰ SMOW, respectivamente) se diferencia del agua meteórica. Este carácter isotópico, en unión con la sobresaturación en calcita (Índice de saturación = 1.04 – 1.80) que presenta, hace suponer que existe cierto grado de evaporación en este cuerpo de agua, ya que tiene un escaso volumen de agua almacenada que lo hace susceptible de perderse al ubicarse en una zona semiárida. Así mismo, presenta alto contenido

microbiológico en coliformes totales (160 a más de 1100 NMP/100 mL), coliformes fecales (15 a 290 NMP/100 mL), y de estreptococos fecales (4 a 35 NMP/100 mL).

Se identificaron tres facies hidrogeoquímicas:

(1) En la porción del acuífero somero localizada fuera del distrito, en lo que se denomina zona norte, el agua subterránea conserva la composición hidrogeoquímica original. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD se asocian con la Línea Meteorica Mundial, indicando el predominio de recarga de origen meteórico, en tanto que los valores de tritio que son menores a 0.8 UT, muestran que fue infiltrada antes de 1952. El carácter ligeramente sobresaturado en calcita (Índice de saturación (IS) = 0.35 – 0.76) del agua es indicativo de un sistema donde es menor la aportación reciente a la recarga. No se encontró la presencia de coliformes fecales y totales y estreptococos fecales debido a que en esta zona no se tiene riego con agua de la presa.

(2) Dentro del distrito se extrae agua del acuífero somero en la denominada Zona 1, cuya composición química, microbiológica e isotópica ha sido afectada por procesos de mezcla con agua residual. Las concentraciones de tritio registradas que van de menores a 0.8 a 6.8 UT que se consideran como altas, son debidas a la infiltración de agua de la presa enriquecida en tritio mediante la evaporación producida en la presa. La composición del agua subterránea de la Zona 1 es producto de la mezcla del agua subterránea de la zona norte con el agua infiltrada de la presa, por lo que se esperaría presentase también un carácter saturado en calcita, al igual que las soluciones que le dan origen. La presencia de altas concentraciones de CO_2 en el agua subterránea favorece la precipitación de calcita, con lo que se obtiene el equilibrio con este mineral (IS_{cal} = -0.72 – 0.72).

(3) Asimismo, dentro del distrito de riego, en la Zona 2, se extrae agua proveniente del acuífero inferior de carácter regional. El contenido en tritio muestra que la recarga original es anterior a 1952 (edad prebomba). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua subterránea no tienen relación con la Línea Meteorica Mundial, por lo que se infiere que existe poca influencia este tipo en la recarga, la que asocia más con un régimen de recarga en condiciones más frías. No se encontró la presencia de microorganismos indicadores de contaminación lo que demuestra confirmando que existe influencia de agua superficial de riego.

La modelación hidrogeoquímica realizada con el programa PHREEQC muestra que el proceso de mezcla y la precipitación de calcita en la Zona 1 van acompañados por un incremento

en P_{CO_2} . Las elevadas concentraciones de CO_2 en el agua subterránea, determinadas en la modelación, indican la presencia de fuentes continuas de este gas, para las cuales se proponen las siguientes posibilidades: a) oxidación de materia orgánica disuelta en el agua de riego, b) procesos metabólicos de microorganismos presentes en el medio saturado y c) la actividad de la zona radicular de la vegetación en superficie. El alto contenido de CO_2 en el agua subterránea tiene importantes efectos en la disolución de calcita, ya que definirá el desarrollo de un medio de triple porosidad en el acuífero somero. Este se dará a partir de un continuo incremento de la conductividad hidráulica del medio con lo que se facilita la mayor velocidad para la infiltración de agua de riego con menor oportunidad para la participación de los procesos de atenuación de contaminantes. Lo anterior, se ve reflejado en la presencia probada de coliformes y estreptococos en el agua subterránea, y en la modificación de las características geoquímicas e isotópicas del agua.

ABSTRACT

Reuse of non treated wastewater for agricultural is an extended practice in low developed countries. The research done related to this practice has been focus mostly of its effect on soils, and nearby population, whereas the effects on groundwater have been mostly neglected. In the Valsequillo Irrigational District this practice has been used since the 1970's. The residual water comes from the metropolitan area of Tlaxcala and Puebla. The water then fills the Valsequillo dam, and from the water is conducted to the irrigational area. The First Irrigational area of Valsequillo is the area objective of this thesis. The study area has 15,463 ha, 50% of al the irrigational area.

This is a multidisciplinary study with the goal of evaluate the geochemical interaction of the wastewater used in irrigation with groundwater, and the influence of this process with the aquifer. The characterization involves geology, soil properties of the carbonate materials from the shallow aquifer. Hydrogeochemical, isotopic and microbiological analyzes were done on wastewater and groundwater.

The results indicate the existence of an aquifer system composed of: a) a lower confined aquifer in Mesozoic limestone (cemented conglomerate) and volcanic rocks; and b) a shallow aquifer, more extensively exploited, in Tertiary-Quaternary carbonate sediments.

The water from the Valsequillo dam has an isotopic composition of $\delta^{18}\text{O}$ of -8-80 ‰, and δD of -66 ‰ (SMOW). The water is oversaturated in calcite (saturation index of 1.04), so the is evidence of evaporation processes. The dam water also has a high microbiological content of total coliforms (160 to >1,100 MPN/100 ml), fecal coliforms (15 to 290 MPN/100 ml) and fecal streptococcus (4 to 35 MPN/100 ml).

The Hydrogeochemical facies identified are:

(1) Groundwater from the northern portion of the shallow aquifer represents the background natural composition. The values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD fall along the Global Meteoric Line, this fact indicates recharge form meteoric water. The Tritium averages values are lower than 0.8 TU, indicating a infiltration before 1952. The calcite is undersaturated (0.35 to 0.76). Total and fecal coliforms and fecal streptococcus were not found.

(2) Chemical, microbiological and isotopic composition of groundwater from the shallow aquifer in the first irrigational area has been modified by mixing processes with wastewater. Tritium values range from 0.8 to 6.8 TU. The composition of groundwater of Zone 1 is the product of mixing

between groundwater and infiltrated wastewater, this processes affect the saturation degree of calcite. High concentrations of CO_2 favor calcite precipitation, reaching equilibrium.

(3) In Zone 2 of the irrigational district, water from the deeper aquifer is extracted. The tritium values indicate infiltration prior to 1952. Isotopic values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD indicate few influence of meteoric water and more influence of recharge in cooler conditions. No microbial effect was found in this water

Hydrogeochemical modeling with PHREEQC shows that mixing processes and calcite precipitation in Zone 1 are accompanied by an increase in P_{CO_2} . The high concentrations of CO_2 in groundwater, determined by the modeling, indicate continued supply of this gas. The proposed sources of CO_2 are: a) oxidation of dissolved organic matter in groundwater; b) metabolic processes from micro-organisms in the saturated zone; and, c) plants roots activity in surface. The high concentrations of CO_2 in groundwater have important effects on dissolution of calcite, which plays an important role in the development of triple porosity in the shallow aquifer. This dissolution processes would produce an increase in hydraulic conductivity and a faster infiltration of residual wastewater into the aquifer and less time for contaminant attenuation. The presence of coliforms and streptococcus in groundwater is evidence of this fast infiltration, along with the modifications of the chemical and isotopic characteristics of groundwater.

INTRODUCCIÓN

La presencia de actividades contaminantes en superficie afecta de diversa manera a los recursos hídricos superficiales o subterráneos. La descripción y evaluación de los eventos de contaminación hídrica requiere de la realización de estudios geoquímicos e isotópicos fundamentados en la geología, hidrogeología, edafología, y biología, así como del conocimiento de las actividades antrópicas que se llevan a cabo en superficie. Los resultados obtenidos en estos estudios permiten definir los procesos que afectan la distribución y circulación de especies disueltas en el agua subterránea, así como, de la interacción agua - roca. Adicionalmente, la modelación geoquímica permite comprobar, simular y cuantificar los procesos químicos modificadores de la composición del agua, basándose en los parámetros físico-químicos obtenidos.

En la presente tesis se realizó un estudio hidrogeoquímico e isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, δD , tritio) para evaluar los procesos asociados al reuso de agua residual en la agricultura, que se realiza en la Primera Unidad del Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla.

Los primeros antecedentes de la práctica de reutilizar agua residual en la agricultura se presentan en la cultura minoica en el año 3000 AC, (Asano y Levine, 1996). En el siglo XIX, en países como Reino Unido, Alemania, Estados Unidos, India y Australia existían granjas que usaban aguas residuales domésticas sin tratamiento para el riego de cultivos, con el fin de impedir la contaminación de los ríos, (Mara y Cairncross, 1990). Actualmente, persisten prácticas de reuso de agua residual como el uso del "night-soil" en la agricultura, el riego de agua residual sin tratar en la agricultura y la aplicación en tierra de residuos del tratamiento de aguas residuales (lodos o biosólidos), (Scott et al., 2000). Se estima que en Latinoamérica se riegan con agua no tratada 500,000 hectáreas (Moscoso-Cavallini, 1993) de las cuales, más de la mitad se encuentran en México [Bartone y Arlosoroff, 1987]; Rodríguez, Oyer y Cisneros (1994) en Scott et al. (2000)].

Bitton (1994) define los términos reciclar y reusar de la siguiente manera: reciclar (*recycling*) es el reuso de agua tratada en la misma actividad, mientras que reuso (*reuse*) o reutilización, es el uso de agua tratada en una actividad diferente. En cambio en el presente documento, el término "reuso" se refirió a la utilización del agua que fue usada en una actividad y es utilizada, generalmente sin tratamiento en la agricultura. Los siguientes términos fueron usados en la tesis de acuerdo a la siguiente acepción, Cuadro No. 1:

Cuadro No. 1. Definiciones de los tipos de agua mencionados en la tesis.

Agua de escorrentía	Se refiere al agua de escurrimiento en la Cuenca del río Atoyac.
Agua de la presa	Es el agua almacenada en la Presa Valsequillo, integrada por agua de escorrentía y agua residual.
Agua de riego	En el distrito puede ser tanto agua subterránea o bien, agua proveniente de la presa.
Agua residual	Comprende los efluentes sin tratamiento provenientes del Área Metropolitana de Puebla y Tlaxcala.
Agua superficial	Comprende el agua proveniente de la presa, conducida mediante canales y utilizada en el Distrito de Riego.

Para el reuso de agua residual en algunas actividades se requiere del cumplimiento de los correspondientes requerimientos de calidad, (Asano y Levine, 1996), por lo que *“la calidad (precisada) será proporcional al tratamiento requerido”*, (Aguirre-Martínez, 1981), Así, la reutilización del agua puede ser tan amplia como lo sea el tratamiento aplicado. Es posible obtener niveles muy altos de depuración sobre todo para componentes traza, mediante el uso de técnicas y equipos cada vez más especializados y por ende, cada vez más costosos. Incluso el agua residual tratada se puede reutilizar de manera segura en la recarga artificial de acuíferos, en el suministro a cuerpos de agua para recreación, en la industria, en el riego de cultivos (agricultura y jardines) y si el tratamiento es suficiente, se podría llegar a la calidad de agua potable según Asano y Levine (1996).

En el caso de la agricultura, el tratamiento aplicado debe cumplir con estándares dependientes del tipo de cultivo, tal como ocurre en los países desarrollados, donde el efluente aplicado a la agricultura proviene de sistemas de tratamiento avanzados que le otorgan calidad incluso de agua potable. En tanto que, en los países en desarrollo, el reuso se lleva a cabo con aguas residuales sin tratamiento previo. Así ocurre en nuestro país, donde gran parte del agua residual utilizada en la agricultura no ha sido tratada debido a las condiciones económicas que obligan a destinar poca inversión para el tratamiento del agua residual que se genera día a día. Una interesante investigación es la realizada por Morales-Novelo y Rodríguez-Tapia (2001) donde el costo del tratamiento requerido para satisfacer las normas ambientales de acuerdo a la calidad del efluente por actividad en el Distrito Federal, se estima en un rango de \$6.73 a \$12.40/m³. A fin de incrementar la capacidad para el tratamiento de aguas residuales en el país, se requiere una inversión calculada al 2,020 de US\$4,480 millones, además de los costos de mantenimiento que son de US\$3,190 millones, (CESPEDES, 1998).

La generación de aguas residuales es un problema inherente al crecimiento poblacional que bajo esquemas de preservación del ambiente, deberían ser llevadas a sistemas de tratamiento donde se restableciera la calidad del agua para su reuso o reciclado. Sin embargo, existe una gran

distancia entre los volúmenes generados de aguas residuales y los tratados. Esta situación se presenta en la ciudad de México y en diversas ciudades en el mundo; algunos ejemplos se encuentran en el Cuadro No. 2.

Cuadro No. 2. Porcentaje de aguas tratadas en diversas ciudades del mundo, PNUMA (2000).

Ciudad	Aguas residuales tratadas (%)
Abidjan, Costa de Marfil	58
Brasilia, Brasil	54
Bujumbura, Burundi	4
Dubai, Emiratos Árabes	100
La Habana, Cuba	100
México	18
San Salvador, San Salvador	2
Sana, Yemen	51
Santiago, Chile	5
Toronto, Canadá	100

La solución más económica ha sido llevar este efluente a los cuerpos de agua como ríos, lagos y océanos, así como a terrenos de cultivo e indirectamente, mediante infiltración hacia acuíferos. Debido al exceso en la aplicación de estos efluentes, se rebasa la capacidad de depuración natural del suelo, con la consiguiente afectación para el ambiente, debido a: reducción del oxígeno disuelto, incremento en las concentraciones de sales, elementos tóxicos, metales pesados, aporte de microorganismos patógenos, fauna nociva (moscas, ratas, etc.), además de malos olores y contaminación visual. Lo anterior ocasiona disminución de las especies acuícolas, disminución de la calidad para actividades recreativas o para suministro a diferentes actividades, y la eutroficación de lagos.

En 1988, la generación total de aguas residuales en México fue de 260 m³/s (8,200 Mm³/a) de los cuales, provienen del uso urbano 170 m³/s (5,360 Mm³/a) y 90 m³/s (2,840 Mm³/a) por uso industrial. Del total sólo el 18% recibió tratamiento, principalmente primario (Patiño-Hernández, 1998). En 2001, el volumen de agua residual generado por los centros urbanos fue de 7,537 Mm³/a, del cual solo se colecta en alcantarillado la cantidad de 5,610 Mm³/a, lo que significa que la cobertura nacional de saneamiento es de 74% (CNA, 2001b). De este volumen, 1,337 Mm³/a (CNA, 2001b), el 18%, se lleva a las 777 plantas de tratamiento municipales en funcionamiento en el país. Cabe aclarar que un gran porcentaje de estas plantas es de tratamiento primario y trata efluentes procedentes del Distrito Federal, SEDUE (1986) *en* Acevedo-Arreguín (1986) y Patiño-Hernández (1998). Las tendencias nacionales como las mundiales, muestran que existe mayor inversión en la extracción-potabilización del agua que en el tratamiento de aguas residuales, (Antón y Díaz-Delgado, 2000).

En cuanto al agua residual de origen industrial, el caudal generado es de 170 m³/s, del cual se tratan 21.9 m³/s, es decir el 13%, de acuerdo a CNA (2001a y 2001b). Así, en promedio, sólo el 15% del total de aguas residuales municipales e industriales son tratadas.

Los problemas generados por la disposición de aguas residuales no tratadas y la baja capacidad de tratamiento se evidencian en la contaminación de 29 regiones hidrológicas del país (de un total de 37) que no alcanzan una categoría aceptable en calidad del agua superficial. Destacan por esta causa, las cuencas de Pánuco, Lerma-Santiago, Balsas, Río Blanco, San Juan-Guayalejo, Conchos, Nazas, Fuerte, Culiacán y Papaloapan, (Aguirre-Martínez, 1980, *en* Mora-Mora, 1981). El 89% de la carga total de DBO (Demanda Bioquímica de Oxígeno) se concentra en sólo 15 cuencas y casi 50% en los ríos Pánuco, Lerma, San Juan y Balsas, (CESPEDES, 1998). En el Cuadro No. 3 se presentan algunos ejemplos de valores de DBO en corrientes y cuencas seleccionadas de acuerdo a CNA (1996) *en* INEGI (1997), Fig. No. 1.

Cuadro No. 3. Descarga total en términos de DBO en corrientes y cuencas seleccionadas del país, CNA (2001b).

Corriente	Cuenca	Descarga total (toneladas DBO/día)
Río Moctezuma,	Pánuco	1,233.4
Río Papaloapan	Jamapa	1,224.3
Río Atoyac - Puebla,	Balsas	275.0
Río Lerma - Salamanca	Lerma-Santiago	265.9
Río Lerma - Toluca	Lerma-Santiago	139.1
Río Balsas - Infiernillo	Balsas	123.4

En nuestro país, el riego de 6.3 Mha (CNA, 2001b) utiliza el 83% de los recursos hídricos tanto superficiales como subterráneos extraídos anualmente, (CNA, 2001a), lo que sitúa a la agricultura como el gran usuario de agua. Debido a que el riego con aguas residuales está prohibido implícitamente por la NOM-001-ECOL-1996 (NOM, 1997), cifras en relación con este rubro no aparecen en las estadísticas oficiales, Cuadro No. 4.

Es de suponerse que el volumen de aguas residuales que no se trata (82%) se lleve a corrientes y posteriormente utilizado en gran parte por la agricultura. Esta práctica ocurre principalmente en las zonas donde no existe capacidad de tratamiento y de menor disponibilidad de recursos hídricos. En algunas zonas del país, este recurso ya es disputado por diversos usuarios, lo que le otorga un valor económico. En 1994, en la cuenca del Río Lerma-Chapala el agua residual de la ciudad de Guanajuato tenía un precio estimado *grasso modo* de US\$0.16 m³,

lo que hace un costo de US\$1,800 por ha/año de terreno cultivado. De ahí que el valor del agua necesaria para 140 has de tierras de cultivo era de US\$252,000/año, (Scott et al., 2000).

Cuadro No. 4. Volúmenes correspondientes a 1999 para uso agrícola de agua superficial y subterránea, (CNA, 2001a).

	Mm ³ /a	% de la extracción total
Aguas subterráneas	16,913	66.6
Aguas superficiales	47,891	90.3
Total	64,804	82.7

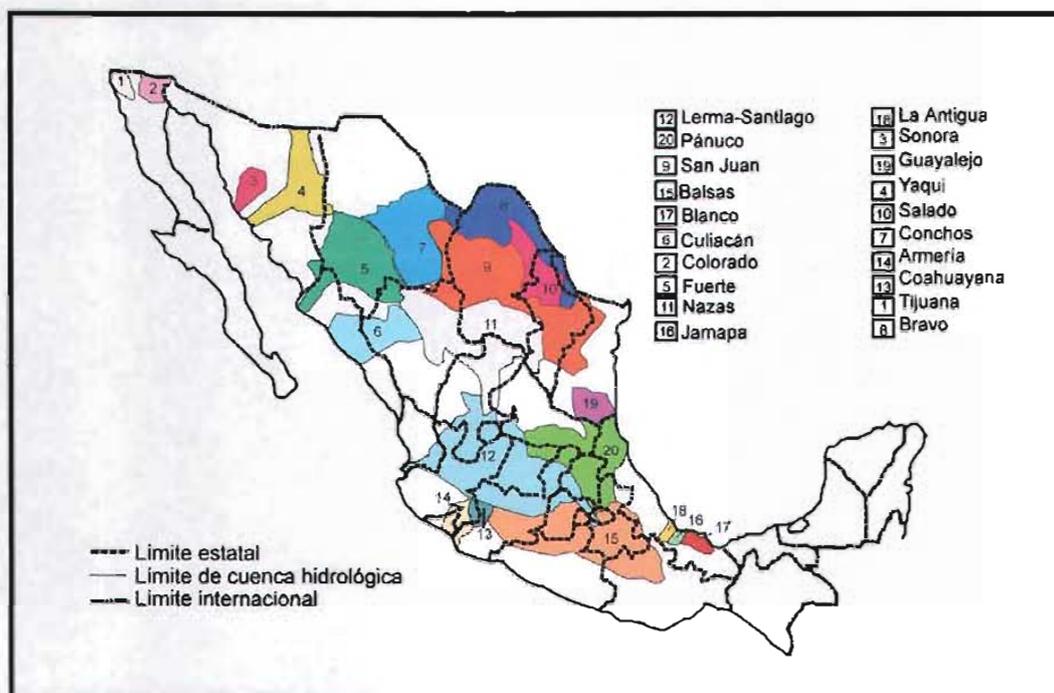


Fig. No. 1. Principales cuencas hidrológicas de México de atención prioritaria por su grado de contaminación, (INEGI, 1997).

El volumen actual que se destina a la agricultura es fuertemente cuestionado, ya que es necesario para satisfacer otros sectores que requieren agua de primer ciclo (agua subterránea, principalmente), por lo que se planea llevar este volumen a otros usos y proporcionar agua tratada a la agricultura. Para lograr el éxito en el intercambio de agua de pozo por agua tratada, las autoridades han diseñado programas que integran alternativas en cuanto a técnicas, equipos, fertilizantes y cultivos, a fin de que los agricultores utilicen en su mayoría agua tratada. Se espera que, para cultivos de consumo inmediato se disponga de un volumen reducido de agua subterránea y, para cultivos que no se consuman crudos y forrajes se utilice un mayor volumen de agua tratada.

Es de hacer notar que, inicialmente se tenía resistencia por parte de los agricultores a usar agua tratada, sin embargo, con el tiempo se observaron un incremento en la productividad sin el uso de fertilizantes, gracias al alto contenido de materia orgánica y nutrientes del efluente crudo. El uso del agua residual ahora es atractivo para los agricultores, empero significa objeciones de carácter ambiental, estando especialmente asociadas a la transmisión de enfermedades entéricas por microorganismos.

En nuestro país, en 1980 se utilizaba el agua residual en el riego de 192,936 ha (Orta-Ledezma, 1985); mientras que, en 1982 se realizaba la misma práctica en 350,000 ha, (Acevedo-Arreguín, 1986), esto significa un aumento del 81%. Esta práctica se presenta en, al menos, seis distritos de riego del país del país (Cuadro No. 5):

Cuadro No. 5. Seis de los mayores distritos de riego en México que utilizan agua residual en la agricultura. Strauss y Blumenthal (1989) en CNA-BGS-LSHTM-UB (1998).

Distrito	Estado	Área irrigada con aguas residuales (ha)	% del volumen anual de agua residual usada en el riego
Valle de Mezquital	Hidalgo	43,000	100
Valsequillo	Puebla	17,600	58
Alfalfayucan	Hidalgo	14,700	100
Chiconautla-Chalco- Texcoco	México	4,300	100
Cd. Juárez	Chihuahua	3,000	3.5
Tulancingo	Hidalgo	300	54

El Valle del Mezquital es el caso más conocido a nivel nacional e internacional por utilizar en el riego aguas residuales procedentes de la Cd. de México. Esta zona ha sido motivo de estudios varios de los cuales sólo algunos son de carácter hidrogeológico: BGS-CNA (1995), Chilton et al. (1996), Silva de la Rosa (1996), CNA-BGS-LSHTM-UB (1998), Gallegos et al. (1998) y Cervantes-Medel y Armienta (2004). En esta zona la calidad del agua subterránea se encuentra sumamente afectada por nitratos, alcalinidad, cloruros, coliformes fecales, entero y rotavirus, especialmente en las cercanías de los canales de riego, lo que evidencia el deterioro del acuífero por esta actividad.

De acuerdo con el Banco Mundial y la OMS en la Declaración de Engelberg, Suiza, reunión patrocinada por el International Reference Center Waste Disposal (IRCWD), durante las próximas dos décadas, el uso de las aguas residuales en la agricultura será una opción cada vez más común e importante para preservar los recursos hídricos, debido a: 1) la competencia por el recurso por otros sectores, 2) la tendencia mundial de lograr mayor eficiencia en el uso del agua en la agricultura, 3) controlar la contaminación del agua y 4) incrementar la producción de

alimentos, (Mara y Cairncross, 1990); por lo que los procedimientos legales y prácticos en relación con esta actividad, deberán ser revisados periódicamente a la luz de nuevas evidencias epidemiológicas y de la disponibilidad de nuevas tecnologías sanitarias y agrícolas (Mara y Cairncross, 1990). El reuso de agua residual, que antes era opcional o adicional, en el futuro se convertirá en una actividad más recurrente para la agricultura y para otras actividades. De tal manera, que se deben de realizar investigaciones relacionados con la influencia del reuso de agua residual en el agua subterránea.

En México, el riego con agua residual sin tratar significa la posible afectación a el/los acuíferos ubicado/s bajo estas zonas por el paso de compuestos nocivos y, con esto, haber disminuido su calidad como fuente de agua potable. En la mayoría de los casos, el grado de deterioro y los mecanismos que participan en la contaminación de las fuentes subterráneas no han sido definidos y/o evaluados.

Hasta ahora la mayoría de los estudios realizados en relación con esta práctica se han abocado a la epidemiología asociada [(Cifuentes et al., 1991-1992), (Gallegos et al., 1998), (Downs et al., 1999), (Blumenthal et al., 2001)], al impacto en suelos y cultivos [(Gutiérrez-Ruiz et al., 1995), (Siebe, 1995), (Hamouri, 1996.), (Scott et al., 2000)]. Los que se han realizado en relación con el agua subterránea han estudiado aspectos como modificación de la calidad e influencia de la estructura geológica [(BGS-CNA, 1995), (DeSimone et al., 1997), (Kim y Burger, 1997), (Stuart y Milne, 1997), (CNA-BGS-LSHTM-UB, 1998), (Foppen, 2002), (Dillon et al., 2003), (Cervantes-Medel y Armienta, 2004) y (Jiménez y Chávez, 2004)], los procesos en la zona vadosa [(Esteller et al., 2001), (Cata y Mohrlock, 2004)] y la afectación a sistemas de flujo (Cardona et al., 2004)

1. Descripción del sitio de estudio

Los ríos Atoyac y Zahuapán nacen en el estado de Tlaxcala (Cuenca del Alto Atoyac), donde son utilizados como una vía natural para la conducción de aguas residuales de las zonas industriales y de las áreas urbanas. En este estado algunos de sus afluentes han sido revestidos y utilizados para el riego, Fig. No. 2.

En el estado de Puebla, ambos se unen y denominándose Río Atoyac. La escorrentía del Atoyac y su afluente, el río Alseseca, los efluentes sin tratar de Puebla y Tlaxcala, y como los de pequeñas poblaciones cercanas a los ríos integran el volumen almacenado de la Presa Valsequillo.

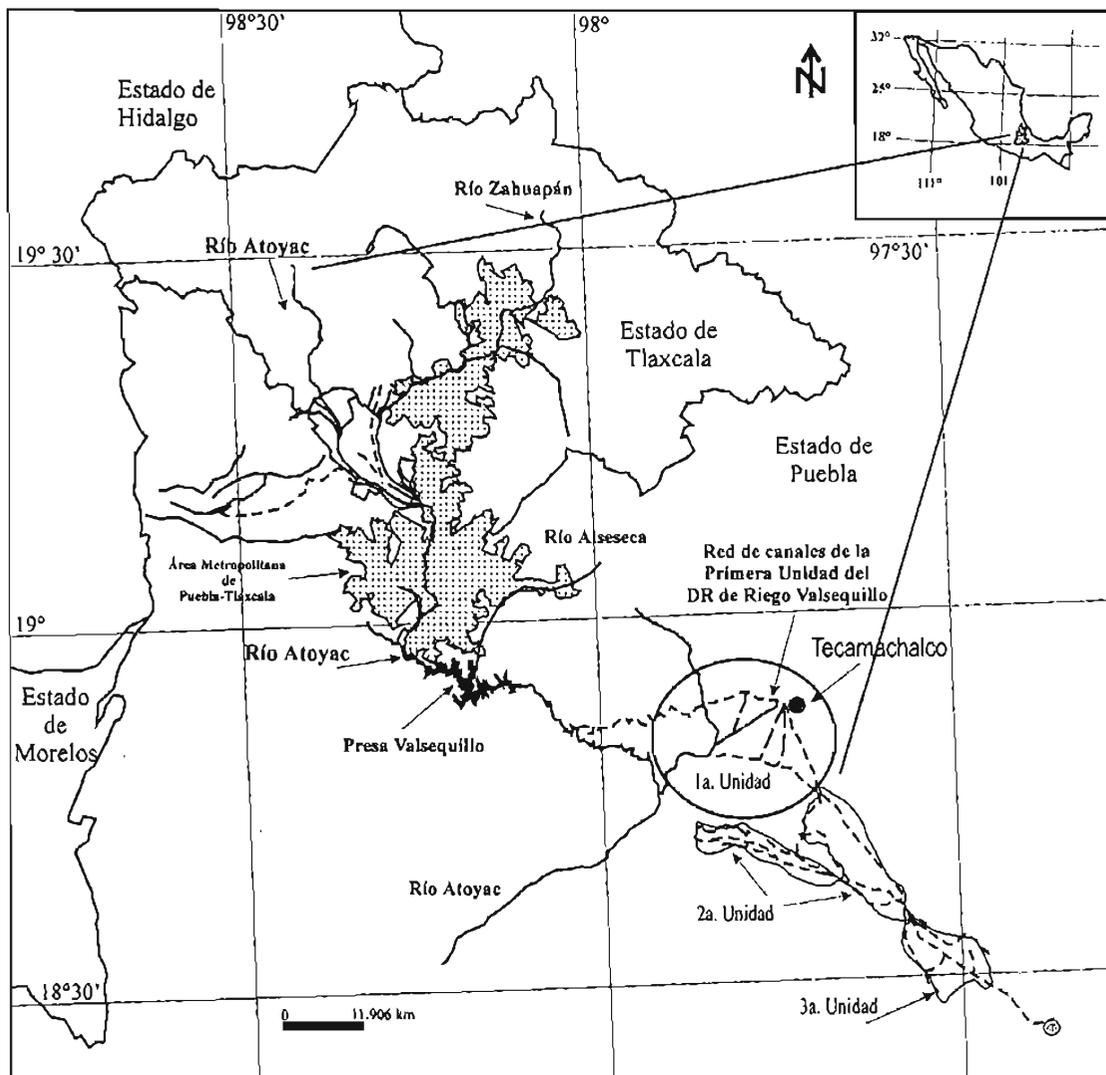


Fig. No. 2. Esquema hidrológico de la Cuenca del Río Atoyac hasta el Distrito de Riego 030 "Valsequillo". La elipse marca la Primera Unidad del Distrito que constituye el área de estudio (INEGI, 2000 y 2003).

A partir de la presa, la cuenca toma el nombre de Bajo Atoyac. Gran parte del almacenamiento de la presa es conducido al distrito mediante el Canal Principal, mientras que el curso del Atoyac continúa con dirección sur, pasando al SE de la zona estudio, por la Barranca del Río Atoyac a donde llegan los excedentes del riego mediante drenes y las salidas subterráneas del acuífero somero en forma de manantiales que afloran en las paredes de la misma.

El Distrito de Riego No. 030, Valsequillo, Puebla, ocupa el segundo lugar en el país en cuanto al número de hectáreas regadas con aguas residuales (Cuadro No. 5). Sin embargo, constituye un caso menos conocido en México. Se encuentra oficialmente constituido desde 1946, con una extensión de 34,740 ha. Debido a problemas administrativos, técnicos y financieros no se aprovecha toda la superficie disponible (área dominada), ni toda la que está preparada para el

riego y la que es susceptible de regarse (área regable) ciclo con ciclo. La extensión para cada una de los rubros mencionados anteriormente se muestra en el Cuadro No. 6.

Cuadro 6. Distribución de la superficie del Distrito de Riego de Valsequillo, (CNA, 1990).

<u>Tipo de superficie</u>	<u>Hectáreas</u>
Dominada	34, 740
Regable	33, 820
Regada	20, 303

El Distrito de Riego está integrado por tres unidades de riego llamadas Tecamachalco, Tlacotepec y Tehuacán; el presente estudio se lleva a cabo en la Primera Unidad, donde se ubica la ciudad de Tecamachalco, (Fig. No. 3).

Las fuentes de abastecimiento del distrito son:

1. Agua superficial de la Presa Manuel Ávila Camacho, mejor conocida como Presa Valsequillo. Este volumen representa el mayor porcentaje del abastecimiento, en temporadas de baja precipitación pluvial se convierte en el principal limitante del riego en el distrito.

2. Agua subterránea obtenida de 185 pozos particulares ubicados dentro de todo el distrito.

El volumen promedio aplicado en todo el distrito es de 374.6 Mm³/año (CNA, 1998) que comprende un 72% de agua superficial y un 28% de agua subterránea. En este estudio se estimó que para 1990, el agua superficial que llegaba a la presa contenía un 50-60% de agua residual, valor cercano al 58% que mencionan CNA-BGS-LSHTM-UB (1998).

En cuanto al área irrigada del distrito, en el 79% se utiliza agua superficial y en el 21% agua subterránea (CNA, 1998). Se llevan a cabo tres ciclos de cultivo: en el de primavera-verano se cultiva el 71%, en invierno se utiliza el 3% de área cultivada, y de cultivos perennes se ocupa el 26%, (CNA, 1990). De manera que, en la mayor parte del distrito se aplica en el riego agua superficial. Si se considera además, que debido a que el 57% de los canales no tienen revestimiento, su eficiencia en la conducción es del 53.7%, se infiere que existe una alta posibilidad de que el agua de riego se pierda mediante fugas y se infiltre en el subsuelo.

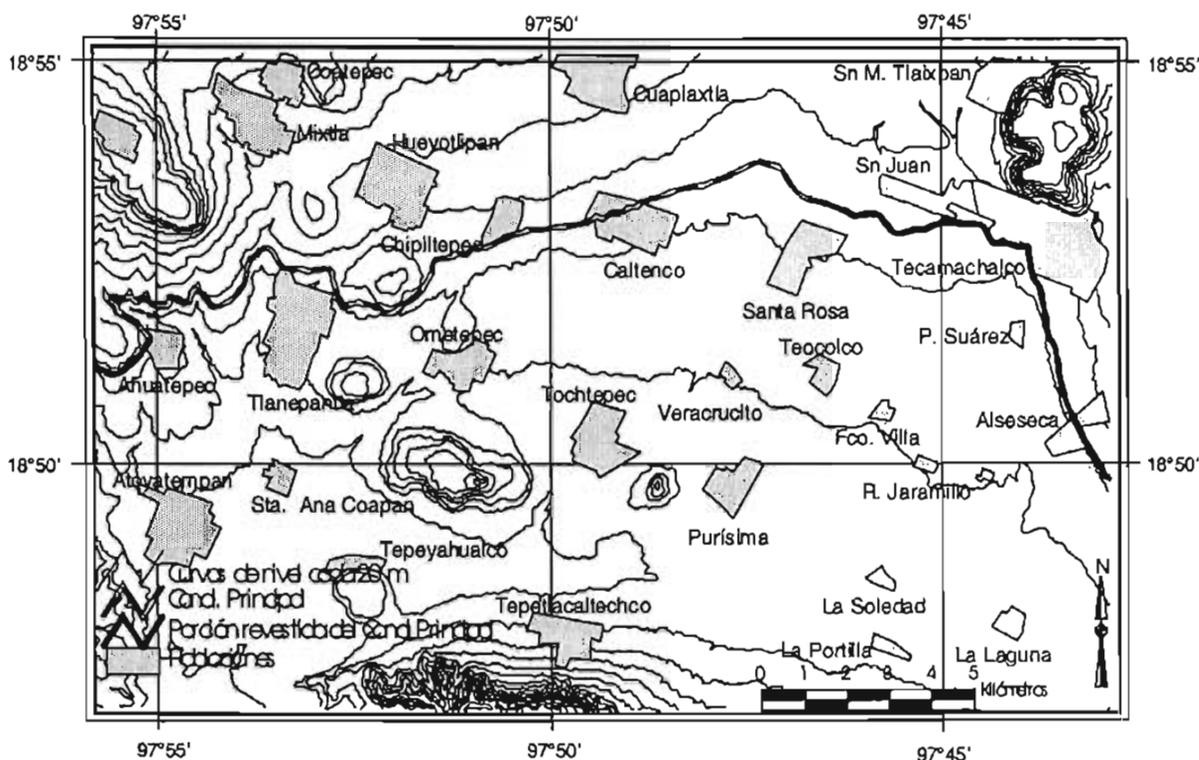


Fig. No. 3. Se muestra la zona de estudio que fue denominada Acuífero de Tecamachalco, que comprende la: Primera Unidad del Distrito de Riego de Valsequillo y la zona ubicada al norte de esta.

En cuanto al agua subterránea extraída del acuífero local, además de utilizarse en el riego, es también aprovechada para el abastecimiento de agua potable y de abrevadero. Debido a su cercanía con la ciudad de Puebla, esta unidad se ha considerado como una fuente alterna de abastecimiento para ésta ciudad. Su situación ambiental ha sido evaluada en relación con el uso de aguas residuales mediante diversos estudios realizados por instituciones como son, el gobierno del Estado de Puebla PRDA (1995), y la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos SARH (1980) y SARH (1981). Así mismo, desde 1979, la Universidad Autónoma de Puebla (UAP) realiza el muestreo y análisis de agua en la Presa de Valsequillo y en canales de riego del distrito, mientras que, por parte de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP) se han realizado estas actividades desde 1995.

En la Presa Valsequillo se han detectado ya efectos negativos de la descarga de aguas residuales, como son: la desaparición de la actividad piscícola (González-Maldonado et al., 1996), y la baja calidad agronómica del agua superficial con respecto a varios parámetros, como salinidad, coliformes totales, cianuro, Cd, Cr y Hg, (Orta-Ledezma, 1985).

El área de estudio se compone de dos grandes áreas:

1. La Primera Unidad del distrito que comprende aproximadamente 164 km² dentro del distrito, regada desde hace varias décadas con agua superficial de riego.
2. La zona ubicada al norte y fuera del distrito (ZN), con 1.5 km², que no ha sido irrigada con agua de la presa.

De acuerdo con CNA (1996) el relleno del valle de la zona de estudio está conformado por diversas unidades litológicas como: conglomerado calizo no consolidado, sedimentos lacustres, travertinos, depósitos de piedemonte, fluviales y aluviales de edad terciaria y cuaternaria. Las elevaciones topográficas que circundan al valle están conformadas por calizas mesozoicas. En los recorridos preliminares de campo se observó que los materiales que rellenan el valle están compuestos en gran medida por carbonatos, por lo que la alta solubilidad de estos minerales supone que existe su gran participación en los procesos hidrogeoquímicos.

Flores-Domínguez (2003) menciona que los suelos de la Primera Unidad del distrito son, en su mayoría de textura arenosa, con contenido de materia orgánica bajo, una CIC (capacidad de intercambio catiónico) media. Por lo que las fases adsorbentes como arcilla y materia orgánica se encontrarían aunque en contenidos bajos.

Por estas razones, se considera que los procesos como adsorción o intercambio catiónico que se llevan a cabo en fases como materia orgánica y arcillas en la zona no saturada operarían en menor proporción comparados los que se realicen mediante precipitación y/o disolución a cabo en la zona saturada.

Los valores de K (conductividad hidráulica) saturada determinada por Sánchez-Palacios (1998) en la zona no saturada están en el intervalo de 1 a 349 cm/d, que evaluados conforme a Siebe et al. (1996) se clasifican de bajos a extremadamente altos. Por su parte, CNA (1995) comenta que *"la velocidad mínima del agua de riego hacia el acuífero sería cercana a 1 m/año; lo cual es consistente con una alta permeabilidad en la zona no saturada"*. Lo que concuerda con CNA (1996) que tiene valores para K medida en el acuífero en el orden de 10⁻⁴ a 10⁻⁵ m/s, valores encontrados en calizas fracturadas, de acuerdo a Freeze y Cherry (1979). De ahí que la velocidad de infiltración sea suficientemente alta para que los procesos de retención de contaminantes no se lleven a cabo debido a la poca oportunidad de interactuar con las fases adsorbentes del suelo.

CNA (2003) define como Acuífero de Tecamachalco a una extensión de 3,260 km² (Fig. No. 4), que tiene como acuíferos vecinos a los acuíferos de Huamantla, Libres-Oriental, Ixcaquixtla, Valle de Puebla, Valle de Tehuacán y Humantla. Se ubican en este acuífero, los valles de

Esperanza, Palmar de Bravo, Tepeaca-Tecamachalco-Tehuacán. Las profundidades del nivel piezométrico están entre 40–60 m, (CNA, 2003). En la presente tesis, se dio el nombre de Acuífero de Tecamachalco, a la porción estudiada del Distrito de Riego de Valsequillo que corresponde a la Primera Unidad y la región comprendida al norte del Canal Principal de Riego que se muestra en la Fig. No. 3.

La composición mineralógica del material geológico y las características hidráulicas del suelo y de la zona no saturada permiten suponer que existe oportunidad para la interacción entre el agua superficial de riego y la subterránea, así como de la participación de la propia matriz del material geológico. Lo que brinda la oportunidad de investigar este aspecto, poco estudiado en áreas afectadas por el riego con agua residual.

2. Hipótesis, objetivos y metas

Se han establecido las siguientes hipótesis y objetivos que se cumplieron mediante la realización de las metas correspondientes.

Hipótesis

1. El agua de riego proveniente de la Presa Valsequillo tiene interacción con el agua subterránea del distrito, la que modificará la composición del agua subterránea, e interaccionará con la matriz carbonatada del acuífero somero.
2. El principal proceso entre el agua superficial de riego y la subterránea es la mezcla, participando en menor medida otros procesos hidrogeoquímicos.
3. La interacción con el agua de riego incrementa la disolución de la matriz del acuífero.

Objetivo General

Evaluar la interacción química del agua de riego superficial con el agua subterránea y con el acuífero.

Se han establecido cuatro objetivos particulares que se realizaron mediante el cumplimiento de las metas correspondientes:

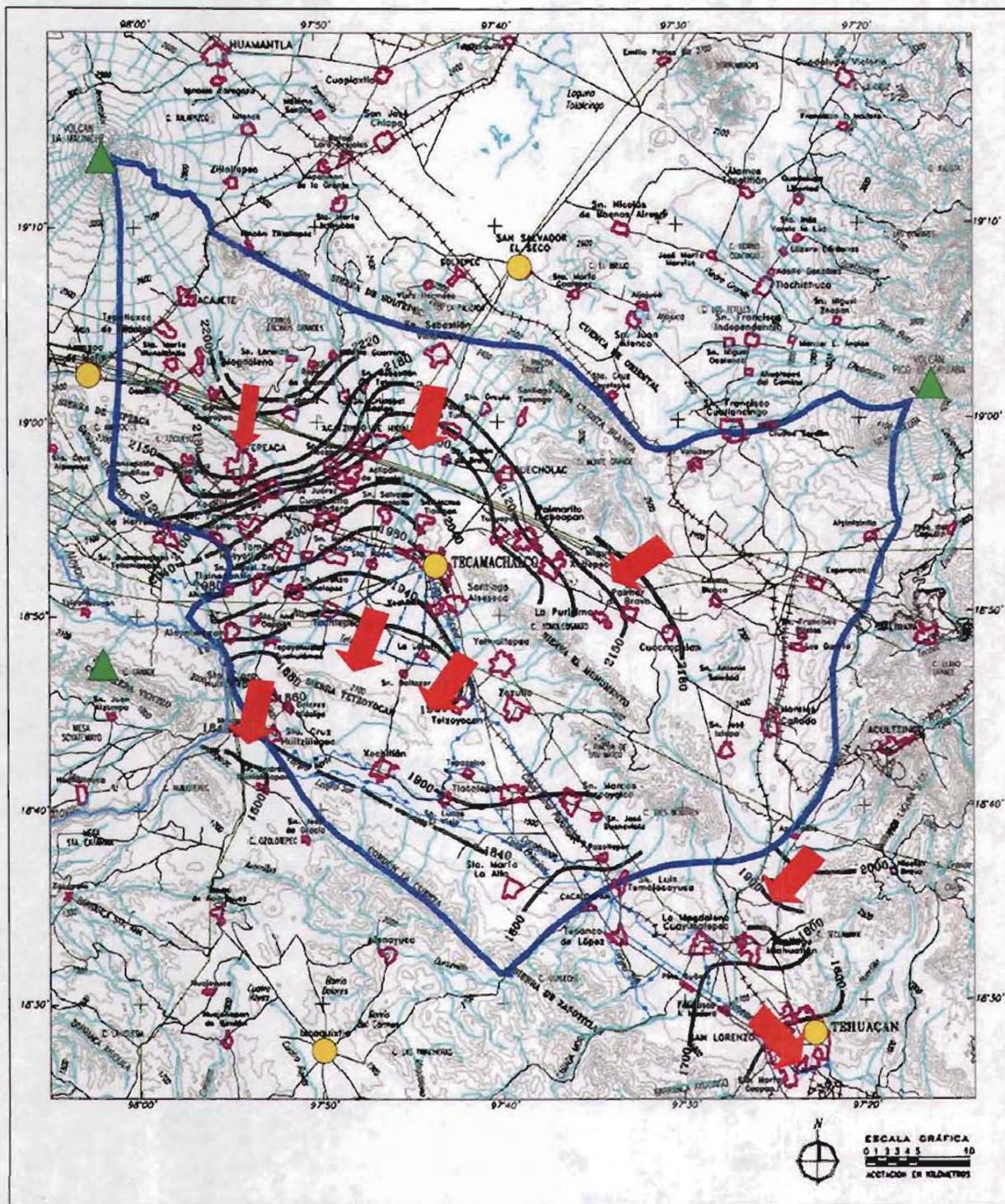


Fig. No. 4. Mapa que muestra los límites del acuífero de Tecamachalco como es definido por CNA (2003). Se muestra la dirección del flujo subterráneo (flechas) e isopiezas (líneas negras) correspondientes al año

Objetivo 1. Determinar el marco geológico de la zona de estudio.

Metas:

- a) Determinar las características mineralógicas de los materiales geológicos que se encuentran presentes en la zona de estudio.
- b) Definir su influencia en la composición geoquímica del agua subterránea.
- c) Determinar el papel que juega en los procesos hidrogeoquímicos entre el agua subterránea y la de riego.

Objetivo 2. Caracterizar la composición hidrogeoquímica mediante iones mayores, isotópica (^{18}O , D y tritio) y bacteriológicamente (coliformes fecales, totales y estreptococos fecales) tanto el agua superficial y la subterránea.

Metas:

- a) Determinar las diferencias químicas, isotópicas y bacteriológicas existen entre el agua subterránea y la de riego que llega al distrito.
- b) De existir diferencias, determinar si están asociadas al uso de agua superficial en el riego agrícola.

Objetivo 3. Elaborar el modelo conceptual hidrogeológico e hidrogeoquímico de la zona en estudio.

Metas:

- a) Establecer las diferentes unidades que integran el sistema acuífero de la zona.
- b) Integrar los resultados de las fases anteriores para establecer las modificaciones del sistema acuífero ante la infiltración de agua proveniente de la presa.
- c) Estimar el efecto que tiene la aplicación de agua de riego en el medio acuífero especialmente en cuanto a la dinámica del sistema carbonatado.

Objetivo 4. Evaluar la interacción del agua de riego y la subterránea con el acuífero.

Metas:

- a) Identificar y jerarquizar las áreas del distrito que han sido afectadas por el uso del agua de riego superficial.

- b) Identificar los procesos hidrogeoquímicos que modifican la composición original del agua subterránea por efecto de la infiltración del agua de riego superficial.
- c) Reproducir teóricamente los procesos que ocurren entre el agua subterránea y la de riego superficial, principalmente el de mezcla, considerándolos como los dos miembros extremos.

3. Aportación científica de la tesis

1. Mediante la integración de diversas metodologías y la interpretación interdisciplinaria se logró definir los efectos del reuso de agua residual en el agua subterránea y en el medio geológico del sistema acuífero de Tecamachalco.

2. No se tiene documentado un estudio que involucre la interacción de agua - carbonatos en relación con el reuso de agua residual. Por lo que este estudio se considera como innovador.

4. Organización de la tesis

La presente tesis doctoral está integrada por seis apartados principales: introducción, marco teórico, metodología, resultados, discusión de resultados y finalmente, conclusiones.

Introducción. *“Problemática del reuso de aguas residuales y su efecto en el agua subterránea”*, donde se exponen las generalidades de esta práctica en el ámbito nacional y mundial, centrándose en la problemática del Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla. Se exponen las hipótesis de trabajo, los objetivos y metas a cumplir, así como, la aportación científica de la tesis.

Marco teórico incluye una síntesis de aspectos fundamentales y las investigaciones más recientes acerca de los procesos hidrogeoquímicos en medios carbonatados, puesto que el sistema acuífero en estudio consta de este tipo de materiales. Se dedicó una sección a la descripción de carbonatos de origen meteórico, que se encuentran en el acuífero somero, el principal en cuanto a explotación. Se incluye el análisis de mezcla de aguas subterráneas con diferentes características químicas, ya que se supone es un importante participante en la hidrogeoquímica local. El uso de programas computacionales hidrogeoquímicos para la modelación fue relevante, por lo que se enumeran las características del *software* utilizado que fue PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999).

Metodología: Se apuntan aquí los procedimientos de campo y laboratorio utilizados en las diferentes áreas que comprendió la investigación, y que fueron geología, hidrogeología, hidrogeoquímica, isotopía, y microbiología. En cuanto a los procedimientos de gabinete se dan las directrices principales que fueron seguidas para la interpretación de los resultados obtenidos.

Resultados, Caracterización geológica: Se integra aquí el análisis de los estudios geológicos realizados en el área, los cortes litológicos recabados, la información obtenida en los recorridos de verificación de campo, el estudio de láminas petrográficas y los resultados de análisis mediante EDS de rocas de las formaciones geológicas aflorantes en la zona de estudio. Se define el Depósito Sedimentario Terciario-cuatemario (DST), que constituye el acuífero somero. El análisis de los resultados de esta sección, especialmente de la litología general y las características mineralógicas permitió inferir el origen y los procesos relacionados con el agua subterránea, lo que sustentó la tesis de que el DST tiene características semejantes a karst a escala microscópica.

Resultados, Hidrogeología: Se muestra la hidroestratigrafía de la zona de estudio que es la base de la definición del Sistema Acuífero de Tecamachalco. Se describen las características principales desde el punto de vista hidrogeológico relacionadas con el reuso del agua residual, y finalmente, se describe el modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico.

Resultados, Hidrogeoquímica: Se presentan gráficas entre los iones mayores que permitieron identificar los procesos hidrogeoquímicos entre el agua de riego y el agua subterránea. Se establecieron diferentes esquemas hidrogeoquímicos de funcionamiento para las diferentes zonas del distrito. Se analizan la concentración de $\delta^{18}\text{O}$, δD y tritio y se muestran las firmas isotópicas encontradas en la zona de estudio. Así mismo, se presentan las evidencias químicas, isotópicas y bacteriológicas de la interacción entre el agua subterránea y agua de riego. Se determina la calidad del agua subterránea y la residual con respecto a las normas para agua potable y riego.

Resultados, Modelación: Se muestran los resultados de la modelación realizada con PHREEQC que comprueba los procesos hidrogeoquímicos inferidos en el capítulo dedicado a la hidrogeoquímica. En especial se hacen consideraciones acerca del contenido y las fuentes inferidas de CO_2 en el agua subterránea. Se muestran las consideraciones para los diferentes enfoques en la modelación hidrogeoquímica que fueron termodinámico, cinético e inverso. Los resultados obtenidos se sitúan en el desarrollo actual de los estudios relacionados con la cinética

de disolución-precipitación de carbonatos, lo cual permitió establecer ciertas predicciones en cuanto a la interacción entre el agua subterránea y el medio acuífero.

Discusión de resultados: se hace la integración de los resultados obtenidos en las secciones anteriores a fin de efectuar la interpretación general.

CAPÍTULO I

Marco Teórico

Para el estudio de los procesos hidrogeoquímicos que se realizan en el acuífero de Tecamachalco, se propusieron para este capítulo los siguientes objetivos:

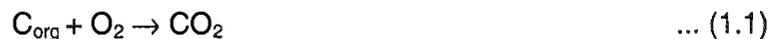
- a) Definir los principales procesos del sistema carbonato en sistemas acuosos (agua, calcita y CO₂), el equilibrio en condiciones ambientales y la cinética de la disolución-precipitación.
- b) Definir las características de los carbonatos meteóricos, en especial secuencias de caliche, debido a que estas se encuentran constituyendo el acuífero en estudio.
- c) Definir las características de los procesos de mezcla de soluciones saturadas.
- d) Definir las características de PHREEQC, programa de computadora utilizado para la modelación geoquímica.

Existe abundante literatura respecto a estos temas, sin embargo se han incluido aquí los conceptos aplicables al caso de estudio y que permitieron resolver las hipótesis planteadas acerca del funcionamiento hidrogeológico e hidrogeoquímico del acuífero de Tecamachalco.

1.1. Fuentes de CO₂ en acuíferos

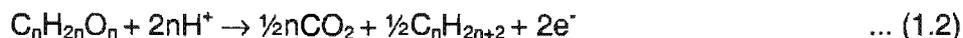
El contenido de CO₂ en el agua subterránea puede aumentar debido a:

- a) La producción de CO₂ a partir de la respiración de las raíces de las plantas variará de acuerdo a la abundancia y tipo de vegetación y la etapa de crecimiento. En tanto que, la respiración aeróbica por parte de la biota del suelo tiene por reacción:

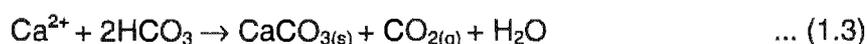


Otro factor que permite la mayor concentración de CO₂ en la zona vadosa; es mediante la disolución de este gas en el agua de percolación y difusión hacia la zona saturada, que permitirá que el valor de P_{CO2} se incremente.

- b) La descomposición de la materia orgánica cuya reacción característica es, de acuerdo con Palmer y Cherry (1984-1985):



- c) La precipitación de calcita, aunque el desprendimiento de CO_2 (*degassing*) es un proceso muy lento, en suelos calcáreos es más activo superando el valor de 0.1 bar (10^{-1} atm) de CO_2 , (Langmuir, 1997).



- d) El aumento de la presión hidrostática del sistema o la disminución de la temperatura consiguen el efecto de aumentar la P_{CO_2} .

En la medida que se presentan estos procesos, aumentará el valor de P_{CO_2} a más de 10^{-2} atm ó incluso más que en la fase gaseosa en la zona radicular del suelo. De ahí, parte del contenido gaseoso en los suelos pasará hacia la zona no saturada y de ahí a la zona saturada, (Appelo y Potsma, 1993). En el agua subterránea se han medido algunos valores de $P_{CO_2} = 10^{-4}$ atm, (Stumm, 1978), mientras que, en el agua subterránea de calizas se han registrado valores por arriba de los típicos de la atmósfera ($10^{-3.5}$ atm), (Back y Hanshaw, 1970).

Las variaciones en la concentración del CO_2 , tanto en atmósfera, suelo y agua subterránea, en relación con la temperatura del aire, han permitido establecer algunos modelos de comportamiento de este gas, válidos para regiones con vegetación durante todo el año, pero aún no para regiones áridas o donde existen cambios en P_{CO_2} por agua percolante, Drake y Wigley (1975) y Drake (1980).

1.2. Equilibrio solución-atmósfera

El estudio del sistema carbonato involucra el comportamiento de tres fases: la sólida, la líquida y la gaseosa. La fase sólida está compuesta de minerales carbonatados como calcita, aragonita o dolomita. La fase gaseosa de este sistema es el CO_2 , cuya concentración se representa como P_{CO_2} , (presión parcial del CO_2). La Ley de Henry establece que la concentración del gas es proporcional a la presión parcial de la fase gaseosa cuando la fase gaseosa se disuelve en la fase líquida, en este caso, el agua, (Drever, 1997).

Las reacciones fundamentales en un sistema abierto, donde existe un aporte continuo de CO_2 , inician cuando este gas se disuelve en el agua, lo que significa un proceso lento:



Una pequeña fracción de $\text{CO}_{2(\text{ac})}$ se combina con el agua para dar H_2CO_3^* , lo que también se conoce como hidratación del CO_2 :



De acuerdo con Drever (1997) y Appelo y Potsma (1993), la totalidad del gas carbónico disuelto en la forma de $\text{CO}_{2(\text{ac})} + \text{H}_2\text{CO}_{3(\text{ac})}$, se suele representar como:

$$|\text{H}_2\text{CO}_3^*| = |\text{CO}_{2(\text{ac})}| + |\text{H}_2\text{CO}_{3(\text{ac})}| \quad \dots (1.6)$$

Lo anterior se presenta en soluciones diluidas, es decir donde $a_{\text{H}_2\text{O}} \cong 1$. La constante de equilibrio correspondiente es igual a:

$$K_{\text{CO}_2} = 10^{-1.47} = \frac{a_{\text{H}_2\text{CO}_3}}{P_{\text{CO}_2}} \quad \text{a } 25^\circ\text{C} \quad \dots (1.7)$$

Donde, 1 bar (0.987 atm ó 101.325 kPa) de P_{CO_2} formará 0.033 molal de H_2CO_3^* , (Reardon, 1994). De la ec. (1.7), la actividad del H_2CO_3 será igual a:

$$a_{\text{H}_2\text{CO}_3} = K_{\text{CO}_2} P_{\text{CO}_2} \quad \dots (1.8)$$

El uso de esta reacción es muy común en la literatura geoquímica, ya que el valor de $a_{\text{H}_2\text{CO}_3}$, se puede relacionar con P_{CO_2} , aunque no esté presente una fase de gas. K_{CO_2} es la constante de la Ley de Henry.

Continuando con la ec. (1.6), el H_2CO_3^* se disociará en:



cuya constante de equilibrio es:

$$K_1 = 10^{-6.35} = \frac{a_{H^+} a_{HCO_3^-}}{a_{H_2CO_3^*}} \quad \text{a } 25^\circ\text{C} \quad \dots (1.10)$$

Como paso siguiente, también el ion bicarbonato rápidamente se disocia en:



con la constante de equilibrio:

$$K_2 = 10^{-10.33} = \frac{a_{H^+} a_{CO_3^{2-}}}{a_{HCO_3^-}} \quad \text{a } 25^\circ\text{C} \quad \dots (1.12)$$

Los valores para las constantes K_{CO_2} , K_1 y K_2 han sido tomados de Plummer y Busenberg (1982).

La disolución de $CO_{2(g)}$ en agua se conoce como hidratación, se realiza vía dos rutas que se presentan en la Fig. No. 1.1 (a-c y c-b), siendo la reacción (c-b) la de mayor ocurrencia. El proceso inverso, que se denomina deshidratación, ocurre de dos maneras, (b-a) y (b-c). Aunque la reacción (b-c) es muy rápida, lo es aún más la reacción (b-a). Las ecuaciones (1.1), (1.6) y (1.8) se pueden desarrollar simultáneamente en el medio acuoso, relacionándose entre sí de acuerdo a la Fig. No. 1.1, K_a se define como:

$$K_a = \frac{(H^+)(HCO_3^-)}{(H_2CO_3)} \quad \dots (1.13)$$

que es la constante de la ionización verdadera de H_2CO_3 . El valor de K_a es dependiente de la temperatura, siendo muy rápida la disociación en el rango de 0° a 38° , rango en el cual $K_{H_2CO_3}$ aumenta 8 veces, mientras que a temperaturas más bajas la disociación tomará varios minutos. K_a es mucho más grande que K_1 , la constante aparente para la disociación del ácido carbónico Kern (1960). Este proceso se desarrolla lentamente en agua, en comparación con el que se presenta en otros ácidos, sólo el 0.75% a 4°C del CO_2 físicamente disuelto es hidratado, (Kaufmann y Braun, 1999). Es de hacer notar, que el desarrollo de las ecuaciones mostradas hasta aquí requiere de condiciones más bien ácidas.

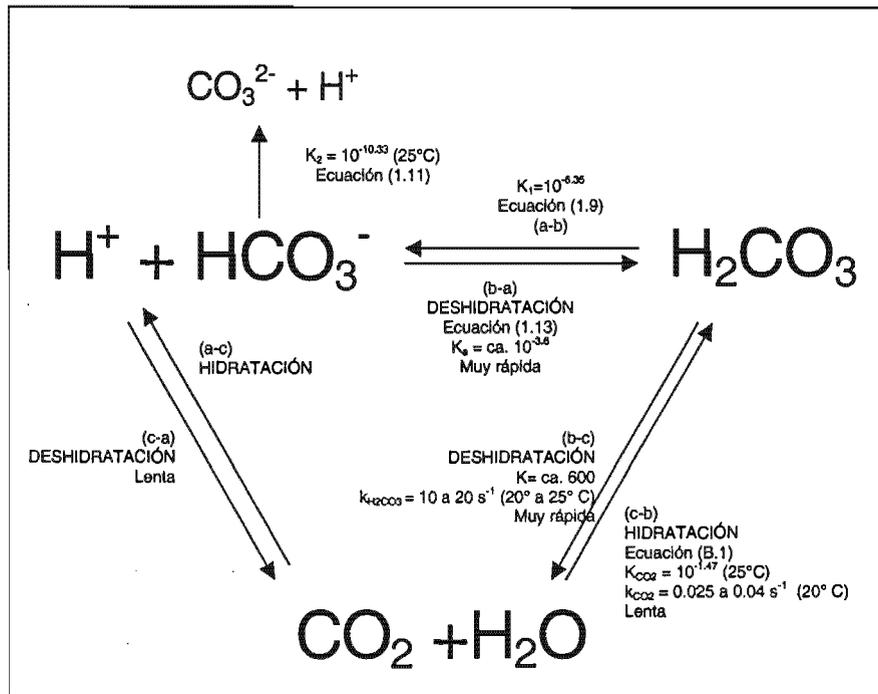


Fig. No. 1.1. Proceso de hidratación de CO_2 , (Kern (1960), Stumm y Morgan (1981) y Morel y Hering (1993)).

En las ecuaciones (1.9) y (1.11) se encuentra involucrada la actividad del H^+ de la solución. Se considera que el pH es un índice de las especies que estarán en equilibrio en la solución, ya que dependiendo de su valor será la concentración de las especies HCO_3^- , H_2CO_3 ó CO_3^{2-} . Una manera de representar esto, es mediante los diagramas de Bjerrum, como el que se presenta en la Fig. No. 1.2, que fue construido para:

$$\sum |\text{CO}_2| = 10^{-2} \text{ m, a } 25^\circ\text{C} \quad \dots (1.14)$$

donde $\sum \text{CO}_2 = m_{\text{H}_2\text{CO}_3} + m_{\text{HCO}_3^-} + m_{\text{CO}_3^{2-}}$

m = unidades molales

Este diagrama muestra la actividad de las especies que coexistirán a determinado pH. Esto significa que por ejemplo a $\text{pH} = 6.4$, existirían tanto HCO_3^- como H_2CO_3 , mientras que CO_3^{2-} será insignificante.

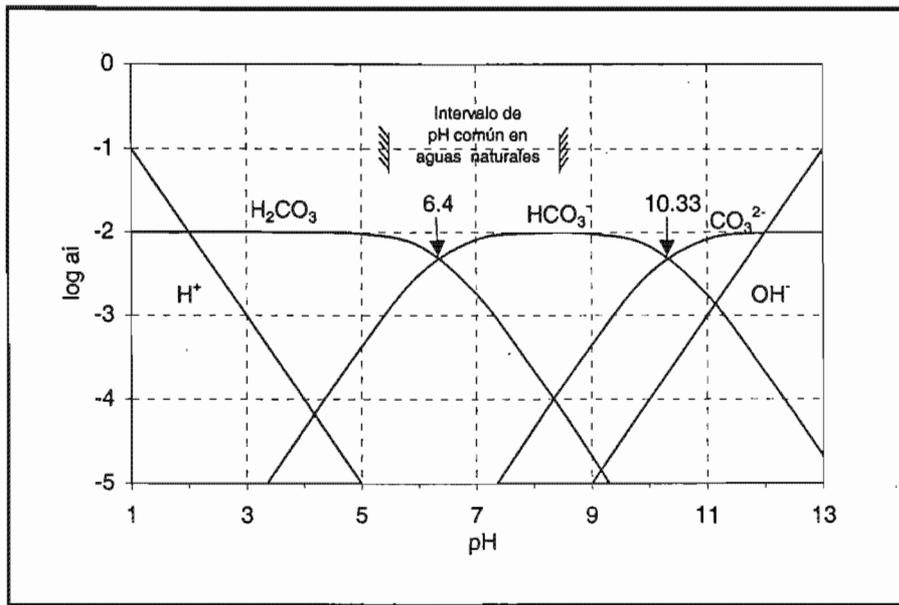


Fig. No. 1.2. Diagrama de Bjerrum. Las actividades de las diferentes especies en el sistema carbonato son función del pH, $\Sigma\text{CO}_2=10^{-2}$, 25°C en sistema cerrado (Drever, 1997).

Los porcentajes de la actividad de estas especies vs. pH para diferentes temperaturas, se presentan en la Fig. No. 1.3, donde:

$$\Sigma\text{CO}_2 = 10^{-2} m \quad \dots (1.15)$$

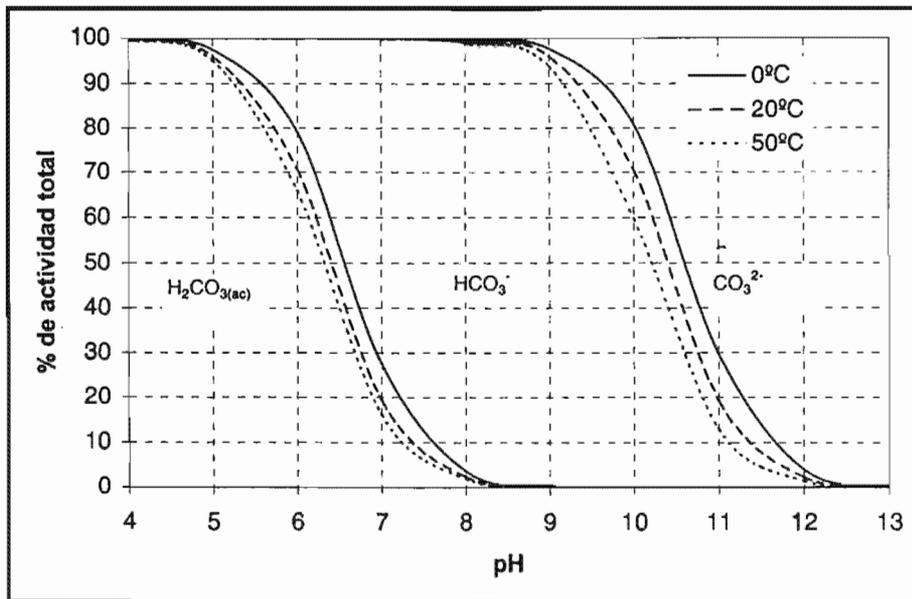


Fig. No. 1.3. Porcentajes de las actividades de las especies disueltas de CO₂ a presión de 1 atm y varias temperaturas como función del pH, (Hem, 1992).

1.3. Disolución y precipitación de calcita

1.3.1. Disolución de calcita

La disolución de calcita (y también de la aragonita) en agua se representa mediante la siguiente ecuación:



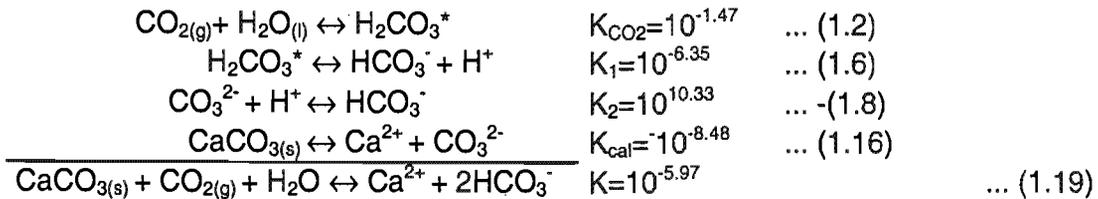
Las constantes de equilibrio para la calcita y la aragonita son, de acuerdo a los siguientes autores:

Para la calcita:	$K_{\text{cal}} 10^{-8.48}$	$T=25^\circ\text{C}$	Drever (1997), Appelo y Potsma (1993), Plummer y Busenberg (1982)	
	$K_{\text{cal}} 10^{-8.34}$	$T=25^\circ\text{C}$	Snoeyink y Jenkins (1987)	... (1.17)

Para la aragonita:	$K_{\text{ara}} 10^{-8.34}$		Drever (1997) y Appelo y Potsma (1993)	
	$K_{\text{ara}} 10^{-8.336}$	$T=25^\circ\text{C}$	Plummer y Busenberg (1982)	
	$K_{\text{ara}} 10^{-8.22}$		Snoeyink y Jenkins (1987)	... (1.18)

En el agua subterránea, la estabilidad de la aragonita es menor, en tanto que la de la calcita es mayor, por lo que la disolución de la aragonita es más rápida. Con iones Ca^{2+} y CO_3^{2-} en solución se llegará fácilmente a la sobresaturación en calcita, y al equilibrio con aragonita. Los componentes disueltos precipitarán como calcita; a fin de mantener el equilibrio se disolverá más aragonita y entonces, se generarán nuevos precipitados de calcita, (Appelo y Potsma, 1993). Esto explica, que el agua subterránea se encuentre generalmente sobresaturada con respecto a calcita y subsaturada con respecto a aragonita.

A manera de resumen, la suma algebraica de las ecs. (1.2), (1.6), y (1.16) y de la ec. (1.8) en sentido inverso, y la multiplicación de sus correspondientes constantes de equilibrio proporciona la ecuación de la disolución y la precipitación de la calcita en sistemas abiertos, (Appelo y Potsma, 1993) y en sistemas cerrados de acuerdo a Langmuir (1971):



Con la correspondiente constante de equilibrio, a 25°C:

$$K = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]}{P_{\text{CO}_2}} = 10^{-5.97} \quad \dots (1.20)$$

El valor que reporta Appelo y Potsma (1993) para esta constante es $10^{-5.83}$

Cualquier cambio en las concentraciones de reactivos o reactantes producirá progresivos modificaciones en las reacciones. La Fig. No. 1.4 permite visualizar la interrelación que tienen las diferentes ecuaciones del sistema carbonato ante las modificaciones de la concentración de los componentes involucrados.

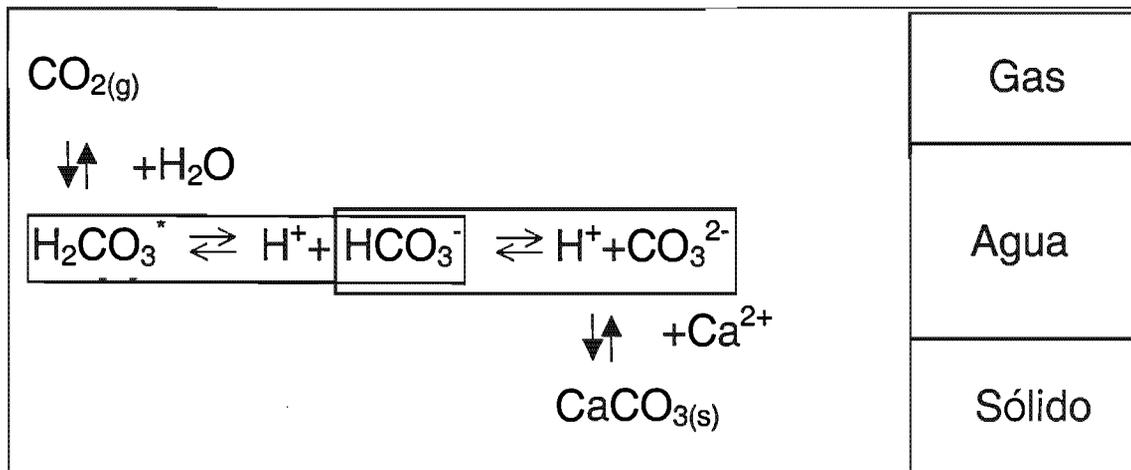


Fig. No. 1.4. Esquema de las reacciones del equilibrio de carbonatos, (Reardon, 1994).

1.3.2. Tipos de sistemas en función del aporte de CO_2

Se tienen dos tipos de sistemas acuosos en función de entrada del CO_2 , que determinará la presencia de las diferentes del sistema carbonato. Langmuir (1971) propone diferentes situaciones relacionadas con sistemas con aportes continuos de CO_2 , y también en sistemas cerrados, evaluados mediante la evolución de las concentraciones de HCO_3^- y del valor de pH. En la Fig. No. 1.5. se observan diferentes valores para la presión parcial de CO_2 : para el sistema abierto se conservarán constantes, en tanto que, en el sistema cerrado son los valores iniciales que irán disminuyendo con el progreso de la reacción.

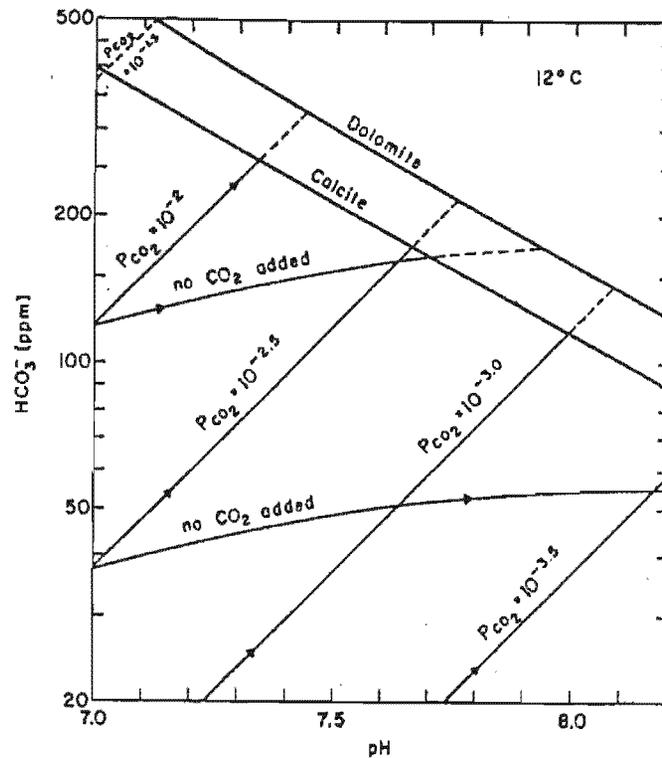


Fig. No. 1.5. Bicarbonato en función de pH, para soluciones en equilibrio con calcita y/o dolomita a 12°C (Langmuir, 1971).

a. Sistema abierto

Se define cuando existe una fuente o suministro constante de CO_2 . Al transferirse CO_2 a la fase acuosa aumentará la concentración de este gas, produciendo $\text{CO}_{2(\text{ac})}$ que será utilizado en la disolución de calcita (Drever, 1997). Así, el pH disminuye a causa del aumento del P_{CO_2} y el CO_3^{2-} en solución disminuye también (Reardon, 1994). Generalmente, el aumento en una unidad logarítmica del valor inicial de P_{CO_2} del suelo, resulta en una disminución de ~ 0.7 unidad de pH, Palmer y Cherry (1984-1985).

Si se presentan incrementos en la concentración de $\text{CO}_{2(\text{g})}$, las reacciones mostradas en la Fig. No. 1.4 se desplazarán hacia la derecha, por lo que habrá un aumento en las concentraciones de H_2CO_3^* y HCO_3^- . Si el CO_3^{2-} disminuye, se requerirá disolver más calcita, lo que se denomina poder de corrosión o agresividad. En un sistema abierto se disolverá más calcita que en un sistema cerrado, en un orden de 4 a 1 (Drever, 1997).

Para soluciones en equilibrio con la calcita, como regla general, $m\text{Ca}^{2+}$ (la concentración de Ca^{2+}) es varios órdenes de magnitud más grande que $m\text{H}^+$. En el agua subterránea que está en contacto con caliza, los iones predominantes son Ca^{2+} y HCO_3^- , (Drever, 1997). Así se indica en el

miembro derecho de la ec. (1.19), donde estequiométricamente la concentración de Ca^{2+} es la mitad de la de HCO_3^- .

Si el agua subterránea, que se encuentra en equilibrio ó cerca de la saturación con carbonatos, tiene variaciones de P_{CO_2} o bien, si los cambios en la química del agua tienen un efecto igual en el P_{CO_2} , resultarán cambios en el nivel de saturación. Si existe disminución en el aporte de P_{CO_2} , como en cavernas kársticas, los minerales carbonatados precipitarán y la composición del agua se moverá diagonalmente hacia abajo y a la derecha de las líneas de equilibrio (Fig. No. 1.5).

Si aumenta el CO_2 , más calcita se disolverá y la composición se moverá hacia arriba de la línea de saturación hacia un valor mayor de HCO_3^- y un valor menor de pH. En el caso de la mezcla con agua de mayor contenido en H^+ , CO_3^{2-} , Ca^{2+} y HCO_3^- se puede ocasionar la precipitación de calcita y así, existirá aumento en el contenido de CO_2 .

b. Sistema cerrado

En este caso no existe una fuente constante de CO_2 o bien, una cantidad despreciable de ΣCO_2 se encuentra presente en un valor fijo, que con el transcurrir de las reacciones se convertirá en el reactivo limitante para la disolución de la calcita. Estas son las condiciones que se presentan bajo el nivel piezométrico, (Drever, 1997). A medida que el agua subterránea subsaturada en minerales carbonatados, sufre remoción o disminución de CO_2 , el contenido de HCO_3^- disminuirá, por lo que el equilibrio se desplazará hacia la izquierda. Sin la adición de CO_2 , la evolución de HCO_3^- aumentará su concentración. En cuanto a la concentración final de CO_2 , se puede observar que una solución en equilibrio con calcita tendrá una concentración menor que la inicial. (Fig. No. 1.5).

1.3.3. Índice de saturación de la calcita

La constante de solubilidad (K_{ps}) de la calcita tiene la siguiente forma:

$$K_{ps_{\text{cal}}} = K_{\text{cal}} = a_{\text{Ca}^{2+}} a_{\text{CO}_3^{2-}} \quad \dots (1.21)$$

Para establecer si una solución está o no saturada con respecto a calcita se compara el PAI (Producto de Actividad Iónica) con el K_{ps} de la misma fase sólida. El PAI se obtiene de las concentraciones de la solución en estudio por medio de la siguiente expresión:

$$a = \gamma m \quad \dots (1.22)$$

donde:

a = actividad

γ = coeficiente de actividad

m = molaridad

El PAI para el caso de la calcita tendrá la forma:

$$PAI = (\gamma_{Ca^{2+}})(m_{Ca^{2+}})(\gamma_{CO_3^{2-}})(m_{CO_3^{2-}}) \quad \dots (1.23)$$

En tanto que el índice de saturación (IS) está definido por:

$$IS = \log \frac{PAI}{K_{ps_{cal}}} \quad \dots (1.24)$$

por lo que para determinar si una solución está subsaturada o sobresaturada con respecto a calcita, basta calcular este índice. Si

IS > 0 la solución estará sobresaturada con respecto a ese mineral

IS = 0 la solución estará en equilibrio

IS < 0 la solución estará subsaturada

El equilibrio puede estar representado por la disolución de carbonatos, la saturación o por la precipitación de nuevos carbonatos. Sin embargo, los procesos diagenéticos serían muy simples si se consideraran estas condiciones solamente; las reacciones de disolución y, especialmente, la precipitación, son limitadas por factores cinéticos. La cinética marca que la velocidad de disolución es más rápida que la de precipitación, con lo que puede mantener la sobresaturación debido a la presencia de inhibidores de la cristalización (precipitación) (James y Choquette, 1984).

1.3.4. Inhibidores de la precipitación de calcita

La formación de cristales se inicia a partir de la saturación de la solución con respecto al mineral en cuestión; para este caso en concreto, trataremos el caso de la calcita. Sin embargo, se pueden presentar en la solución algunos elementos denominados inhibidores que pueden retrasar o realmente entorpecer este proceso. Uno de los inhibidores principales, además muy común, es el Mg^{2+} que se encuentra en cantidades menores en el agua dulce. En el agua de mar, el Mg^{2+} es muy importante, donde es 5 veces más abundante que el calcio (en unidades molares) y afectar el crecimiento de cristales de calcita, en este caso, la aragonita no tendría problemas de cristalización. Otros inhibidores pueden ser los ácidos orgánicos, SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , estos últimos pueden actuar en concentraciones micromolares (James y Choquette, 1984; Appelo y Potsma, 1993). En ausencia de estos elementos, se requieren tiempos cortos para establecer el equilibrio e iniciar la precipitación y formación de cristales. En condiciones naturales, sin embargo, de acuerdo a James y Choquette (1984) la precipitación difícilmente ocurrirá, debido a que la propia cinética de la reacciones favorece la sobresaturación, debido a que la velocidad de disolución es más rápida que la de precipitación.

1.4. Equilibrio en la interfase solución-roca

De acuerdo a la Fig. No. 1.6 que relaciona el pH con la velocidad de disolución, Plummer et al. (1978) distinguen tres regiones que son:

- a.- A $pH \leq 3.5$ la velocidad de disolución de la calcita es proporcional a $[H^+]$ y tiene poca dependencia en P_{CO_2} , así mismo, existe una fuerte dependencia con la velocidad de flujo y también con el transporte de $[H^+]$ hacia la superficie del cristal de calcita. La ecuación que relaciona esto es:



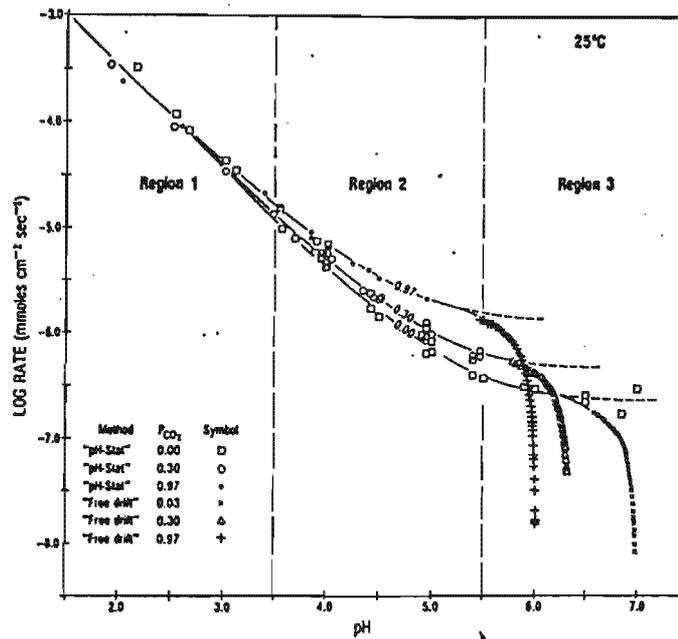
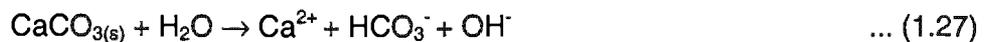


Fig. No. 1.6. Velocidad de disolución de la calcita en función del pH y P_{CO_2} (Plummer et al., 1978).

b.- A $3.5 \leq \text{pH} \leq 5.5$, la disolución es poco dependiente de la velocidad de flujo, pero en su lugar, se hace fuertemente dependiente del valor de P_{CO_2} . Aquí la velocidad de disolución es controlada tanto, por el transporte de $[H^+]$, como por las reacciones en la superficie del sólido. La ecuación correspondiente es la unión de las ecs. (1.6) y (1.16) tiene la siguiente forma:



c.- La tercera región ($\text{pH} > 5.5$) se caracteriza por una gran disminución en la velocidad de disolución cuando la solución se acerca a la saturación. Se hace independiente del pH del fluido y del P_{CO_2} . Esta tercera reacción refleja la hidrólisis simple de la calcita:



La ecuación que involucra la suma de las velocidades de las reacciones de sus constituyentes elementales y que, a la vez describe tanto el proceso de disolución como de precipitación es la que se conoce generalmente como la ecuación PWP en honor de sus autores:

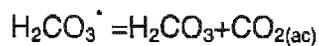
$$R = \underbrace{k_1[H^+] + k_2[H_2CO_3^*]}_{R_{fw}} + \underbrace{k_3[H_2O] - k_4[Ca^{2+}][HCO_3^-]}_{R_{bw}} \quad \dots (1.28)$$

donde:

R= velocidad de disolución de la calcita (mmol/cm²s)

$$\log k_1 = 0.198 - \left(\frac{444}{T} \right)$$

$$\log k_2 = 2.84 - \left(\frac{2177}{T} \right)$$



$$\log k_3 = -5.86 - \left(\frac{317}{T} \right)_{5^\circ C \leq T \leq 25^\circ C}$$

$$\log k_3 = -1.10 - \left(\frac{1737}{T} \right)_{25^\circ C \leq T \leq 48^\circ C}$$

$$K_4 = \frac{K_2}{K_c} \left\{ k_1 + \frac{1}{a_{H^+(s)}} \left[k_2 a_{H_2CO_3^*(s)} + k_3 a_{H_2O(s)} \right] \right\}$$

y

K_2 = constante de equilibrio de la segunda disociación del ácido carbónico

K_c = constante de equilibrio de la calcita

(s) = valores de superficie de adsorción

R_{fw} = reacción de izquierda a derecha (*forward*), integrada a partir de constantes experimentales en función de la temperatura.

R_{bw} = reacción de derecha a izquierda (*backward*). Si las concentraciones de $[H^*]$ y $[H_2CO_3^*]$ permanecen constantes, es decir, cuando P_{CO_2} también es constante (como en el caso de un sistema cerrado), entonces $R = R_{fw} - R_{bw} = 0$

Estas expresiones fueron la base del cálculo de la velocidad de disolución de calcita en PHREEQC, donde Parkhurst y Appelo (1999) comentan que en un sistema de agua-calcita, la concentración de bicarbonato es aproximadamente igual a dos veces la concentración de calcio (ec. 1.19) de manera que R_{bw} igual a:

$$R_{bw} = 2[Ca^{2+}]^2 \quad \dots (1.29)$$

En el equilibrio $[Ca^{2+}]$ es la actividad de saturación $[Ca^{2+}]_s$. Dado que $R = 0$, por lo tanto:

$$2k_4 = \frac{R_{fw}}{[Ca^{2+}]_s^2} \quad \dots (1.30)$$

Combinando las ecuaciones en:

$$R = R_{fw} - R_{bw} \quad \dots (1.31)$$

resulta que:

$$R = R_{fw} \left[1 - \left(\frac{[Ca^{2+}]}{[Ca^{2+}]_s} \right)^2 \right] \quad \dots (1.32)$$

En un sistema Ca-CO₂ a presión constante de CO₂, el PAI es:

$$PAI_{calcita} = \frac{[Ca^{2+}][HCO_3^-]^2}{P_{CO_2}} \approx 4 \frac{[Ca^{2+}]}{P_{CO_2}} \quad \dots (1.33)$$

y

$$K_{calcita} = 4 \frac{[Ca^{2+}]_s}{P_{CO_2}} \quad \dots (1.34)$$

Así, para un sistema agua-calcita, la velocidad de disolución de la calcita puede ser aproximada mediante la expresión.

$$R = R_{fw} \left[1 - \left(\frac{PAI}{K_{calcita}} \right)^{2/3} \right] \quad \dots (1.35)$$

donde R_{fw} contiene los primeros tres términos dados en la ec. (1.27).

El valor de R se correlaciona con la “*saturation length*” que es la distancia que requiere recorrer la solución para alcanzar la saturación; ésta distancia decrecerá con el cuadrado del grosor de la película.

Plummer et al. (1978) han determinado que los factores que intervienen en la disolución de calcita son el pH, P_{CO_2} , las reacciones que se realizan en la superficie del mineral, así como, la velocidad de flujo. Estas ecuaciones se utilizan en las opciones RATES y KINETICS para el cálculo de la disolución de calcita de PHREEQC.

1.5. Cinética de disolución-precipitación de calcita

De acuerdo a Kaufmann y Braun (1999) existen tres procesos limitantes de la velocidad de disolución de calcita que son:

1. La cinética lenta de la hidratación-deshidratación del CO_2 , comentada en la Fig. No. 1.1.
2. La cinética en la superficie mineral que dependen de P_{CO_2} , de acuerdo a las ecs. (1.25), (1.26) y (1.27).
3. El transporte de masa por difusión de las especies participan en las reacciones.

Estos procesos pueden ser descritos mediante un grupo de ecuaciones de difusión y de balance de masas como lo hacen Buhmann y Dreybrodt (1985a,1985b), y Liu y Dreybrodt (1997) o mediante experimentos de laboratorio como Plummer et al. (1978); ambos métodos, como lo comenta Kaufmann y Braun (1999) dan aproximaciones confiables de la disolución de calcita en términos del flujo de Ca^{2+} , considerando que por cada molécula de Ca^{2+} disuelta, una molécula de CO_2 se convierte en ácido carbónico, de acuerdo a ec. (1.5). En función del cambio de CO_2 se establecen las siguientes ecuaciones del flujo de Ca^{2+} hacia la solución (Kaufmann y Braun, 1999):

$$F_{Ca^{2+}} = \delta \frac{d[CO_2]}{dt} \quad \text{para el sistema abierto} \quad \dots (1.36)$$

$$F_{Ca^{2+}} = - \int \frac{d[CO_2]}{dt} dz \quad \text{para el sistema cerrado} \quad \dots (1.37)$$

donde δ es el grosor del film de la solución, $\delta = V/A$ donde V = volumen y A = área. Los corchetes significan la concentración de la especie molecular, Fig. No. 1.7.

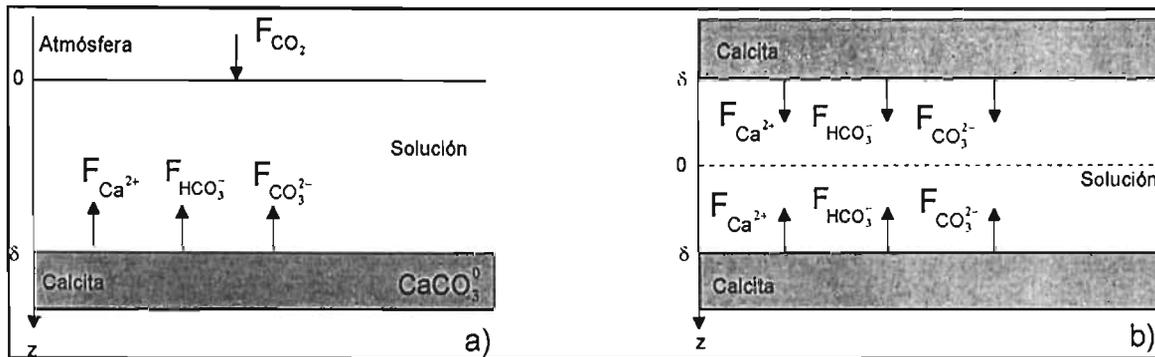


Fig. No. 1.7. Representación de la disolución de calcita en a) en sistema abierto y b) sistema cerrado, (Kaufmann y Braun, 1999).

El grosor del film determina qué proceso actúa con mayor intensidad en la velocidad de la disolución. Para $\delta < 0.002$ cm, la hidratación del CO₂ es el proceso limitante; mientras que para películas en el intervalo $0.002 \leq \delta \leq 0.1$ cm, tanto la hidratación del CO₂ como el transporte son los limitantes de la velocidad de disolución. Para espesores mayores, los procesos limitantes de la disolución se desarrollan a lo largo de la interface agua-roca.

Un primer antecedente del estudio de la disolución de calcita asociada al flujo en medios carbonatados fue realizado por Thrailkill (1968), quien diferenció el flujo laminar y turbulento en función del diámetro de los poros a través de los cuales fluye el agua, así como los diferentes tipos de redes de flujo subterráneo que existen en el karst. La concepción del medio kárstico como un medio de doble porosidad, donde el flujo preferencial se presenta a través de fisuras y fracturas, fue establecida por Fetter (1994). El papel de la matriz o de los bloques limitados por fracturas o fisuras había sido minimizado, sin embargo, con los resultados de Martin y Dean (2001) y Screamon et al. (2004) ha cobrado importancia, debido al intercambio que se da entre las discontinuidades y la matriz, por lo que actualmente se habla de medios de triple porosidad. Estudios recientes consideran la conductividad de la matriz, la amplitud de fisuras, fracturas y el espaciamiento de las mismas, (Kaufmann, 2003). Vaute et al. (1997) plantean el modelo conceptual de un sistema kárstico con flujo lento en bloques y flujo rápido en conductos.

Se ha representado mediante modelación numérica el desarrollo de la ampliación de discontinuidades en diferentes escenarios como: régimen de flujo, flujo en conductos de diferente amplitud, la participación de una fuente continua de CO₂, diferentes configuraciones para conductos interconectados, intercambio entre matriz y conductos (Kaufmann y Braun, 1999; Kaufmann y Braun, 2000; Gabrovsek et al., 2000; Kaufmann, 2003; Romanov et al., 2003; Gabrovsek et al., 2004; Kaufmann y Dreybrodt, 2004). Los resultados muestran gran dependencia con el ambiente geológico, de las propiedades petrológicas del acuífero y del régimen de recarga.

La cinética de la precipitación de la calcita se ve influida por la velocidad y el caudal del fluido a través de la fisura, de acuerdo con Baumann et al. (1985), Dreybrodt et al. (1996) y Dreybrodt et al. (1997). En diámetros pequeños, la solución está prácticamente inmovilizada, por lo que la relación de volumen-roca es menor, así el proceso de precipitación se llevará cabo de manera más rápida. De manera que se puede llegar a condiciones similares a sistemas cerrados, donde el limitante es el CO_2 y el proceso predominante es la precipitación. En diámetros mayores, la velocidad es mayor, por lo que es más activo el proceso de transporte de masa, y la precipitación es menos favorecida y más la disolución.

A altas velocidades, se homogenizarán las concentraciones de Ca^{2+} y CO_2 y predominará la dispersión mecánica. En tanto que a bajas velocidades dominará la difusión molecular. Sin embargo, Appelo y Potsma (1993) mencionan que los tiempos de saturación en presencia de flujo laminar son 5 veces más largos que para flujo turbulento, lo que puede ser insuficiente para explicar la formación de cavernas en terrenos carbonatados. De acuerdo con Appelo y Potsma (1993), un mecanismo más poderoso es la mezcla de aguas de diferentes P_{CO_2} , punto también estudiado por Dreybrodt (1981). En tanto que Romanov et al. (2003) comentan el efecto de esto es el desarrollo de una red de canales a diferentes velocidades de disolución.

El origen de fuentes continuas de CO_2 se encuentra en los procesos metabólicos de los microorganismos presentes en el medio kárstico, con lo se tendrá la renovación del poder de disolución (Gabrovsek et al., 2000). Las fisuras de mayor diámetro tendrán más oportunidad de renovar su capacidad de disolución, en tanto que en las de menor diámetro, la solución habrá llegado al estado de equilibrio en un tiempo menor. Así las fisuras de mayor amplitud tendrán mayor desarrollo tanto en anchura como en longitud y así ampliar la red de conductos de disolución en el medio, (Palmer, 1990; Gabrovsek et al., 2004).

El proceso de intercambio entre matriz y fracturas, puede ser hacia y desde la matriz, en términos de agua de composición química diferente, (Martin y Dean, 2001; Screamon et al., 2004). Asimismo, Palmer (1990), comenta que la porosidad del medio y las reacciones en desarrollo en el medio acuífero pueden crear *bolsillos* de CO_2 en diferentes zonas que pueden ser alcanzados a medida que circula el agua. Así, con la participación de diferentes fuentes de CO_2 , en general se tendría no la precipitación, sino tal vez un proceso de disolución constante en el medio.

Así mismo, el desarrollo de la porosidad de matriz además de las discontinuidades se dará ante la presencia de condiciones de recarga intensa a lo largo del año, de acuerdo con Kaufmann

y Braun (1999) es determinante para el desarrollo de redes de canales de disolución con lo que se tendría incremento de los valores de conductividad hidráulica.

Otro aspecto importante es la participación del gradiente hidráulico en las fracturas de los sistemas de flujo en karst, (Dreybrodt, 1990; Palmer, 1990). La velocidad de flujo puede incrementarse y ser mayor que los procesos de precipitación-disolución, de acuerdo con White (1990) y aún más que los tiempos cinéticos, de acuerdo con James y Choquette (1984).

1.6. Carbonatos meteóricos

Los procesos diagenéticos de rocas carbonatadas en ambientes continentales incluyen la disolución y la precipitación de nuevos carbonatos que se denominan meteóricos. Estos procesos tienen como controles intrínsecos: la mineralogía, el tamaño de grano, la porosidad y la permeabilidad, y, extrínsecos, el clima, la vegetación y el tiempo. La disolución (ó corrosión) se encuentra controlada por el contenido de CO_2 de acuerdo con las ecuaciones descritas en el punto 1.2. James y Choquette (1984) distinguen varios casos:

- i) Corrosión simple.- ocasionada por el contenido de CO_2 , de tal manera que existirá agua con alto contenido en este gas, denominada "agua agresiva" por su poder de disolución.
- ii) Corrosión biogénica.- el contenido de CO_2 atmosférico en el agua de infiltración es incrementado por la respiración de las raíces de las plantas, con lo que el poder de disolución tendrá un componente adicional.
- iii) Corrosión por mezcla.- la mezcla de dos aguas de diferente grado de saturación respecto a calcita, producirá agua de diferente grado de disolución. De acuerdo con los autores mencionados, el proceso será más efectivo cuando una de las aguas mezcladas está saturada en calcita.
- iv) Corrosión hidrostática.- a medida que la carga hidráulica aumenta, la presión aumenta y los fluidos son capaces de disolver más CO_3^{2-} . De la misma forma, la sobresaturación puede darse por remoción de P_{CO_2} del sistema, con lo que se obtiene disminuir la presión.

James y Choquette (1984) utilizan el término de alteración para referirse a los cambios producidos por la disolución de las rocas carbonatadas; diferencian dos estilos:

- i) Procesos de alteración controlados por la mineralogía. En sedimentos compuestos por minerales metaestables (por ejemplo dolomita y aragonita) en contacto con agua meteórica, se presenta la disolución diferenciada a causa de las diferentes solubilidades de los carbonatos. Debido a esto, los cambios en la fábrica serán selectivos para los diferentes carbonatos presentes. Un ejemplo es la transformación de una roca intergranular a una intermóldica. Cuando la totalidad de los carbonatos metaestables se han transformado a calcita, esta fase cesará y se presentará la siguiente fase. Este es el principal motor de los procesos de alteración.
- ii) Procesos de alteración controlados por agua. Estará en función del contenido de P_{CO_2} , y es controlado por el tamaño del cristal, del grano, la porosidad y la permeabilidad y la presencia/ausencia de fisuras y grietas. Sólo es posible en sedimentos de composición monomineral (calcita), donde con el avance de la disolución se llega a la sobresaturación.

La teoría sugiere que la precipitación ocurre cuando sobreviene la sobresaturación. Sin embargo puede continuar la disolución hasta llegar a la sobresaturación y no a la precipitación debido a la presencia de inhibidores, por lo que permanecerá sobresaturada aún cuando existan núcleos de cristalización suficientes y disponibles. Esto ocurre debido a que la velocidad de transporte y de disolución son mayores que la velocidad de precipitación de calcita, del crecimiento de un cristal y de la degasificación del CO_2 a la atmósfera. Los procesos diagenéticos relacionados con la precipitación que afectan a rocas o sedimentos carbonatados son:

- i. Precipitación por control del agua. Es una reacción de primer orden; controlada por la salida de P_{CO_2} . La sobresaturación se puede obtener por remoción de CO_2 del sistema mediante aumento de la temperatura del agua, disminución de la presión atmosférica y asimilación de CO_2 por parte de las plantas.
- ii. Precipitación controlada por la mineralogía. Reacción de segundo orden. A partir de la disolución de los diferentes carbonatos de acuerdo a su solubilidad, la solución se sobresaturará respecto a calcita y precipitará la fase carbonatada más estable. Es la razón por la cual en aguas subterráneas, existe sobresaturación con respecto a calcita y subsaturación con respecto a aragonita. En condiciones meteóricas, los precipitados tendrán menor contenido de magnesio y por lo que serán una fase más pura de calcita.

En especial para el inciso i) se distinguen dos miembros en cuanto a la litología desarrollada, uno es el desarrollo de karst en climas húmedos y otro es la presencia de caliche en ambientes semiáridos, como se observa en la Fig. No. 1.8.

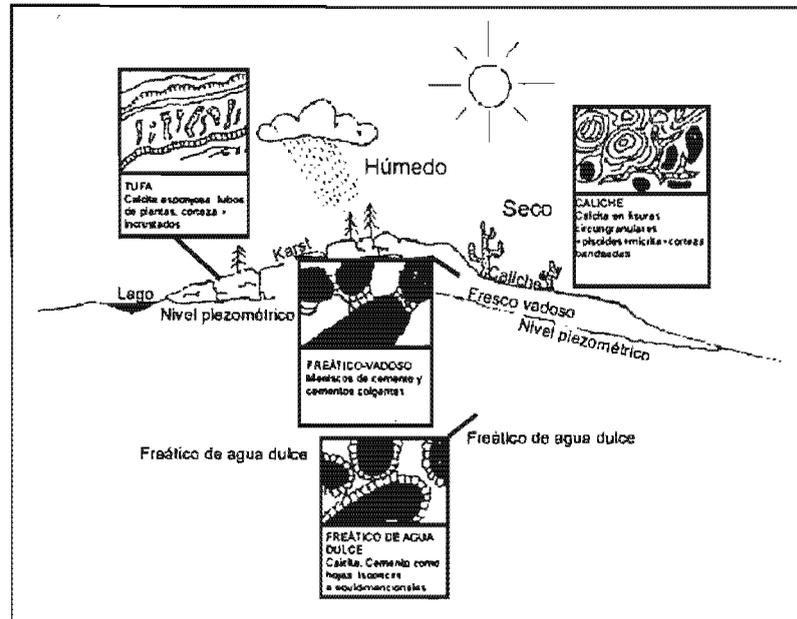


Fig. No. 1.8. Ambientes asociados a la precipitación de carbonatos meteoricos, se muestran detalles acerca de la fábrica (Scoffin, 1987).

Los carbonatos neoformados en condiciones meteoricas se presentarán en forma de cementante. Si las condiciones son, en la zona freática se desarrollarán cristales, ó en la zona vadosa, se presentarán meniscos y cristales muy pequeños (Fig. No. 1.9). Con el estudio sistemático de estas características se ha llegado a proponer una estratigrafía de cementantes como lo señalan James y Choquette (1984) y Scoffin (1987).

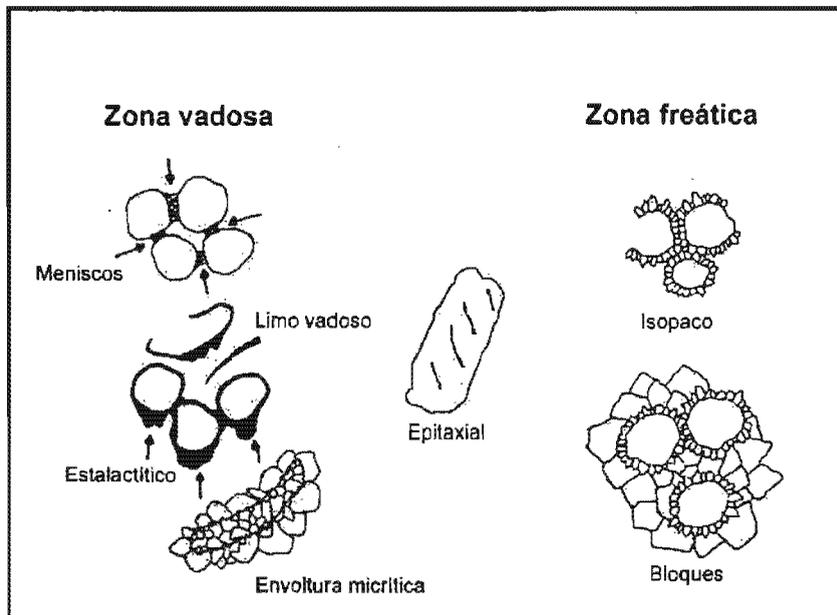


Fig. No. 1.9. Diferentes tipos de cementantes de origen meteorico formados en zona vadosa (izquierda) y freática (derecha) (James y Choquette, 1984).

El caliche es una secuencia de sedimentos de tipo acrecional a partir de la alteración por exposición aérea de caliza subyacente. El origen tiene fuerte influencia de procesos pedogenéticos, asociados a régimen semiárido y a cambios en el régimen hídrico, los cuales causan alteración de la caliza original mediante disolución y redepositación de nuevos carbonatos. Aunque el caliche es una secuencia predominantemente carbonatada también tiene presencia de horizontes de sílice, (Reeves Jr., 1970). Algunas teorías en relación con la formación de caliche son: sales que ascienden por capilaridad y depositadas formando horizontes endurecidos cuando el horizonte es expuesto la evapotranspiración y fuente de calcio como el loess del desierto o agua de lluvia o carbonatos transportados por viento (Machette, 1985).

El espesor de caliche puede variar de centímetros a varios metros. Read (1974) y Reeves (1970) muestran a detalle la morfología de varias secuencias de carbonatos meteóricos. La litología característica se muestra en la Fig. No. 1.10.

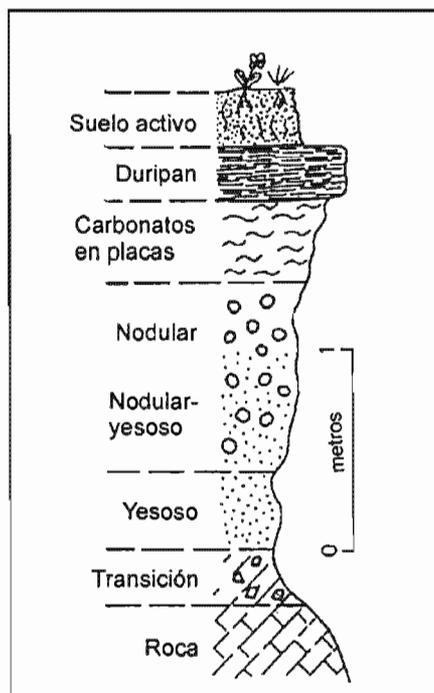


Fig. No. 1.10. Perfil idealizado de una secuencia de caliche, (Scoffin, 1987).

Algunos otros nombres que se utilizan para este tipo de secuencia son: caliche (Reeves, 1970; Knox, 1977); calcreta (Read, 1974; Ringrose, 1996); duricrust, duripan y hardpan (Scoffin, 1987); kankar (Reineck y Singh, 1980); suelos cálcicos (Machette, 1985). En la tesis se utilizará el nombre de caliche para definir los depósitos de este tipo.

En la Fig. No. 1. 11 se muestran los procesos en las diferentes zonas que comprende un acuífero en rocas carbonatadas. Se muestran los procesos que ocurren en relación con la disolución y precipitación de carbonatos meteóricos.

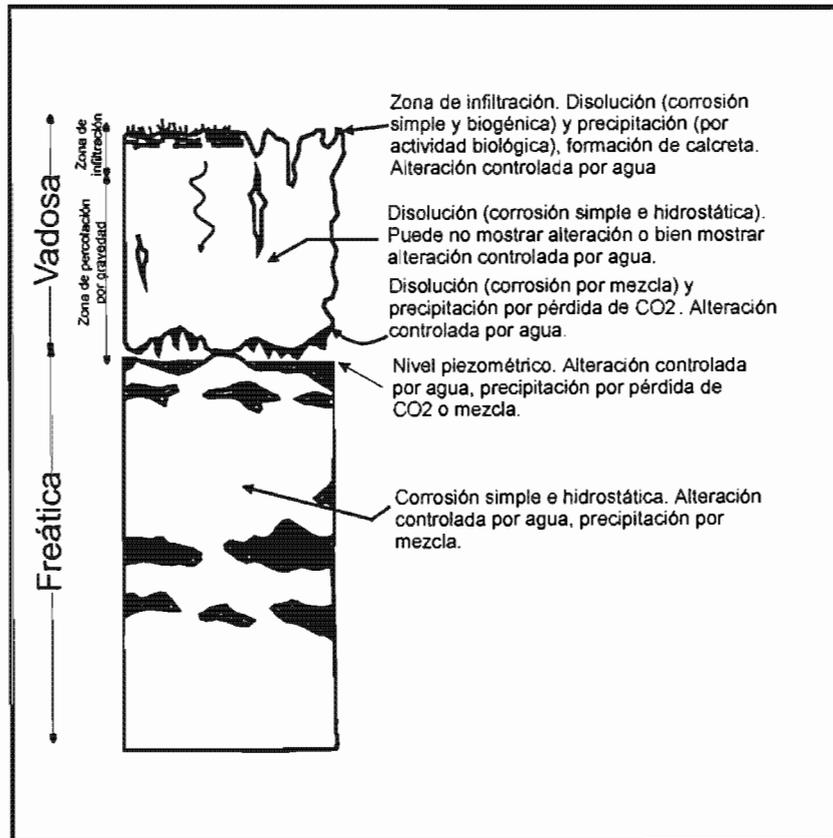


Fig. No. 1.11. Procesos diagenéticos en un acuífero kárstico. Los procesos geoquímicos son controlados por la presencia de agua. Tomado y modificado de James y Choquette (1984).

Descripción:

Zona de infiltración.- Contacto de suelo - atmósfera y H₂O.

Zona vadosa.- Coexisten tres fases: gas, mineral y agua. La percolación no es uniforme, refleja interfaces capilares. Raramente se tienen cristales bien desarrollados.

Nivel piezométrico.- Ascenso y descenso de agua por fuerzas capilares. La disolución ocurre bajo el nivel piezométrico que marca el nivel de intensa corrosión. Se forman aquí los grandes sistemas kársticos.

Zona freática.- Fase saturada de agua. Se considera de alta actividad química. La precipitación es frecuente en la zona saturada, donde se desarrollan cristales grandes, que solo tienen el impedimento del propio desarrollo de otros cristales. Scoffin (1987) dice que en ambientes freáticos someros se desarrollan fibras, hojas, y cristales equidimensionales. Se

encontrarán variaciones en la composición en los cementantes con respecto a las zonas de recarga y descarga de flujo subterráneo.

1.7. Procesos geoquímicos en la mezcla de soluciones

Se ha comentado la importancia en los procesos diagenéticos de la mezcla de soluciones de composición diferente. Ahora, los parámetros que permiten evaluar el comportamiento de las mezclas de agua de diferentes composición son: pH, fuerza iónica de la solución (I), actividad (a), coeficiente de actividad (γ), diferencias en la presión parcial de CO_2 (ΔP_{CO_2}), alcalinidad, oxígeno disuelto, temperatura, además de otras características de interés como: salinidad, condiciones de potencial redox, reacciones microbianas, secuencia de las mezclas, diferencias fisicoquímicas (temperatura, composición) entre los dos cuerpos de agua que se mezclan, grado de saturación con respecto a cierto mineral y por supuesto, el volumen implicado de cada uno de los componentes.

De acuerdo con Runnels (1969) y Hanshaw y Back (1979), los efectos asociados a la mezcla de agua de diferente composición son algunas texturas sedimentarias como reemplazamiento, alteración, cementación, lixiviados, recristalización, mineralización, etc. Un ejemplo de mezcla son las zonas hidrotermales donde se producen abundantes precipitados de calcita en la interface de agua de diferente composición, aun sin la participación de la roca adyacente.

Especial importancia tiene el tiempo y la oportunidad de contacto de las dos soluciones; en particular la velocidad del flujo involucrado, la cual puede ser:

- a.- muy lenta como es el caso de la presión osmótica, difusión molecular, reacciones químicas y biológicas, y gradientes químicos o de temperatura.
- b.- rápida, en el caso de encontrarse con diferencias en los valores de conductividad hidráulica, carga hidráulica, procesos como fracturamiento y/o fallamiento, y sismicidad.

Con relación a los miembros iniciales de la mezcla, la solución resultante puede dar lugar, a modificaciones en la disolución-precipitación, y por ende en el Índice de Saturación (IS) de minerales secundarios, siendo éste uno de los efectos de mayor seguimiento. Otros efectos pueden ser cambios en el pH, el estado de oxidación de Fe y en el tipo de complejos disueltos. A

medida que dos soluciones sean más contrastantes en su composición, los efectos serán más evidentes, (Wigley, 1973 en Wigley y Plummer, 1976).

1.7.1. Modelos de comportamiento de la solubilidad en los procesos de mezcla

Para predecir si la mezcla de dos soluciones producirá una tercera solución sub o sobresaturada con respecto a uno o más minerales, se requiere conocer como varían las condiciones de solubilidad del mineral en cuestión, en función de parámetros físicos y químicos de las soluciones involucradas. En el caso de la solubilidad de la calcita se trata de una función no lineal de la P_{CO_2} de acuerdo a la Fig. No. 1.12 que muestra la concentración de Ca en equilibrio con calcita. Por lo que la mezcla de A y B, que están en equilibrio con calcita pero con diferentes P_{CO_2} 's, dará como resultado una solución subsaturada. Para llegar al equilibrio estas soluciones deberán disolver más calcita. En tanto que la mezcla de A y C, dará soluciones sobresaturadas, que requerirán precipitar calcita para estar en equilibrio.

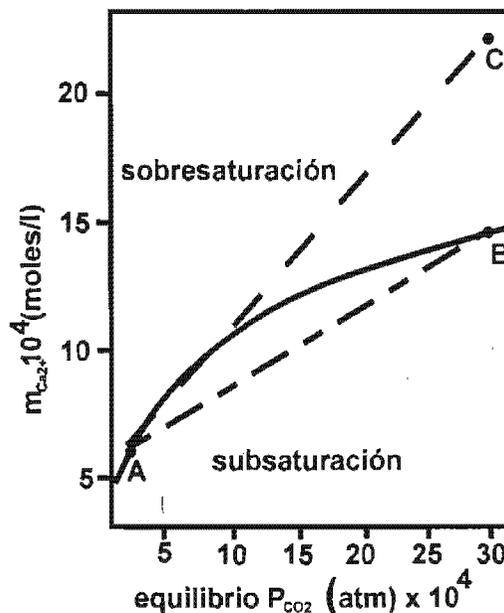


Fig. No. 1.12. Solubilidad de la calcita en función de la presión parcial de CO_2 (James y Choquette, 1984).

Wigley y Plummer (1976) definen las diferentes modificaciones que presenta la solubilidad de calcita en la mezcla de diferentes soluciones. Utilizan seis soluciones en equilibrio con calcita con variaciones en su composición, como se observa en el Cuadro No. 1.1. Los autores realizaron la mezcla de dos en dos, tomando la solución 1 como base y utilizando a continuación cada una de las restantes cinco soluciones.

Cuadro No. 1.1. Composición química de las soluciones utilizadas por Wigley y Plummer (1976) para mostrar los diferentes efectos en la mezclas de aguas.

Solución	Temp (°C)	pH	Ca (mmol/kg)	Mg (mmol/kg)	Na (mmol/kg)	Alcalinidad (meq/kg)	SO ₄ ²⁻ (mmol/kg)	Cl (mmol/kg)	-log P _{CO2}
1	10	7.335	2.166			4.332			2
2	10	7.99	0.964			1.928			3
3	25	7.313	1.699			3.398			2
4	10	7.071	14.639			2.572	13.353		2
5	10	7.448	1.341	1.54		5.762			2
6	10	7.386	2.78		59.762	5.56		59.762	2

La Fig. No. 1.13 muestra en el eje de las abscisas, los porcentajes de las solución añadida a la 1 y en el eje de las ordenadas el índice de saturación de calcita (IS_{cal}), además, en cada curva se tienen las soluciones participantes en la mezcla.

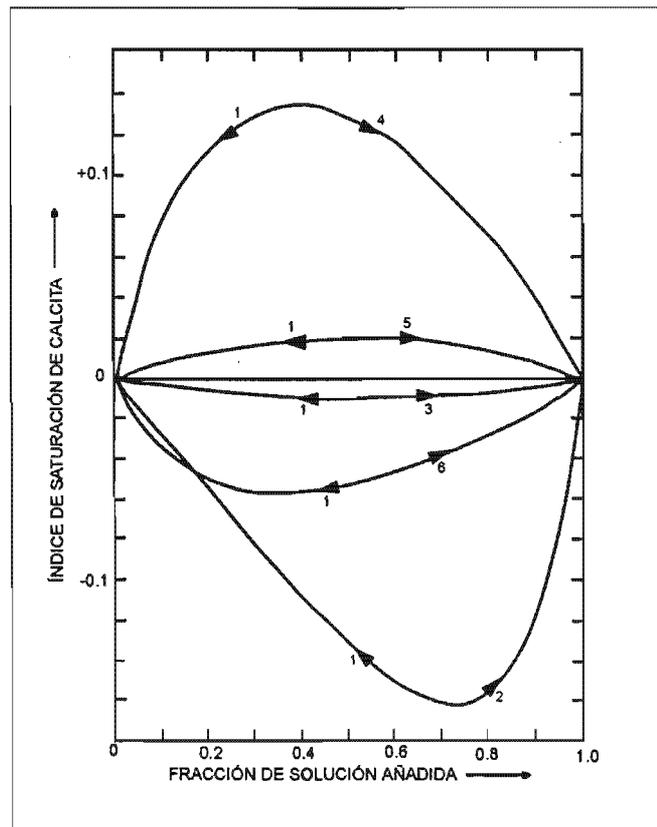


Fig. No. 1.13. Comportamiento del IS_{cal} en mezclas de soluciones con diferente composición. Las flechas indican el aumento en el porcentaje de la solución añadida, (Wigley y Plummer, 1976).

La evolución de la composición de la solución resultante de la mezcla de dos soluciones carbonatadas ha sido estudiada por diversos autores, entre los más destacados están Wigley y Plummer (1976), Mazor (1991) y Corbella y Ayora (2003). Por su parte, Wigley y Plummer (1976) plantean que la composición de los miembros iniciales de la mezcla determinará la composición de

la solución resultante, siendo los parámetros químicos más importantes para la composición final: la fuerza iónica (I), pH, la concentración de calcio, carbono orgánico o inorgánico, la temperatura y la salinidad. Cuanto más contrastantes sean los miembros iniciales, los cambios en la solución final serán más notorios. Asimismo, comentan que la conducta no-lineal de la mezcla de dos soluciones se puede atribuir a uno o a la combinación de varios de los cuatro modelos siguientes:

1. Efecto Algebraico

Es el comportamiento lineal de la composición de la mezcla con respecto a los miembros que la integraron, válido para iones como K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y Cl^- , que se denominan conservativos. La concentración de la solución resultado de la mezcla de dos disoluciones será simplemente el promedio ponderado (algebraico) de las concentraciones de las soluciones originales, (Mazor, 1991). Este comportamiento muy común se presenta en todas las mezclas, aun entre aguas saturadas. La mezcla de soluciones sobresaturadas producirá siempre soluciones también sobresaturadas, debido a que la evolución de las concentraciones totales de estas especies es lineal. El efecto algebraico ocurrirá siempre que los componentes del mineral en cuestión tengan diferentes actividades en las soluciones participantes. A diferencia de la evolución de la concentración, el producto de la actividad de los iones (PAI), del coeficiente de actividad (γ) y de la actividad (a) no se presenta de manera lineal.

Una forma de determinar si existe este efecto es mediante gráficas X-Y, si las concentraciones se comportan de manera lineal o, bien, si en diagramas de Shöeller se obtienen familias de rectas. Incluso Mazor (1991) menciona procedimientos aritméticos para el cálculo de las proporciones utilizadas de cada uno de los componentes de la mezcla.

Las soluciones que son producto de la mezcla de las soluciones 1 y 4, y de 1 y 5 de Wigley y Plummer (1976) exhibe valores de $IS_{Ca} > 0$ (Fig. No. 1.13). Los autores mencionan que en la sobresaturación de la solución resultante, también se tiene la participación del efecto de la fuerza iónica.

2. Redistribución de especies de carbono o efecto ΔP_{CO_2}

Este comportamiento se refiere a la subsaturación que resulta de la mezcla de aguas saturadas en calcita con diferentes valores de P_{CO_2} . La máxima subsaturación ocurre cuando porciones casi iguales de dos soluciones subsaturadas son mezcladas o cuando los valores de P_{CO_2} son diferentes, (Thraillkill, 1968). La mezcla resultante tiene la capacidad de disolver calcita,

aunque las soluciones participantes no la tenían originalmente, por lo que James y Choquette (1984) denominan a este proceso *Corrosión por mezcla*, esto se observa en la mezcla de las soluciones 1 y 2, de la Fig. No. 1.13.

Un trabajo clásico es el realizado por Bögli (1964) (citado por Runnels, 1969 y Wigley y Plummer, 1976) que menciona este fenómeno produce la subsaturación con respecto a calcita. Así, en la Fig. No. 1.12, para que la mezcla se mantenga en equilibrio con la calcita, se requiere aumentar la disolución y así, ganar más mCa^{2+} . Esta es la base del concepto de "*Mischungskorrosion*", que es responsable de acuerdo con Bögli (1964), de la formación de cavernas y también, es la base de comparación para el comportamiento no lineal para otros sistemas. Particularmente, Wigley y Plummer (1976) infieren que este efecto es el resultado de la redistribución de todas las especies inorgánicas de carbono en una solución saturada.

Otro ejemplo es la adición de calcita a una solución saturada con una sal neutra no reactiva con CO_2 . La Fig. No. 1.14 presenta el comportamiento de la solubilidad de calcita como una función de la concentración de NaCl donde las concentraciones resultado describen curvas cóncavas hacia las abscisas; con menores curvaturas para las soluciones de mayor temperatura. La forma general de la curva sugiere que al mezclarse dos aguas saturadas (A) y (B), se producirá una tercera (C) siempre subsaturada, que para alcanzar de nuevo el equilibrio (C') deberá disolver más calcita.

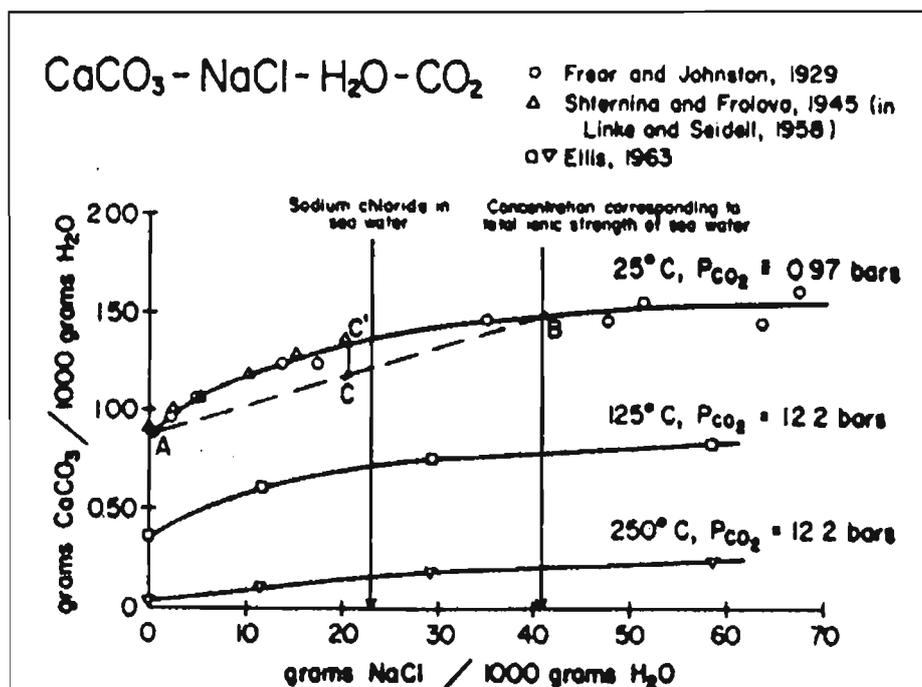


Fig. No. 1.14. Solubilidad de calcita en función de la concentración de un electrolito natural en solución, en este caso NaCl, (Runnels, 1969).

3. Dependencia no lineal de los coeficientes de actividad con la fuerza iónica

Cuando soluciones saturadas pero de diferentes valores de fuerza iónica (I) se mezclan, se producirá probable subsaturación. Se atribuye a la dependencia no lineal de los coeficientes de actividad en la fuerza iónica. Este efecto tiende a disminuir el valor del índice de saturación. Wigley y Plummer (1976) comentan que este efecto ocurre en algún grado en todas las mezclas. Un ejemplo es el que se observa en la Fig. No. 1.12 en la mezcla de las soluciones 1 y 6.

4. Efecto del ión común o redistribución de pares de iones

La Fig. No. 1.15 presenta el caso de CaSO_4 añadido a una solución de CaCl_2 . De acuerdo con Runnels (1969), la forma de las curvas, cóncavas hacia arriba, permite predecir que la mezcla de dos soluciones saturadas producirá soluciones también sobresaturadas, con potencial de precipitar tal vez como cementante. En el citado ejemplo, el efecto del ión común entre la sal disuelta (CaCl_2) y la sal añadida (CaSO_4), provocará que disminuya la solubilidad de $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, por lo que la mezcla de dos soluciones A-B provocará que precipite este mineral hasta que se alcance el equilibrio nuevamente.

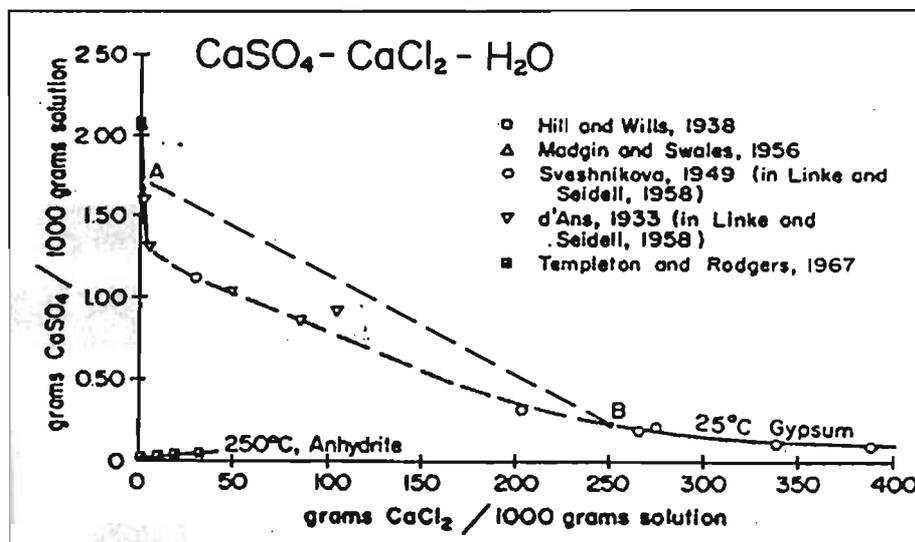


Fig. No. 1.15. Solubilidad del CaSO_4 como una función de la concentración de CaCl_2 en solución (Runnels, 1969).

Esto ocurrirá de la misma manera cuando se mezclen soluciones con OH^- como ion común. Como un caso especial, el referido autor menciona que, la precipitación química ocurrirá en sistemas que son particularmente sensibles a cambios del pH del agua de poro de rocas carbonatadas. Lo que provocará que el valor final del pH del agua, resultado de la mezcla, tenga un valor muy diferente.

Otro caso es la mezcla de soluciones que pueden presentar tanto sub como sobresaturación, lo que se evidencia en curvas tanto cóncavas como convexas hacia el eje horizontal. Este es el caso del sistema donde CaSO_4 es agregado a una solución de Na_2SO_4 (Fig. No. 1.16). A 25°C y para soluciones de baja salinidad, el valor de la solubilidad del CaSO_4 añadido disminuye. Debido al efecto del ion común, se produce la sobresaturación de la mezcla resultante con la consiguiente formación de precipitados. Si es el caso de una solución de salinidad mayor, la solubilidad aumenta y la mezcla produce subsaturación, lo cual se debe efectos electrostáticos en la solución y a la formación de iones complejos. En este paso se puede disolver más sal. Tal vez muchas texturas sedimentarias sean debidas a diversas etapas de precipitación y disolución de minerales a causa de la mezcla de soluciones de diversa concentración.

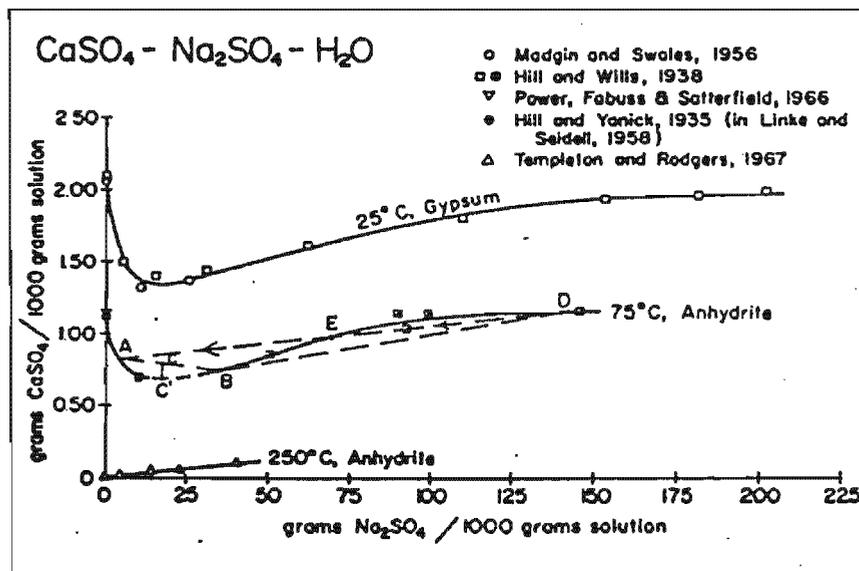


Fig. No. 1.16. Solubilidad del CaSO_4 como una función de la concentración de Na_2SO_4 en solución, (Runnels, 1969).

1.8. Modelación geoquímica

Para la verificación del modelo conceptual de la zona de estudio se incluyó el uso de *programas* para la modelación geoquímica, mediante el ingreso de datos analíticos y la conceptualización del sistema en un programa de computadora. Con este procedimiento se reprodujeron teóricamente los diversos procesos geoquímicos. Actualmente, la gran mayoría de los *programas* para la modelación geoquímica son de libre acceso y cumplen con diferentes objetivos.

A continuación se especifica la connotación de vocablos como *modelo*, *programa de computadora para modelación geoquímica* y *modelación* que se usan en la presente tesis:

Modelo es la conceptualización del funcionamiento hidrogeológico de un sistema real, (Molinero-Huguet y Samper-Calvete, 2000). Martínez et al. (2000) lo explica como "la construcción teórica o conceptual que engloba el conjunto de reacciones químicas (física y termodinámicamente coherentes) que tienen lugar en un acuífero, y que son responsables de la composición observada en el agua subterránea". Estiman que conocer el modelo hidrogeológico de un acuífero es el verdadero trabajo del hidrogeólogo que utiliza la hidrogeoquímica como herramienta. Zhu y Grég (2002) opinan que el modelo incluye, además de la conceptualización del sistema, un conjunto de expresiones matemáticas que permiten realizar cálculos con lo cual el modelo es predictivo. En tanto que el modelo geoquímico tiene un componente adicional, las prescripciones cinéticas y de equilibrio para las reacciones químicas entre los componentes químicos de interés.

Programa computacional es el código de computadora que incluye el algoritmo (la técnica numérica) para realizar una tarea específica, en este caso, reproducir reacciones químicas o los procesos en el medio acuífero. Los programas utilizados en la modelación geoquímica incluyen una base de parámetros termodinámicos y cinéticos (Zhu y Greg, 2002). Martínez et al. (2000) lo describen como una herramienta que ayuda a encontrar explicaciones para las observaciones disponibles y a evaluar los efectos producidos por acciones externas al sistema. El objetivo con el que fueron creados los *programas* para la modelación geoquímica fue el de simular y cuantificar los procesos químicos que modifican la composición del agua subterránea en un sistema hidrogeológico dado.

Modelación es el proceso de comprobar el *modelo* conceptual preestablecido. Es el proceso por el cual los principios físico-químicos se aplican a la interpretación del origen y funcionamiento de sistema hidrogeoquímico (Jenne, 1979 *en* Martínez et al., 2000), que ahora se ve facilitada por los programas de cómputo. De acuerdo con Zhu y Greg (2002) es incluir datos analíticos y de campo en un marco conceptual a fin de representar las observaciones en la naturaleza.

1.8.1. Consideraciones generales acerca de la modelación geoquímica

De acuerdo con Chapelle (1992), Deutch (1997) y Martínez et al. (2000), para la utilización de estos programas es necesario:

- a. Contar con datos hidrogeoquímicos del sitio.
- b. Conocer el modelo conceptual hidrogeológico.
- c. Determinar la mineralogía elemental del material del acuífero.

- d. Conocer las características de los posibles intercambiadores iónicos.
- e. Conocer o estimar el estado redox en general.
- f. Haber realizado mediciones de campo de alcalinidad, el pH y la temperatura.
- g. Analizar el estado de alteración de la especies minerales existentes en el medio.
- h. Estimar los procesos hidrogeoquímicos que se realizan en el acuífero.

De acuerdo con el grado de conocimiento de los puntos anteriores, se podrá garantizar que los resultados obtenidos de la modelación geoquímica podrán ser integrados al modelo conceptual del acuífero. Los programas de modelación geoquímica tienen la capacidad de realizar varios cálculos que son, de acuerdo con Chapelle (1992), Deutch (1997), Drever (1997) y Langmuir (1997):

- i. Cálculos de la especiación: elaboración del modelo acuoso y del estado de óxido-reducción.
- ii. Cálculos de equilibrio mineral.
- iii. Balance de masa.
- iv. Balance de electrones.
- v. Balance isotópico.
- vi. Transferencia de masa a lo largo de una línea de flujo.

1.8.2. Tipos de enfoque y métodos de modelación geoquímica

El enfoque que obtiene un programas de modelación geoquímica puede ser desde dos puntos de vista (Martínez et al., 2000):

Enfoque temodinámico. Cuando una solución acuosa circula en contacto con minerales, la cantidad de cada mineral que el agua puede disolver, viene establecida por la relación temodinámica entre el producto de las concentraciones de los iones que forman cada mineral (K_{ps} , ec 1.21) y el producto de las concentraciones existentes de los iones en el agua que componen el mineral en cuestión (PAI). El agua disolverá tanto más de un determinado mineral cuanto menor sea el K_{ps} con respecto a su PAI. Cuando la solución llega a la saturación el agua pasará a estar en equilibrio respecto al mineral en cuestión, para posteriormente ir precipitando una cierta cantidad de mineral.

Enfoque químico o cinético permite predecir si dadas ciertas condiciones, una reacción química se producirá o no, en qué sentido tendrá lugar y también en qué magnitud se

producirá ese desplazamiento teniendo en cuenta el tiempo que requerirán esos procesos. Permite prever como se irá modificando la composición de una solución acuosa en contacto con las fases minerales, pero no cuanto tiempo demandará alcanzar el equilibrio, por lo que no se podría obtener la velocidad de reacción (v_r) con exactitud, aunque se podría inferir.

El enfoque la modelación dependerá de la relación v_r/v_t . Si la velocidad de una reacción (v_r) es superior a la de los procesos físicos de transporte (v_t), esto es si $v_r > v_t$, la reacción alcanzará el equilibrio. En el caso de $v_r < v_t$, no se alcanzará el equilibrio, y la reacción continuará produciéndose. En este último caso, el estudio y cuantificación de los procesos requerirá aplicar el enfoque cinético, determinando y estableciendo, en la medida de lo posible, las velocidades de reacción y sus posibles consecuencias.

De esta manera, existen sectores de los sistemas de flujo regional que tiene velocidad de flujo muy lenta por lo que las reacciones se podrán estudiar desde el punto de vista termodinámico. En tanto, en acuíferos con elevadas velocidades, es posible que no se consiga el equilibrio y haya que estudiarlas desde el punto de vista cinético.

La forma en que cada uno de los *programas* para la modelación geoquímica llega a la especiación de una solución, está en función de la forma de utilizar los datos y de establecer las fases reactivas. De acuerdo con Chapelle (1992) y Deutch (1997) se tiene:

1. Modelación inversa

Este método supone la utilización de abundantes datos hidrogenoquímicos acerca de la composición, tanto inicial como final de, al menos, una línea de flujo; además requiere tener un buen conocimiento hidrogeológico del medio reactivo para deducir los procesos geoquímicos que operan en el sistema hidrogeológico en estudio. Calcula la cantidad de masa neta transferida entre las distintas fases del medio (líquida, sólida y gaseosa) para cada una de las reacciones químicas netas, que ocurren en el medio físico entre dos puntos situados sobre una línea de flujo.

En la práctica, el método inverso proporciona mayor información acerca del funcionamiento de un sistema. El programa de modelación crea un conjunto de posibles reacciones, de las cuales, el usuario escogerá la más viable, en función de su conocimiento de las fases reactivas y de las condiciones hidrogeológicas. Se trata en sí de un cambio de fases, como la disolución de un sólido

o de gas o la precipitación de sólidos (Zhu y Greg, 2002). La expresión que resuelve es de acuerdo con Deutch (1997) y Martínez et al. (2000):

datos de la composición inicial + pronóstico de las fases reactivas =
 datos de la composición final + detalle de los productos finales ... (1.38)

Este método de modelación es frecuentemente llamado en hidrogeología, modelación de reacción en una trayectoria de flujo. No considera como obligadas las restricciones termodinámicas del balance de masas, empleando sólo el principio de conservación de masa.

2. Modelación directa

Requiere una menor cantidad de datos hidrogeoquímicos a lo largo de una línea de flujo. Se hacen predicciones *a priori* de la evolución de la composición química en función de ciertos reactantes y procesos propuestos por el usuario. El usuario incluye los procesos geoquímicos involucrados (que están limitados por las condiciones termodinámicas y el balance de masa) y la composición de una solución inicial. El método directo tiene la ventaja de predecir detalles de las rutas de reacción termodinámicamente válidas para un sistema dado. La ecuación que desarrolla, de acuerdo con Deutch (1997) y Martínez et al. (2000), es:

composición inicial + información de las fases reactivas =
 pronóstico de la composición final + pronóstico de los productos ... (1.39)

1.8.3. Limitaciones de la modelación geoquímica

La modelación geoquímica es una herramienta mediante la cual se simulan sistemas acuosos en sistemas naturales, aunque tiene ciertas limitaciones que se enumeran en el Cuadro No. 1.2 (Deutch, 1997). De ahí que, para obtener los mejores resultados se deba eliminar o minimizar la incertidumbre en la realización del trabajo de campo, los resultados de laboratorio y en el conocimiento del medio acuífero, a fin de reproducir de la mejor manera el funcionamiento hidrogeológico del acuífero.

Por otro lado, Zhu y Greg (2002) comentan que el no interpretar bien algunos procesos hidrogeoquímicos y evaluar algunos factores limitantes, se tienen restricciones en la aplicación y en la utilidad de la modelación geoquímica. Algunos ejemplos son:

Cuadro No. 1.2. Limitaciones la modelación geoquímica, donde K_T = equilibrio total, (Deutch, 1997)

Factor limitante	Influencia en
Datos de campo y laboratorio	Parámetros de campo (alcalinidad, temperatura, pH, CE, etc.) Análisis de laboratorio (precisión y realización) Caracterización de la fase sólida
Datos termodinámicos (especies acuosas, sólidos y gases)	Base de datos (precisión y realización) Cálculo de coeficientes de actividad y de K_T
Restricciones al equilibrio	Minerales, gases y estado redox
Fuerza iónica de la solución	$I < 0.5$, teoría de la asociación $I > 0.5$, teoría de la interacción
Extensión de los procesos hidrogeoquímicos	Complejación de iones Precipitación/disolución de minerales Cambios redox Equilibrio de la fase de gas Adsorción/desorción Solución sólida

1. El estilo de modelación que reproducen los programas de modelación geoquímica es en forma de lotes, esto es, en sistemas cerrados.
2. No existen datos cinéticos acerca de procesos geoquímicos y ambientales.
3. El conocimiento de la adsorción en superficie que aunque es bien conocida, tiene aun puntos críticos acerca de la caracterización de superficies adsorbentes.
4. La ausencia de equilibrio entre los pares redox en sistemas naturales no se puede incluir en los programas para la modelación geoquímica.
5. La heterogeneidad en la matriz sólida que en ocasiones no está bien caracterizada, puede crear incertidumbre en los resultados obtenidos.
6. Si los resultados de la modelación se han de aplicar a estudios socioeconómicos, es preciso conocer o evaluar la incertidumbre de los resultados obtenidos.

1.9. Programas de cómputo de modelación geoquímica

1.9.1. Tipos de Programas de Modelación Geoquímica

Los cálculos comentados en el punto anterior, no son realizados en su totalidad por un solo programa de modelación. Incluso el desarrollo de programas a lo largo del tiempo se ha dado conforme se han incorporado nuevos procedimientos para su cálculo, con lo cual se han ido haciendo más complejos. De acuerdo con Langmuir (1997), los programas para la modelación geoquímica se pueden clasificar en:

1. Programas para la modelación geoquímica basados en el cálculo de balance de masa

Realizan solamente cálculos de balance de masa y no incorporan consideraciones de equilibrio. Solamente son usados para definir la masa neta de minerales o gases que se disuelven o precipitan a lo largo de una línea de flujo entre dos puntos conocidos. También, considera el intercambio de iones y otros procesos de transferencia que pueden ser definidos por el usuario. Pueden informar acerca de la mezcla de dos aguas para producir una tercera.

Algunos programas pueden encontrar diferentes combinaciones de procesos participantes a fin de integrar diferentes propuestas de solución que se pueden presentar a lo largo de una línea de flujo. Estos programas emplean datos termodinámicos procedentes de una base de datos propia, de ahí que existan algunas variaciones en los resultados, dependiendo del valor de las constantes. Los modelos de equilibrio utilizados y las rutas de cálculo no pueden ser modificados por el usuario. El usuario debe discernir entre las soluciones presentadas por el programa de acuerdo a su conocimiento del acuífero, para descartar las que podrían no ser posibles termodinámicamente o cinéticamente o que conceptualmente no se ajustan. En cuanto al transporte de masa, el programa asume flujo establecido. La dispersión de los constituyentes químicos a lo largo de la línea de flujo se asume como insignificante, o puede ser caracterizada como la mezcla de dos miembros iniciales.

Los programas de modelación especializados en el balance de masa pueden ayudar al usuario a determinar y cuantificar los procesos geoquímicos que son más importantes para la evolución química del agua. Con suficiente información (como son, datos isotópicos) los programas de modelación geoquímica pueden, indirectamente, confirmar la información existente acerca de la hidrogeología, incluyendo flujo de agua subterránea y velocidad. Si la velocidad del agua subterránea es conocida, el programa puede proporcionar velocidad de reacción. El uso de estos programas pueden ayudar a identificar datos o mediciones faltantes, tales como mineralogía o composición isotópica, etc. Ejemplos son BALANCE (Parkhurst et al., 1982) y NETPATH (Plummer et al., 1991).

2. Programas de modelación geoquímica basados en el cálculo de especies acuosas

Pueden calcular la distribución de un elemento entre diferentes especies acuosas y complejos (inorgánicos y orgánicos) y determinar si una solución está supersaturada o subsaturada con respecto a varios minerales o fases de gases. Son útiles para verificar los resultados de los programas de balance de masa. No son susceptibles de incluir información

espacio-temporal. El algoritmo utiliza constantes de equilibrio. Ejemplos son WATEQF (Plummer et al., 1984), WATEQ4F (Ball et al., 1981); Ball y Arlosoroff, 1987; Ball y Nordstrom, 1991).

3. Programas de modelación geoquímica basados en el cálculo de transferencia de masa

Simulan pasos sucesivos de un sistema en respuesta a flujos de masa o energía. Se puede incluir información temporal en función de un término de avance de la reacción, pero no es posible incluir información espacial (Zhu y Greg, 2002). Los principios que manejan estos modelos son el balance de masa y el equilibrio termodinámico. Pueden simular procesos como titulación, amortiguamiento de soluciones, y la modelación de reactores bien mezclados.

Este tipo de programas de modelación geoquímica permiten conocer las especies de una solución acuosa, de igual manera como lo hacen los programas descritos en las secciones anteriores. Además, pueden simular los cambios causados en la química de la solución por procesos de transferencia de masa, como son disolución/precipitación, entrada y salida de gases, intercambio/adsorción de iones, evaporación, temperatura de ebullición, cambios de presión y mezcla de dos aguas. Presentan problemas adicionales a los que se dan con el uso de los programas especializados en la especiación, debido a que no consideran la relación sólido-solución. Proveen sólo limitada información acerca del intercambio/adsorción de iones.

Los programas para la modelación geoquímica que calculan la transferencia de masa pueden predecir la conducta geoquímica general de un contaminante, y así determinar, si las reacciones van hacia el equilibrio dentro de un sistema. Estos programas son usados en la modelación de la evolución a lo largo de la ruta de reacción. Ayudan a establecer las estrategias de limpieza de un contaminante y generalmente, ayudan a entender los procesos que afectan la evolución química del agua subterránea. Sin embargo, presentan, frecuentemente, más problemas de convergencia que para los programas de especiación. Ejemplos: PHRQPITZ (Plummer et al., 1988); SOLMINEQ.88 (Kharaka et al., 1988); PHREEQE (Parkhurst et al., 1990); MINTEQA2 (Allison et al., 1990); MINEQL⁺ (Schecher y McAvoy, 1991); EQ3/6 (Wolery, 1992; y Wolery y Daveler, 1992); Geochemist's Workbench (Bethke, 1994); PHREEQC (Parkhurst, 1995; y Parkhurst y Appelo, 1999).

4. Programas de Modelación Geoquímica para el cálculo de transporte de masa química

Es la unión del cálculo de la partición de contaminantes entre diversas fases sólidas y los mecanismos de transporte del contaminante. El término *acoplado* se refiere a modelos, de acuerdo

con Zhu y Greg (2002) que resuelven simultáneamente dos grupos de ecuaciones que describen dos tipos de procesos. Como ejemplos son los modelos multicomponentes, de transporte de masa multiespecie reactiva, que describen reacciones químicas en escala temporal y espacial (Zhu y Greg, 2002). Ejemplos: CHMTRNS (Noorishad et al., 1987); PHREEQM-2D (Nienhuis et al., 1994); PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) y PHAST (Parkhurst et al., 2002).

1.9.2 PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999; versión 2.8, 15 Abril de 2003)

Se hace la descripción de este programa que fue utilizado para la modelación en la presente tesis; realiza una gran variedad de cálculos referidos a procesos hidrogeoquímicos a baja temperatura, como son:

- 1- cálculos de la especiación y del índice de saturación.
- 2- cálculo de reacciones en batch y cálculos de transporte unidireccional que involucran reacciones reversibles (soluciones acuosas, gases, minerales, soluciones sólidas, complejación, intercambio iónico) y reacciones irreversibles, que incluyen la transferencia de moles de reactantes, reacciones cinéticamente controladas, mezcla de soluciones y cambios de temperatura.
- 3- modelación inversa que determina los moles de transferencia de minerales o gases que explican la diferencia de composición entre aguas.

Es un programa que tiene opciones para simular reacciones químicas y procesos de transporte en agua que incluso puede ser agua contaminada. Está basado en la química del equilibrio de soluciones acuosas que tienen interacción con minerales, gases, soluciones sólidas, minerales que presentan intercambio iónico y superficies de adsorción. También tiene la capacidad de modelar reacciones cinéticas con ecuaciones de velocidad que pueden ser completamente especificadas por el usuario en la forma de subrutinas en lenguaje Basic. Los reactantes en equilibrio y cinéticos pueden interconectarse, por ejemplo, relacionando el número de sitios de superficie a la cantidad de un reactante cinético que es consumido o producido durante la modelación. El algoritmo de transporte 1D comprende dispersión, difusión, y varias opciones para medios de doble porosidad. La opción de modelación inversa permite la identificación de reacciones que se pueden llevar a cabo a lo largo de una línea de flujo o en el curso de la duración de un experimento. La base de datos se puede extender permitiendo la aplicación de las reacciones de transporte y modelación inversa para casi todas las reacciones químicas que tienen

influencia en la calidad de la lluvia, suelo, agua subterránea y agua superficial. En la modelación inversa se ha añadido la opción de balance molar de isotópos.

El programa antecedente es WATEQ, (Truesdell y Jones, 1974), que fue diseñado para soluciones carbonatadas. A partir de su base de datos, la USGS creó PHREEQE que significa pH, REDOX y equilibrio, que entonces se definía como *"un programa para simulación geoquímica"* (Fleming y Plummer, 1983). Fue escrito en Fortran 66 y fue liberado en 1980. Tuvo diversas versiones, la 2.4, que fue la última, data de 1994. A partir de 1995 se creó PHREEQC, escrito en lenguaje C, con una interface gráfica llamada PHREEQCI. Se define como un *"programa de computadora para especiación, ruta de reacción, transporte advectivo y cálculos geoquímicos inversos"* (Parkhurst, 1995).

Langmuir (1997) caracteriza a este programa como de transferencia de masa donde se incorpora la opción de transporte de masa química. La modelación de flujo en medios geológicos homogéneos supone el estado estacionario en una dimensión y establece condiciones simples de frontera. En la aproximación numérica de las ecuaciones de transporte, la dispersión numérica que presenta puede llegar a ser significativa. Puede ser usado para transporte de masa, y así predecir los escenarios del mejor y del peor caso del transporte de contaminantes, sin embargo no es una herramienta predictiva exacta en la mayoría de los casos.

El programa PHREEQE es la base de otros programas de modelación, como PHQEEQM, (Appelo y Nienhuis, 1992) que es un programa de transporte multicomponente en una dimensión. Otro programa que tiene como base a PHREEQE es PHRQKIN (Nyström-Claesson y Andersson, 1996) que simula la cinética de la disolución y precipitación en soluciones de agua subterránea, específicamente de minerales de silicatos de aluminio. Debido a que PHREEQE no fue diseñado para el manejo de soluciones acuosas y soluciones sólidas, se diseñó otro programa más específico, PASSIPHIC, (Börjesson y Emrén, 1998) que maneja la interacción de sólidos puros y soluciones sólidas en fase acuosa. Otro programa que incluye PHREEQC es PFAST (Parkhurst et al., 2002), programa para la simulación en 3D transporte reactivo multicomponente.

Agua y sed
Serio problema
Cuando uno tiene sed
Cuando uno quisiera beber
Pero el agua no está cerca
Que hacer?...
Tú lo sabes

"Agua"
Jarabe de Palo

CAPÍTULO II

Metodología

El propósito de este capítulo es describir los procedimientos seguidos en los aspectos fundamentales de la tesis.

2.1. Formulación del marco teórico

El objetivo de establecer un capítulo dedicado al marco teórico fue mostrar los resultados del análisis de la revisión bibliográfica referente a dos aspectos principales:

a). Fundamentos teóricos y estudios aplicados. Consistió en profundizar en el análisis de la bibliografía relativa a tópicos como dinámica del sistema de carbonatos, hidrogeología general, hidrogeología de acuíferos carbonatados, aspectos ambientales e hidrogeológicos del reuso del agua residual y estudios relacionados con la modelación geoquímica.

b). Estudios antecedentes de la zona de estudio: esta información fue de menor cuantía y comprendió los aspectos ambientales de la cuenca del río Atoyac, hidrología de la misma, geología regional e hidrogeología local. Así mismo, se analizó la información existente en dependencias oficiales acerca del funcionamiento histórico, aspectos agronómicos y edáficos del Distrito de Riego de Valsequillo.

2.2. Metodología utilizada para la caracterización geológica e hidrogeología

2.2.1. *Actividades de campo*

Consistió en la verificación geológica, que incluyó el reconocimiento de formaciones geológicas mesozoicas, terciarias y cuaternarias descritas en la literatura y la identificación y verificación de contactos geológicos observados en fotografías aéreas y en estudios geológicos. A la vez se analizaron las propiedades hidrogeológicas de los materiales geológicos como fracturamiento, disolución, porosidad, así como la existencia de pozos, norias, manantiales, ríos, vegetación, erosión y de actividades humanas potencialmente contaminantes.

Se recolectaron 48 muestras de roca y se realizaron 9 perfiles de suelo (donde se obtuvieron un promedio de 6 muestras de suelo por perfil) para la elaboración de láminas delgadas y así efectuar descripciones petrográficas. La ubicación de los puntos de colecta de muestras de roca y de los perfiles de suelo se presenta en la **Fig. No. 2.1**.

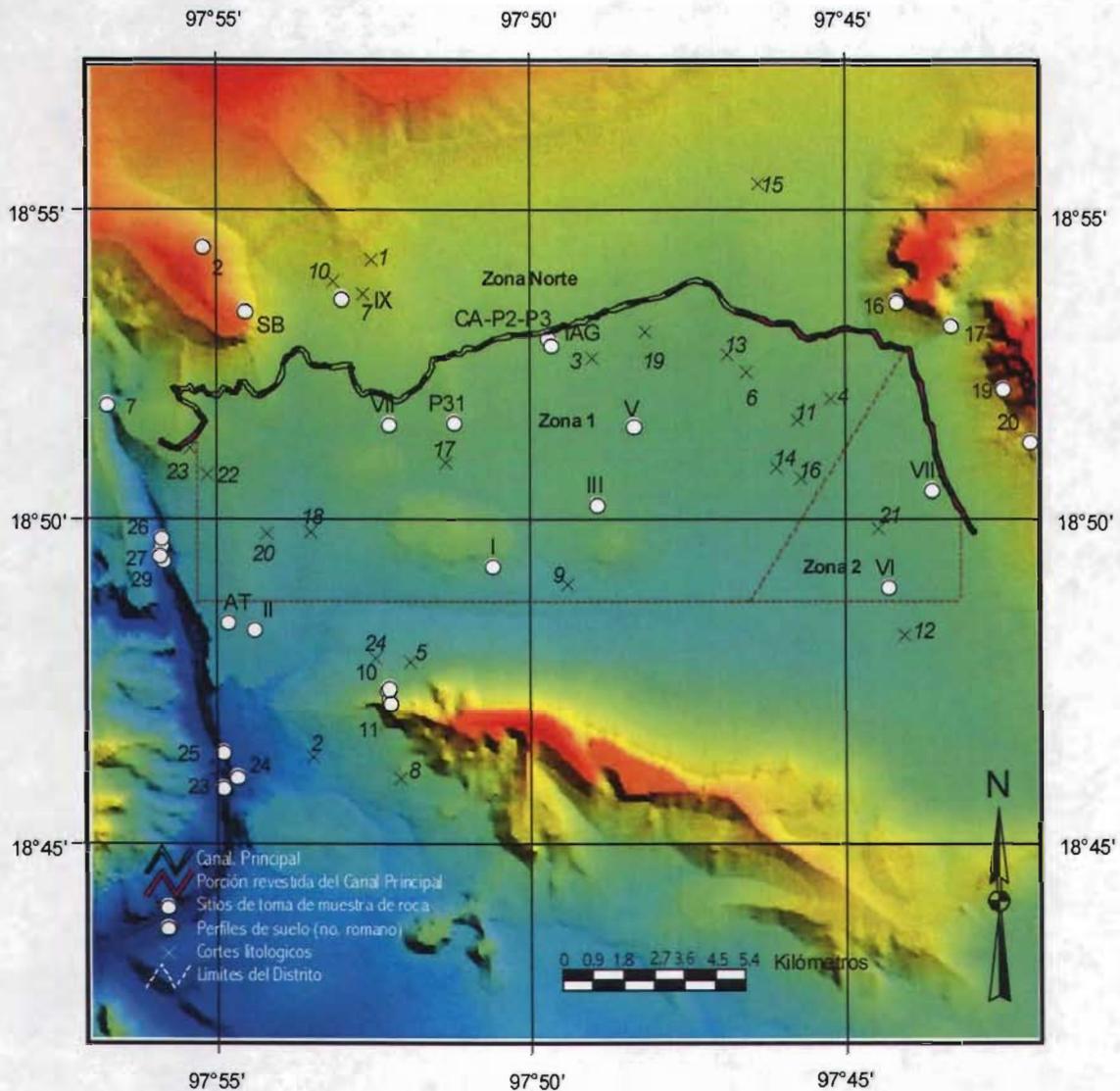


Fig. No. 2.1. Localización de puntos de verificación geológica (círculos con números arábigos), perfiles de suelo (círculos con números romanos) y cortes litológicos (cruces con números en cursiva). Se muestra con línea llena la porción revestida del Canal Principal. En el sitio donde se encuentran los sitios 26, 27 y 29 se encuentran los puntos 30 a 32.

Se realizaron varios recorridos de reconocimiento en la Primera Unidad del distrito, a fin de conocer las instalaciones de los sistemas de distribución y drenaje del agua superficial, desde la cortina de la Presa Valsequillo hasta el fin de la Primera Unidad. Al no ser continuo el

revestimiento del Canal Principal, se ubicaron los segmentos sin esta protección debido a que significan un mayor potencial de infiltración de agua residual. Se visitaron pozos de riego del distrito y particulares y los sistemas de riego.

2.2.2. Actividades de laboratorio

i) Realización de láminas delgadas de muestras de roca (en el Taller de Laminación del Instituto de Geología y del Centro de Geociencias, ambos de la UNAM) y de suelo (realizadas en la Universidad de Chapingo). Se realizaron descripciones petrográficas con el fin de identificar la mineralogía, características de la roca y sus constituyentes principales. Este punto es particularmente importante para determinar los minerales (primarios o secundarios) que constituyen las rocas o sedimentos y estimar las fases que participan en los procesos hidrogeoquímicos. Se realizó la medición de la amplitud de discontinuidades en láminas de rocas y suelos.

ii) Determinación de la composición química de elementos mayores en 6 muestras seleccionadas de roca y suelo mediante el método de Espectro de rayos X por Energía Difusa (EDS), en el Instituto de Metalurgia de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

2.2.3. Actividades de Gabinete

El análisis de la información antecedente, bibliográfica, de campo y laboratorio se estableció la estratigrafía de la zona permitió la elaboración de un mapa geológico y una columna litológica. Así mismo se integró la información de tipo edafológica que proporcionan Aeppli y Shoenhanls (1973). La integración del análisis de los estudios hidrogeológicos antecedentes, cortes litológicos de pozos, historial de cargas hidráulicas, propiedades hidráulicas de las unidades y la estratigrafía local permitió definir la hidroestratigrafía.

2.3. Metodología para el estudio de la hidrogeoquímica, isotopía y microbiología

2.3.1. Actividades de campo

Consistió en la colecta de muestras de agua superficial, residual y subterránea. Se puso especial interés en la medición de parámetros de campo como pH, temperatura, conductividad

eléctrica (CE) y alcalinidad total debido a que la determinación *in situ* es requisito para la modelación geoquímica.

Los tres primeros parámetros se midieron con un dispositivo marca Conductronic modelo PC18. Para calibrar el electrodo de medición de pH se utilizaron disoluciones amortiguadoras de pH igual a 7 y 10. En tanto que, para calibrar la celda de inmersión para la medición de CE, se usó una solución de KCl de concentración 0.01 molar (CE = 1.413 μ S a 25°C). Las mediciones se realizaron de acuerdo con los procedimientos de American Public Health Association et al. (1989). Para la alcalinidad total en campo se utilizó el método de la titulación ácido-base con punto final visual proporcionado por el indicador naranja de metilo (intervalo de pH 3.2-4.4). Se utilizó una bureta portátil marca Cole-Palmer modelo L-7870-30, utilizando una solución de ácido clorhídrico de concentración 0.49 N. Las muestras para el análisis de aniones y cationes filtraron con membranas de nitrato de celulosa, diámetro de 0.45 μ m, marca Millipore. El cálculo de la alcalinidad total se realizó por medio de la siguiente expresión American Public Health Association et al. (1989):

$$\text{Alcalinidad total (mg/l de CaCO}_3\text{)} = \frac{\text{ml de HCl} * N * 50,000}{\text{ml de muestra}} \quad \dots (2.1)$$

donde N = normalidad de la solución titulante de HCl

La colecta de muestras de agua subterránea y superficial para análisis en laboratorio se realizó en un total de 48 sitios de muestreo que incluyeron 44 pozos, 3 puntos en el Canal Principal y uno más en la Presa Valsequillo, cuya ubicación se muestra en la Fig. No. 2.2. La toma de las muestras se realizó en dos recorridos: el primero, en Diciembre de 1995 - Enero de 1996 y el segundo, en Febrero - Marzo de 1996, cuando el riego con agua superficial no se realizaba y el que utiliza agua subterránea era mínimo.

A partir de un volumen de aproximadamente dos litros de agua, se tomaron las muestras para iones mayoritarios e isótopos; la correspondiente a iones mayores se conservó en hielo hasta el momento del análisis. En el análisis microbiológico se consideró el análisis de coliformes fecales y totales y estreptococos fecales que se consideran indicadores de contaminación por excretas humanas. Este tipo de muestras se trasladaron en hielo al cabo de cada día de muestreo para su análisis, el cual se llevó a cabo en un periodo no mayor a 24 h al Laboratorio de Edafología, del Instituto de Geología de la UNAM ubicado en Ciudad Universitaria.

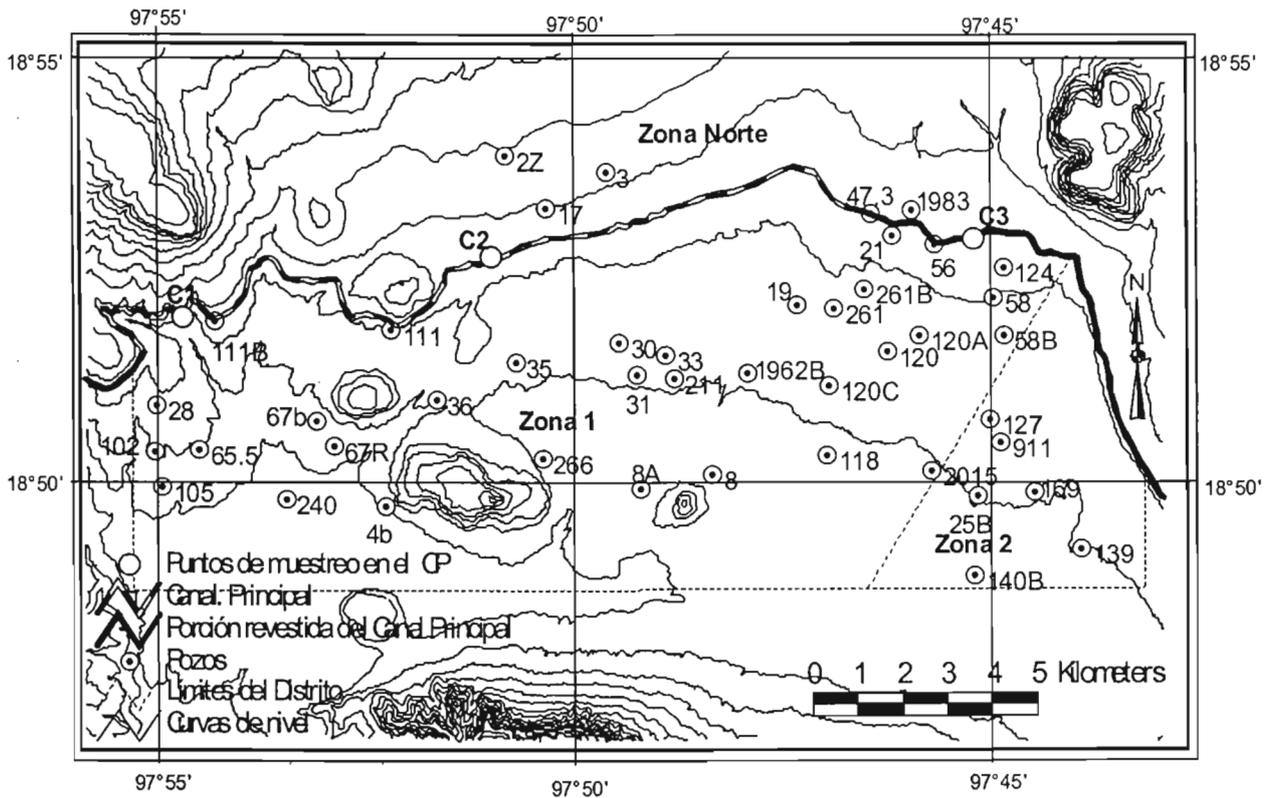


Fig. No. 2.2. Localización de puntos de colecta de muestras de agua subterránea y superficial en la Primera Unidad el Distrito de Riego.

La relación final del número de sitios por tipo de parámetro a analizar fue, Cuadro No. 2.1:

Cuadro No. 2.1. Número de muestras por tipo de parámetro, sitio de muestreo y anexo donde se encuentran los resultados del análisis. * No se tomaron en cuenta los análisis con electroneutralidad > 10, lo que se muestra en el Anexo No. 1.

Parámetro	Agua subterránea	Agua superficial	Total	Anexo No.
Parámetros de campo	42	2	44	2
Iones mayores	42*	3	45	3
Parámetros microbiológicos	39	3	42	6
$\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$	36	1	37	4
^3H	27	1	28	4

Las muestras correspondientes a pozos fueron tomadas directamente de la tubería de descarga del pozo, procurando que el mismo hubiera funcionado por lo menos durante dos horas, a fin de garantizar la homogeneización del efluente bombeado. En cuanto a las muestras tomadas en el Canal Principal fueron simples, considerando que el agua en la presa ya había sido suficientemente mezclada y homogenizada. Estas muestras se tomaron de la parte central del canal para evitar el arrastre de material del fondo.

La muestra destinada a la caracterización isotópica del agua de la presa fue del tipo compuesta, integrada a partir de muestras parciales tomadas en tres puntos diferentes: una muestra a la entrada de la presa, otra en la parte central y la última, en la proximidad de la cortina, con lo cual se integró una muestra a partir de volúmenes iguales de las muestras parciales.

Las botellas utilizadas para la toma de muestras fueron de los siguientes materiales:

- Polietileno o polipropileno de baja densidad con doble tapa de polietileno,
- Vidrio color ámbar con contratapa de polietileno y tapa de baquelita.

De acuerdo al tipo de parámetro por analizar y al laboratorio seleccionado para el análisis, se utilizaron diferentes tipos de contenedores y se procuraron condiciones de preservación específicas. En el caso de aniones y cationes se requería analizar la fracción iónica soluble, por lo cual se filtró la muestra. Las condiciones de preservación para cada tipo de determinación que se siguieron son similares a las que sugiere American Public Health Association et al. (1989) y que se listan en el Cuadro No. 2.2:

Cuadro No. 2.2. Características del material de muestreo y preservación de muestras de agua utilizadas en función del tipo de parámetro a analizar.

Parámetro	Material	Capacidad (L)	Conservador	Refrigeración	Filtrar
Aniones y cationes	Plástico opaco	0.5	Aniones, no/Cationes, acidificadas	Si	Si
Microbiológicos	Vidrio ámbar esterilizado, sin contratapa	0.5	No	Si	No
^3H	Vidrio ámbar sin contratapa, con tapa	1	No	No	No
^2H	Vidrio ámbar, con tapa y contratapa	0.045	No	No	No
^{18}O	Vidrio ámbar con tapa y contratapa	0.045	No	No	No

2.3.2. Actividades de laboratorio. Métodos de análisis de las muestras colectadas en campo

La preparación del material de laboratorio a utilizar en campo, como botellas (tanto para la toma de muestras como para contener soluciones para la calibración y determinación de alcalinidad) y el equipo de filtración de muestras (jeringas y portafiltros) requirió del cuidadoso

lavado realizado en laboratorio de acuerdo al siguiente procedimiento, el cual es similar a que sugiere EPA (1994):

- 1.º Lavar con detergente libre de fosfatos.
- 2.º Enjuagar con agua corriente tres veces, agitando fuertemente.
- 3.º Enjuagar tres veces con agua destilada.
- 4.º Remojar por cuatro horas en solución al 10% de ácido nítrico, calidad reactivo con bajo contenido de metales traza. Si el material está muy sucio, remojar toda la noche.
- 5.º Enjuagar tres veces con agua tridestilada.
- 6.º Escurrir hasta secar, en ambiente seco y libre de polvo.
- 7.º Las botellas destinadas al muestreo, deben ser llenadas al 20% de su capacidad de agua tridestilada hasta el momento de ser usadas, entonces enjuagar tres veces con agua del sitio.
- 8.º Lavar el material reusable al final de cada día de trabajo de campo con el procedimiento y soluciones similares a las utilizadas en laboratorio.

Antes del muestreo y dependiendo del parámetro a analizar se escogieron los laboratorios más convenientes en cuanto a calidad en los resultados y distancia de ubicación. El laboratorio del Departamento de Edafología, del Instituto de Geología de la UNAM, contó con la capacidad de realizar la mayoría de las determinaciones requeridas, además de tener la precisión y exactitud en sus resultados. Los laboratorios que realizan las determinaciones isotópicas son pocos, por lo que sus métodos se intercomparan con el fin de obtener resultados confiables. Este sistema es seguido por el Laboratorio de Isótopos Estables, que forma parte del LUGIS (Laboratorio Universitario de Geología Isotópica) del Instituto de Geología, UNAM, donde se realizaron los análisis isotópicos. La relación de laboratorios y de los métodos de análisis empleados en el análisis de los diferentes parámetros analizados se presenta en el Cuadro No. 2.3.

La ubicación de la muestra R1 corresponde a tres puntos ubicados en el vaso de la Presa Valsequillo. Los resultados de las determinaciones de campo de CE, pH, temperatura y alcalinidad total se muestran en el Anexo No. 2. En los Anexos No. 3, 4 y 6 se tienen las concentraciones determinadas para iones mayores, isotópicos y análisis microbiológicos.

Cuadro No. 2.3. Métodos utilizados y laboratorios seleccionados para el análisis de muestras. SM = *Standard Methods for Examination of Water and Wastewater*, (American Public Health Association et al., 1989). * El Laboratorio de Edafología y el LUGIS pertenecen al Instituto de Geología de la UNAM, ubicado en Ciudad Universitaria, México, DF.

Parámetro	Método de Análisis	Recomendado por	Laboratorio
Alcalinidad	Titulación HCl valorado	SM	Edafología
Cl ⁻	Titulación con AgNO ₃	SM	Edafología
SO ₄ ²⁻	Método turbidimétrico con BaCl ₂	SM	Edafología
Ca ²⁺ - Mg ²⁺	Titulación con EDTA	SM	Edafología
Na ⁺ , K ⁺	Flamometría	SM	Edafología
Coliformes fecales	Técnica de multitubos	SM	Edafología*
Estreptococos fecales	Técnica de multitubos	SM	Edafología*
δ ¹⁸ O	IRM	Epstein y Mayeda (1953)	LUGIS*
δD	IRM	Coleman et al. (1982)	LUGIS*
³ H	LSC	Taylor (1977)	Universidad de Waterloo, Canadá

2.3.3. Electroneutralidad

A partir de los resultados del análisis de iones mayores se calculó la electroneutralidad (EN) que permite estimar la precisión de los análisis, de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$EN(\%) = \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} * 100 \quad \dots (2.2)$$

En el Anexo No. 1 se presentan los resultados obtenidos de dicho cálculo. De acuerdo con Hem (1992), valores de $\pm 2\% \leq EN \leq \pm 10\%$, reflejarán análisis realizados en condiciones óptimas. De manera que, valores mayores a este intervalo se descartaron, como fue el caso de los pozos 139 y 56, por lo que no se incluyeron en el análisis y en la modelación hidrogeoquímica.

2.3.4. Actividades de gabinete

En unión con la hidrogeoquímica y la isotopía se realizó la reinterpretación del modelo hidrogeológico existente con lo que se definió un nuevo modelo de comportamiento hidrogeológico en función con la infiltración de agua de riego.

Los resultados de laboratorio obtenidos de las muestras colectadas en pozos, canales de riego de la Primera Unidad del Distrito de Riego de Valsequillo y en la Presa de Valsequillo se analizaron mediante:

1.- Gráficas XY con los diferentes parámetros químicos analizados para inferir los procesos involucrados entre el agua subterránea y la de riego superficial, así como su posible interacción con el medio acuífero.

2.- Diagramas tipo Stiff, con el fin de analizar las características de abundancia entre iones y las diferentes zonas del área de estudio.

De esta manera se estableció la asociación de la hidrogeoquímica con los materiales geológicos y las diferentes prácticas de riego. Además, dentro del distrito se diferenciaron dos zonas en función de sus características hidrogeoquímicas y se infirieron los procesos geoquímicos participantes. Los resultados se compararon con casos de estudio en otras partes del mundo y con los fundamentos teóricos tomados de la literatura científica. Los resultados de esta sección se comprobaron mediante la modelación hidrogeoquímica.

Debido a que, el agua subterránea se utiliza para riego y como agua potable, mientras que el agua superficial de la presa se utiliza también para el riego y tiene contacto con la piel (contacto primario), es necesario establecer si cumplen con la normatividad respectiva. Para esto, se compararon los resultados de laboratorio con la norma nacional para agua potable (NOM, 1994 y 2000), para la disposición de agua residual a cultivos (NOM, 1997), y para la calidad agronómica (Allison y Hughes, 1983; Ayres y Westcot, 1987; Khouri et al., 1994; Porta-Casanellas et al., 1994; y Ortiz-Olguín, 1997).

2.4. Modelación geoquímica

2.4.1. Especiación química

El *software* PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) se utilizó en la determinación de la especiación química a partir de las concentraciones de todos los iones analizados en laboratorio y datos de campo. Esto se realizó para todos los pozos y puntos en el Canal Principal. Un ejemplo de archivo de entrada de PHREEQC se muestra en el Anexo No. 9.

2.4.2. Simulación de las mezclas de los pozos 17, 3, 2Z y 1983 con C1

Se realizó la mezcla de agua subterránea de los pozos ubicados en la zona norte y del agua superficial de riego en porcentajes de 0 a 100%, en sistema cerrado con respecto al CO₂. El

archivo de entrada para la modelación de la mezcla del pozo 17 con el punto C1, se muestra en el Anexo No. 10.

2.4.3. Modelación inversa

De acuerdo con lo comentado en el punto 1.8.2, se realizó la modelación inversa mediante PHREEQC. Se establecieron como puntos iniciales los pozos 17 ó 3 de la Zona Norte 1 y el punto C1, y como soluciones finales los pozos del distrito. Se escogieron estos pozos, que están muy próximos uno del otro, por tener las concentraciones más bajas, en el caso del pozo 17, y las máximas, en el caso del pozo 3, de la zona norte.

Un ejemplo del archivo utilizado para esta fase de la modelación se tiene en el Anexo No. 11, donde se tiene el caso de los puntos 17 y C1 como puntos iniciales y final, el 58. Se escogió el pozo 58 debido a que es el pozo con los valores más bajos para la concentración de calcio y el índice de saturación de calcita, por lo cual los procesos participantes debieron actuar con mayor intensidad. Los procesos que se incluyen, como los de más probable participación, fueron la precipitación-disolución de calcita y la entrada y salida de CO₂.

2.4.4. Modelación de la mezcla y de cinética de la precipitación de calcita

Teniendo como base la modelación de la mezcla, se incluyó la cinética de disolución-precipitación de calcita. PHREEQC utiliza para su valoración las ecuaciones (1.29) a (1.35) mediante un programa en lenguaje Basic que requiere el valor δ discutido en las ecuaciones (1.36) y (1.37) que corresponden a las aperturas de las discontinuidades medidas en las secciones delgadas de roca. La modelación se realizó con la solución resultante de la mezcla de 17 y C1, en proporciones 0.6:0.4 y 0.9:0.1 de agua subterránea y superficial de riego, respectivamente y dos valores para la apertura: 0.4 y 2.6 mm. El Anexo No. 12 muestra uno de los archivos utilizados para la modelación de la cinética mediante PHREEQC para 17 y C1 (0.6:0.4), con los dos valores mencionados para la apertura.

La ciudad donde vivo
Ha crecido de espaldas al cielo
La ciudad donde vivo
Es el mapa de la soledad
Al que llega le da un caramelo
Con el veneno de la ciudad
La ciudad donde vivo
Es mi cárcel y mi libertad.
La ciudad donde vivo
Es un ogro con dientes de oro
Un amante de lujo que siempre quise seducir.
La ciudad contra Dios y el diablo
Al funcionario y al travestí.
La ciudad donde vivo
Es un niño limpiando un fusil.

Corazón de cemento
Corazón de hormigón
Corazón enfermo de polución
Corazón de neón

La ciudad donde vivo
Es un monstruo con siete cabezas
Es un pájaro herido
Envuelto en papel celofán.
Un inmenso barril de cerveza
Que de repente puede estallar.
La ciudad donde vivo
es el templo del bien y del mal.

Barcelona, Moscú, Casablanca, Bruselas, Manila..
Roma, Tokio, L.A., Nápoles, Londres, Berlín,
N.Y., Estocolmo, Bonn, Austin
México, Río, Argel, París,
Nueva Delhi, Caracas, El Cairo, Varsovia, Madrid.

"Corazón de Neón"
Orquesta Mondragón

CAPÍTULO III

Descripción de Resultados

3.1. Caracterización geológica

El objetivo de este apartado es la presentación del marco geológico del área, mediante la descripción de las formaciones geológicas aflorantes, que comprenden desde el Cretácico Temprano hasta el Cuaternario. Se hizo énfasis en la unidad litológica más joven, de edad Terciario-Cuaternario, que conforma el acuífero somero de la zona de estudio determinándose la litología general, la composición mineralógica y su génesis.

3.1.1. Estratigrafía de la zona de estudio

Para este punto se describe la estratigrafía de la zona de estudio, iniciando por los materiales más antiguos con apoyo de una columna litológica propuesta para la zona mostrada en la Fig. No. 3.1.1, y la distribución espacial de los materiales geológicos en la Fig. No. 3.1.2.

3.1.1.1. Formación Orizaba. Albiano Superior-Cenomaniano (Kt)

La unidad más antigua que aflora en la zona es la Formación Orizaba, (Hilger, 1973) que está compuesta por calizas arrecifales, cuyo espesor varía de 3000 m (Fernández-Becerra, 1977) a 1000 m (von Erffa et al., 1976). Presenta alto contenido en microfósiles, aparentemente foraminíferos de facies batial y de plataforma, parcialmente dolomitizados. Padilla y Sánchez (1973) estudiaron el anticlinal del Tentzo, ubicado al SE, fuera de nuestra zona de estudio, donde describieron esta formación como integrada por dos unidades que son: a) grainstone con pelecípodos con esporádicos nódulos de pedernal café, y b) calizas masivas de aspecto arrecifal. Esta formación es correlacionable con las formaciones Tamaulipas Superior y Morelos (Albiano-Cenomaniano). Un rasgo distintivo de esta formación, de acuerdo con Bunde (en Hilger, 1973), es la presencia de gasterópodos y rudistas. Bunde ubica a estas calizas en el Albiano y supone que alcanzan el Cenomaniano con base en la presencia de foraminíferos.

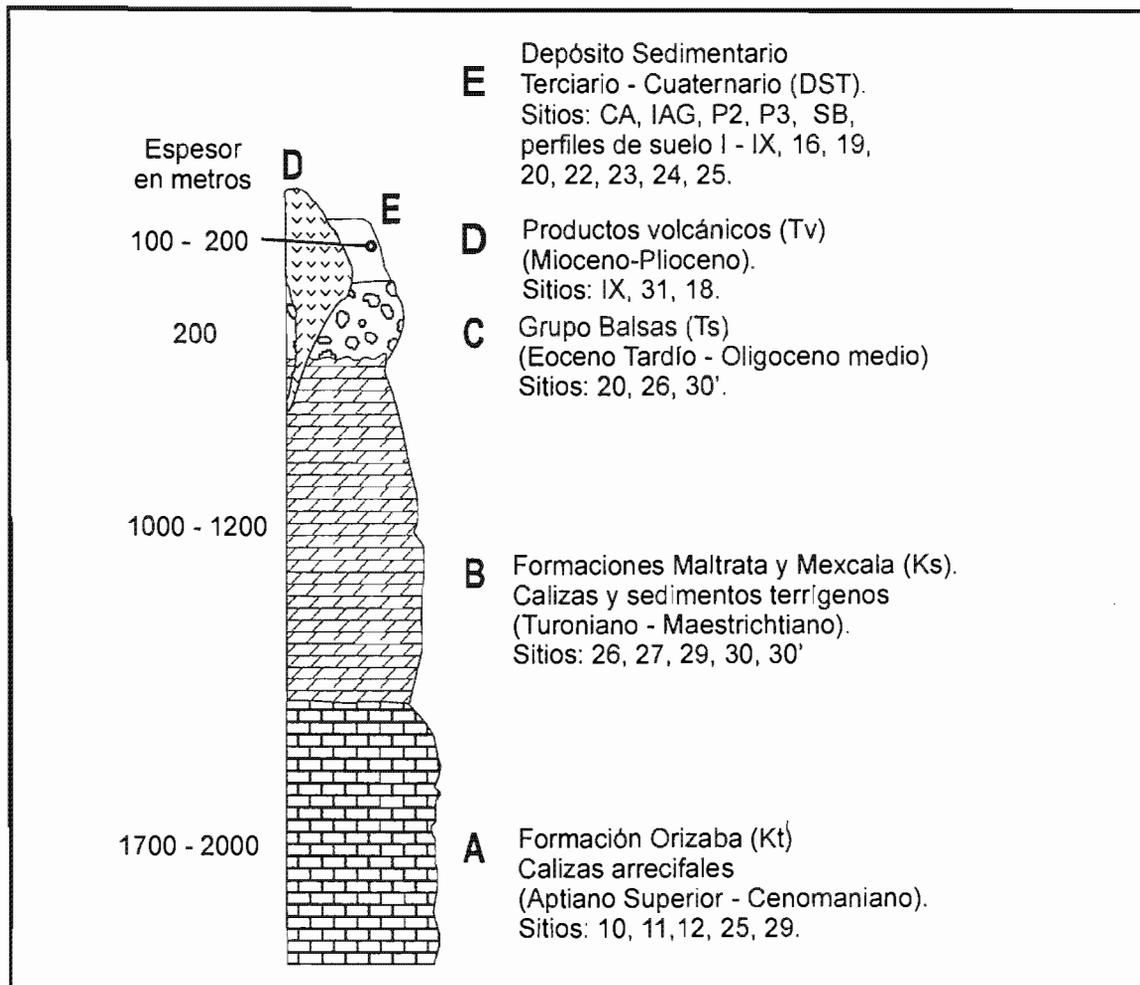


Fig. No. 3.1.1. Columna litológica propuesta para la zona de estudio. Se muestran los sitios en donde se observó cada unidad en los recorridos de campo. La ubicación de los sitios se muestra en la Fig. No. 2.1.

En nuestros recorridos de campo observamos en la Sierra del Monumento (al oriente de Tecamachalco), el cual es un anticlinal recumbente de dirección NW-SE (Eguiza-Castro 2001) afectado por fallamiento normal de igual dirección, calizas pertenecientes a la Formación Orizaba, de color gris claro, textura mudstone y estratos gruesos con nódulos de pedernal. Una muestra de esta formación se presenta en la Fotomicrografía No. 3.1.1, correspondiente al Sitio 19, identificada como caliza mudstone, con abundante micrita, fracturas rellenas de calcita y peloides también de micrita, se observa asimismo, en la citada foto, un foraminífero recristalizado. En la barranca del río Atoyac, ubicada al poniente de la zona de estudio se observó el contacto superior de forma transicional con la Formación Maltrata. Mientras que en Alseseca se encontró el contacto superior en forma discordante, con sedimentos terciarios, faltando el depósito del Grupo Balsas del Terciario y de las Formaciones Maltrata y Mezcala.

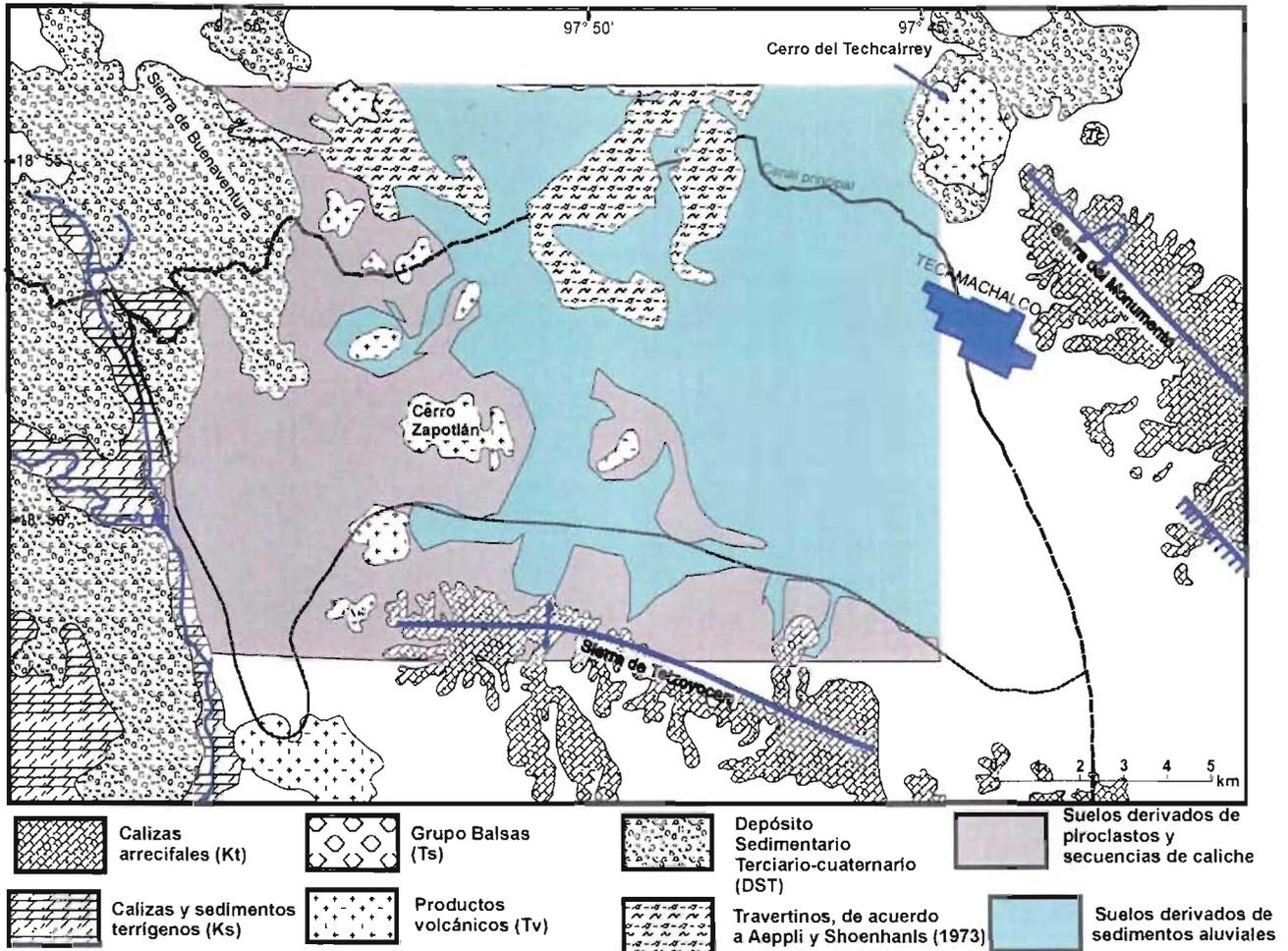
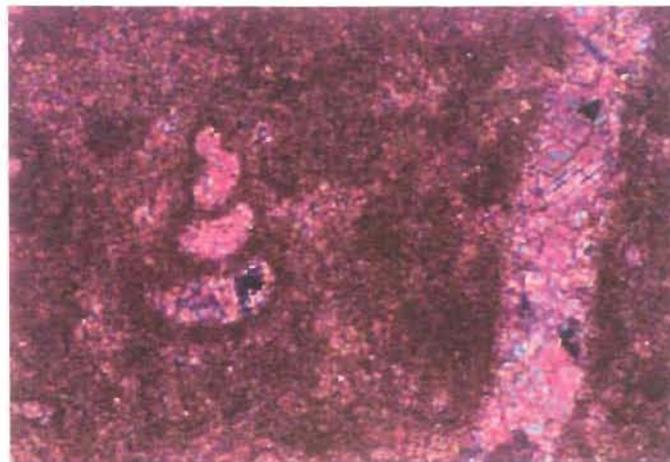


Fig. No. 3.1.2. Distribución de formaciones geológicas y de suelos en la zona de estudio. Tomado y modificado de Aeppli y Shoenhanls (1973), Sosa-Patrón y Monroy-Fernández, (1984) y Eguiza-Castro (2001).



Fotomicrografía No. 3.1.1. Microfósil recristalizado de Turrilella y fracturas rellenas con calcita en una lámina de caliza correspondiente al Sitio 19.

3.1.1.2. Formaciones Maltrata y Mexcala.- Turoniano-Maestrichiano (Ks)

En general, constituyen calizas y sedimentos terrígenos representados por las Formaciones Maltrata y Mexcala. La primera está compuesta de caliza mudstone compacta arcillosa, de color gris, rojizo con abundantes bandas y nódulos de pedernal negro. No presenta macrofauna. Tiene abundantes intercalaciones de lutitas calcáreas de color gris oscuro de estratificación laminar. Hacia la base, presenta conglomerados intraformacionales. Sobreyace en forma transicional a la Formación Orizaba. Es correlacionable con las Formaciones Cuautla y Aguanueva (Téllez-Flores et al., 1987). El ambiente de depósito corresponde a plataforma, como lo indica la presencia de monopleuridos y caprínidos. El espesor oscila de 200 (von Erffa et al., 1976) a 390 m (Téllez-Flores et al., 1987).

En los recorridos de campo realizados para esta tesis, esta formación se observó en los puntos 27 a 31 de la barranca del río Atoyac (Fig. No. 2.1) aflorando en la margen oriente del río como una secuencia de calizas y lutitas, fallada y plegada, en estratos de máximo 10 cm. Se encontraron impresiones de anélidos, posiblemente ichnofósiles. Las muestras correspondientes a los puntos 30 y 25 (Fig. No. 2.1) muestran, al microscopio, una caliza de textura mudstone con peloides, minerales opacos, intraclastos de caliza de textura mudstone. Entre los puntos 24 y 25, en la pared poniente de la barranca, se ubicó el contacto superior de forma discordante con los sedimentos terciarios. En el lado oriente de la barranca, se encontró el contacto con el Grupo Balsas (Fig. 3.1.2).

La Formación Mexcala, de 800 m de espesor (Padilla y Sánchez, 1973), ha sido descrita como una secuencia rítmica de areniscas calcáreas y lutitas, sin pedernal y con suave inclinación (Téllez-Flores et al., 1987). No presenta micro ni macrofauna. Los ichnofósiles encontrados indican un ambiente de formación litoral, (Padilla y Sánchez, 1973) o bien, batial, (von Erffa et al., 1976). El contacto inferior con la Formación Maltrata es de tipo transicional, en tanto que se encuentra en discordancia con las unidades sobreyacentes del Grupo Balsas. Es correlacionable con las formaciones Méndez, San Felipe y Cárdenas, (Padilla y Sánchez, 1973). Ha sido descrita formando parte de los flancos del Anticlinal del Tentzo, (Padilla y Sánchez, 1973).

En nuestros recorridos de campo, fue observada en la barranca del río Atoyac, en el punto 32, como una secuencia de lutitas, areniscas y horizontes conglomeráticos arenosos. Mientras que, en el punto 7, se encontró una arenisca volcanoclástica, integrada por minerales de origen volcánico, fragmentos angulares de roca volcánica de textura traquítica, y caliza mudstone.

3.1.1.3. Grupo Balsas del Eoceno Tardío-Oligoceno Medio (Ts)

Está integrado por diferentes tipos de rocas, para las cuales no existen dataciones, como "evaporitas, conglomerado de grano grueso, sedimentos clásticos de grano fino, tobas y corrientes lávicas", Fries (1956-1962). De estas, muy característico es el conglomerado constituido por fragmentos de calizas cretácicas, pedernal y arenisca, areniscas jurásicas y pizarras de la Formación Acatlán, con matriz de grano fino formada por arena, limo y arcilla, óxidos de hierro (que le proporcionan un color rojo-rosado) y calcita que le dan un grado de consolidación de moderado a alto, (Fries, 1956-1962). El espesor varía de 200 m [von Erffa et al., 1976; Téllez-Flores et al., 1987] a 263 m (Fernández-Becerra, 1977). Menciona von Erffa et al. (1976) que no existen volcánicos en toda esta unidad, sin embargo Padilla y Sánchez (1973) describe la presencia de cantos de rocas volcánicas como basaltos y andesitas dentro del conglomerado, poco redondeados y de diferente tamaño. Otra unidad que pertenece al Grupo Balsas y que es mencionada por Fries (1956-1962) son horizontes de yeso de diferente grado de pureza, que forma "cuerpos lenticulares compuestos por una serie de capas delgadas" cuando son estratos individuales "varían en espesor desde unos cuantos centímetros hasta un metro o más y aparecen interstratificados con arcilla o limo en ciertas parte de los cuerpos lenticulares".

Durante el desarrollo de las actividades de campo, como Grupo Balsas se encontró únicamente un afloramiento del conglomerado similar al descrito por Fries (1956-1962) en la parte norte de la barranca del Río Atoyac, en las elevaciones cercanas a Ahuatepec, punto 26 de la Fig. No. 2.1. Los clastos incluyen fragmentos de caliza, cuarzo, óxidos de hierro, esquisto, pedernal, redondeados de tamaño diverso que llegan incluso a 60 cm; la matriz es arenosa-carbonatada color rojo. En varios cortes litológicos de pozos perforados en la zona de estudió se identificó su presencia. Algunos ejemplos son, el ubicado en las cercanías de las poblaciones de Tepeyahualco (Corte litológico no. 5, Fig. No. 3.1.3), Teocolco (Cortes litológicos nos. 11, 14, 16) y en el poblado La Laguna (Corte litológico no.12), la localización se encuentra en la Fig. No. 2.1. En función de estos reportes se le asocia un espesor que varía desde 13 m (Corte no. 19, ubicado en Caltenco) hasta más de 142 m en el Corte no. 22 (Ahuatepec).

En cuanto a los yesos no fueron localizados en campo ni en los cortes litológicos fueron mencionados, tal vez por encontrarse en esta zona como lentes de poca extensión.

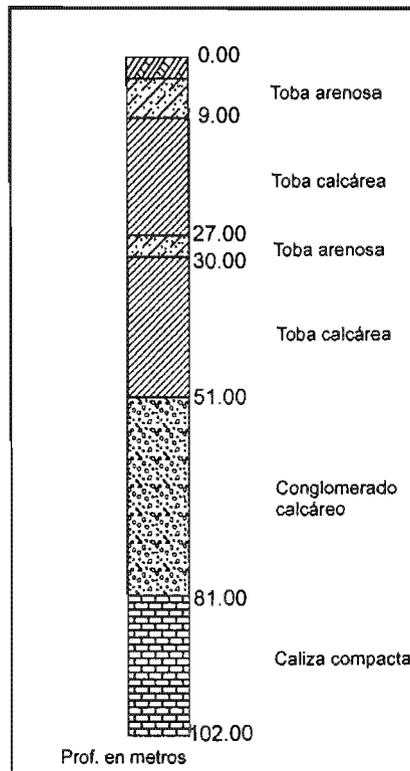


Fig. No. 3.1.3. Corte litológico No. 5, ubicado en Tepeyehualco de Cuauhtemoc, Fig. No. 2.1. Se considera que es representativo de la zona al mostrar las principales unidades litológicas. Nivel piezométrico = 91 m.

3.1.1.4. Productos volcánicos del Mioceno-Plioceno (Tv)

Una de las primeras referencias que existen para la zona, es la de Malde (1968) quien reportó depósitos de origen volcánico de color gris oscuro que denomina Lava Ixcalo. De acuerdo al contenido de minerales, les clasificó como fenoandesitas olivínicas, en tanto que determinó mediante análisis químicos que corresponden a andesita de leucocuarzo y andesita olivínica. Sosa-Patrón y Monroy-Fernández (1984) y Téllez-Flores et al. (1987) les asignan la edad de Mioceno-Plioceno.

Como un resultado de los recorridos de campo, se definió la presencia de conos cineríticos de poca altura y cima redondeada por la erosión, integrados por lavas y brechas. Están ubicados en la zona poniente, donde integran una serie de elevaciones topográficas alineadas, de suave pendiente y de pequeña extensión. Estas elevaciones están conformadas por capas sucesivas de coladas de andesitas o basaltos y de depósitos piroclásticos. Los centros de emisión podrían haber sido fracturas que fueron aprovechadas para la salida de magmas y productos piroclásticos.

Las muestras correspondientes al cerro denominado Techcalrrey, elevación topográfica de cima plana ubicada al NE de Tecamachalco (Punto 16, Fig. No. 2.1), se clasificaron como andesitas basálticas con matriz traquítica (oligoclasa), homblenda, minerales opacos, augita, y abundantes xenolitos de rocas metamórficas. Se presentan en campo, como coladas masivas de color gris oscuro con minerales oxidados color ocre. Presentan amígdalas pequeñas, fracturas escasas y fuerte intemperismo. Estas andesitas forman el núcleo de la elevación topográfica, donde se determinó que estos depósitos subyacen a la secuencia de sedimentos lacustres.

La muestra P31 fue tomada de una elevación pequeña al norte de San Lorenzo Ometepec, clasificada como basalto de olivino, de matriz intergranular. En tanto que la muestra del Cerro Colorado, en la cercanía del sitio IX, es una brecha volcánica con matriz de microlitos de plagioclasa (labradorita), minerales opacos, augita, fragmentos de roca ígnea (xenolitos) y matriz de palagonita. Exhibe poros y fracturas rellenas de calcita ó arcillas.

3.1.2. Depósito sedimentario terciario-cuaternario (DST)

Los materiales que nivelaron el valle y que forman el acuífero somero, se han integrado y denominado como Depósito Sedimentario Terciario-Cuaternario (DST) e integra materiales de origen sedimentario y volcanoclástico. Sobreyace a los derrames lávicos de edad Mioceno-Plioceno (Sosa-Patrón y Monroy-Fernández, 1984). Tiene espesor máximo 270 m de acuerdo a cortes litológicos siendo menor en el oriente de la zona, donde sobreyace discordantemente a las calizas mesozoicas.

3.1.2.1. Estudios previos

Se presenta a continuación la primera referencia acerca de la presencia de secuencias de caliche en la zona de estudio. Bryan (1948) en el punto denominado Balcón del Diablo cercano a la Presa Valsequillo, describe una secuencia (Fig. No. 3.1.4.) tiene como base un conglomerado color rojo, cubierto por una "*serie volcánica de toba(s) y corrientes basálticas y riolíticas*". Describe tres horizontes de caliche o "*zonas encalichadas*" intercaladas con tobas que el autor asocia a tres periodos de clima árido alternados con periodos de clima húmedo. Los horizontes de caliche descritos por Bryan (1948) son semejantes a los mostrados en la Fig. No. 1.10.

Asimismo, son de resaltar los primeros estudios acerca de las formaciones geológicas superficiales que la Fundación Alemana para la Investigación Científica realizó en los años 70's en

la región Puebla-Tlaxcala con el fin de complementar las investigaciones arqueológicas que ahí se realizaban. Aeppli y Shoenhanls (1973) realizan una clasificación de suelos en la cuenca Puebla-Tlaxcala, que llega hasta la zona de estudio. Para fines del presente estudio, la clasificación de suelos propuesta por los autores mencionados se simplificó en tres tipos cuya distribución se muestra en unión de los materiales geológicos, en la Fig. No. 3.1.2:

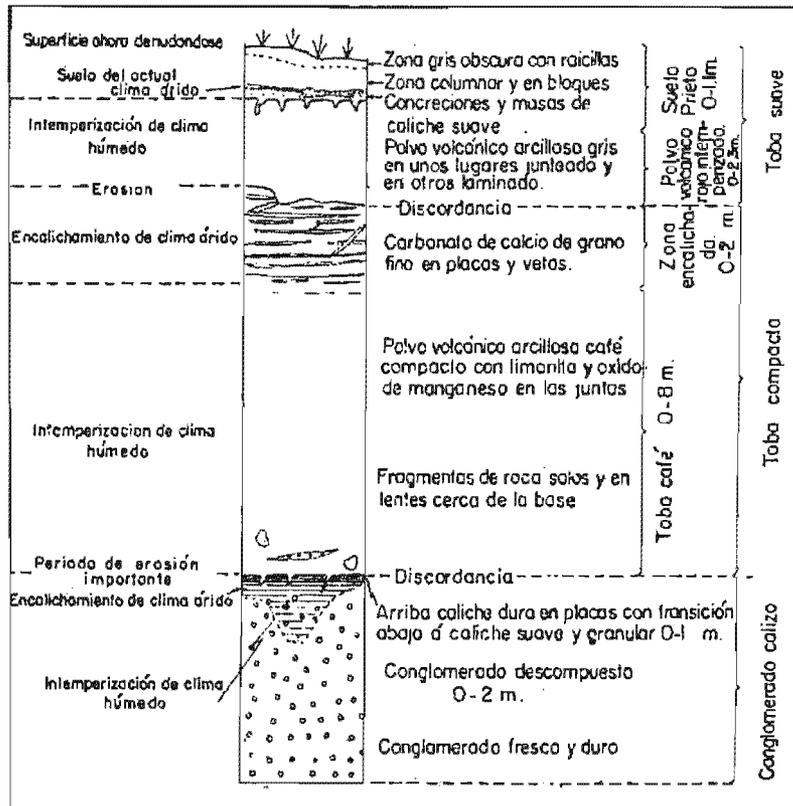


Fig. No. 3.1.4. Perfil realizado por Bryan(1948) en el área de la Presa Valsequillo.

1. Suelos derivados de sedimentos aluviales.- suelos profundos, formados a partir de sedimentos recientes de origen fluvial y coluvial que contienen carbonato. Los tipos mencionados por los autores son fluvisoles con diferentes tipos de textura que van de arenosos a limosos.
2. Travertinos.- por lo observado en campo, corresponde con la descripción a la capa de duripan de las secuencias de caliche realizada por Scoffin (1987).
3. Suelos derivados de piroclastos y caliches.- formados a partir de sedimentos piroclásticos representados por tobas fuertemente compactadas cubiertas con una capa de duripan, que los autores denominan tepetates, sin carbonato, muy pedregosos. Se encuentran en las laderas de los cuerpos volcánicos como el cerro de Zapotlán. Principalmente son cambisoles; suelos muy poco desarrollados y extremadamente delgados, que pueden ser carbonatados (Litosoles), y Fluvisoles de textura diversa.

Comprende también costras calcáreas cuaternarias (horizontes de caliche) sobre calizas cretácicas recubiertas por sedimentos coluviales recientes muy pedregosos, ubicadas en la parte poniente de la zona, tipo xerosol cálcico. En los perfiles de suelo realizados para el presente estudio se encontró este tipo de estratos en los Sitios V y IX, Fig. No. 2.1.

Von Erffa et al. (1976) denominaron como Sedimentos Lacustres de Tlaxcala a "*sedimentos piroclásticos granulosos depositados en lagos*" en ambiente salobre, donde predominan los depósitos arcillosos, originados a partir de cristales volcánicos, sin fósiles, para los que se infiere edad pliocena. Mencionan que son de edad cuaternaria, con la existencia de tobas redepositadas por agua o viento y modificados por los procesos de intemperización y formación de suelos, travertinos depositados en la cuenca de Molcaxac-Atoyatempan y costras calizas designadas como caliches.

3.1.2.2. *Litología general del depósito sedimentario terciario*

Se determinó como un resultado del presente estudio que el relleno del valle esta constituido por el Depósito Sedimentario Terciario-cuaternario (DST), un paquete que comprende un conglomerado no consolidado, tufas, tobas, secuencias de caliche, lodolitas con carbonato, horizontes arcillosos y areniscas volcánicas. Presenta estratificación horizontal, donde las diferencias en los distintos horizontes se deben a cambios de tamaño de partículas (conglomerática a arcillo-limoso), de compacidad variable (de muy suave, francamente deleznable a dura) y color (generalmente muy claros, en tonalidades de blanco, amarillo, beige y rosado). En el presente estudio no se realizó la descripción a detalle de los diversos horizontes que constituyen el depósito por estar fuera de los objetivos propuestos.

Las observaciones de campo de esta unidad se asociaron principalmente con las características de la secuencia de caliche, como la que se muestra en la Fig. No. 1.10. Las características de estos depósitos se encontraron mejor preservadas en las partes altas del valle (Cerro de Techacarrey y Sierra de Buenavista) donde se observaron horizontes yesosos y nodulares yesosos limitados en su parte superior por horizontes de placas silíceas, siguiendo la terminología y características propuestas para caliches de Scoffin (1987) y mostradas en la Fig. No. 1.10. Horizontes de apariencia pulverulenta se observaron en el punto 16; mientras que la presencia de ooides y pellets se determinó al microscopio en muestras correspondientes a los puntos 14 y 19. En el punto SB (Fig. No. 2.1); se observaron horizontes de color crema en forma de placas de gran dureza, que al microscopio corresponden a calcita pura.

En lo que respecta a los puntos de verificación en la zona de estudio, se encontraron afloramientos de horizontes de gran dureza o duripanes en los puntos CA, TEC, IAG, P2, P3, y en los perfiles V y IV (Fig. No. 2.1). En los perfiles III y VII se encontraron horizontes arcillosos sepultados que contienen raíces de plantas asociados con paleosuelos. La presencia de caliche se reporta en los cortes litológicos: 1, 3, 6, 7, 10, 15, 18, 20 y 22.

Se observaron tufas (punto 24 y AT, en la barranca del Río Atoyac, Fig. No. 2.1) con múltiples huellas de vegetales, con burda estratificación y alta porosidad, espesor 20 a 30 m, poca extensión lateral. De acuerdo a Ford y Pedley (1996) se clasifican así por ser carbonatos depositados en agua a temperatura ambiente. Han sido reportadas también en cortes litológicos de pozos cercanos a la Sierra de Tepeyahualco, aunque con el nombre de travertinos o caliza lacustre. De acuerdo a estos cortes, su distribución está limitada a la parte poniente de la zona de estudio.

3.1.2.3. Características mineralógicas

Una primera referencia a la composición de este depósito la proporcionaron von Erffa et al. (1976) quienes mencionan que el relleno del valle está compuesto por depósitos piroclásticos que contienen augita en una matriz calcárea, depositados en ambiente acuoso, lejos de su fuente de emisión. En general, las observaciones realizadas al microscopio en muestras pertenecientes a esta unidad permitieron identificar astillas de vidrio, cuarzo, andesina, hornblenda-augita, hiperstena y óxidos de hierro, además de fragmentos de roca volcánica, microlitos de plagioclasa de textura traquítica y fragmentos de caliza mudstone. Los minerales y fragmentos líticos se observan subredondeados indicando transporte. Se encontraron estructuras como ooides y pellets, calciesferas y esférulas, similares a los que Scoffin (1987) encontró en caliches. La matriz del sedimento es calcita, siendo la mayor parte micrítica, con vetillas rellenas de espatita.

En ciertos periodos de tiempo predominó el depósito de materiales ígneos con respecto a la calcita, de manera que en algunos horizontes se tiene en mayor proporción el depósito de minerales de origen volcánico con respecto a la matriz, lo que da la apariencia de una arenisca volcanoclástica o de una toba de caída. En los períodos en que no existió el depósito de piroclastos se desarrollaron horizontes integrados por calcita ya sea micrita o espatita.

Se realizaron análisis mediante un espectro de rayos X por energía dispersiva (EDS) para conocer la composición química de los carbonatos que constituyen la matriz de las rocas tomadas

en diferentes puntos. Se seleccionaron muestras correspondientes a las calizas mesozoicas (24 y 25), y de los depósitos terciario-cuaternarios (puntos 14, P3, 16 y la muestra del perfil III con profundidad 0-10 cm).

La muestra de caliza perteneciente al sitio 25 analizada de acuerdo al método de EDS, señala que los carbonatos mesozoicos son, en realidad, calcita magnesiana debido a su contenido de Mg, menor al 50% que se esperarían en una dolomita (Fig. No. 3.1.5). El resultado significaría un cambio gradual de dolomita (o aragonita) a calcita mediante alteración mineralógica, donde un punto intermedio es esta calcita rica en Mg. El cambio de composición es selectivo por la fábrica, debido a que se produce en primer lugar la alteración de oolitos y de microfósiles compuestos originalmente de aragonita a calcita dando lugar a lo que se conoce como porosidad móldica. Un ejemplo es la Fotomicrografía No. 3.1.1, donde aparece un gasterópodo recristalizado. Se observaron en otras muestras de caliza, moldes de algas, globigerinas, miliólidos y gasterópodos.

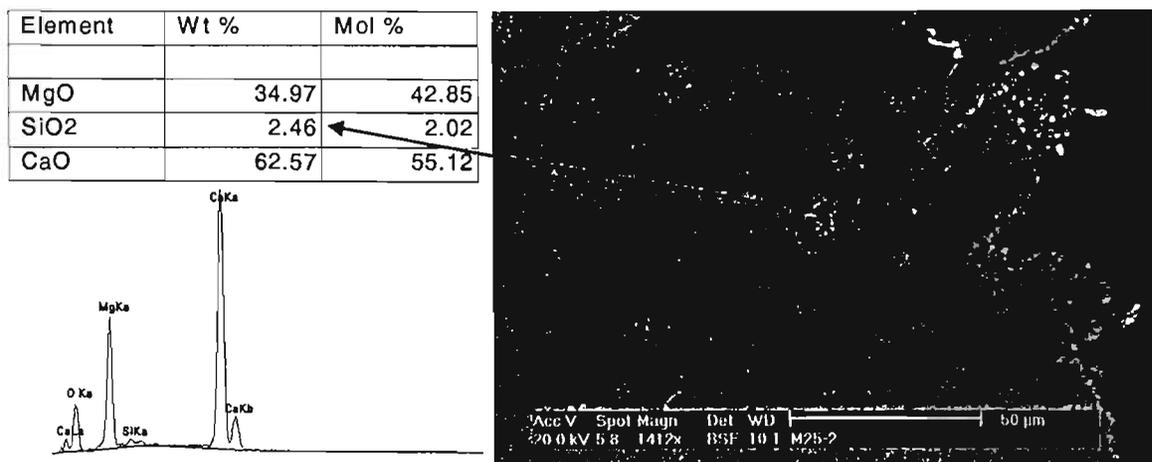


Fig. No. 3.1.5. Imagen del punto de análisis mediante el método de EDS en la muestra correspondiente al Sitio 25 (Fig. No. 2.1.). Se muestra el gráfico de la intensidad de picos de los elementos existentes y las concentraciones de los mismos.

Los procesos de disolución y precipitación de carbonatos mediante agua producirán depósitos constituidos por calcita progresivamente con menor contenido de magnesio, como es el caso de la composición de la muestra analizada del punto P3 (Fig. No. 3.1.6).

La presencia de procesos alternados de disolución de carbonatos en fracturas y de precipitación se muestra en la Fotomicrografía No. 3.1.2, correspondiente al sitio CA. La precipitación en tres periodos diferentes permitió que se rellenara la fractura con calcita produciendo textura tipo *vuggy* (en forma de riñones).

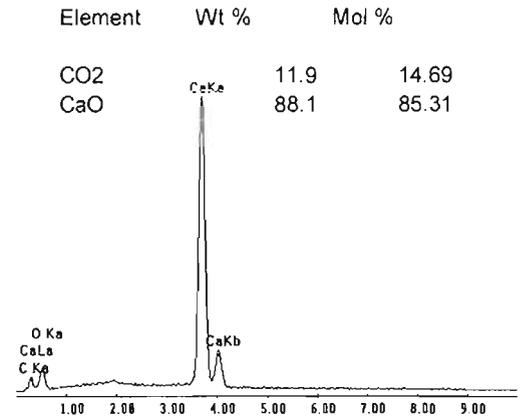
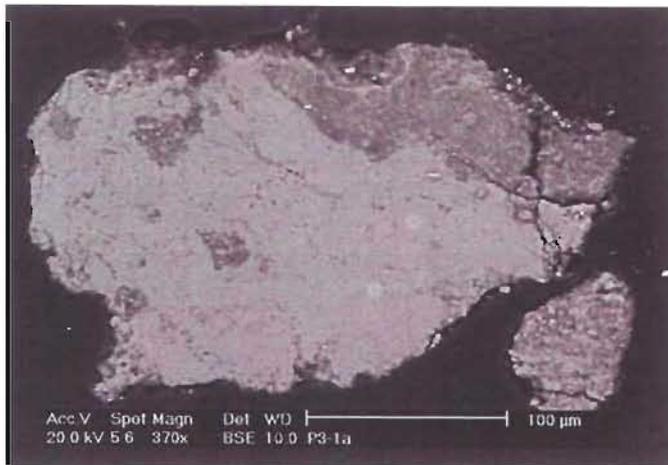
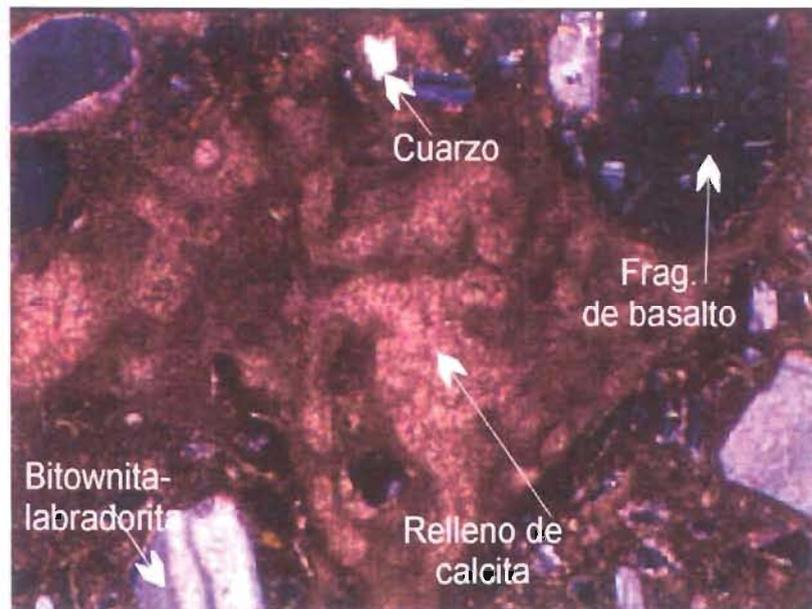


Fig. No. 3.1.6. Imagen del punto de análisis mediante la técnica de EDS, Sitio P3 (Fig. No. 2.1). Se muestra el gráfico de la intensidad de picos de los elementos existentes y las concentraciones de los mismos.

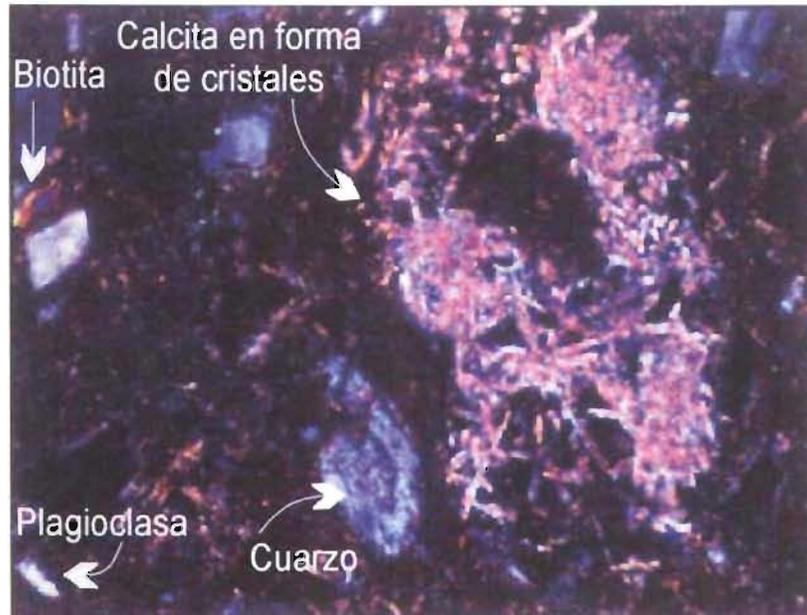


Fotomicrografía No. 3.1.2. Muestra correspondiente al Sitio CA (ubicación en la Fig. No. 2.1). Se observan minerales de origen volcánico y varios depósitos de calcita espática.

De acuerdo con Scoffin (1987), una característica de casi todo el perfil de caliche es la presencia de cristales de calcita en forma de agujas, como los que se muestran en la Fotomicrografía No. 3.1.3. La muestra corresponde al sitio X (la ubicación se encuentra en la Fig. No. 2.1) de profundidad 0 – 10 cm. En la lámina además se muestran minerales de origen volcánico.

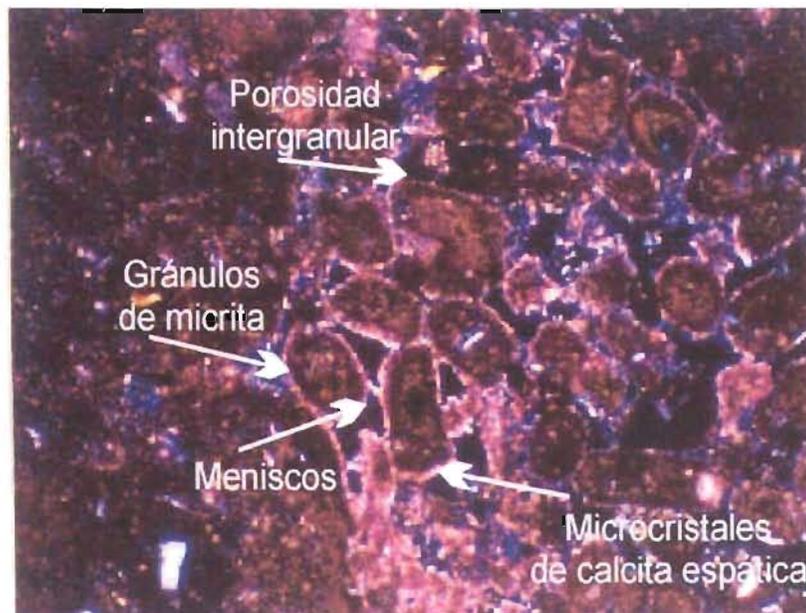
En otros casos, los períodos sucesivos de humedad y sequía provocan que la micrita se fracture, y si no se tienen la formación de cementante, se obtienen horizontes de alta

permeabilidad, como es el caso que se presenta en la Fotomicrografía No. 3.1.4. Los meniscos que se observan son característicos de zona vadosa, como los mostrados en la Fig. No. 1.9.



Fotomicrografía No. 3.1.3. Muestra superficial del perfil de suelo X (ubicación en la Fig. No. 2.1). Cristales de calcita en forma de agujas, objetivo 0.4.

ESTA TESIS NO SALE
 DE LA BIBLIOTECA



Fotomicrografía No. 3.1.4. Muestra correspondiente al Sitio 20 (ubicación en la Fig. No. 2.1) donde se observan gránulos de micrita con espacios intergranular, en algunos puntos con calcita espática.

La composición de una muestra de gran dureza procedente del sitio 16, se determinó mediante el método de EDS (Fig. No. 3.1.7). La composición así determinada se asocia a un

intercrecimiento de sílice, que corresponde a los horizontes en forma de placas que se ubican en la parte superior de las zonas de caliche de acuerdo con la Fig. No. 1.10.

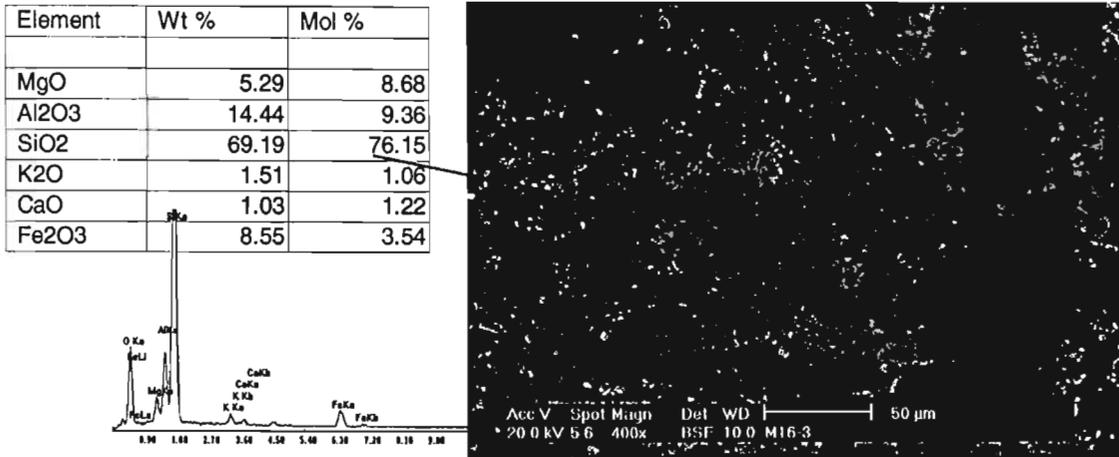


Fig. No. 3.1.7. Imagen del punto de análisis mediante EDS de una muestra del Sitio 16 (Fig. No. 3.1.2). Se muestra el gráfico de la intensidad de picos de los elementos existentes y las concentraciones de los mismos.

3.1.2.4. Génesis del Depósito Sedimentario Terciario-cuaternario (DST)

Los resultados de las actividades de campo y de gabinete permiten inferir que el origen del depósito sedimentario terciario-cuaternario se relaciona con la depositación de carbonatos de origen meteórico y material volcánico en condiciones de aridez predominante.

Se infiere que después de la alteración y erosión de las rocas mesozoicas y del depósito del conglomerado terciario, se tuvieron eventos volcánicos con la emisión de productos piroclásticos y clastos de caliza con aragonita-dolomita, depositados en una matriz carbonatada. La dolomita y aragonita, con el tiempo, se han alterado debido a su inestabilidad mineralógica, hasta llegar a calcita. En diferentes puntos del valle se observó que la composición del depósito varía la proporción de carbonatos vs. material volcánico, por lo que encontramos horizontes solamente integrados por carbonatos y otros solamente con material volcánico.

Las condiciones dominantes de aridez permitieron el desarrollo de secuencias de caliche, lo que coincide con lo manifestado por Bryan (1948) para los alrededores de la Presa Valsequillo, con la formación de vertisoles y xerosoles. La pedogénesis posteriormente fue interrumpida, por lo que los suelos correspondientes fueron sepultados por otros sedimentos. Condiciones similares han sido reportadas por Cabadas et al. (2004) para el valle de Teotihuacán.

La predominancia de calcita y la ausencia de dolomita, significan el paso progresivo hacia fases más estables en condiciones ambientales, (Schmalz, 1967). Esto se llevó a cabo mediante la alteración progresiva de minerales y la alteración mediante disolución-precipitación (James y Choquette, 1984). Así se tuvo el desarrollo de fracturas (permeabilidad de tipo secundario) y de canales disolución del orden de centímetros (permeabilidad de tipo terciario). Se observó en láminas delgadas, que algunas de las discontinuidades fueron rellenadas con calcita espática mediante depositación de carbonatos en repetidos procesos de disolución-precipitación.

Las secuencias observadas en campo, especialmente en la Sierra de Buenaventura, más que asociadas a calizas lacustres (como lo indican CNA, 2003 y varios de los cortes litológicos consultados) lo están a caliches, característicos de condiciones áridas. En los recorridos de campo no se encontraron evidencias de condiciones lacustres como son secuencias gradadas, fósiles (como diatomeas), rocas o sedimentos evaporíticos, o bien, dolomita al microscopio. En tanto que, las estructuras observadas al microscopio corresponden a pisoides, espatita en bandas rodeando otros minerales, en meniscos, rellenando poros y fracturas, o grandes oquedades, cementante en forma de micrita, evidenciando periodos sucesivos de precipitación en régimen hídrico predominantemente árido y características de caliches.

CAPÍTULO III

Descripción de Resultados

3.2. Hidrogeología

La disminución del almacenamiento subterráneo de los sistemas acuíferos se produce principalmente por la extracción de agua subterránea con lo que se afecta la disponibilidad futura del recurso. Esto ha venido ocurriendo en el acuífero de Tecamachalco, además de modificaciones de la calidad en función de la infiltración de excedentes de riego. En la sección anterior se determinaron las características geológicas del medio. En la presente se analizarán las características hidráulicas del acuífero y el comportamiento piezométrico, como es el flujo subterráneo y la evolución de las cargas a lo largo del tiempo.

El abasto de agua para el riego en la agricultura, en un principio, consistía únicamente de agua superficial proveniente del almacenamiento de la Presa Valsequillo, posteriormente se hizo uso del auxilio del agua subterránea extraída del acuífero local. El aumento de la población de las ciudades de Puebla y Tlaxcala y la falta de sistemas de tratamiento, causaron que los efluentes sin tratar, procedentes de diversas actividades fuesen llevados para su disposición a la Presa Valsequillo, desde donde son llevados para el riego del distrito. A partir de este momento, cobra especial interés el estudio de la modificación de los procesos hidrogeoquímicos del agua subterránea con la aplicación en superficie de agua superficial de riego, en asociación al entorno hidrogeológico. En esta sección se plantean los siguientes objetivos:

1. Identificar la interacción existente entre el agua subterránea y de riego a partir de la elevación de la superficie piezométrica.
2. Determinar el modelo hidrogeológico de funcionamiento del acuífero somero de Tecamachalco.

3.2.1. Hidroestratigrafía

3.2.1.1. Unidades acuíferas

Las unidades que integran el Sistema Acuífero Tecamachalco son:

a). Acuífero Inferior, señalado como la Unidad A-B en la Fig. No. 3.2.1, integrado por calizas cretácicas (Kt y Ks). Estas afloran al poniente y sur del área de estudio: al poniente, conforman la Sierra de Tecamachalco, un anticlinal recumbente al NW, en tanto que al sur, forman la Sierra de Tetzoyocan. El valle está conformado por fallas normales, que de acuerdo con Eguiza-Castro (2001) forman un graben con continuidad hasta la ciudad de Tehuacán. Este acuífero debido a sus características de doble porosidad (origen y disolución) constituye una fuente de abastecimiento de carácter regional. En la zona de estudio, hasta la década de los 80's existían manantiales sobretudo en la Sierra el Monumento, además de que la explotación mediante galerías filtrantes era muy significativa. En la zona de estudio es explotado mediante algunos pozos en la Zona 2 (Z2), Fig. No. 3.2.2.

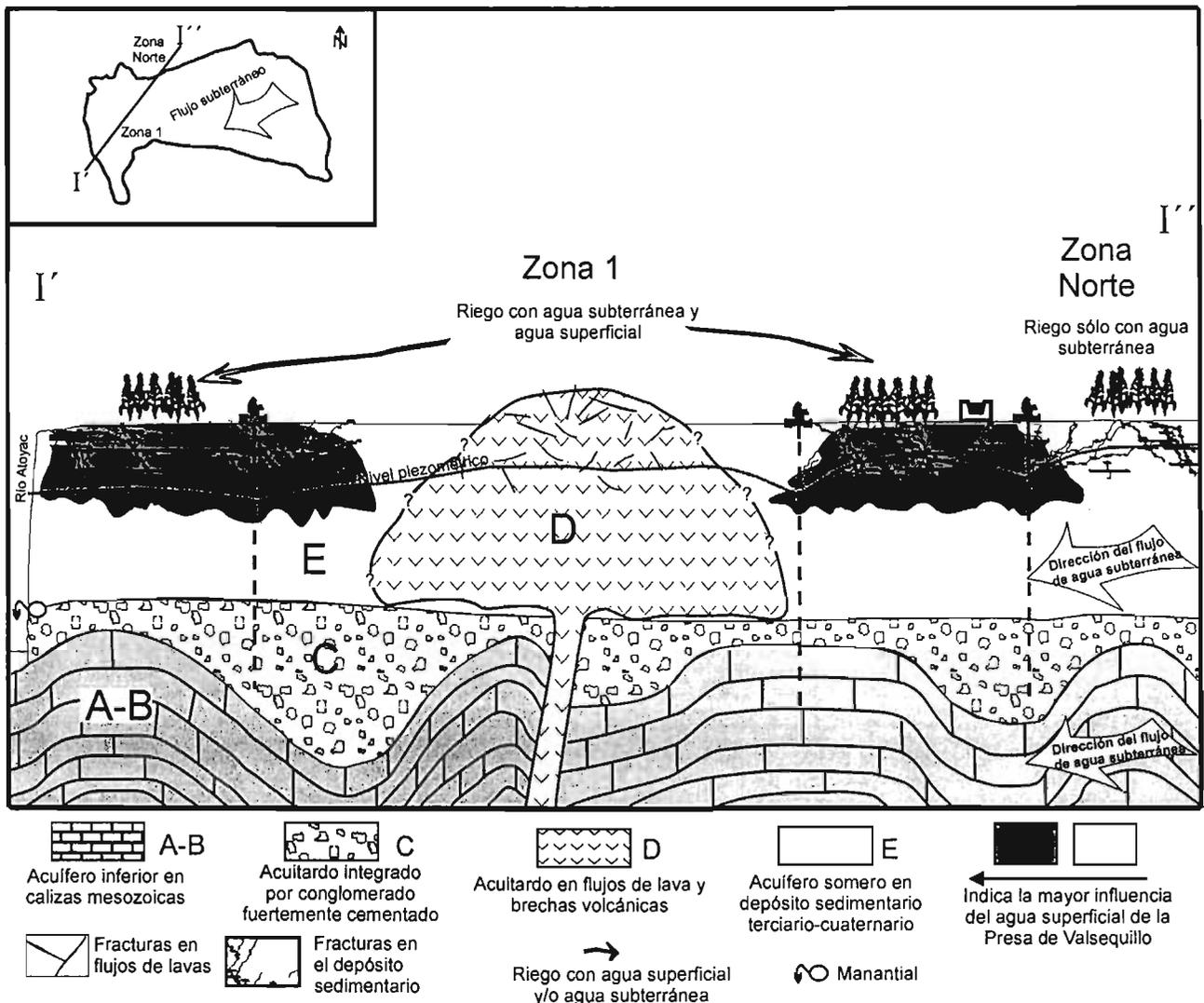


Fig. No. 3.2.1. Modelo conceptual de interacción de agua de riego y subterránea en la zona de estudio.

b) Unidad confinante integrada por el Grupo Balsas (Ts, en la Sección 3.1 y Unidad C en la Fig. No. 3.2.1). Conglomerado con un espesor máximo de 142 m en la zona, constituido por

fragmentos de caliza cretácica, pedernal, arenisca jurásica, arenisca tobácea y brecha. Debido a su grado de consolidación separa el Acuífero Inferior del Somero. La continuidad de esta unidad es desconocida hacia la Sierra del Monumento. De acuerdo a la exploración geofísica realizada por SARH (1989) mediante sondeos eléctricos verticales (SEVs), se le denominó "conglomerado cuarzoso" con rangos de resistividades de 435–840 Ωm , 231–390 Ωm y 189–390 Ωm . En este estudio se le considera como la base más resistiva de los materiales de relleno del valle.

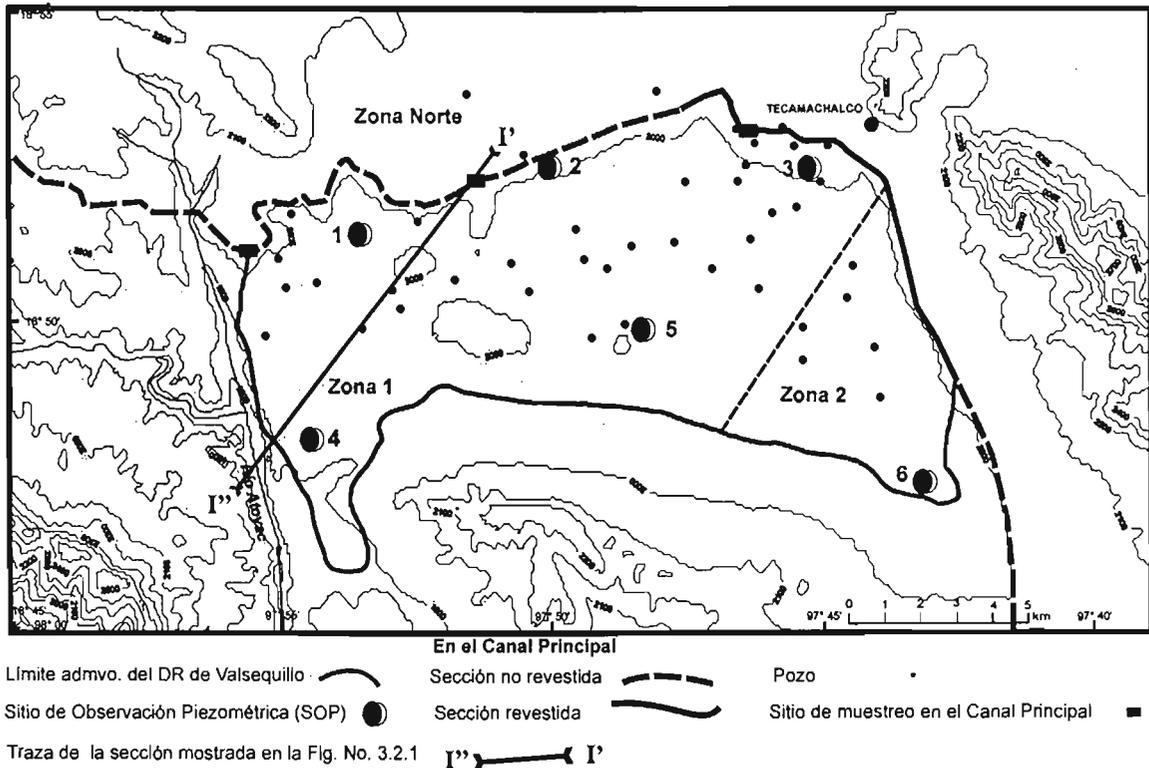


Fig. No. 3.2.2. Ubicación de los Sitios de Observación Piezométrica (SOP's). Se observan los límites de la Primera Unidad del Distrito de Riego 030 y las zonas en que fue dividido para fines de esta tesis.

c) Unidad confinante integrada por derrames ígneos y brechas, denominado Tv (Unidad D) que conforman conos cineríticos de composición andesítico-basáltica de edad terciaria y cuaternaria. Se ubican al norte de la zona de estudio (Cerro de Techcarrey) y dentro del distrito formando un alineamiento de dirección casi norte-sur. Su escaso fracturamiento le da pocas posibilidades acuíferas.

d) Acuífero Somero (Unidad E), constituido por el depósito sedimentario terciario-cuaternario (DST) está integrado por unidades que conforman un paquete de unidades superficiales como tufas, secuencias de caliche, paleosuelos y otras unidades de mayor espesor como conglomerados de diferente grado de consolidación, tobas, areniscas volcánicas y

diferentes depósitos aluviales. Se asume que se trata de un medio de triple porosidad en función del grado de consolidación, de la disolución de la matriz calcárea, y de las discontinuidades presentes. En la presente tesis se hizo especial referencia al estudio de este acuífero que es explotado en la Zona 1 (Z1) y Zona Norte (ZN) (Fig. No. 3.2.2).

3.2.1.2. Propiedades hidráulicas del depósito sedimentario

Los valores de conductividad hidráulica (K) determinados en el acuífero somero están en el orden de 10^{-4} a 10^{-5} m/s, SARH (1989) y CNA (1996) que, de acuerdo con Freeze y Cherry (1979), son valores característicos de calizas y dolomías fracturadas. En tanto que Sánchez-Palacios (1998) determinó valores de K saturada en la zona no saturada que están en el intervalo de 1 a 349 cm/d, que evaluados conforme a Siebe et al. (1996) se clasifican como valores bajos a extremadamente altos. Así mismo, CNA (1995) comenta que "la velocidad mínima del agua de riego hacia el acuífero sería cercana a 1 m/año; lo cual es consistente con una alta permeabilidad vertical en la zona no saturada". Como guía, para la recarga de acuíferos con aguas tratadas, se recomiendan valores de conductividad hidráulica de 7×10^{-5} m/s (Parisek, 1973 en Foster et al., 1994). De tal manera, que estos valores significan condiciones favorables para la rápida infiltración de efluentes irrigados en superficie.

La conductividad hidráulica es una función del medio geológico y del fluido en cuestión (Freeze y Cherry, 1979) o bien es la facilidad con la cual el agua es conducida a través de cierto medio (Pfannkunch, 1969). La expresión para un medio poroso es:

$$K = \frac{Cd^2\rho g}{\mu} \quad \dots (3.2.1)$$

donde:

K= conductividad hidráulica o coeficiente de conductividad hidráulica [MT^{-1}]

C= constante de proporcionalidad

d= diámetro de partícula [L]

ρ = densidad del fluido [ML^{-3}]

g= aceleración gravitacional [LT^{-2}]

μ = viscosidad dinámica del fluido [$ML^{-1}T^{-1}$]

En el presente estudio se propone que la evaluación de las propiedades hidráulicas del acuífero somero que es de triple porosidad, sea como un medio de microkárstico donde se

consideren las discontinuidades presentes. La forma en que se ha venido conceptualizando el acuífero hasta el momento es como un medio poroso, por lo que las pruebas de bombeo realizadas para la obtención de las propiedades hidráulicas fueron interpretadas desde este punto de vista. De esta manera las propiedades hidráulicas deben considerar las características de una fractura que son, de acuerdo a Palmer (1990):

$$Q = \frac{w^3 \gamma b d h}{12 \mu d L} \quad \dots (3.2.2)$$

donde:

Q= descarga [$L^3 T^{-1}$]

w= amplitud de la fractura [L]

b= largo de la fractura [L]

γ = peso específico [$ML^{-2} T^{-2}$]

μ = viscosidad dinámica del agua [$ML^{-1} T^{-1}$]

dh/dL= gradiente hidráulico (i)

El grupo de términos [$w^2 \gamma / 12 \mu$] es análogo de la conductividad hidráulica de acuerdo con la Ley de Darcy ($Q = -KIA$). Esta expresión muestra la fuerte influencia que tiene la amplitud de la fractura y el gradiente hidráulico en la descarga lo que favorecerá el flujo en ciertas direcciones, lo cual provocará una fuerte anisotropía del flujo.

La conductividad del medio geológico se incrementará si la matriz del medio es disuelta o si se encuentra fracturada. Durante los recorridos de campo, los materiales superficiales se observaron como fácilmente disgregables, además de que, por la actividad agrícola y la abundancia de riego, la existencia de raíces era abundante, mientras que en otros horizontes también superficiales, como los integrados por material arcillo-calcáreo, el material es más uniforme. Asimismo, se observaron fracturas tanto en campo como al microscopio, algunas de ellas se encuentran cerradas mediante calcita, mientras otras permanecen abiertas; de igual forma, se observaron en campo canales de disolución del orden de centímetros (1.5 cm, Sitio IX, ubicación en la Fig. No. 2.1).

De ésta manera, las condiciones de flujo del acuífero somero estarán controladas por: a) flujo difuso en bloques, que actúan a través de la porosidad intergranular y con poca actividad de

disolución, b) flujo preferencial hacia discontinuidades mayores, y, c) por flujo libre a través de canales de disolución, orientado de acuerdo a fracturas.

3.2.2. Aspectos fundamentales del flujo subterráneo

3.2.2.1. Configuración de la superficie piezométrica

La configuración de cargas hidráulicas elaborada por CNA (2003) para el acuífero de Tecamachalco (como es definido por CNA) se muestra en la Fig. No. 4 de la Introducción. La dirección del flujo subterráneo tiene las cargas hidráulicas más altas en el sitio denominado Cerros Encinos Grandes (parte baja de la Malinche), con dirección hacia el valle de Tehuacán hacia el SE. Otra zona de recarga es el valle de Esperanza (ubicado al SW de la parte baja del Pico de Orizaba) con dirección del flujo hacia el SW, en dirección del Río Atoyac, lo cual significa la dirección del drenaje natural. De tal manera que, las principales fuentes de recarga para la zona de estudio se encontrarían en la Malinche (4, 461 msnm) y Pico de Orizaba (5, 700 msnm), así como en los valles topográficamente menos elevados.

Un aspecto importante es que la configuración de cargas hidráulicas muestra que existe flujo a través de las Sierras El Monumento y Tetzoyocan en dirección del Río Atoyac. Esto fue la causa de la existencia de gran cantidad de manantiales y de galerías filtrantes, principalmente en la primera sierra nombrada.

3.2.2.2. Evolución de la superficie piezométrica

De información recabada en estudios hidrogeológicos (SARH, 1974; SARH, 1989 y CNA, 1996) se escogieron 6 pozos, con la mayor cantidad de valores de cargas piezométricas, que se denominaron Sitios de Observación Piezométrica (SOP's), distribuidos en el distrito (Fig. No. 3.2.2). Los hidrógrafos integraron valores de cargas hidráulicas desde 1974 hasta 1996 (Fig. No. 3.2.3). Las diferencias que muestran en cuanto a los valores se deben a su ubicación en la red de flujo subterráneo, así, las mayores cargas se ubican en la parte norte de la zona de estudio y las menores al sur.

La Fig. No. 3.2.4 muestra la evolución del número de pozos perforados y el volumen de extracción. Se aprecia que a inicios de los años 70's existía un reducido número de pozos, por lo

que la explotación del agua subterránea era incipiente, y los niveles piezométricos estarían poco afectados por el mínimo abatimiento causado por el bombeo.

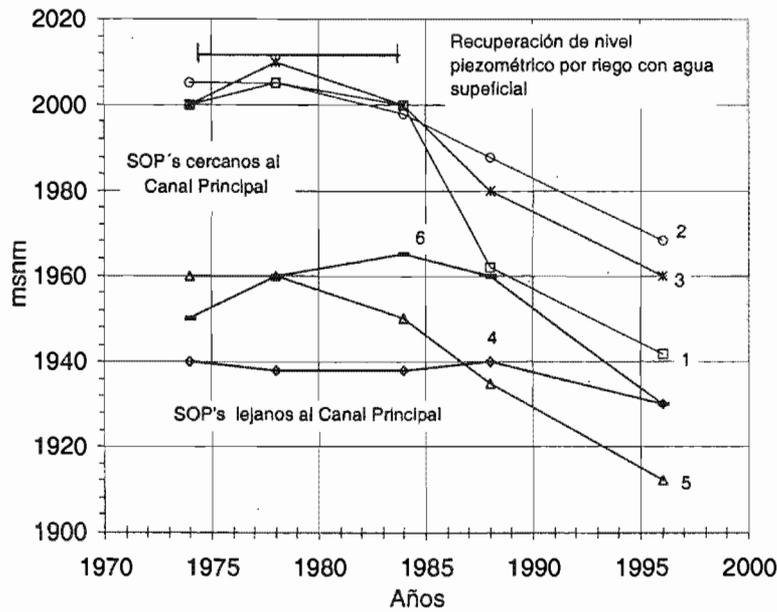


Fig. No. 3.2.3. Carga hidráulica a lo largo de 21 años de los Sitios de Observación Piezométrica (SOP's), (SARH, 1974; CNA, 1996). La ubicación de SOP's en encuentra en la Fig. No. 3.2.2.

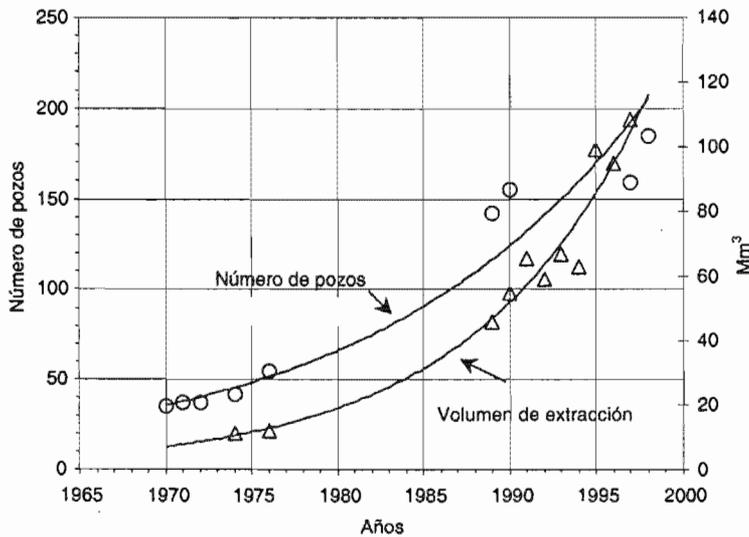


Fig. No. 3.2.4. Evolución del número de pozos y del volumen de extracción de agua subterránea en el Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla (SARH, 1974; CNA, 1996)

De acuerdo con la Fig. No. 3.2.3, en 1978 se tuvo la mayor recuperación de las cargas piezométricas a causa de filtraciones desde el cercano Canal Principal en su porción no revestida y a volúmenes excedentes en el riego. A finales de la década de los 70's, los puntos 1, 2 y 3

tuvieron recuperación en los niveles piezométricos debidos a la infiltración de agua superficial de riego. Las cargas piezométricas del punto 5 se mantuvieron estables para después iniciar su descenso. El punto 4 tuvo poca variación en el periodo de estudio, debido a que se encuentra en la descarga del acuífero hacia el Río Atoyac. En tanto que, el punto 6 muestra un retardo en la recuperación de los niveles piezométricos con respecto a los puntos 1, 2 y 3, por lo que se infiere que este pozo explota calizas mesozoicas que integran el acuífero regional. Por lo que la Zona 2 (donde se explotan calizas) evidencia poca comunicación hidráulica con la Zona 1 (con pozos en el acuífero somero). En la Fig. No. 4 se muestra una componente de flujo subterráneo desde la Sierra del Monumento hacia la denominada Zona 2 que tendría influencia en cuanto a aportaciones y a la composición hidrogeoquímica del agua explotada en esta zona.

A partir del riego con agua superficial, se tuvieron volúmenes importantes de infiltración gracias a la gran permeabilidad de los materiales superficiales; este componente fue mayor que las entradas desde acuíferos vecinos ubicados al norte del área de estudio, favoreciendo un aumento en la recarga del acuífero. De esta manera, se tuvo una elevación en la superficie piezométrica que fue del orden de 4 m. Este efecto se anuló años después a causa del volumen de explotación.

Cuando la explotación del agua subterránea fines de los 70's y principios de los 80's se hizo más intensiva y extensa se mostraron los primeros efectos negativos en los niveles piezométricos. En la Fig. No. 3.2.4 se muestra la evolución del número de pozos y el volumen de extracción en función del tiempo. Esta situación que se agravó por una menor disponibilidad de agua superficial en la presa, lo que significaba menores volúmenes para el riego, reducción de la superficie regada y, por ende, menor cantidad de agua infiltrada a partir del riego, (SARH, 1979).

Para el período 1974-1988, el promedio de los abatimientos fue de 10 m (0.7/año), en tanto que para 1988-1996 fue de 1.8/año, con valores extremos de 15 m, (CNA, 1996). Hasta 1996, con 30 años de explotación, la superficie piezométrica descendía a una velocidad de 2 m/año. El descenso promedio de los SOP's 1, 2, 3 y 5 en el período 1978-1996 fue de 2.6 m. En el período 1974-2000, el descenso de los niveles piezométricos tuvo un ritmo de 1.5 m/a (CNA, 2003).

3.2.3. Reuso de agua residual en el Distrito de Riego

A causa de la deficiencia de la precipitación pluvial, el Valle de Valsequillo requería de una fuente constante y segura de agua, que fuera sostén de la agricultura, actividad que se decía,

ofrecía grandes posibilidades de desarrollo para la región. Por esta razón, se llevaron a cabo los primeros estudios hidrogeológicos a fin de buscar zonas donde la explotación de pozos fuera económicamente factible (Camacho, 1920). Curiel (1940) menciona que la mayoría de los terrenos que integraban el Valsequillo, eran de temporal, en tanto que el riego con agua subterránea existía en una mínima porción del distrito, siendo eficiente solamente en el 10%. Para superar esta situación, y como parte de la corriente de industrialización que se vivía en el país, se integró el Plan de Gran Irrigación, dentro del cual figuró la construcción de la Presa de Valsequillo ó Manuel Ávila Camacho. Se diseñó ésta de acuerdo a las máximas avenidas y al exiguo caudal del estiaje. La operación del distrito como tal, se inicia en 1946, con la Presa Valsequillo como principal fuente de abastecimiento (Contla, 1976).

A medida que las ciudades de Puebla y Tlaxcala crecían, las aguas residuales procedentes de la ciudad y de las industrias eran canalizadas hacia los ríos Atoyac y Alseseca, de aquí a la Presa de Valsequillo. El momento en que el volumen de agua residual fue ya significativo no se ha determinado, pero debió haber ocurrido con la mayor industrialización de la capital del Estado. Una de las industrias más importantes en la región, es la armadora de autos Volkswagen que se estableció ahí en julio de 1967, lo cual debió generar un mayor caudal de agua residual, que al no ser regulado y normado ambientalmente, era canalizado hacia el drenaje natural. El agua residual en el agua de riego daba aspecto y olor desagradables, lo que originó malestar entre los campesinos, que con el tiempo aceptaron esta mezcla al observar beneficios en la productividad, (Contla, 1976). En 1997 se estimó que el 50-60% del agua de la presa correspondía a las descargas municipales, domésticas e industriales del área urbana de Puebla y San Martín Texmelucan.

El área del distrito que se puede regar año con año ha estado en función del volumen almacenado en la presa, por lo que esta superficie ha fluctuado entre el 30 y el 75% del área dominada, (Fig. No. 3.2.5). Para complementar el volumen de riego y cubrir las demandas, se inició la utilización de agua subterránea. En 1961, se tuvo un volumen mayor de agua de riego aportado por la presa, por lo que en esa ocasión se aprovechó por vez primera toda la superficie regable. En contraste, en 1971, ante el mínimo volumen almacenado en la misma, se requirió del auxilio de pozos en el riego, por lo que, en este año se inicia la perforación de pozos a gran escala (Fig. No. 3.2.4). El volumen de la extracción del acuífero somero llegó a ser cada vez más importante para el suministro del distrito, ya que proporcionaba el volumen faltante para sostener la agricultura, a la vez que el agua residual de la ciudad de Puebla fue también necesaria para aumentar el volumen de agua almacenado de la presa.

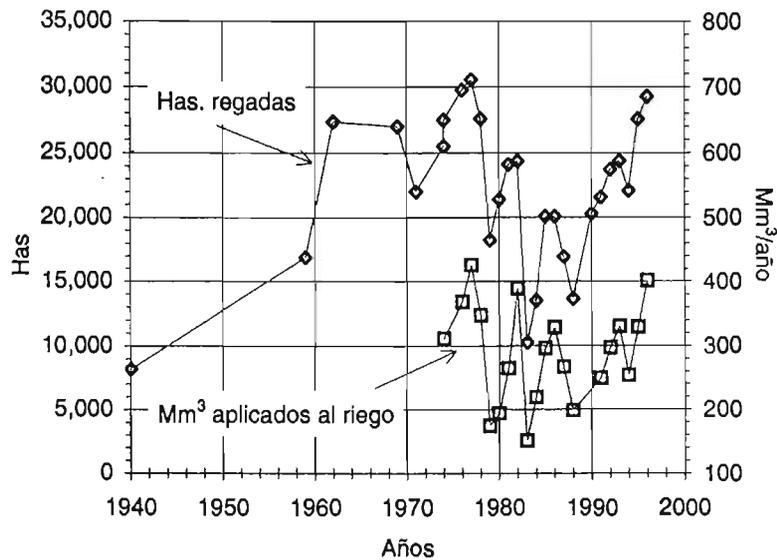


Fig. No. 3.2.5. Relación de hectáreas regadas y volumen aplicado (en Mm³) de agua proveniente de la Presa Valsequillo y de agua subterránea por ciclo agrícola. La superficie dominada del DR 030 es de 34, 340 has y la superficie regable 33, 820 has. Como guía, la capacidad total de la Presa Valsequillo es de 434 Mm³ y su capacidad útil de 330 Mm³ (SARH, 1989).

3.2.4. Modelo conceptual de la interacción de agua de riego y subterránea

El análisis de la información de esta sección permitió establecer el modelo conceptual de la interacción entre el agua superficial de riego y la subterránea en el sistema acuífero de Tecamachalco.

Existe mayor conductividad hidráulica en el acuífero somero (Unidad E, Fig. No. 3.2.1) debida a disolución de la matriz calcárea y fracturamiento del material geológico. Dentro del distrito, donde se presenta el riego con agua superficial, y fuera donde se tiene el riego solamente con agua subterránea, los excedentes se infiltrarán rápidamente en el depósito sedimentario, con dirección preferentemente vertical a través de fracturas y conductos de disolución. La facilidad de infiltración en este medio provocó en el pasado la recuperación de los niveles piezométricos a partir de la infiltración de agua de riego.

Las características litológicas de la Unidad D (Grupo Balsas) y la C (Flujos de lava y brechas volcánicas) hacen de estas unidades dos acuitardos que limitan al acuífero somero con lo que se establece la independencia hidráulica con el acuífero inferior en calizas mesozoicas (Unidades A-B). De tal manera, que el riego que se realiza en superficie provocará diferencias en el comportamiento piezométrico del agua subterránea.

El acuitardo formado por el conglomerado terciario es una unidad litológica bien cementada y fuertemente consolidada, de baja conductividad, que induce que el flujo en el acuífero somero tenga una componente predominantemente horizontal y permita que el caudal subterráneo aflore en forma de manantiales en la barranca del Río Atoyac, al poniente de la zona. La mayoría de las perforaciones de los pozos del valle penetran solo algunos metros después de encontrar esta unidad para después detenerse. La continuidad del conglomerado calcáreo es desconocida hacia la Sierra del Monumento, aunque podría darse una reducción significativa de su espesor.

Los depósitos volcánicos (Unidad D) no parecen funcionar como acuífero a pesar de estar fracturados, por lo que se considera como un segundo acuitardo (Fig. No. 3.2.1). La extensión de estos cuerpos volcánicos en sub-superficie es desconocida, pero probablemente se conectan a profundidad con otros, formando estructuras sub-superficiales de baja conductividad hidráulica que podrían actuar como una barrera irregular y discontinua para el flujo lateral del agua subterránea.

Los resultados mostraron que la comunicación hidráulica con el acuífero profundo en calizas mesozoicas es mínima debido a la presencia del acuitardo en conglomerados terciarios (Unidad C) y el conformado por materiales volcánicos (Unidad D). Este acuífero es usado en escala menor en la zona, donde solo algunos pozos lo tocan en el extremo sureste de la zona.

CAPÍTULO III

Descripción de Resultados

3.3. Hidrogeoquímica, isotopía y calidad del agua

En las secciones anteriores se mostró el marco hidrogeológico de la Primera Unidad del Distrito de Riego y la interacción hidráulica que existe entre el agua superficial de riego (C) y subterránea. En la Zona Norte (ZN) se riega solamente con agua subterránea, por lo que se conserva la composición geoquímica de fondo. De esta manera, esta zona se toma testigo para la evaluación de los procesos hidrogeoquímicos relacionados con el riego con agua superficial efectuado dentro del distrito. Como se comentó en la sección de hidrogeología, se dividió la Primera Unidad del distrito en 2 zonas que casi coinciden con la división en módulos para fines administrativos: la Zona 1 ó Z1 (aproximadamente Módulos 1 y 2) de mayor extensión donde se explota el acuífero somero y la Zona 2 ó Z2 (Módulo 3), donde se extrae agua subterránea del acuífero inferior en calizas (Fig. No. 3.2.2).

El estudio de la hidrogeoquímica del agua subterránea se enfocó a la interacción de agua subterránea con la fase calcárea del acuífero. Aunque además existen en el medio geológico otras fases minerales como cuarzo, andesina, hornblenda-augita, hiperstena y óxidos de hierro y plagioclasa, su menor solubilidad en comparación con la de los carbonatos hace que las reacciones con el agua subterránea sean de menor importancia (esto es, agua subterránea-silicatos). Adicionalmente, ante la infiltración de agua de riego, el sistema carbonato (agua, minerales carbonatados y CO_2) tendrá una mayor cantidad de cambios que los que pudieran presentarse en cuanto a los silicatos.

De la sección anterior se concluyó que las velocidades de infiltración son suficientemente altas para que los procesos de retención, como adsorción o intercambio catiónico, no se lleven a cabo debido a la poca oportunidad de interactuar con las fases adsorbentes del suelo. Incluso la disolución de calcita, que es un proceso relativamente rápido, se considera como lento en comparación con el movimiento del agua en conductos abiertos ya sea en la zona vadosa o en la zona freática de un acuífero carbonatado, White (1990).

Flores-Domínguez (2003) menciona que los suelos de la Primera Unidad del distrito son, en

su mayoría, de textura arenosa, con contenido de materia orgánica bajo, una CIC (capacidad de intercambio catiónico) media. Por lo que las fases adsorbentes como arcilla y materia orgánica se encontrarían en contenidos bajos. Sin embargo, considera que los procesos que se realizan mediante precipitación y/o disolución serían predominantes.

En esta sección se consideró que el proceso básico de interacción entre agua subterránea y agua de riego es la mezcla, actuando además las reacciones hidrogeoquímicas que involucran al sistema carbonatado.

En el análisis no se consideraron los resultados de los análisis de iones mayores de los pozos 211, 266 y el del punto C3 en el Canal Principal, por no determinarse la alcalinidad durante la toma de muestras en campo; tampoco se consideraron para esta fase, los pozos 56 y 139 que tuvieron electronegatividad mayor a 10%, por lo que finalmente se incluyeron 42 puntos: 2 puntos de muestreo en el Canal Principal y 40 pozos.

Para esta sección se plantearon los siguientes objetivos:

- 1.- Determinar los procesos responsables que permitan explicar la variación en la composición del agua subterránea.
- 2.- Integrar la interpretación hidrogeoquímica al modelo del funcionamiento hidrogeológico, a fin de establecer el modelo geoquímico del área de estudio.

3.3.1. Iones mayores

3.3.1.1. Diagramas de Stiff

Con los resultados de laboratorio mostrados en el Anexo No. 3 se construyeron los Diagramas de Stiff mostrados en la Fig. No. 3.3.1. Este tipo de diagramas integran las concentraciones en meq/L para los iones mayores, mientras que la interpretación se basa en la similitud o no, de la forma del diagrama resultante entre diferentes muestras de agua.

En la Zona Norte los iones predominantes en el agua subterránea son Ca^{2+} y $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$. Los diagramas correspondientes a dos pozos de la Zona Norte (3 y 17) se ubican en la Fig. No. 3.3.1. Es importante señalar que se incluyó el diagrama correspondiente al pozo 3 por tener las mayores concentraciones iónicas de la zona de estudio.

La forma característica del diagrama de Stiff para el agua subterránea de la Zona Norte se encontró en la Zona 1, en el pozo 19. Esto significa que este pozo no ha sido afectado por el agua superficial de riego. La forma correspondiente al agua residual (C1) muestra menor contenido iónico que el agua subterránea, en especial de Ca^{2+} . Su forma es muy similar a la de los pozos 111 y 120 de la Zona 1, indicando la influencia que tiene el agua superficial de riego en esta zona. La composición química del agua subterránea de la Zona 2, que corresponde al acuífero en calizas, tiene un menor contenido de Ca^{2+} ; además de que esta forma no se encontró en ningún otro pozo fuera de esta zona.

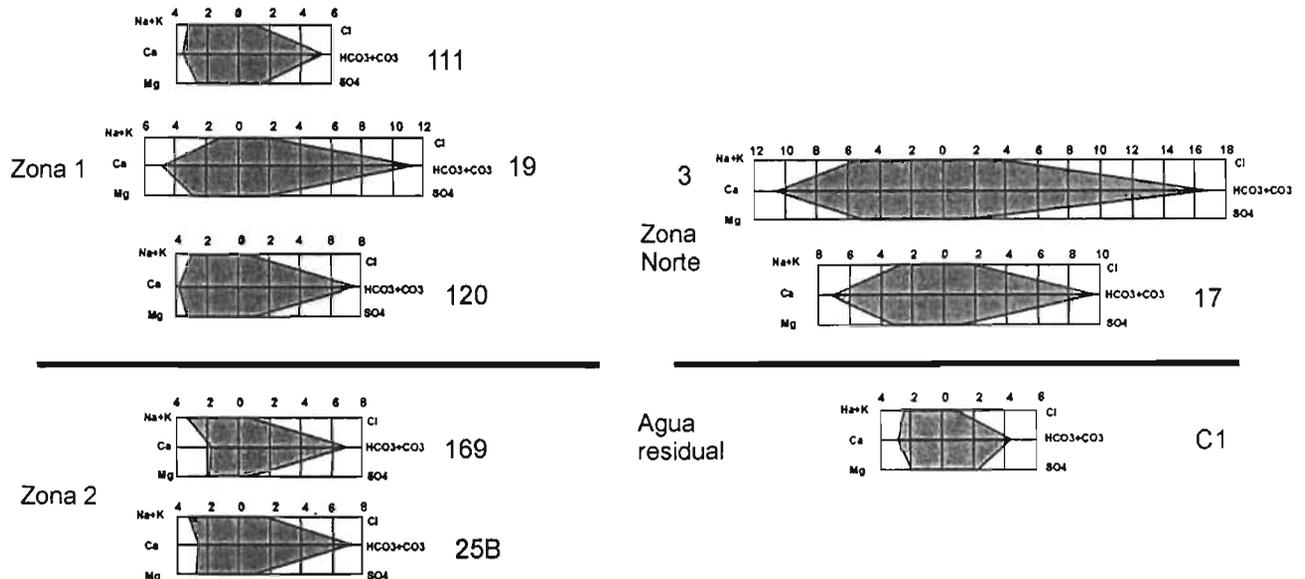


Fig. No. 3.3.1. Diagramas de Stiff (en meq/L) para pozos seleccionados en la zona de estudio y uno de los sitios muestreados del Canal Principal.

3.3.1.2. Relaciones iónicas

La relación más característica para la zona de estudio es Ca^{2+} vs. alcalinidad, donde la alcalinidad total medida en campo se consideró igual a HCO_3^- , Fig. No. 3.3.2. El agua de riego que proviene de la presa tiene el menor contenido para ambos parámetros, 3 y 4 meq/L. Con el mismo contenido de Ca^{2+} , aproximadamente, se encuentran el agua subterránea correspondiente a la Zona 2 y el agua del Canal Principal. Las concentraciones de estos parámetros en el agua subterránea de los pozos de la Zona 1 forman un conjunto de valores mayores en comparación con los de la Zona 2 y con el agua del Canal Principal. La Zona Norte tiene los valores más altos de estos dos parámetros, destacándose visiblemente en el extremo superior derecho el pozo 3. El pozo 1983 de la Zona Norte tiene las menores concentraciones de Ca^{2+} y alcalinidad, encontrándose muy cercana a la composición de los pozos de la Zona 1.

La distribución de las concentraciones de estos dos parámetros indicó la mezcla de agua subterránea de la Zona Norte con agua superficial, produciendo la composición del agua subterránea del Distrito de Riego. La disminución de las concentraciones de Ca y alcalinidad, sugiere el proceso de precipitación de CaCO_3 .

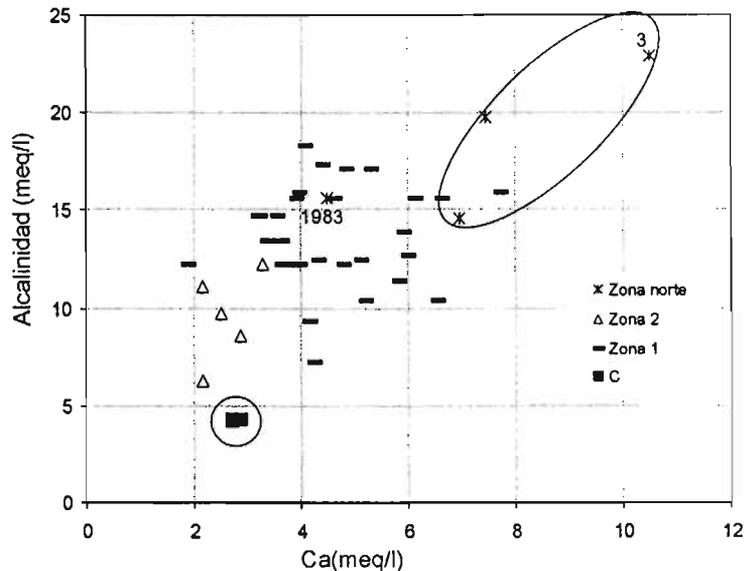


Fig. No. 3.3.2. Relación del contenido de Ca^{2+} vs. alcalinidad (ambos en meq/L).

En la Fig. No. 3.3.3 ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs. alcalinidad) se observa que el contenido de alcalinidad del agua del Canal Principal es el más bajo. Se observan dos grandes grupos divididos por el valor de 2.5 meq/L, con $\text{Na} + \text{K} < 2.5$ meq/L se ubican los pozos de la Zona Norte (excepto el pozo 3), una parte de los pozos de la Zona 1 y el pozo 911 de la Zona 2. Por arriba de esta concentración, se encuentran gran parte de los pozos de la Zona 1, 4 de los 5 pozos de la Zona 2 y el pozo 3 de la Zona Norte.

En cuanto a la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ vs. CE (Fig. No. 3.3.4), el agua subterránea de la Zona 1 tiene los valores más altos para CE, en tanto que la de la Zona 2 tiene los valores menores. En la Zona Norte, el valor de CE es el mismo para los tres pozos. En cuanto al cociente $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ de los pozos 1983, 3, 17 y 2Z de la Zona Norte crece en ese orden. El cociente $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} \geq 1$, obtenido tanto para la Zona 1 y como para la Zona Norte, se justifica debido a que en el acuífero somero predomina la calcita. En tanto que el cociente $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} < 1$, que se obtiene para el agua de la Zona 2 es posible debido a que el Mg^{2+} es característico de calizas de origen marino, como las que se encuentran en el acuífero inferior que se explota en esta zona.

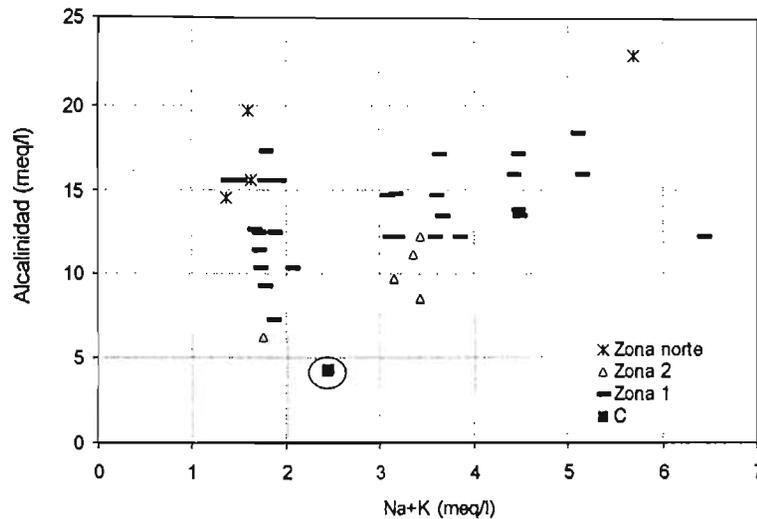


Fig. No. 3.3.3. Relación del contenido de $(Na^+ + K^+)$ vs. alcalinidad (ambos en meq/L).

De acuerdo con Plummer et al. (1990), la tendencia ascendente de SO_4^{2-} y Cl^- mostrada en la Fig. No. 3.3.5 sugirió la disolución de depósitos evaporíticos. En campo no fueron observados este tipo de horizontes en el depósito sedimentario terciario-cuaternario, sin embargo las concentraciones de SO_4^{2-} y Cl^- muestran que posiblemente existan horizontes locales de este tipo de minerales. Esto es posible, geológicamente hablando, dadas las condiciones de aridez en que se formó el relleno del valle. Adicionalmente, se comentó en el punto 3.1.1.3 que de acuerdo con Fries (1956-1962) que el Grupo Balsas puede contener horizontes locales de yeso, por lo cual estos pudieron ser tocados durante la perforación.

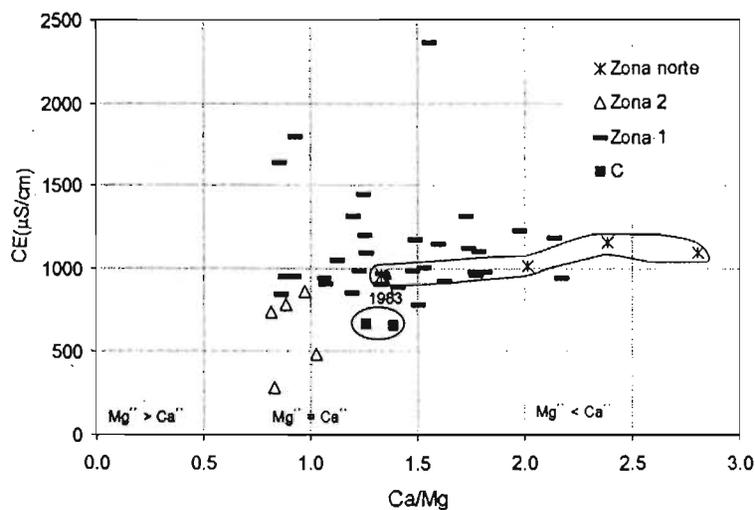


Fig. No. 3.3.4. Relación del cociente (Ca^{2+}/Mg^{2+}) vs. CE ($\mu S/cm$). Se encuentran marcadas las concentraciones correspondientes a la Zona Norte y agua del Canal Principal.

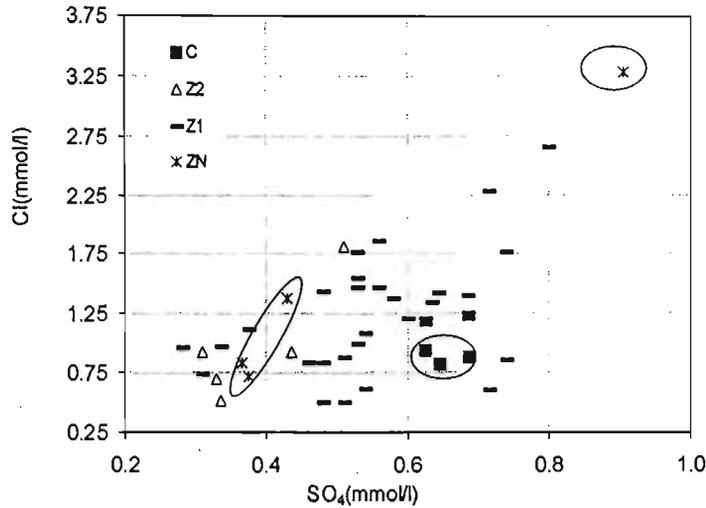


Fig. No. 3.3.5. Relación SO_4^{2-} (mmol/L) vs. Cl^- (mmol/L). Se muestran con elipses las concentraciones correspondientes a agua del Canal Principal y a Zona Norte.

3.3.2. Hidrología isotópica

3.3.2.1. $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$

En el Anexo No. 4 se muestran los resultados de las 37 determinaciones de $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ en agua subterránea y superficial. El análisis de estos resultados se hace en los términos que marca Quijano-León (1984), "los isótopos estables son independientes de los procesos que gobiernan las variaciones en el contenido químico, actuando solamente los procesos de fraccionamiento isotópico".

En la Fig. No. 3.3.6 se muestra el diagrama $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ donde se incluyó la composición isotópica de aguas subterráneas y superficiales de la zona de estudio, además de la Línea Mundial de Agua Meteorica (LMAM) propuesta por Craig (1961).

El agua de la Zona Norte muestra una composición isotópica similar a la LMAM, denotando que su principal fuente de recarga se encuentra en el agua meteorica. En contraste, el agua residual muestra una posición independiente, ubicándose en la parte superior de la Fig. No. 3.3.6 y bastante alejada de la LMAM, lo que indica poca influencia con agua pluvial.

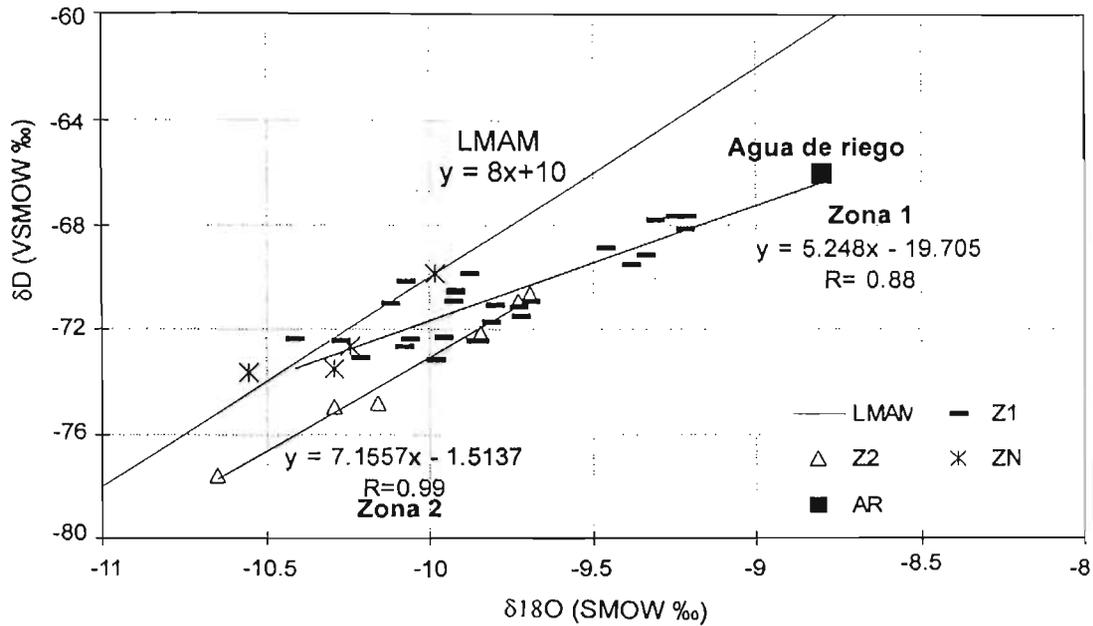


Fig. No. 3.3.6. Composición isotópica en función de $\delta^{18}O$ - δD para agua subterránea y residual de la zona de estudio. Se muestra la Línea Mundial de Agua Atmosférica (LMAM), (Craig, 1961).

La firma isotópica del agua de la presa y la LMAM se ven unidas mediante los valores asociados a la Zona 1, que definen un grupo de datos que cuya línea de correlación tiene por ecuación:

$$\delta D = 4.4265 \delta^{18}O - 27.415 \quad \dots (3.3.1)$$

que se interpretó como la línea de mezcla entre agua superficial de riego y subterránea del acuífero somero. De acuerdo con Clark y Fritz (1997) la pendiente de la ecuación, que está entre 3 y 5, denota que el agua subterránea de la Zona 1 se ha mezclado con agua que ha tenido cierto grado de evaporación en superficies abiertas, como puede haber ocurrido en la Presa Valsequillo.

La firma isotópica de las muestras colectadas en la Zona 2 (acuífero regional en calizas) se manifiesta en la ec. (3.3.2) que muestra valores empobrecidos en $\delta^{18}O$ y δD , lo que significa un carácter isotópico distinto al agua subterránea de la Zona Norte y de la Zona 1.

$$\delta D = 7.1557 \delta^{18}O - 1.5137 \quad \dots (3.3.2)$$

Esta ecuación evidencia una fuente de recarga a mayor altitud de acuerdo con Mazor (1991), o bien, infiltración en condiciones más frías de acuerdo con Clark y Fritz (1997), lo que representa un sistema hidrogeológico diferente.

La composición isotópica del agua subterránea de la Zona Norte y de la Zona 1 representan una fuente de recarga de menor altitud comparada con la que recibe Zona 2. Esto se comprueba mediante el cálculo de la altura de recarga obtenida con la relación que proponen Cortés y Durazo (2001):

$$\delta^{18}\text{O} (x, y) = -2.13 h - 3.2 \quad \dots (3.3.3)$$

donde h= altura de recarga. Despejando h,

$$h = (-0.47 \delta^{18}\text{O} - 1.5) * 1000 \quad \dots (3.3.4)$$

A partir de la ec. (3.3.4), se calcularon las alturas de recarga para cada uno de los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Los resultados se muestran en el Anexo No. 5, en tanto que, en la Fig. No. 3.3.7 se presentan los intervalos de alturas de recarga calculadas para cada una de las zonas del distrito.

De acuerdo con los resultados obtenidos, el agua de la Presa Valsequillo tiene una altura de recarga de 2, 636 msnm, que es el valor más bajo de los calculados. Para el agua subterránea de la Zona 1, el intervalo es 2,829 a 3,293 msnm, lo significa que, en la recarga participa agua superficial y subterránea de la zona Norte del distrito (intervalo 3,191 – 3,459 msnm). Mientras que el intervalo de valores calculados para la altura de recarga del agua subterránea de la Zona 2 es 3,054 – 3,506 lo que define una zona d recarga más elevada (Fig. No. 3.3.7).

3.3.2.2. Tritio

En el Anexo No. 4 se muestran los resultados de las 28 determinaciones de ^3H enriquecido en agua subterránea y superficial. De acuerdo con información de la IAEA (International Atomic Energy Agency) citada por Cervantes-Medel (1996), en 1990, la concentración de ^3H en agua de precipitación en la estación Veracruz era ya de 1 UT y en la estación Chihuahua de 0 UT, es decir, no se tenía la presencia de tritio artificial. Se consideró que el tritio que llega a la presa mediante agua de diversas fuentes se concentra debido a la evaporación, hasta obtener valores de $^3\text{H} \geq 0.8$ UT.

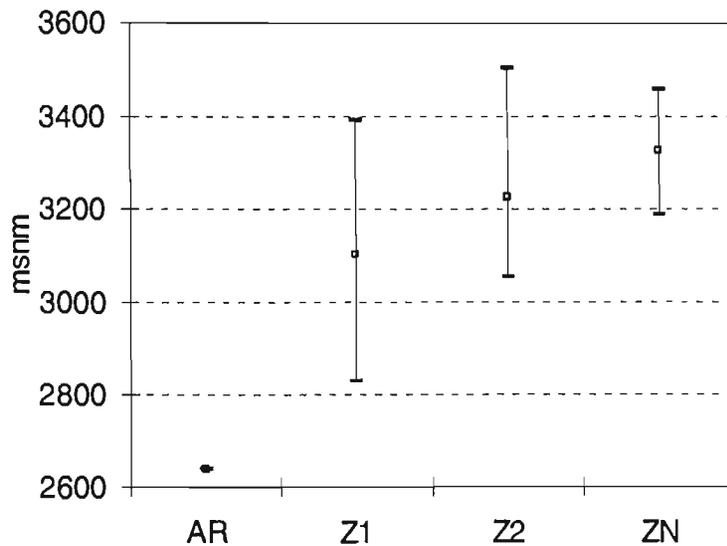


Fig. No. 3.3.7. Intervalo de valores de altura de recarga calculadas de acuerdo a la ec (3.3.4) para cada una de las zonas en estudio: AR= agua superficial, Z1= Zona 1, Z2= Zona 2 y ZN= Zona Norte.

Para la interpretación de los valores de ^3H se tomó en consideración la evaluación cualitativa para regiones continentales realizada por Clark y Fritz (1997). Debe recordarse que el muestreo y el análisis fueron realizados en 1996 (Cuadro No. 3.3.1).

Cuadro No. 3.3.1. Evaluación cualitativa de ^3H , para regiones continentales, de acuerdo a Clark y Fritz (1997).

^3H (UT)	Interpretación
< 0.8	Submoderna, agua "prebomba", infiltración anterior a 1952
0.8 a ~4	Mezcla entre recarga submoderna y moderna
5-15	Moderna (< 5 a 10 años)
15-30	^3H artificial presente en alguna cantidad
> 30	Componente considerable de los años 60's ó 70's
> 50	Recarga dominante de 1960's

Los resultados de las determinaciones de tritio mostraron que los valores cercanos al límite de detección (0.8 UT) tienen dos justificaciones principales:

1. Agua de recarga anterior a 1952 ("agua prebomba"), que no tuvo la influencia de tritio de origen artificial
2. Infiltración de agua meteórica reciente que no tiene ya la presencia de este isótopo debido al decaimiento sufrido en 44 años desde el inicio de las pruebas atómicas ("agua posbomba").

El contenido de ^3H del pozo 3 de la Zona Norte fue de $< 0.8 \pm 0.8$ UT, lo que representa

agua submoderna o "prebomba", o sea, agua que constituyó parte de la recarga antes de 1952. Esta se consideró como la composición de fondo del acuífero local que se encontró aún en tres pozos de la Zona 1 (35, 47.3 y 19) y de uno de la Zona 2 (139), Fig. No. 3.3.8 y 3.3.9.

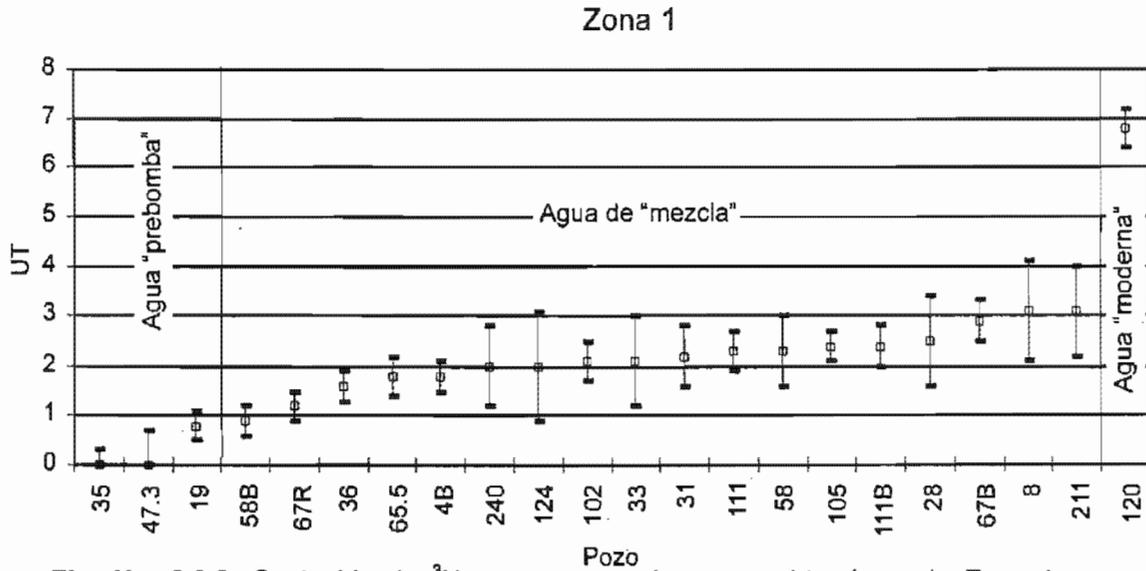


Fig. No. 3.3.8. Contenido de ³H en muestras de agua subterránea de Zona 1 y su evaluación de acuerdo a Clark y Fritz (1997).

El contenido de ³H del agua de la presa fue mayor a 0.8 UT, lo que permitió inferir que las concentraciones altas de tritio de la Zona 1 (a excepción de los pozos 35, 47.3 y 19) son producto de la mezcla entre el agua prebomba (agua de la Zona Norte con la concentración de fondo del acuífero) y agua (de la presa) enriquecida en ³H. Sólo el pozo 120 de Zona 1 mostró valores de ³H asociados a recarga moderna, infiltrada 5 o 10 años antes de 1997.

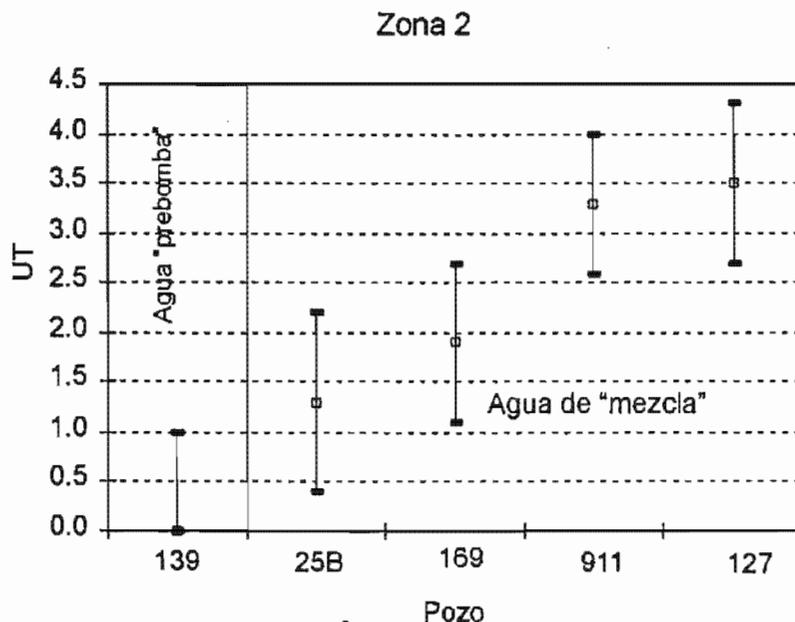
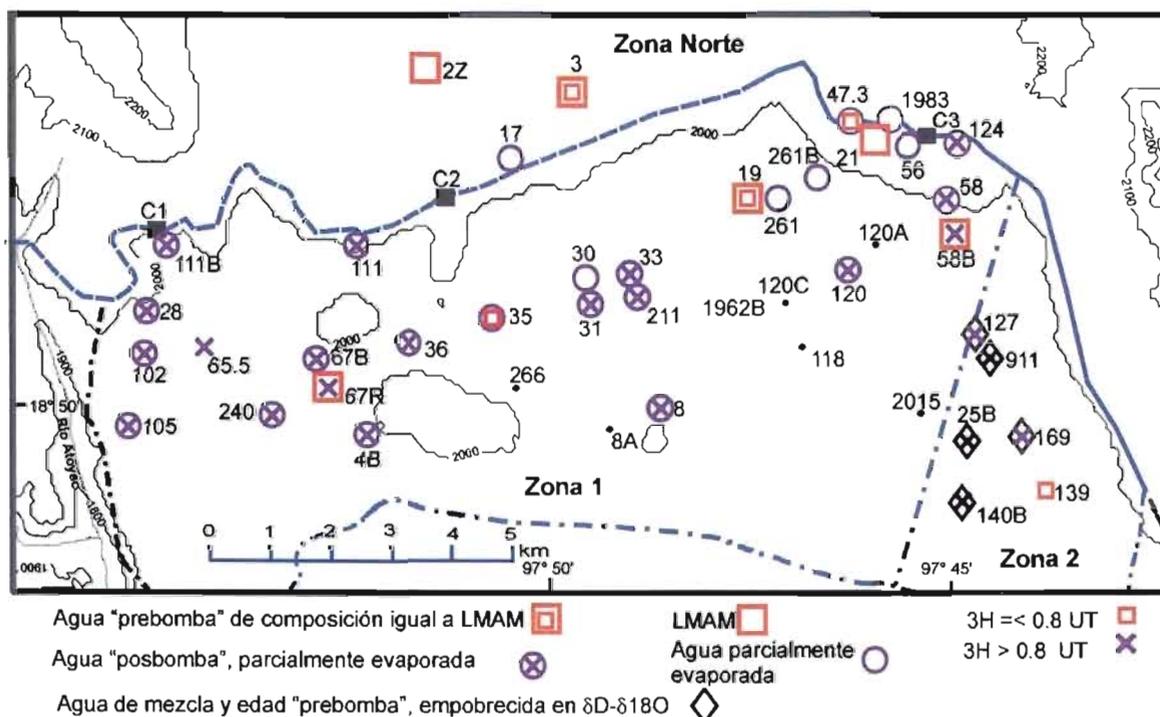


Fig. No. 3.3.9. Contenido de ³H en muestras de agua subterránea de la Zona 2 y su evaluación de acuerdo a Clark y Fritz (1997).

3.3.2.3. Análisis conjunto de $\delta^{18}\text{O}$ - δD y tritio

El encontrar aún concentraciones de tritio en el agua subterránea por arriba del nivel de detección, permitió establecer relaciones con respecto a la edad del agua subterránea y el tipo de fuente de recarga. En la Fig. No. 3.3.10 se muestra el análisis punto a punto en la zona de estudio.



El agua subterránea de la Zona Norte muestra la composición isotópica de fondo del agua subterránea que corresponde a agua meteórica infiltrada antes de los bombardeos nucleares, esto ocurrió en una zona topográficamente más baja que donde se infiltró el agua subterránea de la Zona 2. La menor cuantía de la recarga actual hace que prevalezca aún la firma isotópica del agua pluvial; ésta composición se encontró solo en el pozo 19 de la Zona 1. Se representa en la Fig. No. 3.3.10 por símbolos formados por dos cuadros.

El agua subterránea de la Zona 1 muestra como principal fuente de recarga agua superficial de la presa (agua moderna y parcialmente evaporada), que al infiltrarse en el acuífero somero y mezclarse con el agua subterránea original (submoderna-meteórica) permiten se incrementen los valores de conductividad eléctrica, Fig. No. 3.3.4. Desde los años 70's en el distrito predomina la infiltración de agua superficial (con mayores contenidos de tritio) sobre la de agua pluvial actual (sin tritio), por lo que la concentración de ^3H en el agua subterránea ha

aumentado. Los pozos que contienen las firmas isotópicas asociadas a esta mezcla se muestran con círculos con cruz en la Fig. No. 3.3.10.

En la Zona 2, los pozos están perforados en el acuífero regional conformado por calizas, por lo que las firmas isotópicas no pudieron ser interpretadas con respecto a la LMAM, ni a la mezcla con agua del Canal Principal. El agua subterránea del pozo 139, de acuerdo a su contenido de ^3H , mostró ser agua de edad prebomba asociada a un sistema hidrogeológico diferente, infiltrada a una altura aún mayor que el agua subterránea de la Zona Norte. Los restantes cuatro pozos de la Zona 2 tuvieron una composición asociada a mezcla de agua con concentración de fondo del acuífero regional con agua moderna (de hace 5 - 10 años), infiltrada a menor altura que el pozo 139 y mayor que el agua subterránea de la Zona Norte. Una opción para la procedencia del agua subterránea de esta zona, diferente al agua superficial de la presa, es agua procedente del acuífero ubicado al NE de la Sierra del Monumento, denominado Valle de Palmar de Bravo. De acuerdo a la Fig. No. 4, las curvas de igual carga hidráulica sugieren flujo a través de la mencionada sierra.

3.3.3 Calidad del agua subterránea y superficial para diversos usos

3.3.3.1. Calidad del agua subterránea como agua potable

El agua subterránea del distrito se utiliza tanto como agua potable como para el riego, por lo que, considerando la práctica del reuso de agua residual en superficie es importante evaluar la calidad del agua para estos dos usos. De los parámetros que incluye la normatividad, se puso especial interés en los parámetros microbiológicos por ser de mayor interés ambiental y sanitario.

Los resultados de la determinación del contenido de coliformes (fecales y totales) y estreptococos fecales en muestras colectadas de agua de pozos y en Canal Principal se muestran en el Anexo No. 6.

En la Fig. No. 3.3.11 se muestra el intervalo de valores determinados para los tres microorganismos analizados para cada una de las tres zonas en que se dividió el área de estudio. Los valores máximos registrados para los tres microorganismos corresponden al agua superficial (n=3) con un intervalo 15 a 290 NMP/100 mL, sin embargo, el máximo para coliformes fecales se encontró en el agua subterránea de Zona 1 (n=34). Esto sugiere que, además del riego con agua superficial, existe otra fuente de contaminación en superficie. De acuerdo con INEGI (2004), la

cobertura de drenaje en la zona de estudio es de apenas el 49%. Por lo que el 61% de la población descarga sus efluentes en fosas sépticas, barrancas, grietas, etc. Adicionalmente, el medio geológico ofrece las condiciones para el transporte de estos microorganismos en tiempos cortos. En la Zona 2 (n=6) y en la Zona Norte (n=4), la presencia de este tipo de microorganismos prácticamente es nula.

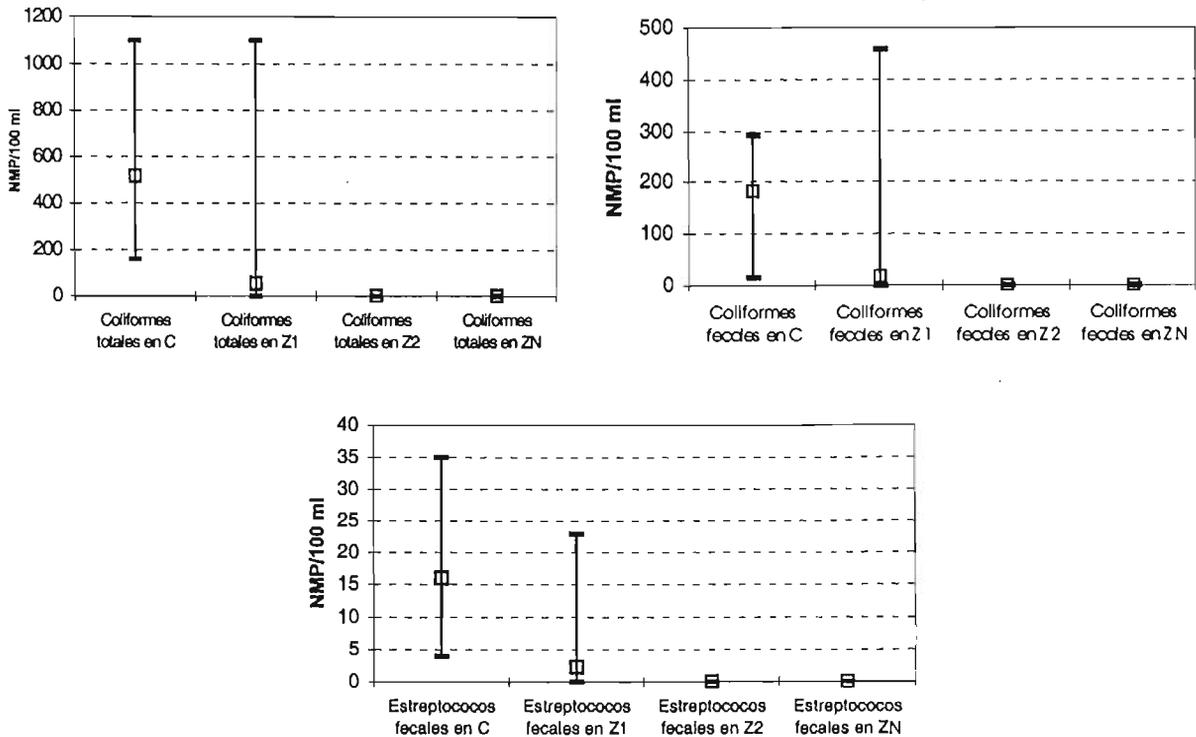


Fig. No. 3.3.11. Intervalo de valores para coliformes (totales y fecales) y estreptococos fecales en agua subterránea y superficial. C=agua superficial del Canal Principal, Z1= Zona 1, Z2=Zona 2, ZN= Zona Norte

En el Cuadro No. 3.3.2 se muestra el contenido de los microorganismos analizados en agua subterránea de la zona de estudio y los valores normativos con respecto a agua potable, tanto en la normatividad nacional como para la EPA. Para esta última, no debe existir más allá del 5% de muestras positivas para estos microorganismos. Es claro que el contenido de ambos tipos de coliformes sobrepasa la norma nacional para agua potable; adicionalmente, el 34% de las muestras fue positivo para coliformes totales y el 9% para de coliformes fecales, indicando con esto un indudable evento de contaminación.

Como punto último, se muestran curvas de isovalores para coliformes totales en agua subterránea en la Fig. No. 3.3.12. El contenido más alto (>1100 NMP/100 mL) se encuentra en el centro de la Zona 1. Los valores determinados en el agua de los canales, estuvieron entre 160 y mayores a 1200 NMP/100 mL, que, sin embargo, se encuentran aún dentro de la NOM-127-SSA1-

1994 NOM (1997 y 2000) y relativa al uso de aguas residuales en la agricultura.

Cuadro No. 3.3.2. Contenido de microorganismos en agua subterránea y valores normativos para agua de riego y agua potable, DR= Distrito de Riego.

Microorganismo	DR de Valsequillo		NOM 127 ²	Safewater (EPA, Jul 2002)
	Valores		Modificación del año 2000	Maximum Contaminant Level
	Mínimo	Máximo	Salud ambiental, agua para uso y consumo humano.	
Coliformes totales (NMP/100 mL)	0	>1100	0	5% positivas
Coliformes fecales (NMP/100 mL)	4	460	0	5% positivas
Estreptococos fecales (NMP/100 mL)	0	23	ND	ND

¹: NOM (1997); ²: NOM (2000), ND: no definido.

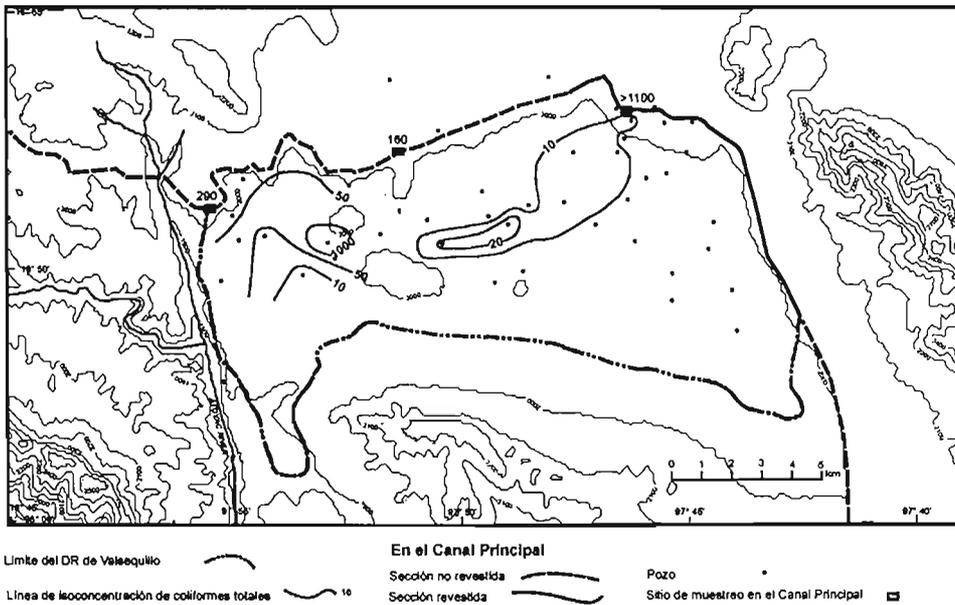


Fig. No. 3.3.12. Líneas de isovalores para coliformes totales en agua subterránea de la zona de estudio.

3.3.3.2. Potencial de aporte de salinidad y de sodificación de suelos por parte del agua de riego

Se analizó la calidad del agua superficial de riego y la subterránea para utilizarse en el riego mediante el cálculo de los siguientes índices agronómicos:

◦ SE (salinidad efectiva, meq/L) = $(Ca^{2+}) < (CO_3^{2-} + HCO_3^- + SO_4^{2-})$ y $(Ca^{2+}) > (CO_3^{2-} + HCO_3^-)$, $SE = (Mg^{2+} + Na^+ + K^+)$... (3.3.5)

◦ CRS (carbonato de sodio residual, meq/L) = $(CO_3^{2-} + HCO_3^-) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$... (3.3.6)

◦ PSP (porcentaje de sodio posible, meq/L) = $\frac{Na^+ \times 100}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+) - (CO_3^{2-} + HCO_3^-)}$... (3.3.7)

$$\text{RAS (relación de adsorción de sodio)} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{2}}} \quad \dots (3.3.8)$$

$$\text{PSI (porcentaje de sodio intercambiable)} = \frac{100(-0.0126 + 0.01475\text{RAS})}{1 + (-0.0126 + 0.01475\text{RAS})} \quad \dots (3.3.9)$$

En el Cuadro No. 3.3.3 se muestra el promedio de los índices calculados por cada zona del área de estudio y la interpretación para cada uno de ellos. De manera que, el agua subterránea del distrito tiene condicionamiento para su uso en el riego, no debiendo ser utilizada en cultivos sensitivos, especialmente si el riego es mediante aspersión para evitar la dispersión de sales por el viento. En especial, el uso del agua subterránea del pozo 67B deberá ser vigilado debido a que su composición puede aportar sodicidad a los suelos regados con el agua proveniente de este pozo. Evaluando la calidad del agua de riego de acuerdo al Diagrama de Wilcox, el agua subterránea de las tres zonas tienen la clasificación C3, que representa elevado riesgo de salinidad, de acuerdo a Ayres y Westcot (1987). Ante esto, el riego con este tipo de agua debería realizarse sólo en zonas con permeabilidad adecuada y en cultivos tolerantes a las sales, para evitar un aumento en la salinidad del suelo.

Cuadro No. 3.3.3. Índices agronómicos correspondientes al agua subterránea y superficial del Distrito de Riego, incluyendo su interpretación.

	HCO ₃ ⁻ (meq/L)	SE	CSR	PSP	RAS	PSI
Referencia para el cálculo		Ortiz-Olguin (1997)	Ortiz-Olguin (1997)	Ortiz-Olguin (1997)	Ortiz-Olguin (1997)	Allison et al. (1994)
C	4.29	3.03	-0.59	25.35	1.39	1.58
Z1	8.26	3.30	0.82	17.3	1.51	1.95
Z2	6.23	3.09	0.81	26.80	1.72	2.56
ZN	10.92	2.82	0.04	4.11	0.91	0.17
Referencias para la interpretación	Porta-Casanellas et al. (1994)	Ortiz-Olguin (1997)	Ortiz-Olguin (1997)	Ortiz-Olguin (1997)	Ortiz-Olguin (1997)	Allison et al. (1994)
Evaluación	Z1 con restricción ligera a moderada; Z2 y ZN tienen una restricción importante	Aguas condicionadas en general	Buena calidad	Sin problemas, sólo el pozo 67B (Z1)	Sin problemas, sólo el pozo 67B (Z1)	Sin problemas, sólo el pozo 67B (Z1)

3.3.4. Calidad del agua de la Presa Valsequillo

Para analizar la calidad del agua en el río Atoyac se utilizaron los datos provenientes de PRDA (1995) y CNA (1995) correspondientes a 7 estaciones ubicadas en el río Atoyac, desde la Cuenca del Alto del Río Atoyac hasta el Distrito de Riego de Valsequillo (Fig. No. 3.3.13).

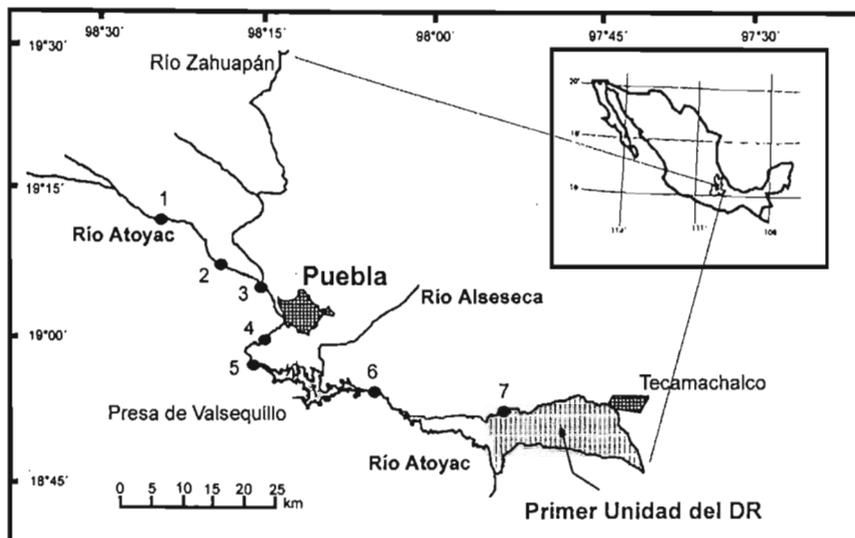


Fig. No. 3.3.13. Puntos de muestreo de agua superficial establecidos por PRDA (1995) en el Río Atoyac.

En la Fig. No. 3.3.14 se muestra el contenido de coliformes totales y fecales de los puntos a lo largo del río Atoyac. Las concentraciones elevadas de las primeras estaciones se asociaron a las descargas domésticas directas al río Atoyac de las poblaciones del Estado de Tlaxcala. Es notorio el comportamiento decreciente de los valores en dirección “aguas abajo” del río Atoyac, especialmente pasando la presa Valsequillo.

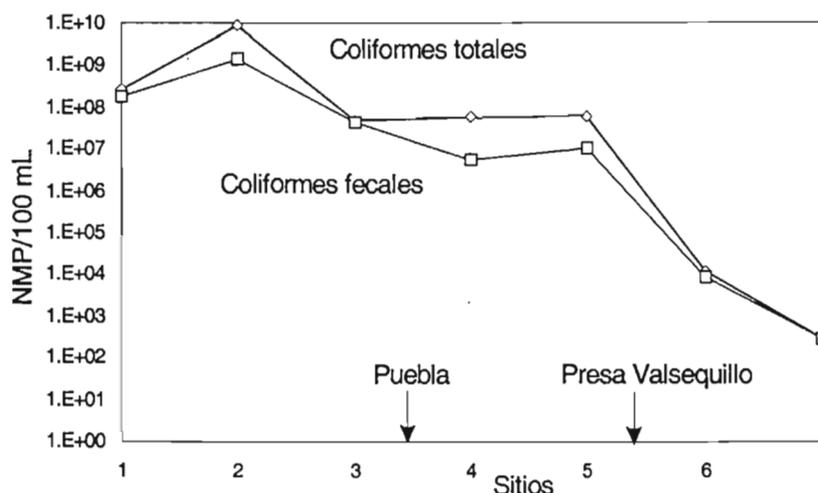


Fig. No. 3.3.14. Contenido de coliformes totales y fecales a lo largo del río Atoyac, PRDA (1995) y CNA (1995).

El contenido de NH_3^+ y NO_3^- aumentó bruscamente en las estaciones cercanas a la ciudad de Puebla y a la presa (Fig. No. 3.3.15). Este comportamiento se relacionó con las descargas de aguas residuales ubicadas a la salida de la ciudad de Puebla (estación 4). En la Presa Valsequillo (estación 6) disminuyeron estos componentes debido a procesos de depuración que se llevan a

cabo y que simulan un bioreactor. La eficiencia estimada en la remoción efectuada tuvo un valor de 99.99% en coliformes totales y fecales, y de 20% para NO_3^- .

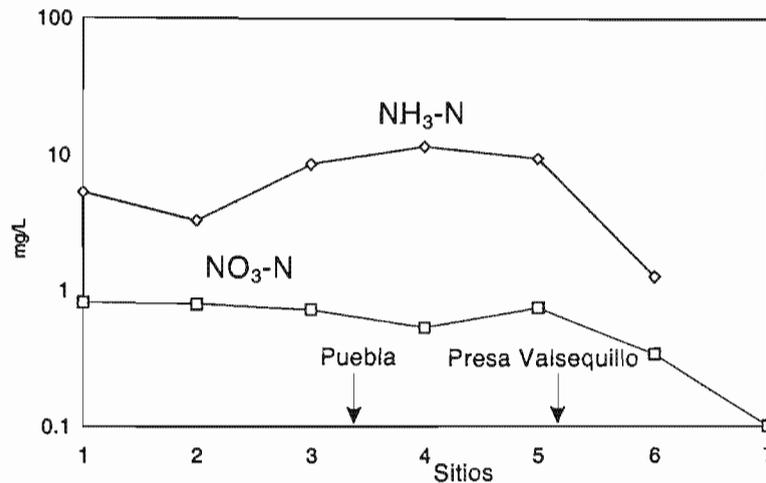


Fig. No. 3.3.15. Contenido de $\text{NH}_3\text{-N}$ y $\text{NO}_3\text{-N}$ a lo largo del río Atoyac, PRDA (1995) y CNA (1995).

A pesar de los procesos que depuran en cierta medida el agua de la presa, el contenido de microorganismos en el agua de los canales de riego se mantuvo alto: 160 a >1100 NMP/100 mL para coliformes totales; 5-290 NMP/100 mL de coliformes fecales, y 4-35 NMP/100 mL de estreptococos fecales. Al trasladarse el agua hacia el Distrito de Riego a lo largo del Canal Principal se establece el equilibrio con el CO_2 atmosférico lo que justifica los valores determinados, mediante modelación geoquímica, para este gas que fueron de 10^{-3} a $10^{-4.5}$ atm.

3.3.5. Facies hidrogeoquímicas

Como punto final, a manera de resumen, se presentan las características de las tres facies hidrogeoquímicas determinadas a partir de las evidencias hidrogeológicas, hidrogeoquímicas, microbiológicas e isotópicas.

3.3.5.1. Zona ubicada al norte del Distrito de Riego

Se considera que esta zona tiene la composición de fondo del acuífero somero, debido a que está fuera del distrito y *aguas arriba* del flujo subterráneo. Una excepción es el pozo 1983 que tuvo influencia del agua de la presa debido a infiltraciones del Canal Principal. El agua subterránea de la Zona Norte fue más alcalina y con mayor concentración de Ca^{2+} que el agua superficial, lo que se debe a que su única fuente de recarga es agua meteórica de edad prebomba. Los

principales procesos hidrogeoquímicos variarán del equilibrio a la precipitación de calcita. El pozo 3 ubicado en esta zona tuvo las mayores concentraciones de los iones: Ca^{2+} , $\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}$, Cl^{-} , alcalinidad y SO_4^{2-} , por lo que se infirió que este pozo extrae agua subterránea de algún horizonte local de sales evaporíticas (Fig. No. 3.3.16).

3.3.5.2. Zona 1 del Distrito de Riego

Esta zona está constituida por una porción del acuífero somero que se explota en la Primera Unidad del Distrito de Riego. Desde finales de los 40's, cuando se inició la operación del distrito, ha recibido la infiltración de agua superficial proveniente de la Presa Valsequillo. A mediados de 1970, el aporte de aguas residuales sin tratar a la presa empezó a ser significativo, por lo que la calidad del agua de la presa empezó a deteriorarse. Además de significar efectos negativos para la presa, también lo fue para el Distrito de Riego, a causa del ingreso de agua de menor calidad para el riego. Adicionalmente, el medio geológico otorga la facilidad para la infiltración de este caudal, por lo que la composición de fondo del agua subterránea, que se observó en la Zona Norte, ha cambiado en cuanto a parámetros químicos, microbiológicos e isotópicos para casi todos los pozos de esta zona.

Las concentraciones de Ca^{2+} y alcalinidad del agua subterránea de la Zona 1 se situaron entre las correspondientes a la Zona Norte y al agua superficial. Algunos pozos de esta zona tuvieron concentraciones altas para iones como Na^{+} , K^{+} , SO_4^{2-} y Cl^{-} que se justificaron mediante la mezcla de agua superficial con agua subterránea de un alto contenido iónico, similar a la del pozo 3 de la Zona Norte. Lo cual significaría que los horizontes de sales evaporíticas que dan lugar a la composición del agua subterránea del citado pozo, se presentaron también en la Zona 1. Este proceso de mezcla inducido por el riego intensivo, ha ido disminuyendo estas concentraciones por lo que ahora no resalta de manera tan intensa como en la Zona Norte.

La Zona 1 mostró como fuente predominante de recarga agua superficial de riego (agua moderna y parcialmente evaporada), encontrándose agua con concentración de fondo sólo en el pozo 19. El intervalo calculado para la altura de recarga (2,8292 – 3,293 msnm) mostró asociación con agua superficial (altura de recarga = 2,636 msnm) y recarga de otra fuente de mayor altura que la del agua superficial. Un punto importante es que se presentaron en esta zona las concentraciones más altas de coliformes totales, fecales y estreptococos fecales, que ubicaron al agua subterránea de esta zona fuera de la norma para agua potable.

3.3.5.3. Zona 2 del Distrito de Riego

En esta zona se explota el acuífero regional, que tiene como un confinante superior a una unidad de conglomerado fuertemente consolidado y cementado de edad terciaria, que le da independencia hidráulica en el acuífero somero. Esta configuración hidroestratigráfica permitió que el efecto del riego en los años 1975-1985 en la superficie piezométrica se observara con retraso con respecto a los pozos ubicados en el acuífero somero.

El agua del acuífero inferior o regional mostró un carácter hidrogeoquímico e isotópico diferente a la del acuífero somero. Los procesos hidrogeoquímicos son independientes de los que acontecen en el acuífero en materiales sedimentarios. Un proceso que se lleva a cabo es la disolución de dolomita, lo que se evidencia en la relación $Ca^{2+}/Mg^{2+} < 1$ del agua subterránea de esta zona. En el caso de saturación, se tendrá la precipitación de calcita, con lo que disminuirán las concentraciones Ca^{2+} en solución, mientras que las correspondientes a Mg^{2+} y $Na^{+}+K^{+}$ se mantienen igual. Lo que explica la forma de los diagramas de Stiff obtenidos para esta zona.

Los contenidos de 3H son menores a 0.8 UT significaron la infiltración predominante de agua meteórica anterior a 1952, y la escasa influencia del agua superficial de riego. Las alturas de recarga correspondieron a un intervalo 3,054-3,505 msnm, que son las más altas para la zona de estudio. Sólo el pozo 911 muestra mayor influencia del agua reciente a partir de su firma isotópica, mientras que en el pozo 139 se presentan las concentraciones de fondo de este acuífero.

CAPÍTULO III

Descripción de resultados

3.4. Modelación geoquímica

El objetivo de la modelación geoquímica fue determinar cuales procesos entre los planteados en la sección anterior (mezcla y disolución/precipitación de calcita) eran responsables de la composición del agua subterránea en el distrito y su posible efecto en el medio geológico. El modelo conceptual hidrogeológico que se sugirió en la sección anterior en cuanto a la hidrogeoquímica, supone que el agua de riego en equilibrio con CO_2 atmosférico percola disolviendo CO_2 procedente de la fase gaseosa del suelo. Al momento de alcanzar el acuífero, se mezcla con el agua subterránea. Por otro lado, el agua subterránea de la zona norte tiene una P_{CO_2} aproximadamente de 10^{-1} atm y es ligeramente sobresaturada en calcita.

Se utilizó el programa de computadora para la modelación hidrogeoquímica, PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) versión 2.8 (15 de Abril de 2003) usando la base de datos de MINTEQA2, versión 3.0 (Allison et al., 1990), que fue especialmente útil para realizar los cálculos necesarios para cumplir con el objetivo propuesto.

3.4.1. Consideraciones acerca del contenido de CO_2

Se realizó la especiación química de las aguas subterráneas y superficiales. Para ello se utilizó en el *software* mencionado, la composición fisico-química de las aguas mencionadas (pH, temperatura, alcalinidad, Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}), que se presentan en el Anexo No. 3.

Muy importante fue el valor de P_{CO_2} determinado por el programa PHREEQC (Anexo No. 7). En el agua que circula por el canal de riego los valores son similares a los característicos de la atmósfera ($10^{-3.5}$ atm). En las aguas subterráneas de la zona de estudio, los valores de la presión parcial de CO_2 son mucho mayores, $10^{-0.35}$ y $10^{-1.69}$ atm. Esto se debe a que el $\text{CO}_{2(g)}$ atmosférico se disuelve con el agua que se infiltra hasta alcanzar el valor de equilibrio, acorde a la ley de Henry, pasando rápidamente a $\text{H}_2\text{CO}_{3(ac)}$. Este ácido, dependiendo del pH del agua, pasará a HCO_3^- o en medios muy alcalinos a CO_3^{2-} . El ácido carbónico tiene la capacidad de disolver calcita. Con el transcurrir de las reacciones que involucran la P_{CO_2} y el H_2O , el citado gas se convertirá en el reactivo limitante para la disolución de la calcita en sistemas no abiertos a la atmósfera. Esta

condición de acuerdo con Drever (1997), se presenta bajo el nivel piezométrico. A medida que el agua subterránea es subsaturada en minerales carbonatados, el CO_2 disminuye, por lo que el HCO_3^- disminuirá, por lo que el equilibrio se desplazará hacia un aumento de CO_3^{2-} .

En el agua subterránea del acuífero de Tecamachalco pueden existir alguna o ambas fuentes de $\text{CO}_{2(g)}$ que permiten el mantenimiento de una concentración constante del $\text{CO}_{2(g)}$:

- La descomposición en el subsuelo de la materia orgánica procedente del agua residual aplicada en superficie o de los restos vegetales superficiales.
- La respiración de la zona radicular de la cobertura vegetal y de los microorganismos del suelo proporcionan valores muy altos de CO_2 en las capas superficiales.

El CO_2 originado en las capas subsuperficiales es transportado mediante el agua de riego o de lluvia percolante, lo que incrementará las concentraciones del mismo en el agua subterránea a medida que el agua se infiltra hacia la zona saturada. En acuíferos de alta conductividad hidráulica y con abundantes fuentes productoras de este gas, la concentración de CO_2 puede tener concentraciones en ocasiones muy elevadas, como lo muestran los siguientes ejemplos, Cuadro No. 3.4.1:

Cuadro No. 3.4.1. Valores de CO_2 (atm) en diferentes ambientes

log P_{CO_2} (atm)	Ambiente	Referencia
$10^{-0.22}$ a $10^{-1.22}$	Agua subterránea en zonas tropicales kársticas (Puerto Rico y Jamaica)	Fagundo-Castillo et al. (1996)
10^{-2} a 10^{-3}	Agua en zonas de cavernas y karst	Palmer (1990)
10^{-1}	Promedio de agua subterránea en diferentes zonas calcáreas	Langmuir (1997)
$10^{-3.5}$	Atmósfera	Drever (1997)
$10^{-3.5}$	Agua de lluvia	James y Choquette (1984)

De ésta manera, es posible que las concentraciones elevadas de $\text{CO}_{2(g)}$ en el agua subterránea del acuífero de Tecamachalco, provengan de diferentes fuentes, algunas de ellas relacionadas con la actividad biológica, el clima y en ocasiones, con la actividad antropogénica. Así mismo, de acuerdo con Shuster y White (1972) y Laursen (1991), el contenido de este gas puede presentar variaciones a lo largo del año; por ejemplo, durante la etapa de crecimiento de la vegetación se presenta la mayor producción de CO_2 ; en tanto que en invierno, cuando la actividad biológica es menor o nula, manifiesta la menor producción de este gas. Esto guarda estrecha relación con los índices de saturación de calcita (IScal), los cuales serán más saturados en invierno a medida que se agota el $\text{CO}_{2(g)}$ en el medio.

En cuanto a la distribución del CO_2 en el suelo, en sentido vertical, Reardon et al. (1979) determinaron en perfiles de concentración de este gas, donde la difusión es el principal mecanismo de transporte. Finalmente, la descomposición de la materia orgánica que ingresa al subsuelo, vía la infiltración de aguas residuales sin tratar, da origen a la producción de CO_2 .

Los valores de CO_2 (determinados por PHREEQC) en equilibrio con los valores de alcalinidad medida en campo, se suponen como los valores iniciales en un sistema cerrado, lo que constituye una primera aproximación de estudio. En este tipo de sistema, el contenido de carbono inorgánico de la mezcla de agua subterránea con la superficial de riego está determinado por el carbono total ($\text{CO}_{2(\text{ac})} + \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) de los miembros participantes, en tanto que la P_{CO_2} es función de la mezcla (Wigley y Plummer, 1976).

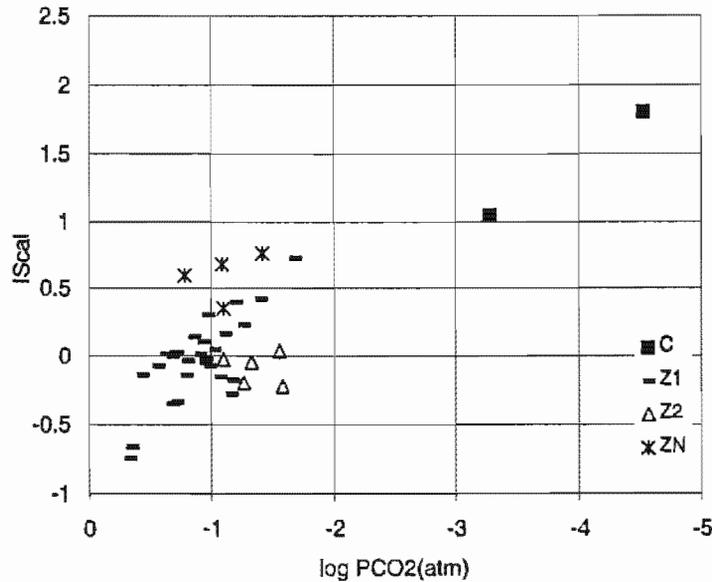
De acuerdo con Gabrovsek et al. (2000), el CO_2 en el subsuelo puede ser renovado a partir de una fuente continua, como la actividad volcánica o bien, una intermitente, como la asociada con la actividad metabólica de microorganismos y así, otorgar un nuevo carácter agresivo al agua subterránea lo que aumentará su poder de disolución. Una situación similar se infiere en la zona de estudio donde los valores de P_{CO_2} , podrían presentar diferencias en cuanto a: a) la época del año, b) la vegetación existente en superficie, c) a lo largo de la columna de extracción del pozo, d) de pozo en pozo o, e) en función de la profundidad del mismo. Así mismo, las características del medio geológico, en especial la conductividad hidráulica, proporcionarán variaciones en el transporte del gas en cuestión. De igual manera, los valores de P_{CO_2} dentro del Distrito de Riego, variarán en función del régimen de riego con agua residual y/o agua subterránea.

3.4.2. Equilibrio químico del agua subterránea y superficial con calcita

Los índices de saturación de calcita (IScal) calculados por PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) para todas las muestras de agua subterránea y superficial colectadas en el distrito se encuentran en el Anexo No. 7. Las aguas superficiales provenientes del Canal Principal y las de la zona norte se encuentran sobresaturadas con respecto a calcita, mientras que el agua extraída dentro del distrito (Zona 1 y Zona 2) se encuentra en equilibrio con dicha fase mineral ($-0.5 < \text{IScal} < +0.5$, Paces, 1972).

En la Fig. No. 3.4.1 se muestran que los IScal en función de la presión parcial del $\text{CO}_{2(\text{g})}$ muestran buena diferenciación entre los valores para el agua subterránea ubicados en el lado izquierdo de la gráfica, y los del agua residual, en el lado derecho de ésta. Los valores

correspondientes a la Zona Norte tienen mayor saturación en calcita que los correspondientes al agua subterránea del distrito. En la zona 2, el agua subterránea se encuentra en el equilibrio con calcita y tiene menor contenido de CO_2 que la de la Zona 1, que tiene IScal que varían entre subsaturados a sobresaturados y mayor contenido de CO_2 .



tiene los mayores valores de Ca^{2+} y $\text{IScal} = 0.35 - 0.76$, en tanto que el agua residual tiene los menores valores de Ca^{2+} y los mayores $\text{IScal} = 1.04 - 1.8$. Los valores intermedios en Ca^{2+} y los más bajos de $\text{IS} = -0.74 - 0.72$ son los correspondientes a pozos de la Zona 1, en tanto que, la concentración más baja de Ca^{2+} se encuentra en la Zona 2 y en equilibrio con respecto a calcita ($\text{IScal} = -0.04$ a 0.04).

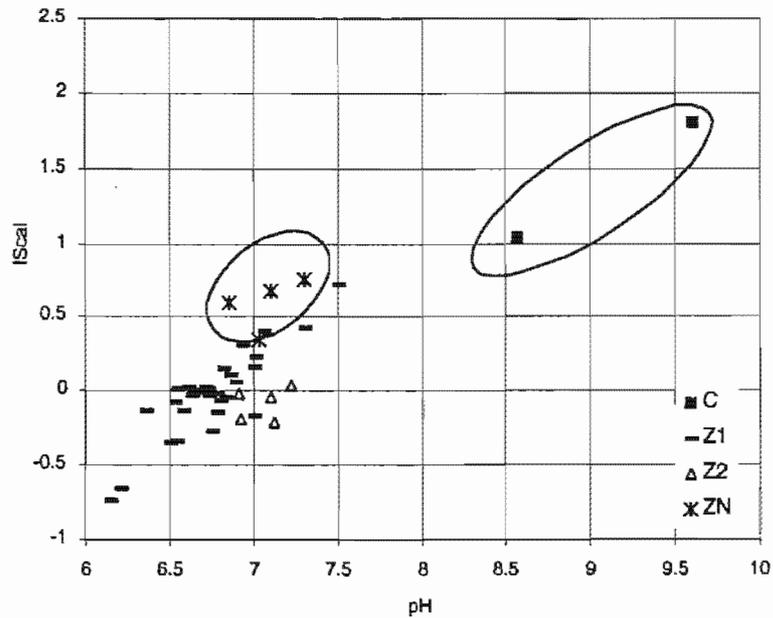


Fig. No. 3.4.2. IScal en función de pH. El agua residual tiene los mayores valores para ambos parámetros, mientras que, en el agua subterránea se diferencian tres grupos: dos en el Distrito de Riego (Z1 y Z2= zona 1 y zona 2) y otro ubicado fuera (ZN, zona norte).

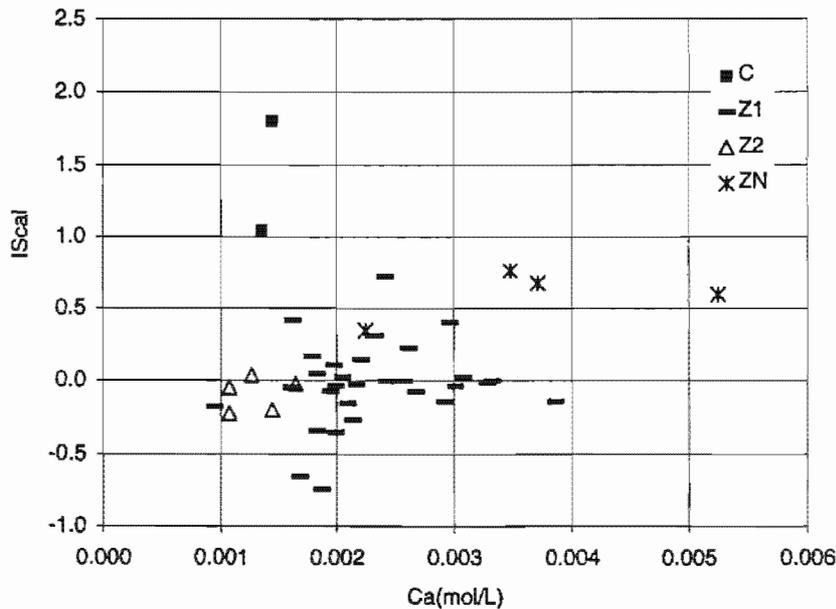


Fig. No. 3.4.3. IScal en función de Ca (mol/L).

De acuerdo a los resultados obtenidos, el agua subterránea de la Primera Unidad de Distrito de Riego está en equilibrio con respecto a calcita, por lo que acorde con las condiciones particulares de cada punto, esta condición variará a precipitación o disolución del citado mineral.

3.4.3. Mezcla de soluciones carbonatadas

La hipótesis de trabajo es demostrar que la composición del agua subterránea de la Primera Unidad del Distrito de Riego (Zona 1 y Zona 2) resulta de la mezcla del agua superficial de riego y del agua subterránea de la zona norte.

La composición de la solución resultante de la mezcla de dos soluciones saturadas ha sido estudiada por Wigley y Plummer (1976), Mazor (1992) y Corbella y Ayora (2003). Plantean que la composición de la solución resultado será siempre una solución sobresaturada debido a que la evolución de las concentraciones totales de estas especies es lineal. Este efecto se denomina efecto algebraico, que indica que la concentración final será el promedio ponderado de las concentraciones en las soluciones originales. Mazor et al. (1993) comentan que esta variación de carácter lineal se presenta para iones como K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y Cl^- , que en general se denominan conservativos. Sin embargo, la evolución del coeficiente de actividad (γ), la actividad (a) y el producto de la actividad de los iones (PAI) no tienen este comportamiento.

Para reproducir el proceso de mezcla que ocurre en el agua subterránea del distrito se utilizaron como miembros iniciales: agua subterránea de la zona norte (pozos 17, 2Z, 3 y 1983) y una muestra de agua del Canal Principal de riego (C1).

En la zona de estudio, tanto las aguas del canal de riego (C) como el agua subterránea de la zona norte estaban saturadas con respecto a calcita, por lo que era de esperar, que la mezcla de ambas que es una solución saturada, reprodujera los IS_{cal} del agua subterránea de la Zona 1. Sin embargo, no es así, el agua subterránea de la zona del distrito (Zona 1 y Zona 2) no está saturada en calcita, sino que está en equilibrio.

El archivo utilizado en la modelación de la mezcla de los cuatro pozos con el agua superficial (C1) se muestra en el Anexo No. 8 y la gráfica con los resultados en la Fig. No. 3.4.4. Los valores de IS_{cal} en función de P_{CO_2} para la totalidad de los sitios visitados, y para la mezcla en diferentes proporciones de cada uno de los pozos de la Zona Norte con agua superficial se muestran en la Fig. No. 3.4.5. Las mezclas con un mayor contenido en agua subterránea del

distrito tienen un ligero descenso en el valor para el índice de saturación de calcita, no así las mezclas con mayor proporción de agua del canal de riego. Los IS_{cal} ascienden hasta el valor del agua residual, teniendo durante todo el proceso la posibilidad de precipitación de calcita.

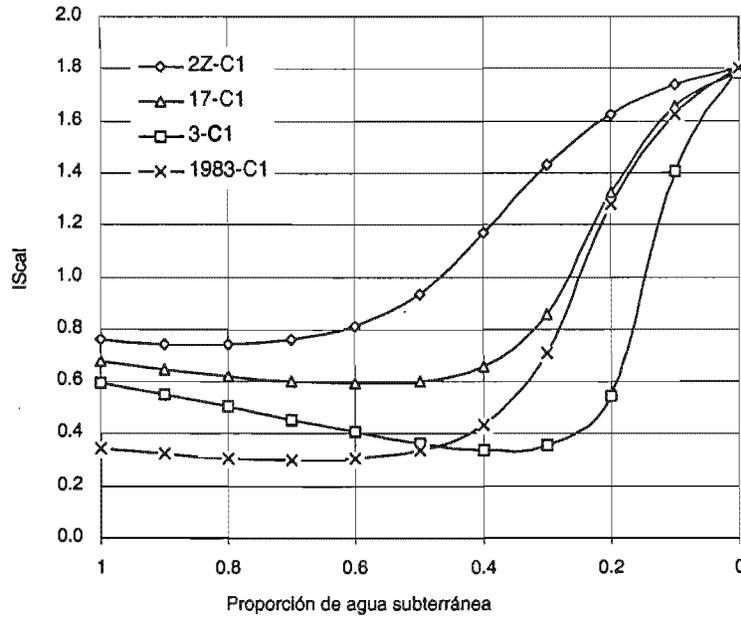


Fig. No. 3.4.4. Índice de saturación de calcita (IS_{cal}) en función de la fracción de agua subterránea (AS) en la mezcla con agua superficial para riego. El contenido de agua de riego de los canales es igual a 1-AS.

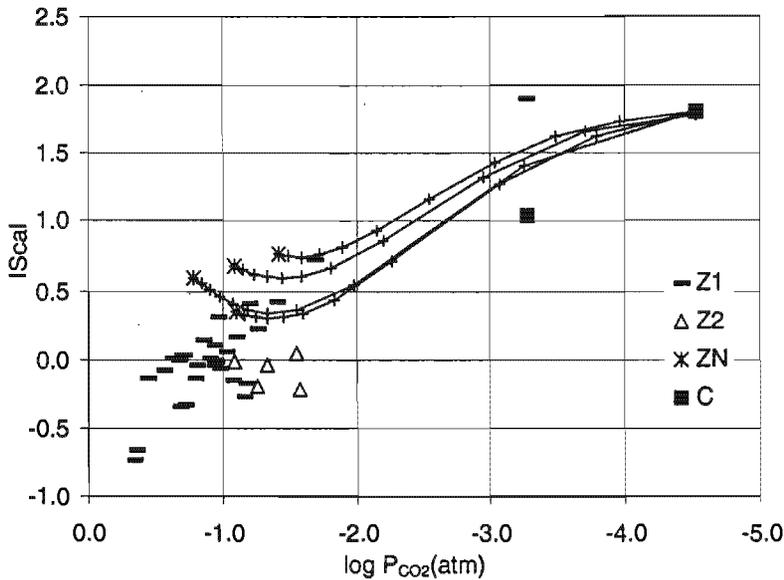


Fig. No. 3.4.5. Evolución del IS_{cal} en función del valor del log P_{CO2} (atm) para todos los pozos de la zona de estudio y de las muestras del Canal Principal. Las líneas muestran la evolución de las concentraciones de ambos parámetros a lo largo de la mezcla de los pozos de la Zona Norte y agua del Canal Principal. Cada marca en la línea de mezcla significa 10 %.

Drever (1997) comenta que la sobresaturación en calcita de la solución resultado de la mezcla se dará con agua de valores altos de Ca^{2+} y baja alcalinidad ó valores bajos de Ca^{2+} y elevada alcalinidad. Corbella y Ayora (2003) lo atribuyen a diferencias en los miembros iniciales de las concentraciones de Ca^{2+} y CO_3^{2-} en varios órdenes de magnitud. En el caso que nos ocupa, los valores de Ca^{2+} y de alcalinidad no muestran grandes diferencias en las concentraciones. Las diferencias en los valores de P_{CO_2} en el agua subterránea de la zona de estudio, podrían ser la razón de las diferencias en los valores de I_{Scal} calculados por PHREEQC y no solamente el proceso de mezcla.

La relación de los valores de I_{Scal} en función de concentración de Ca (mol/L), observada en la Fig. No. 3.4.6, muestra que las líneas producto de la modelación de la mezcla entre los pozos de la Zona Norte con agua superficial, tienen una posición por arriba del grupo que forman los puntos correspondientes a los pozos del distrito. Esto permite inferir que además del proceso de mezcla entre las soluciones mencionadas, se presenta la precipitación de calcita. Este proceso producirá el descenso de los valores de I_{Scal} y de Ca^{2+} de las muestras correspondientes a los pozos ubicados dentro del distrito. Este punto será analizado en el siguiente apartado debido a que requirió una fase diferente de análisis mediante la modelación inversa.

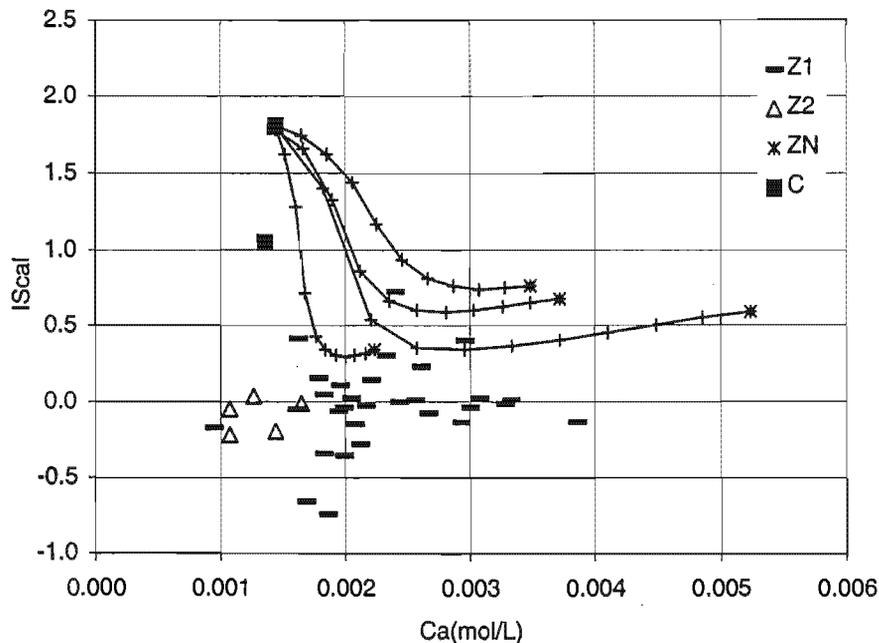


Fig. No. 3.4.6. Concentración de Ca (mol/L) vs. I_{Scal} de los puntos estudiados en la zona de estudio.

Las concentraciones de los iones mayoritarios SO_4^{2-} y Cl^- sí se pueden explicar mediante el proceso de mezcla de agua de la Zona Norte y del agua superficial, (Fig. No. 3.4.7). Incluso las altas concentraciones del pozo 3 de la Zona Norte en combinación con el agua superficial permite

explicar algunos puntos de mayor SO_4^{2-} y Cl^- pertenecientes de la Zona 1, que extraen agua de alta salinidad, similar a la del pozo 3. En contraste, la composición de los pozos de la Zona 2 no está asociada a procesos de mezcla con agua superficial de riego, a excepción del pozo 140B, que en el diagrama $\delta^{18}\text{O}$ - δD , se muestra con una firma isotópica cercana a la del agua subterránea de la Zona 1.

Los resultados obtenidos en la modelación, permiten afirmar que la mezcla entre el agua subterránea de la Zona Norte y el agua de los canales de riego es uno de los procesos que determina la composición química del agua subterránea del distrito. Una diferencia sería que esta última está en equilibrio con respecto a la calcita, a diferencia de los miembros extremos de la mezcla que están sobresaturados. La composición del agua de la zona 2, en general, no parece corresponder al proceso de mezcla del agua de la zona norte con el agua de los canales de riego.

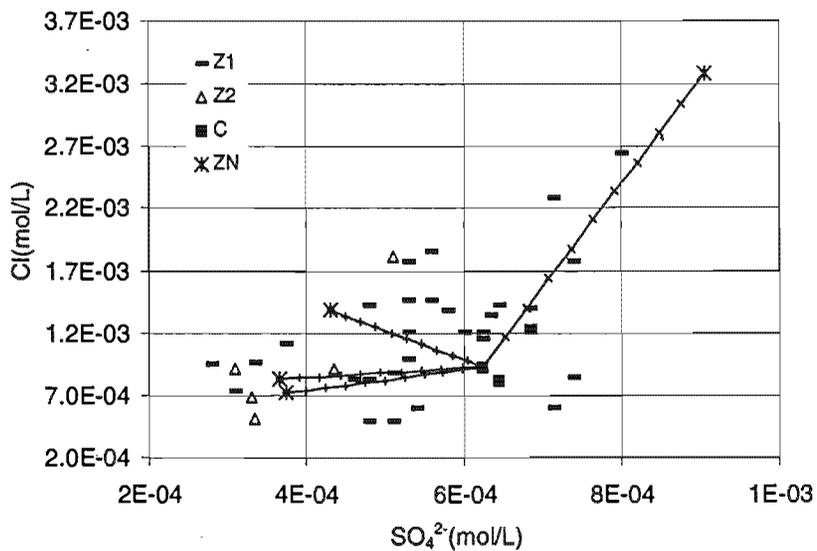


Fig. No. 3.4.7. Relación entre SO_4^{2-} vs. Cl^- , ambos en mol/L, para sitios considerados dentro y fuera del distrito.

En la siguiente sección se analizarán los procesos que participan adicionalmente en la hidrogeoquímica de la zona de estudio.

3.4.4. Modelación inversa

En la sección anterior se determinó que tanto los miembros iniciales de la mezcla tienen $I_{\text{Scal}} > 0$. Sin embargo, como se vio en la sección 3.4.2, el agua subterránea del distrito está en

equilibrio. Por lo tanto, cabe suponer que además de la mezcla, existen otros procesos geoquímicos que determinan la composición química del agua subterránea del distrito.

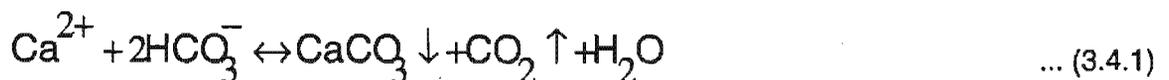
Se realizó la modelación inversa (mediante PHREEQC) para determinar los procesos geoquímicos que dan lugar a la composición final de los pozos del distrito en unión con la mezcla de pozos de la Zona Norte (17 y 3) y del agua residual (C1). Se escogieron estos pozos por tener, en el caso del pozo 17, las concentraciones más bajas y en el caso del pozo 3, las máximas, de la zona norte, a pesar de estar muy próximos uno del otro.

El método inverso de modelación fue propuesto debido a que se considera se tiene un buen conocimiento del medio y se han inferido ya las reacciones posibles que ocurren en el medio. Se propusieron la calcita y el $\text{CO}_{2(g)}$ como principales reactantes, en especial, se sugirió la precipitación de calcita y la disolución de CO_2 como posibles reacciones que controlaran la química del agua subterránea. Se *corrió* el programa para las mezclas de agua subterránea de Zona Norte (pozos 17 y 3) con agua residual (C1). Se obtuvieron 5 reacciones o modelos, de las cuales, los más probables fueron los dos mostrados en el Cuadro No. 3.4.2.

Cuadro No. 3.4.2. Modelos encontrados mediante modelación inversa con PHREEQC que explican la composición del agua subterránea del distrito. DR= distrito de riego.

Modelo	Solución 1	Solución 2	Solución final	Proceso
1	Zona Norte	C1	Agua subterránea del distrito	Mezcla y precipitación de CaCO_3
2	Zona Norte	C1	Agua subterránea del distrito	Mezcla y disolución de CO_2

La precipitación de calcita se lleva a cabo mediante la siguiente reacción, donde los reactantes son el calcio y bicarbonato en solución y los productos, CO_2 y la combinación de iones para la formación de agua:



Dependiendo de las condiciones particulares del sistema se tendrá la producción de CO_2 que se disolverá en el agua subterránea y un sistema abierto con respecto al CO_2 y se producirán los pasos descritos en el Marco Teórico (sección 1.3.2.a). Como resultado de la disolución de CO_2 , se produce el aumento del ion HCO_3^- y la disminución de CO_3^{2-} , con lo que disminuye el IScal y con este, la cantidad de calcita que se disuelve.

En los Cuadros Nos. 3.4.3 y 3.4.4 se muestran, como ejemplos, las reacciones o modelos determinados para llegar a la composición de los pozos 58 y 124, que se suponen como los productos finales de las mezclas 17-C1 y 3-C1. Se incluyen los moles de calcita que se requiere precipitar o bien, los moles de CO₂ a disolver.

Cuadro No. 3.4.3. Modelos determinados para explicar la composición de agua subterránea del pozo 58 (Zona 1) a partir de las mezclas de 3-C1 y 17-C1. AS = agua subterránea y AR = agua superficial de riego.

Modelo	Solución 1	Solución 2	Solución final	Mezcla (% de AS-AR)	Proceso
1	3	C1	58	49-51	Disolución de CO ₂ (log) = 2.28 x 10 ⁻³ atm
1	17	C1	58	86-14	Precipitación de CaCO ₃ = 1.69 x 10 ⁻³ mol/L
2	17	C1	58	64-36	Disolución de CO ₂ (log) = 4.20 x 10 ⁻⁴ atm

Cuadro No. 3.4.4. Modelos determinados para explicar la composición del agua subterránea del pozo 124 (Zona 1) mediante las mezclas de 3-C1 y 17-C1.

Modelo	Solución 1	Solución 2	Solución final	Mezcla (% de AS-AR)	Proceso
1	3	C1	124	61-39	Precipitación de CaCO ₃ = 7.7 x 10 ⁻⁴ mol/L
1	3	C1	124	53-47	Disolución de CO ₂ (log) = 2.22 x 10 ⁻⁴ atm
1	17	C1	124	86-14	Precipitación de CaCO ₃ = 1.69 x 10 ⁻³ mol/L
2	17	C1	124	64-36	Disolución de CO ₂ (log) = 4.20 x 10 ⁻⁴ atm

En el caso del modelo que incluye la disolución de CO₂, se requiere una menor cantidad de agua subterránea que el modelo relacionado con la precipitación de calcita. El valor de equilibrio de P_{CO2} del pozo 58 de acuerdo con el Anexo No. 7 es 10^{-0.35} atm (0.44 atm), por lo que un aumento de 2.28 x 10⁻³ atm, que sugiere esta fase de la modelación, no significaría un aumento significativo en el valor de P_{CO2} de 0.44 atm. En realidad, las cantidades de calcita y de CO₂ que estos modelos requieren para llegar al resultado requerido son muy pequeñas, sin embargo, tienen gran relevancia para el mantenimiento de las condiciones de equilibrio con calcita.

Se manifestó en el capítulo anterior que el agua subterránea de la Zona 2 tiene un comportamiento hidrogeoquímico diferente al agua subterránea del acuífero somero. Aunque no se descarta la infiltración de agua residual a lo largo de los 50 años en que se ha realizado esta práctica o reciente desde otras fuentes, esta cantidad debe ser pequeña y no ha afectado sustancialmente la composición del acuífero.

Al realizarse la modelación inversa de agua de la Zona Norte + agua superficial = agua Zona 2, se llegó a cuatro modelos que se muestran en el Cuadro No. 3.4.5. Los porcentajes de agua residual que resultan son mayores al 50%, lo que no es lógico y que significaría que los procesos involucrados son diferentes a los planteados en la modelación que involucra la mezcla con agua residual. Esto confirmaría que la Zona 2 conforma un acuífero independiente del somero al que pertenecen los pozos considerados dentro de la Zona 1.

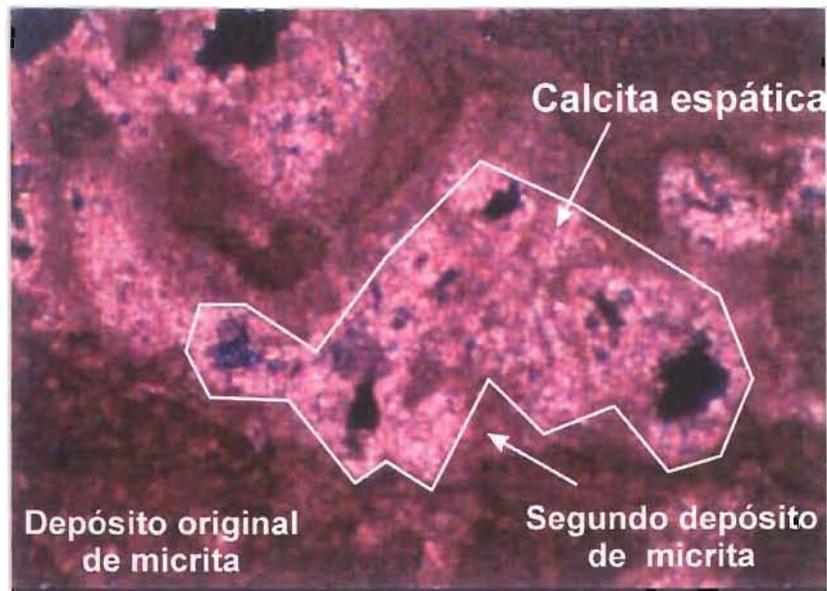
Cuadro No. 3.4.5. Modelos determinados por PHREEQC que intentan explicar la composición del agua subterránea del pozo 169 (Z2) mediante las mezclas de 3-C1 y 17-C1.

Modelo	Solución 1	Solución 2	Solución final	Mezcla (% de AS-AR)	Proceso
1	3	C1	169	31-69	Precipitación de $\text{CaCO}_3 = 7.58 \times 10^{-4} \text{ mol/L}$
1	3	C1	169	23-77	Disolución de $\text{CO}_2 (\log) = 2.18 \times 10^{-4} \text{ atm}$
1	17	C1	169	43-57	Precipitación de $\text{CaCO}_3 = 1.23 \times 10^{-3} \text{ mol/L}$
2	17	C1	169	28-72	Disolución de $\text{CO}_2 (\log) = 3.04 \times 10^{-4} \text{ atm}$

3.4.5. Cinética de la precipitación de calcita

La termodinámica es una herramienta muy importante para el tratamiento de los procesos geológicos que alcanzan naturalmente el equilibrio. Sin embargo, muchos de estos procesos están controlados por la velocidad de reacción y sólo pueden ser estudiados en términos de cinética química. La modelación hidrogeoquímica mostró que el agua resultante de la mezcla está sobresaturada en relación con calcita, por lo que termodinámicamente es factible la precipitación de la misma. Al ser, esta uno de las soluciones obtenidas por la modelación inversa para obtener la composición del agua subterránea de la zona 1, se propone para esta sección estudiar la cinética de la precipitación de la fase mineral calcita.

Se concibe el acuífero de Tecamachalco como un depósito sedimentario constituido por minerales de origen volcánico y clastos de caliza, en una matriz de cemento calcáreo. El medio tiene porosidad de origen primario y secundario, producida por la disolución de calcita, y terciario por fracturamiento, adicionalmente, se produce la precipitación de nuevas fases de carbonatos. En una lámina delgada de roca de la zona de estudio, como la mostrada en la Fotomicrografía No. 3.4.1, se observan diversas fases de relleno de calcita, dos de ellas posteriores al depósito original.



Fotomicrografía No. 3.4.1. Muestra de roca procedente del Sitio 19. Se observan varias fases de relleno de calcita. Ancho de la foto = 2,650 μm . El área encerrada en la línea amarilla corresponde al valor de 4×10^{-5} mol.

La cinética de la reacción de precipitación fue modelada mediante PHREEQC a partir de las soluciones resultantes de la mezcla de los pozos 17 y 3 (Zona Norte) y el punto C1 (Canal Principal). Para utilizar esta opción del programa se requieren valores para el diámetro de los canales de poro, debido a la velocidad de flujo e incluir si el sistema es cerrado o abierto con respecto a CO_2 . Similares condiciones experimentales fueron usadas por Baumann et al. (1985) y Lebrón y Suárez (1998) para el cálculo de velocidad de disolución de calcita.

Información adicional que se incluyó en esta fase de modelación fue:

- La cantidad de calcita que se incluyó fue 4×10^{-5} mol en un kilogramo de agua; se estimó a partir de la cavidad mostrada en la Microfotografía No. 3.4.1. [área $537 \times 10^3 \mu\text{m}^2$, espesor de 30 μm , densidad de 2.710 g/cm^3 , Dana y Ford (1978)]; este valor es cercano al de la solubilidad de la calcita, que es 6×10^{-5} mol/L a 25°C.
- El tiempo de la modelación fue de 3,000 segundos (50 minutos) en los siguientes pasos: 0, 100, 200, 400, 800, 1, 000, 1, 500 y 3, 000 s. El tiempo total de modelación fue determinado por PHREEQC como el tiempo durante el cual había Ca^{2+} en solución mientras precipitaba calcita.
- El área superficial del mineral es obtenida a partir del diámetro de canal de poro de acuerdo a la siguiente relación Dreybrodt et al. (1997):

$$\frac{V}{A} \equiv \delta \quad \dots (3.4.2)$$

donde:

A= área de superficie mineral (cm²)

V= volumen de la solución (cm³)

δ= diámetro promedio de canal de poro (cm)

En láminas delgadas de roca y suelo se midieron la apertura de las discontinuidades y la amplitud de rellenos secundarios. Para las primeras, el intervalo de valores obtenidos fue de 0.6 a 2.6 mm y para las segundas, de 0.39 a 2.6 mm. Los valores que se utilizaron en la modelación fueron 0.4 y 2.6 mm, con este último valor se obtuvieron las consideraciones siguientes.

En la Fig. No. 3.4.8 se muestra la relación de la calcita precipitada (mol/L) en función del tiempo. Se observan dos tipos distintos de curvas. La mayor cantidad de calcita precipitada se obtiene para mezclas con mayor proporción de agua subterránea. En las mezclas con fracciones correspondientes a agua subterránea de 0.3 a 0.9, la velocidad de precipitación es menor, mientras que la estabilización se realiza más allá del tiempo de modelación. En tanto que, en las mezclas con menor porcentaje de agua subterránea (0.1, 0.2 y 0.3) la precipitación se realiza en un menor tiempo (a una mayor velocidad) para después estabilizarse en una meseta en un tiempo de solo 500 s.

Las diferencias en la cantidad de calcita precipitada guardan relación con el contenido de calcio en solución. Siendo que éste es menor en el agua superficial, en las mezclas donde este componente sea menor, se tiene también menor cantidad de calcita precipitada. El descenso de este ion con respecto al tiempo es casi uniforme para todos los porcentajes de mezcla (Fig. No. 3.4.9).

En la sección anterior se vio que el agua subterránea de la zona norte presentaba para un rango 6.85 – 7.03 para el pH, un valor medio de 7.09, mientras que, el agua residual un valor promedio de pH = 8.96 (en un rango 8.57 – 9.16), por lo tanto, las mezclas con mayor proporción de agua residual tendrán un pH más alto y mayor contenido de iones CO₃²⁻, haciendo la precipitación de la calcita más favorable. En la Fig. No. 3.4.10, los pH's mayores se registran en soluciones con más agua residual. A pesar de esto, éstas corresponden a las que generan menores cantidades de calcita a causa de la menor cantidad de calcio en solución (Fig. No. 3.4.8). A medida que precipita la calcita, el pH descenderá, como se observa en la citada figura.

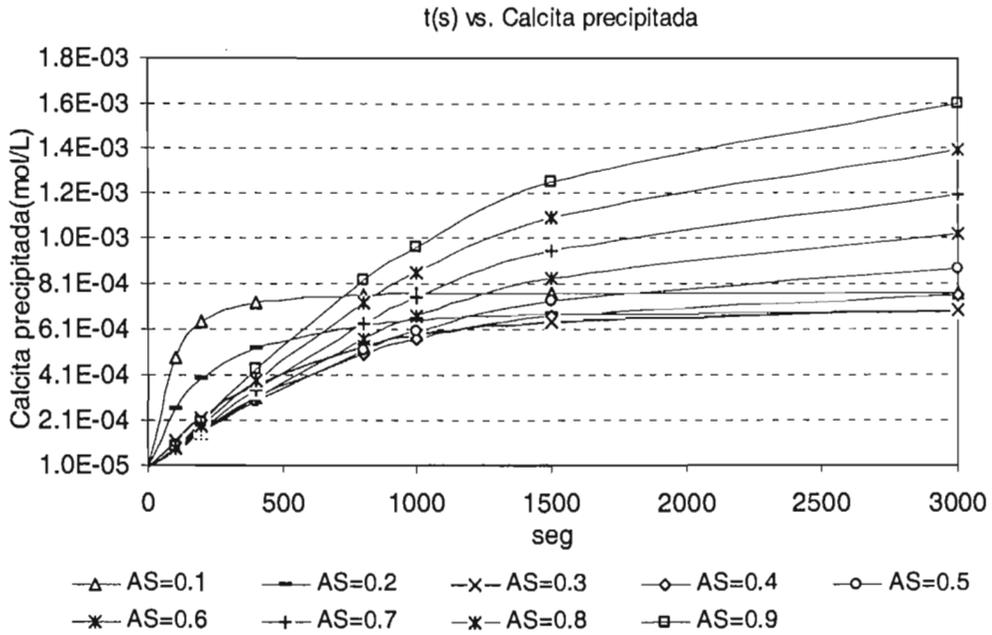


Fig. No. 3.4.8. Calcita precipitada (mol/L) en función del tiempo para la mezcla de agua de los sitios 17 y C1.

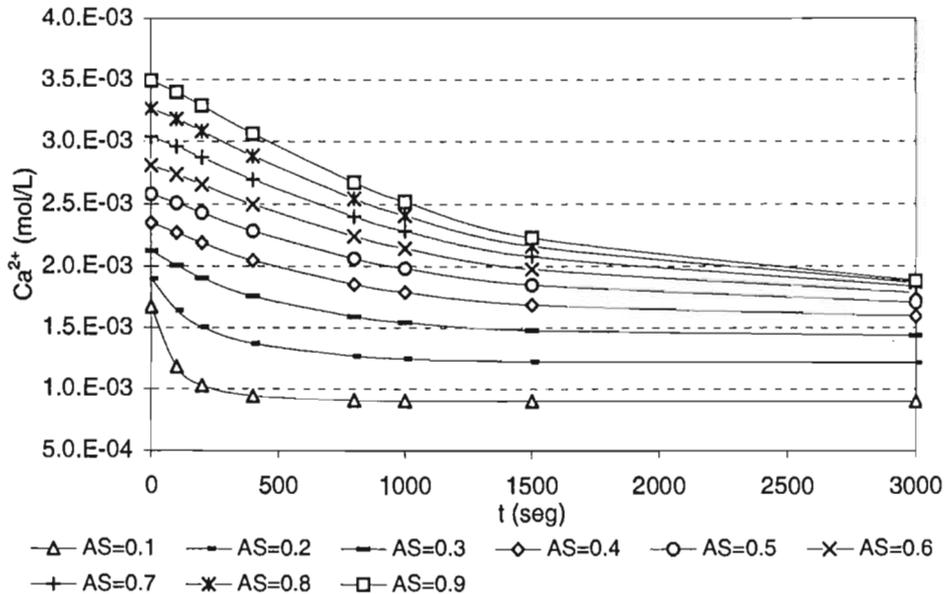


Fig. No. 3.4.9. Descenso de Ca²⁺ (mol/L) en función del tiempo para la mezcla de agua de los puntos de los sitios 17 y C1.

A medida que precipita calcita, las soluciones se volverán menos saturadas, disminuyendo la concentración de Ca²⁺ y desplazándose el equilibrio CO₃²⁻/HCO₃⁻ hacia el CO₂. Los valores más altos de P_{CO2} corresponden a las mezclas donde predomina el agua subterránea, que genera la mayor cantidad de calcita precipitada y los menores pH's (Fig. No. 3.4.11).

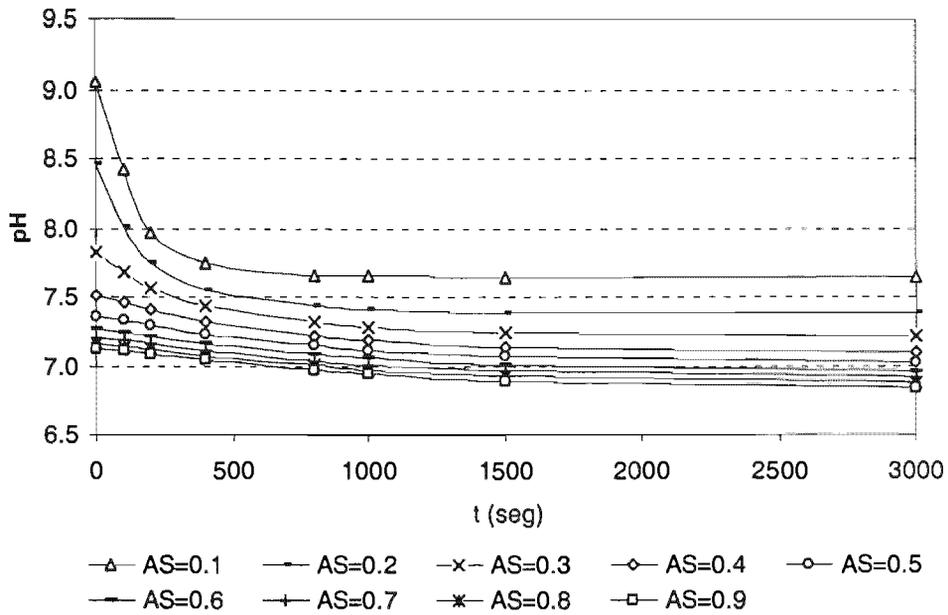


Fig. No. 3.4.10. Descenso del pH en función del tiempo para la mezcla de agua de los sitios 17 y C1.

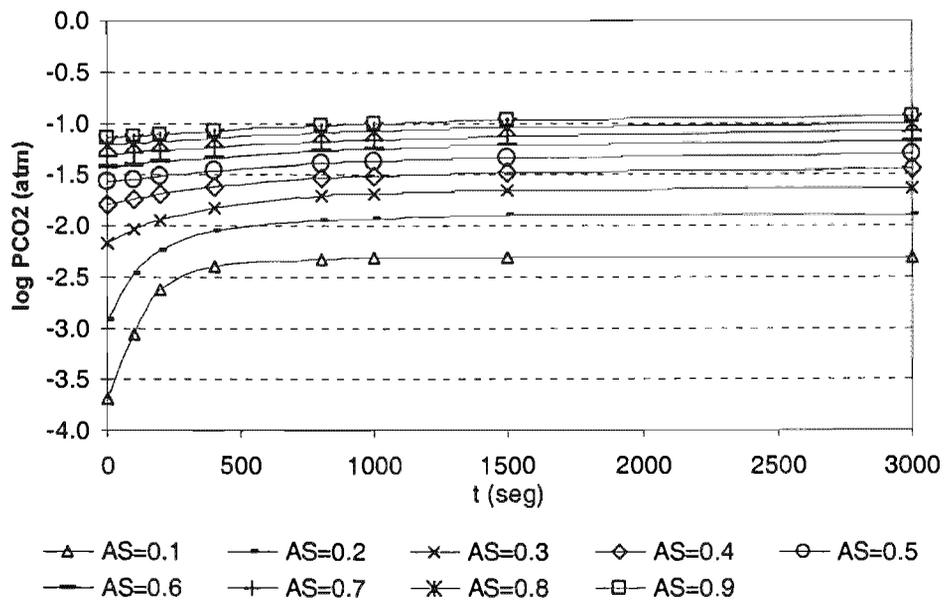


Fig. No. 3.4.11. Aumento del P_{CO_2} (atm) para los diferentes porcentajes de mezcla de agua de los puntos 17 y C1.

Se comentó que el intervalo de la apertura de las discontinuidades o del diámetro de canal de poro medido en láminas de roca y suelo fue de 0.6 mm a 2.6 mm. La cinética de precipitación mostrada hasta el momento se realizó para el valor de 2.6 mm.

Se muestra a continuación el efecto de la variación en el diámetro de la discontinuidad, en dos proporciones de agua del pozo 17 de la Zona 1 con agua del punto C1 del Canal Principal, 0.6:0.4 y 0.9:0.1 y los dos valores extremos para las aperturas, 0.4 y 2.6 mm.

La Fig. No. 3.4.12 muestra la disminución de Ca^{2+} (mol/L) con respecto al tiempo de precipitación de calcita. La figura de la izquierda corresponde a los porcentajes de mezcla de 0.6:0.4 (17, Zona Norte : C1, Canal Principal), y la de la derecha 0.9:0.1. En ambos casos, la velocidad de disminución de calcio es mayor para la apertura menor, llegando rápidamente al valor de equilibrio de Ca^{2+} que es de 15.72 mmol/L, donde cesa la precipitación de calcita. Para la apertura mayor, el proceso de precipitación se prolonga por mayor tiempo. Es de hacer notar que las concentraciones iniciales de calcio para las mezclas son diferentes, sin embargo el valor de equilibrio es aproximadamente el mismo.

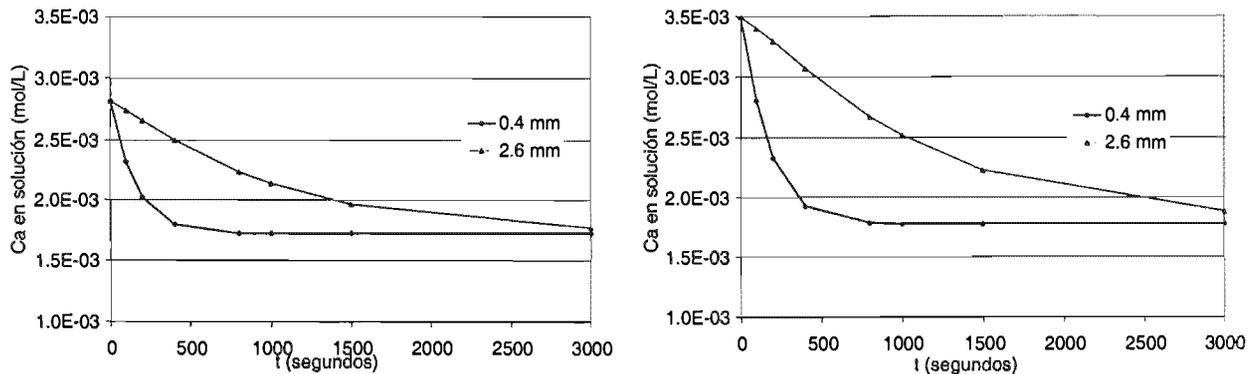


Fig. No. 3.4.12. Descenso de Ca(mol/L) en función del tiempo para los porcentajes: 0.6:0.4 (izquierda) y 0.9:0.1 (derecha), para dos diferentes valores de diámetro de poro.

El efecto del tamaño de poro en el aumento del CO_2 a medida que precipita la calcita, se observa en la Fig. No. 3.4.13, para la mezcla de 17 (Zona Norte) – C1 (Canal Principal) en dos proporciones 0.6:0.4 (izquierda) y 0.9:0.1 (derecha). En el caso de la apertura menor, se presenta un aumento más rápido de la P_{CO_2} , alcanzando un valor. La solución que circula por la apertura de mayor diámetro, alcanzará un valor estable en un tiempo más largo.

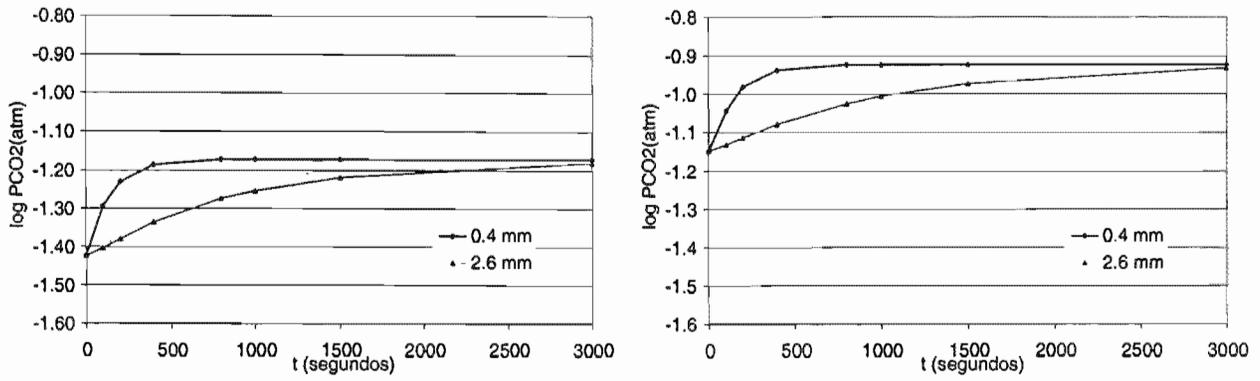


Fig. No. 3.4.13. Aumento de P_{CO_2} en función del tiempo durante la precipitación de calcita. Se presentan dos diferentes porcentajes de agua subterránea y agua del canal 17-C1 en mezcla: 0.6 : 0.4, (izquierda) y 0.9 : 0.1 (derecha), y dos valores diferentes para el diámetro de poro.

Pobres de los niños
que dolor me dan
cuando ellos hayan crecido
lo que vivirán
no van a tener agua ni para beber

"Niño sin amor"

El Tri

Hay que lavar con detergente
Pa'que se muera la gente

"Nosotros somos..."
El Personal

CAPÍTULO IV

Discusión de resultados

Los recursos hídricos disponibles en el Distrito de Riego de Valsequillo han permitido el riego continuo en sólo el 59% de la Primera Unidad del mismo. Las fuentes de abastecimiento son: a) la Presa Manuel Ávila Camacho también conocida como Presa Valsequillo, donde se ha venido integrando un cierto volumen de aguas residuales del Área Metropolitana de Puebla-Tlaxcala (AMPT), así como un creciente volumen de extracción de agua subterránea.

Ante la insuficiente capacidad instalada para el tratamiento de agua residual del Área Metropolitana de Puebla-Tlaxcala, se optó por llevar el efluente sin tratar, mediante el río Atoyac, hacia la Presa Valsequillo. Para los agricultores, esto ha significado el beneficio aparente de un aporte constante de agua con nutrientes y materia orgánica, que al aplicarse en el riego, sustituía el uso de fertilizantes. Este efluente se utiliza en el 79% del área regada mediante canales que no tienen revestimiento en un 57% de su longitud y una eficiencia de la conducción estimada en un 54% el volumen conducido, (CNA, 1990). Por lo que una parte de del agua de riego superficial tiene alta posibilidad de infiltrarse hacia el acuífero.

Aunque no se ha realizado recientemente una evaluación de la calidad del agua de la presa en cuanto a los parámetros que comprende la NOM-001-ECOL-1996 (NOM, 1997), los estudios realizados anteriormente denotaban graves problemas de contaminación en la Presa Valsequillo que provocaban la ausencia de vida acuática (Carrasco-Domínguez y Martínez-Reyes, 1996; González-Maldonado et al., 1996; Rodríguez-Velasco, 1996; Valdéz et al., 2001). Aunque, la presa funciona como un bioreactor mediante el cual disminuyen algunos de los parámetros de importancia sanitaria, esto no es suficiente para obtener un efluente de calidad adecuada para el riego. De tal manera que, el reuso de aguas residuales en la agricultura constituye una fuente difusa de contaminación para el agua subterránea como comentan Foster y Hirata (1988) que ocurre en diferentes partes del mundo.

La presente investigación se enfocó a la interrelación entre agua superficial de riego y agua subterránea y sus efectos en el medio geológico calcáreo, como son la precipitación y disolución de calcita. Este aspecto es novedoso, debido a que los estudios existentes en relación con esta

práctica se enfocan a la modificación de la calidad del agua subterránea, epidemiología, y la afectación de suelos y cultivos así regados.

4.1. Depósito Sedimentario Terciario-cuaternario y su asociación con microkarst

Las evidencias geológicas e hidrogeológicas mostraron la existencia de un sistema acuífero en la zona de estudio. La unidad superficial y de mayor explotación es el acuífero somero, conformado por un depósito sedimentario de matriz calcárea, espesor 100 de 200 m. A diferencia, en estudios realizados (SARH, 1976 y 1989; CNA, 1996) se menciona que el principal acuífero en explotación es un paquete de diferentes unidades de carácter sedimentario, travertino y calizas lacustres.

En recorridos de campo se encontraron unidades superficiales (tufas, secuencias de caliche, paleosuelos) y otras de espesor importante (conglomerados de diferente grado de consolidación, tobas, areniscas volcanoclásticas y diferentes depósitos aluviales) que se asociaron al depósito de material piroclástico con cementante de calcita de origen meteórico. Este tipo de carbonatos, en especial los que se encuentran en forma de secuencias de caliches, se asocian con la alteración de calizas preexistentes en asociación con procesos pedogenéticos que incluyen la disolución y depositación de carbonatos con la influencia de factores como lluvia, escurrimiento y relieve, (Reeves Jr., 1970). La formación de la matriz fue a partir de la precipitación subaérea de carbonato de calcio disuelto, probablemente, transportado por el viento y posteriormente lixiviado, que es el mecanismo por el cual, Machette (1985) ha explicado la existencia de espesores importantes de suelos cálcicos en zonas áridas. En especial, se ha considerado a las secuencias de caliche como índices de cambio climático debido a la variación en el régimen hídrico, (Scoffin, 1987).

El estudio al microscopio de láminas delgadas de roca y de suelo y mediante el método de espectro de rayos X por energía dispersa (Energy Dispersive Spectra, EDS) permitió definir que la matriz de diferentes horizontes y sitios de muestreo pertenecientes al depósito terciario estaban compuestos principalmente por calcita. Se observaron discontinuidades (fracturas de diversa magnitud y canales de disolución), que fueron rellenadas con calcita precipitada en varios ciclos de precipitación. Se realizó la medición de discontinuidades que se incluyó en la modelación hidrogeoquímica. El análisis mediante el método de EDS permitió determinar, además, cuarzo, FeS (sulfuro de hierro), hornblenda, labradorita e ilmenita como constituyente secundarios.

La presencia de calcita y la ausencia de dolomita en la matriz del acuífero somero definió que el origen de este material está asociado con el depósito de material piroclástico en ambiente continental, en condiciones áridas, pero no de extrema evaporación como sería el caso de haber encontrado yeso en cantidades importantes. Especialmente, el haber encontrado calcita como mineral predominante, significa un estado de carbonatos más estables en condiciones ambientales, de acuerdo a Schmalz (1967). Este proceso se ha llevado a cabo mediante la alteración en presencia de agua, en diferentes periodos sucesivos de disolución-precipitación de calcita y en menor escala, por alteración progresiva (de carácter mineralógico) de dolomita a calcita, (James y Choquette, 1984).

En tanto que, en las muestras de caliza, mediante el mismo método, se determinó la existencia de dolomita, cuarzo, óxidos y sulfuros de hierro, ilmenita e intercrecimientos de sílice.

Las propiedades hidráulicas del Acuífero Somero de Tecamachalco están influidas por la presencia de capas de diferente compacidad, discontinuidades como fisuras y fracturas de diferente dimensión, además de la porosidad de la matriz. La naturaleza soluble de los carbonatos permitirá el continuo desarrollo de este tipo discontinuidades.

4.2. Hidroestratigrafía

Los resultados de la presente investigación definen una nueva concepción del sistema acuífero Tecamachalco. Anteriormente se concebía al acuífero integrado por unidades hidrogeológicas, definidas de acuerdo a unidades litoestratigráficas para las cuales no se había definido su comportamiento hidrogeológico individual o como sistema.

Las unidades que integran este sistema, de acuerdo con el análisis realizado son: un Acuífero Inferior, integrado por calizas cretácicas, que debido a sus características de triple porosidad (origen, disolución y fracturamiento), constituye una fuente de abastecimiento de carácter regional. El área donde se encuentran pozos que explotan este acuífero se denominó Zona 2.

Un primer confinante integrado por un conglomerado bien consolidado de edad terciaria, separa al Acuífero Inferior del Acuífero Somero (espesor máximo 200 m). Esta unidad aflora en la Barranca del Río Atoyac, no se conoce si esta unidad tiene continuidad en la cercanía de la Sierra del Monumento, al no encontrarse afloramientos, aunque existen reportes de esta unidad en cortes

litológicos, y en estudios geofísicos. Los resultados mostraron que existe independencia de los dos acuíferos, estimando que este confinante se encuentra con menor espesor hacia la Sierra del Monumento.

Existen estructuras volcánicas que se ubican en un alineamiento de dirección casi nortesur; tienen bajo potencial hidráulico debido a su escaso fracturamiento observado en campo. Finalmente, el Acuífero Somero constituido por el Depósito Sedimentario Terciario (DST) de edad terciario-cuaternaria constituye el relleno del valle, tiene un espesor máximo de 270 m. Las unidades que lo integran muestran también triple porosidad. Este acuífero es la fuente principal de agua subterránea. En superficie se ha dividido en dos zonas, dentro del distrito, la Zona 1 y fuera de él, la Zona Norte.

4.3. Propiedades hidráulicas del depósito sedimentario terciario.

Los valores de conductividad hidráulica estimados en el acuífero somero, estuvieron en el orden de 10^{-4} a 10^{-5} m/s (SARH, 1989; CNA, 1996), que se asociaron a calizas y dolomitas fracturadas de acuerdo a Freeze y Cherry (1979). Esto significó que el medio presenta condiciones favorables para la rápida infiltración de efluentes irrigados en superficie. Anteriormente, se concebía al acuífero como un medio poroso (CNA, 1996), en el presente estudio, se propone que se le considere como un medio microkárstico, debido a que presenta canales de disolución (del orden de centímetros), fracturas y fisuras (del orden de mm) en desarrollo como ocurre en sistemas kársticos. Las mediciones de discontinuidades en láminas de roca y de suelos estuvieron en el intervalo de 0.4 a 2.65 mm, que de acuerdo con Kaufmann (2003) están en el rango de fracturas.

4.4. Flujo subterráneo

La configuración de cargas hidráulicas para el año 2000 elaborada por CNA (2003) para el acuífero somero, muestra que la red de cargas hidráulicas tiene los valores más altos en la parte baja del Pico de Orizaba, y en la base de la Malinche. El flujo de agua subterránea pasa por la zona de estudio en dirección SW hacia el valle de Tehuacán y hacia el SE, hacia el Río Atoyac.

El comportamiento de los hidrógrafos realizados en los Sitios de Observación Piezométrica (SOP's) mostró que a mediados de los 70's, los niveles piezométricos estaban poco perturbados por el abatimiento causado por la incipiente explotación del agua subterránea. Por lo que la

modificación en el régimen de recarga, suscitada por la infiltración de excedentes de riego aplicados en los materiales superficiales muy permeables, produjo la elevación de las cargas hidráulicas. Entonces, la recuperación de la superficie piezométrica en el acuífero somero fue del orden de 4 m en un periodo de 4 años, lo que cambió en sentido contrario años después por el aumento de la extracción. Este tipo de observaciones serían válidas para Scalon y Healy (2002), que mencionan que la fluctuación de los niveles piezométricos se puede integrar en las estimaciones de la recarga. En tanto que, la práctica de riego con aguas residuales es calificada, por Foster e Hirata (1988) y Foster y Chilton (2004) como recarga difusa o una práctica de recarga no intencional.

Consecuentemente, en el periodo 1974 – 2000 el descenso de los niveles piezométricos presentó un ritmo de 1.5 m/a, CNA (2003). El comportamiento de uno de estos SOP's, evidencia la poca comunicación hidráulica del acuífero somero con el inferior, debido a que muestra un cierto retardo en el ascenso de las cargas hidráulicas por la infiltración de agua de riego, debido a la presencia de unidades de menor conductividad que actúan como confinantes.

4.5. Hidrología isotópica

Con base en la interpretación de $\delta^{18}\text{O}$ - δD y de tritio determinados en agua subterránea y superficial, se diferenciaron tres firmas isotópicas diferentes en el agua subterránea de la zona de estudio.

La primera, la del agua superficial, está relacionada con concentraciones altas de tritio que se explican mediante evaporación parcial en la presa. El uso continuo de este tipo de agua en el riego y la infiltración en el acuífero desde los años 70's, ha ocasionado que esta firma isotópica predomine en el agua subterránea de la Zona 1. De esta manera, el tritio medido en la Zona 1 es igual a 6.8 ± 1.1 UT, valor considerado muy alto para 1996, año del muestreo. Los valores calculados para la altura de recarga a partir de $\delta^{18}\text{O}$ - δD de acuerdo a Cortés y Durazo (2001) fueron los más bajos.

La segunda firma isotópica está presente en la Zona Norte, consiste de agua meteórica infiltrada antes de 1952 (edad prebomba) debido a su contenido de tritio <0.8 UT. Se considera que es la composición de fondo del acuífero somero, se encontró en sólo dos pozos de la Zona 1.

La tercera, correspondiente a la Zona 2, donde se explota el acuífero en calizas, se asocia con un sistema regional con agua infiltrada en la época prebomba. También se identifica la influencia del agua reciente (de hace 5-10 años) en algunas muestras de agua subterránea de la Zona 2. La altura de la zona de recarga calculada fue la más alta, que se asocia con la posible infiltración ocurrida en el Pico de Orizaba, un sistema más frío.

4.6. Procesos hidrogeoquímicos

El agua subterránea de la Zona Norte se considera que tiene la composición de fondo del acuífero somero, debido a que no tiene la influencia de agua residual y a la escasa interacción con otras fuentes de recarga. Se encuentra *flujo arriba* del distrito donde se aplica agua superficial por lo que el movimiento de solutos vía el flujo subterráneo no se presenta. El carácter sobresaturado en calcita se debe a que no tiene una continua renovación de CO₂. Los valores de CO₂ se ubican en el intervalo 10^{-0.78} a 10^{-1.41} atm. Las concentraciones iónicas muy altas de un pozo de esta zona (el pozo 3), se explicaron por la existencia de horizontes locales de evaporitas o a la presencia de agua de alta salinidad. La firma isotópica del pozo 1983, ubicado al norte y fuera del distrito muestra influencia de agua del canal de riego, lo que pudo ocurrir mediante filtraciones desde el mismo.

Aunque los procesos de depuración del agua en la presa disminuyen las concentraciones de algunos parámetros como las especies nitrogenadas, el contenido de microorganismos indicadores de contaminación en el agua que llega al distrito aún se mantiene alto. Al trasladarse el agua hacia el distrito mediante el Canal Principal se establece el equilibrio con el CO₂ atmosférico (10⁻³ a 10^{-4.5} atm), conservando valores de pH's alcalinos y sobresaturación de calcita.

De acuerdo con Wigley (1973), la mezcla simple de dos soluciones saturadas producirá una tercera, saturada. Sin embargo, el equilibrio con calcita en la Zona 1, sugiere, además de la mezcla de agua subterránea y superficial, la precipitación de calcita y la disolución de CO₂, lo que fue comprobado mediante modelación inversa. Para que esto se lleve a cabo, se requiere la existencia de fuentes continuas de CO₂. Se estiman que éstas pueden ser: la oxidación de materia orgánica procedente del agua residual infiltrada, el CO₂ producido en la zona radicular de la vegetación y los productos metabólicos de la actividad microbiana en el acuífero en estudio. Este último aspecto ha sido estudiado por Gabrovsek et al. (2000) en diferentes acuíferos kársticos. Los valores de CO₂ determinados en muestras de agua subterránea en la zona de estudio tienen un intervalo amplio: 10^{-0.34} a 10^{-1.69} atm que son similares a los de una zona tropical donde existe

vegetación abundante, clima húmedo y altas temperaturas, condiciones que reúne la zona de estudio mediante la agricultura, el riego y el clima árido.

Asimismo, en la Zona 1 se presentan altas concentraciones de los iones Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- que podrían ser originadas por la explotación de horizontes de evaporitas que contienen agua muy salina, lo que ocurre en la Zona Norte. Otra razón de las altas concentraciones de estos iones, es la precipitación de calcita, con la que disminuye de forma relativa el ion Ca^{2+} en solución. Mientras que, los demás iones se mantienen en igual concentración, lo que explicaría la forma de los Diagramas Stiff correspondientes a esta zona.

La composición isotópica, química y los valores de los parámetros químicos obtenidos en la modelación hidrogeoquímica, mostraron que el agua subterránea de la Zona 2, difiere de la composición del acuífero somero, lo que se interpreta como un sistema con escasa comunicación hidráulica con el acuífero que lo sobreyace. Sólo el agua de un pozo tiene influencia de agua más reciente y no relacionada con agua meteórica. Los procesos de disolución estarán dirigidos por la presencia de P_{CO_2} , que tiene un intervalo con valores menores que en la Zona 1 ($10^{-1.58}$ a $10^{-1.89}$ atm), lo que sugiere fuentes productoras de CO_2 menos activas. Los procesos de disolución de calcita y dolomita llevan a la depositación de calcita y calcita rica en Mg^{2+} en fracturas.

4.7. Modelo conceptual hidrogeológico e interacción de agua subterránea y superficial

De acuerdo a los resultados obtenidos, el funcionamiento en condiciones originales del Acuífero Somero dentro del distrito, fue modificado por la aplicación de agua de riego procedente de la presa. La alta conductividad hidráulica de las formaciones geológicas superficiales, asociada a discontinuidades y al fracturamiento en superficie favorece la rápida infiltración del agua de riego aplicada.

El proceso de mezcla y la precipitación de calcita y/o disolución de CO_2 son los procesos responsables de la modificación de la composición del agua subterránea del distrito en la porción que explota el acuífero somero, Fig. No. 4.1. La composición original o de fondo se encuentra sólo en los pozos de la Zona Norte del distrito y en dos de la Zona 1. La calidad del recurso como fuente de agua potable ha disminuido debido a la presencia de microorganismos indicadores de contaminación por excretas de origen humano. Asimismo, esta modificación en la recarga, muestra

que el medio es altamente vulnerable a la contaminación, por lo que la utilización del agua residual urbana e industrial en el riego, ha tenido un impacto negativo en el agua subterránea del distrito.

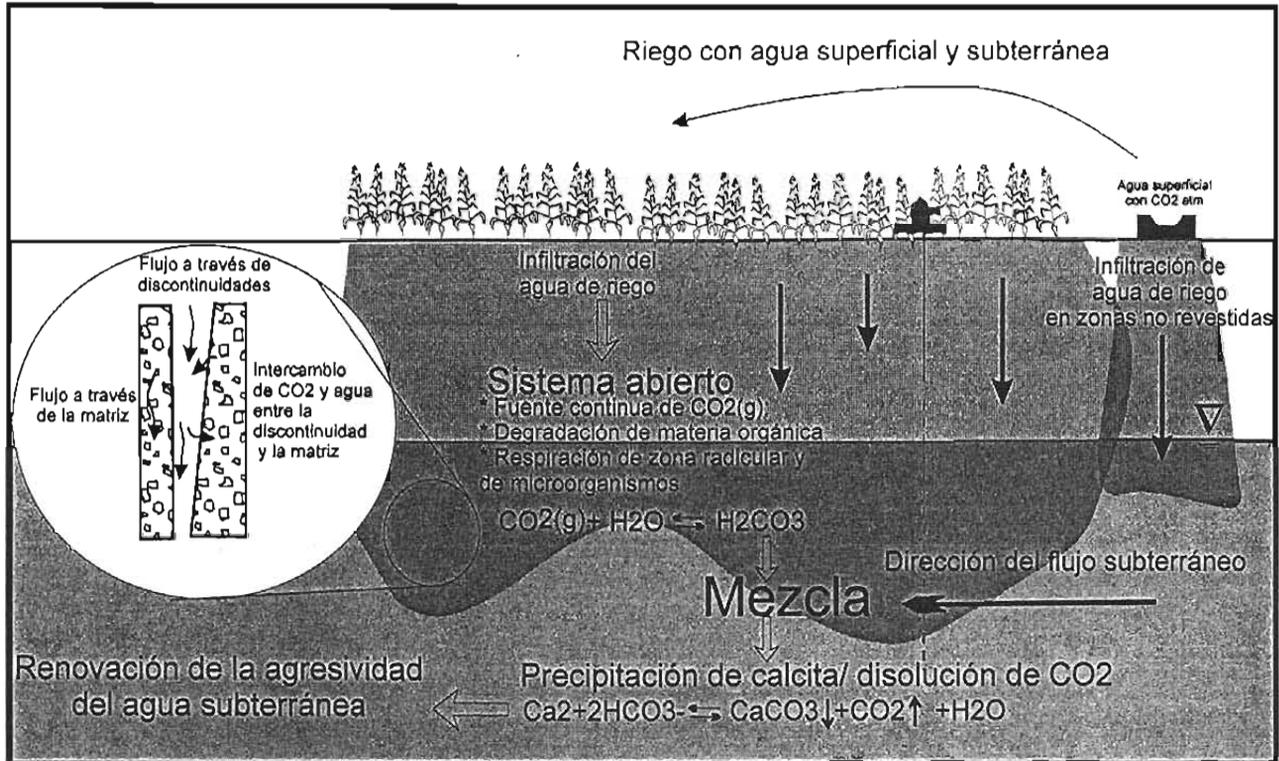


Fig. No. 4.1. Modelo hidrogeoquímico conceptual para la porción del acuífero somero irrigada con agua superficial.

En el acuífero inferior, constituido por calizas mesozoicas, la infiltración de agua residual no se ha extendido debido a la presencia de unidades de baja conductividad hidráulica que limitan el paso de agua de riego desde el acuífero somero. Los procesos químicos que se llevan a cabo, están relacionados con la disolución-precipitación en presencia de valores P_{CO_2} menores que en el acuífero somero.

4.8. Implicaciones

4.8.1. Modificación de la conductividad hidráulica

Se asumió mediante modelación hidrogeoquímica un sistema cerrado para CO₂ en estado estacionario. Los valores extremos de apertura o de diámetro de poro considerados, corresponden, el mayor, a la entrada de la fisura y el menor a la parte final de la misma (Fig. No. 4.2). Con estas condiciones se planteó el estudio de la cinética de los procesos de precipitación y disolución que se efectúan en una fisura del material geológico en la zona saturada.

Los resultados obtenidos en esta fase fueron consistentes con los de Zhang et al. (2001), quienes encontraron que existía una relación inversa entre caudal de descarga y la cantidad de calcita precipitada, debido a que la cinética de la precipitación de la calcita se ve influenciada por la velocidad y el caudal del fluido a través del diámetro de la fisura (Baumann et al., 1985; Dreybrodt et al. 1996 y 1997). De esta manera, en los diámetros más pequeños, la solución tiene menor velocidad, por lo que llega a la inmovilidad y el proceso de precipitación se llevará a cabo de manera más rápida. Así, aunque se presenten condiciones abiertas al CO_2 , en diámetros reducidos, se puede llegar a condiciones similares a sistemas cerrados, donde este gas limitará la disolución y predominará la precipitación. En diámetros mayores, la velocidad será mayor, por lo que es más activo el proceso de transporte de masa, menor la precipitación y se favorecerá la disolución.

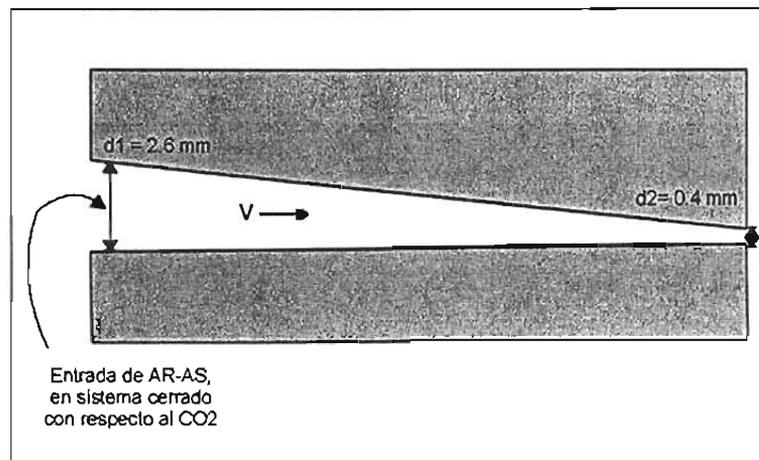


Fig. No. 4.2. Concepción del sistema para la modelación de la cinética de precipitación-disolución de calcita.

Los resultados de la modelación de la cinética mostraron que a medida que se lleva a cabo la precipitación, como proceso simultáneo aumenta la P_{CO_2} , por lo que se infirió un nuevo período de disolución. Si el proceso fuera interrumpido por un nuevo aporte de CO_2 , se tendría lo que se conoce como "*renovación de la agresividad de la solución*", que continuaría con la ampliación de la fisura tanto en amplitud como en longitud. Asimismo, se estimó que este proceso extendido en todo el medio geológico, provocará el desarrollo de una red de conductos a diferentes velocidades y favorecidos por la mezcla de soluciones con valores diferentes de CO_2 en equilibrio. Este proceso se denomina corrosión por mezcla de acuerdo con James y Choquette (1984) y Romanov et al. (2003).

La presencia de fuentes continuas de CO_2 como las comentadas anteriormente determinará que el proceso de disolución sea mucho más extendido. Así mismo, se debe

considerar el intercambio de CO_2 entre la matriz del acuífero y las fisuras que varios autores han propuesto en sistemas kársticos (Kaufmann y Braun, 2000; Martin y Dean, 2001; Screamon et al., 2004) de manera que la Fig. No. 4.3 representa un modelo más completo de lo que ocurriría, integrando la matriz y la participación de CO_2 y que se consideró en el modelo conceptual mostrado en la Fig. No. 5.1.

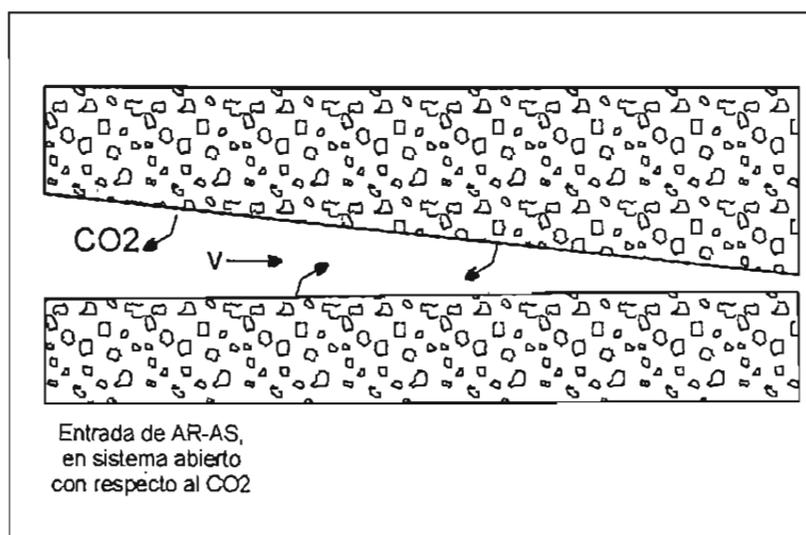


Fig. No. 4.3. Concepción de la fisura incluyendo el intercambio de CO_2 con la matriz de la fisura.

Durante el periodo de primavera-verano se presenta la temporada de riego más importante, cuando se riega 71% del área del distrito, mientras que en todo el año se realiza el riego a cultivos perennes en un 26% del área. Esto significa la aplicación de agua de riego y por tanto las condiciones para la recarga se presentan en gran parte del año. Condiciones que de acuerdo con Kaufmann y Braun (1999) son determinantes para el desarrollo de redes de canales de disolución y así un incremento en los valores de conductividad hidráulica.

Las condiciones de flujo del acuífero somero se estimó que son de dos tipos: 1) flujo difuso en la matriz menos permeable, a través de la porosidad intergranular y/o mediante fisuras de menor apertura, con gradiente hacia discontinuidades mayores; y 2) flujo libre a través de canales de disolución y fracturas con orientación a favor del gradiente hidráulico (Dreybrodt, 1990; Palmer, 1990). A su vez, en las fisuras de mayor diámetro se tendrá más oportunidad de renovar la capacidad de disolución, en tanto que en las de menor, la solución llegará al estado de equilibrio en un corto tiempo. Así las fisuras de mayor tamaño tendrán desarrollo tanto en amplitud como en longitud (Gabrovsek et al., 2004), lo que podría ampliar la red de conductos de disolución en el medio (Palmer, 1990).

De acuerdo con Palmer (1990), estos procesos de disolución se desarrollan más intensamente a la entrada de la fisura o discontinuidad. Por lo que, si en la zona de estudio estas fisuras tienen un desarrollo preferencial en el sentido vertical, la oxidación de la materia orgánica que se da en la parte superficial del acuífero proporcionaría concentraciones altas de CO₂ que permitirán desarrollar conductos de disolución de mayor tamaño en la parte superior.

Las observaciones realizadas al microscopio de láminas de roca y suelo muestran episodios alternados de precipitación y disolución, lo que apoya la existencia de cambios en las concentraciones de CO₂ a lo largo del tiempo. Estas variaciones se pueden presentar a lo largo del año debido a la fase de crecimiento de la vegetación, a lo largo de la columna de extracción del pozo, de pozo en pozo y, en función de la profundidad del mismo. Así mismo, las características del medio geológico, en especial de la conductividad hidráulica, proporcionarán variaciones en el transporte y almacenamiento del gas. De igual manera, los valores de P_{CO2} dentro del Distrito de Riego, variarán en función del volumen aplicado de agua residual y/o agua subterránea.

4.8.2. Vulnerabilidad del acuífero

La vulnerabilidad a la contaminación de un acuífero, de acuerdo a la definición, es *"la propiedad intrínseca de un sistema hidrogeológico que depende de la sensibilidad del sistema a impactos de origen natural y humano"* (Vrba y Zaporozec, 1994), la cual depende entre otras variables: de la zona no saturada del acuífero, el medio geológico (tipo y propiedades hidráulicas), ocurrencia del agua subterránea, el potencial de purificación del agua contaminada del acuífero, las condiciones climáticas y uso del suelo (Foster y Hirata, 1988; Franco-Plata, 2001).

La vulnerabilidad a la contaminación del acuífero somero se estimó alta en función de la interacción probada entre agua subterránea-superficial y a los altos valores de conductividad hidráulica. lo que ha ocurrido a pesar de la presencia de horizontes arcillosos en superficie y de fases adsorbentes en el medio geológico, como FeOH (determinados por EDS), que podrían proporcionar condiciones para la atenuación de contaminantes y de protección del acuífero.

4.8.3. Modificación de la calidad del agua subterránea

Los resultados de los análisis microbiológicos del agua subterránea mostraron la existencia de coliformes fecales y totales y, de estreptococos fecales que ubican al agua subterránea del acuífero somero fuera de la norma para agua potable (NOM-127-SSA1-1994 en NOM, 2000). El

tamaño de las bacterias es de 10 μm y de los virus, 10^{-2} μm (Bitton, 1994), por lo que es posible su paso por el medio geológico, en donde se determinaron diámetros de poro de 0.6 a 2.6 mm. Así, las condiciones de alta conductividad hidráulica de las formaciones geológicas superficiales proporcionan una vía rápida de entrada a microorganismos. Este proceso ha sido determinado por Mahler et al. (2000) y Unc y Goss (2003) en medios kársticos, donde han determinado velocidades para el transporte de bacterias en poros.

Los microorganismos encontrados en el agua subterránea se clasifican como indicadores de contaminación fecal, por lo que también es muy factible la presencia de microorganismos patógenos como los que han sido estudiados en zonas con similares práctica de riego, como: *Salmonella typhi* y rotavirus (Foster y Chilton, 2004), *Ascaris lumbricoides* (Cifuentes et al., 1991-1992) y *Giardia lamblia* (Ho et al., 2003).

4.9. Discusión final

El acuífero de la zona de estudio es considerado por CNA, como una fuente futura de agua potable para la ciudad de Puebla, además reporta que, aunque el 86% del volumen del agua subterránea extraída es para uso en la agricultura, el 6% es destinado para agua potable de la población local CNA (2003). Por lo que es prioritario estudiar, la presencia y los procesos de transporte de parámetros como son microorganismos patógenos, metales traza, carga orgánica, nitratos y fosfatos hacia el agua subterránea. Investigaciones realizadas en zonas agrícolas se han enfocado a estudiar la presencia de nitratos, cloruros y fosfatos aportados por las prácticas agrícolas que modifican negativamente la calidad del agua subterránea y superficial, incluso a nivel de cuenca (Pionke y Urban, 1985; Withers y Lord, 2002).

Aunque el valle del Mezquital es el caso de reuso de agua residual más conocido, incluso a nivel mundial, las particularidades de la Primera Unidad del Distrito de Riego de Valsequillo brindan condiciones para el estudio de diferentes aspectos relacionados con el reuso al agua subterránea: existe una zona con la composición de fondo con lo que se pueden contrastar los efectos de ambas prácticas y la presencia de un sistema acuífero de características de recarga local y regional, interesante para ser estudiado. Además, la propia determinación de propiedades hidráulicas y de adsorción del acuífero somero es motivo de estudio para establecer a futuro el correspondiente modelo de transporte de contaminantes.

La ubicación del distrito en la parte baja de la Cuenca del río Atoyac tiene desventajas debido a que recibe los efluentes provenientes del Área Metropolitana de Puebla-Tlaxcala donde se realizan actividades de carácter industrial y cuenta con una elevada densidad de población. Esta situación ha afectado a la calidad del agua de la Presa Valsequillo como principal receptora de esos efluentes, y a las fuentes subterráneas en el Distrito de Riego 030 "Valsequillo", muy importantes para las actividades eminentemente agrícolas de esta zona. Así mismo, el reuso puede significar un riesgo a largo plazo para la salud de consumidores de agua subterránea debido a la presencia de elementos tóxicos asociados al reuso o bien a la agricultura propiamente. En la presente investigación, se han determinado efectos en el medio geológico, que aunque para tiempos humanos pueden no ser determinantes, significan modificaciones indirectamente causadas por una actividad antropogénica.

Se ha establecido un Plan de Manejo del Acuífero de Tecamachalco, por parte de CNA (CNA, 2003), desde el punto de vista de disponibilidad de agua, únicamente. Sin embargo no se ha tomado en cuenta la calidad presente y futura, que determinará la disponibilidad del recurso. Por lo que, como lo mencionan Foster y Chilton (2004) es necesario establecer políticas de manejo del agua residual, así como prácticas de protección al agua subterránea ante el reuso de efluentes sin tratar que se lleva a cabo en un medio carbonatado de alta vulnerabilidad.

CAPÍTULO V

Conclusiones

El reuso de agua residual en la agricultura, que se realiza desde la década de los años 70's, Puebla, ha provocado modificaciones en el comportamiento hidrogeológico y en la composición hidrogeoquímica, isotópica y microbiológica del agua subterránea de la Primera Unidad del Distrito de Riego de Valsequillo. La existencia de concentraciones altas y constantes de CO₂ da lugar a un proceso continuo de disolución de calcita en las discontinuidades del medio geológico.

Se definió la presencia de un sistema acuífero integrado por un acuífero inferior, ubicado en calizas mesozoicas, un primer acuitardo constituido por un conglomerado bien consolidado de edad terciaria, un segundo acuitardo integrado por derrames ígneos y brechas terciarias y el acuífero somero en el Depósito Sedimentario Terciario-cuaternario (DST). El DST (100-200 m) tiene como constituyente principal material volcánico y calcita de origen meteórico que constituye un paquete integrado por tufas, secuencias de caliche, paleosuelos y unidades de espesor importante, como conglomerados de diferente grado de consolidación, tobas, areniscas volcanoclásticas y diferentes depósitos aluviales. El ambiente de formación corresponde a un régimen predominante de aridez, lo que se infiere de la presencia de secuencias de caliche y de las características de depósito del cementante.

La matriz carbonatada de los materiales que constituyen el acuífero somero muestra diversos períodos de precipitación y de disolución, que en conjunto, define un medio de triple porosidad, integrado por porosidad original, fracturas y conductos de disolución. El flujo del agua subterránea está controlado por el flujo en las discontinuidades como canales de disolución (1-2 cm), fracturas y fisuras (0.4-2.6 mm) y flujo difuso en la matriz, por lo que se consideró que el comportamiento hidráulico e hidrogeoquímico es similar a un medio microkárstico.

Los valores de conductividad hidráulica elevada del DST (10^{-4} a 10^{-5} m/s SARH (1989) y CNA (1996) y 10^{-5} a 10^{-7} m/s, Sánchez-Palacios (1998)) facilitan la infiltración de excedentes de riego, por lo que desde los años 70's, se tiene la modificación del régimen de recarga. Se obtuvieron diferentes respuestas de los niveles freáticos a la infiltración del riego en el periodo 1974-1996. En los puntos cercanos al Canal Principal, las cargas hidráulicas mostraron mayor

elevación de las cargas hidráulicas que los más alejados a este, lo que se interpretó como infiltración a partir del canal debido a falta en el revestimiento. En el hidrógrafo ubicado en el acuífero inferior en calizas, se observó un retraso de 6 años en la recuperación de las cargas hidráulicas con respecto a la que se presentó en el acuífero somero.

El agua procedente de la Presa Valsequillo, que contiene agua residual sin tratar y agua de escorrentía de la cuenca, se utiliza en el riego para la agricultura del distrito. Cierta grado de evaporación que se lleva a cabo en la presa produce sobresaturación en calcita y la concentración del tritio. La altura calculada para la recarga para este tipo de agua es de 2,636 msnm que fue el valor calculado más bajo.

Se identificaron tres facies hidrogeoquímicas:

1) Agua subterránea correspondiente una zona, fuera del distrito, al norte del Canal Principal que se denomina Zona Norte; se considera con las concentraciones de fondo del acuífero somero. No presenta problemas en la calidad asociados con el agua residual. La principal fuente de recarga es agua meteórica infiltrada antes de 1952 (<0.8 UT, edad prebomba). La altitud calculada de la recarga de esta zona se encuentra en el intervalo de 3,190–3,458 msnm. Se trata de un sistema poco activo, con poca interacción con otras fuentes de recarga. La poca renovación de CO_2 permite que el agua subterránea presente saturación en calcita ($\text{IScal} = 0.35 - 0.76$). El pozo 1983 muestra tener una firma isotópica asociada a mezcla con agua de riego debido a filtraciones de agua de riego desde el muy cercano Canal Principal.

2) El agua subterránea de la porción donde se explota el acuífero somero dentro de la Primera Unidad del Distrito de Riego se denomina Zona 1. Debido a la influencia del agua superficial, el agua subterránea de esta zona tiene un alto contenido en coliformes (fecales y totales) y estreptococos. La firma isotópica, en cuanto a $\delta^{18}\text{O}$ - δD , se asocia con la recarga de agua procedente de la presa que se mezcla con agua subterránea del acuífero somero. El intervalo calculado para la altura de recarga fue de 2,829 – 3,293 msnm se encuentra entre el correspondiente al agua superficial y al de la Zona Norte. El contenido de tritio fue el mayor de la zona (<0.8 a 6.8 UT) debido a la infiltración agua superficial enriquecida en tritio. Muestra equilibrio con calcita debido a que, producto de la mezcla, ocurre la precipitación de este mineral. La afectación por el agua de riego superficial es casi total, ya que sólo un pozo tiene las concentraciones de fondo del acuífero somero.

3) La proveniente del acuífero en calizas que es de carácter regional (Zona 2). No se determinó en esta zona la presencia de microorganismos asociados con la infiltración del agua de la presa. Muestra una composición distinta a la del acuífero somero, lo que significa su independencia hidráulica. De acuerdo a $\delta^{18}\text{O}$ - δD y tritio, la principal fuente de recarga es de edad prebomba sin la participación de agua meteórica, en asociación con un régimen de recarga en condiciones más frías, lo que se desprende de la altura calculada para la recarga que fue la más alta (3,054–3,506 msnm). Existen algunos pozos con evidencia de interacción con agua reciente que podría provenir de acuíferos ubicados al NE de la Sierra de Tecamachalco.

Los procesos químicos que actúan en el agua subterránea de la Zona 1 son la mezcla con el agua superficial de la presa que provoca la precipitación de calcita y un aumento en el contenido de CO_2 . Las fuentes de CO_2 se pueden relacionar a la oxidación de materia orgánica procedente del agua residual infiltrada, el CO_2 producido en la zona radicular de la vegetación y los productos metabólicos de la actividad microbiana en el acuífero en estudio. La existencia de concentraciones altas de CO_2 (-0.34 – -1.41 atm) da lugar a un proceso continuo de disolución de calcita en las discontinuidades del medio geológico. El proceso de disolución amplía las discontinuidades que, con una mayor extensión incrementan la conductividad hidráulica del medio.

En el acuífero inferior, la infiltración de agua residual no se ha extendido debido a la protección que le ofrece el acuitado del conglomerado consolidado terciario. Los procesos químicos están relacionados con la disolución-precipitación de calcita y calcita rica en Mg^{2+} en presencia de P_{CO_2} menores que en el acuífero somero.

El desarrollo de una conductividad hidráulica mayor es determinante para un incremento, a su vez, de la vulnerabilidad a la contaminación en la zona de estudio, lo que ya es evidente debido a los resultados obtenidos en relación con la interacción hidráulica, química e isotópica entre el agua de riego y el agua subterránea.

La calidad del agua subterránea como agua potable mostró estar fuera de la normatividad mexicana, considerando el contenido de coliformes totales y fecales, microorganismos indicadores de contaminación fecal. El origen de estos microorganismos puede estar, además del riego con agua residual sin tratar, en fuentes ubicadas en superficie, como letrinas y descargas de efluentes domésticos. La vía rápida de entrada que ofrece el medio geológico también favorece la presencia de microorganismos patógenos en el agua subterránea.

De tal manera, que la presencia de fuentes de contaminantes en superficie, donde la principal es el reuso con agua residual sin tratar, aunada a la presencia de un medio geológico de alta conductividad hidráulica, significan factores de riesgo para la preservación de la calidad del agua subterránea.

Es importante recordar que esta zona se considera como una fuente futura de agua potable para la ciudad de Puebla, donde el Plan de Manejo del Acuífero de Tecamachalco establecido por parte de CNA, contempla la disponibilidad de agua únicamente desde el punto de vista de la cantidad y no considera, la calidad presente y futura, este factor que limitará el uso futuro del recurso. Así, es necesario establecer políticas de manejo del agua residual, y prácticas de protección al agua subterránea, ante la aplicación del reuso de efluentes sin tratar en un medio carbonatado de alta vulnerabilidad, en el cual, el proceso no es estacionario, si no que se activa con la aplicación del agua residual que aumenta la disolución del material geológico, con el consiguiente aumento de la conductividad hidráulica. Este es un aspecto fundamental que deberá ser incluido en los planes de manejo del agua subterránea.

Con relación a las hipótesis de trabajo planteadas en la Introducción, se presenta los elementos de prueba que permitieron demostrarlas:

- 1. El agua de riego proveniente de la Presa Valsequillo tiene interacción con el agua subterránea del distrito, la que modificará la composición del agua subterránea, e interaccionará con la matriz carbonatada del acuífero somero.**

La interacción del agua de la presa con el agua subterránea se comprobó mediante:

- a. La gráfica alcalinidad-Ca, que mostró que los valores que corresponden al agua subterránea del Distrito de Riego (DR) son el resultado de la mezcla, en diferentes proporciones, de dos miembros extremos que son, la composición de fondo del agua subterránea y la del agua superficial de riego.
- b. De la misma forma, la firma isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ - δD) del agua subterránea del DR es resultado de diferentes proporciones de agua subterránea de composición similar a la meteórica y de agua residual ($\delta^{18}\text{O} = -88$, $\delta\text{D} = -66$).
- c. La presencia de coliformes totales y fecales en el agua subterránea indicó que existe infiltración de agua residual de riego. El grupo coliforme se caracteriza por vivir en el

tracto intestinal de animales de sangre caliente, con tiempos de supervivencia son de 38 días y sin posibilidad de reproducirse en el medio geológico (Pettygrove y Asano, 1984), por lo que su presencia se asoció a contaminación por heces fecales.

- d. La recuperación de los niveles piezométricos en los años setenta se asoció a la infiltración de agua superficial de riego cuyo paso es facilitado por la alta conductividad del medio acuífero, que está entre 10^{-4} a 10^{-5} m/s, (SARH, 1989) y (CNA, 1996), valores comunes a calizas y dolomías fracturadas de acuerdo a Freeze y Cherry (1979).

Los elementos de prueba de la interacción del agua subterránea de la Zona 1 del Distrito con la matriz carbonatada del acuífero son:

- A. Las láminas delgadas de roca observadas al microscopio mostraron discontinuidades, en ocasiones selladas con calcita, en otras con aperturas de 0.4-2.6 mm.
- B. La presencia de calcio como catión dominante en la composición del agua subterránea es muestra de la disolución de minerales carbonatados. En tanto que, la mayor concentración de HCO_3^- , el anión dominante, se debe a la disolución de calcita existente en el acuífero y a procesos asociados a la disolución de $\text{CO}_{2(\text{ac})}$.
- C. De acuerdo a la siguiente ecuación



un parámetro importante para la disolución de los carbonatos es el contenido de CO_2 . La modelación geoquímica mostró el CO_2 en el agua subterránea tiene una concentración de $10^{-0.34}$ a $10^{-1.69}$ atm, que comparados por ejemplo con los valores atmosféricos $10^{-3.35}$ atm, resultan ser elevados. Estos valores de CO_2 provocarán que la reacción (1) se desplace hacia la derecha, esto es, que el proceso de disolución sea muy activo.

- D. La modelación inversa, realizada a partir de las concentraciones medidas en campo y en laboratorio, determinó que la precipitación de calcita es factible en el medio acuífero. Como proceso asociado se tiene la salida de CO_2 , que corresponde a la reacción (1) en sentido inverso, es decir, de derecha a izquierda.
- E. La presencia de CO_2 , producto de la precipitación de calcita, se infiere, dará inicio a un nuevo periodo de disolución.

2. El principal proceso entre el agua superficial de riego y la subterránea es la mezcla, participando en menor medida otros procesos hidrogeoquímicos.

La relación entre parámetros como Ca – alcalinidad, Na + K–alcalinidad, SO₄–Cl mostró que la composición del agua subterránea fuera del distrito y la del agua superficial se encuentran como miembros extremos, en tanto que el agua subterránea del distrito tiene composición intermedia. En la relación $\delta^{18}\text{O}$ - δD , se tiene este mismo comportamiento: las abundancias intermedias entre estos dos miembros se encuentran en el agua subterránea del distrito. En la modelación inversa, la mezcla mostró ser el principal proceso que se lleva a cabo en el agua subterránea, en adición con precipitación de calcita o bien, el enriquecimiento o ingreso de CO₂.

3. La interacción con el agua de riego incrementa la disolución de la matriz del acuífero.

La disolución de la matriz del acuífero es favorecida por los valores altos de P_{CO2} del agua subterránea del distrito que se originan por: la degradación de la materia orgánica disuelta en el agua residual, los procesos metabólicos de los microorganismos en el agua subterránea del DR, y la vegetación que incluye los cultivos del Distrito de Riego. Así, el CO₂ produce un descenso en los índices de saturación de la calcita hasta el equilibrio, lo que significa la disminución de concentraciones de Ca y HCO₃⁻ del agua subterránea. En algunos puntos, se tendrá la subsaturación en calcita lo que dará ocasión a la disolución de la matriz carbonatada.

. . . para que sepan
que
esta boca es mía

Joaquín Sabina

Referencias

- Acevedo-Arreguín, I.A., 1986. Simulación de la contaminación de un acuífero por inyección de aguas residuales. Tesis de maestría (ingeniería ambiental), DEPI (División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería), UNAM, México, 180 pp.
- Aeppli, H. y Shoenhanis, E., 1973. Los suelos en la cuenca de Puebla-Tlaxcala. Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala (7): 15–18.
- Aguirre-Martínez, J., 1981. The role of the mexican state and federal governments in the promotion and coordination of wastewater renovation and reuse. En: F.D. D'Itri, J. Aguirre-Martínez y Athié-Lamberti (editores), Municipal wastewater in agriculture. Academic Press, EUA, 1–11.
- Allison, G.B. y Hughes, M.W., 1983. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology*, 60: 157–173.
- Allison, J.D., Brown, D.S. y Novo-Gradac, K.J., 1990. MINTEQA2/PRODEFA2. A geochemical assessment model for environmental systems. Environmental Research Laboratory, Office of Research and Development, Environmental Protection Agency, EUA.
- Allison, L.E., Brown, J.W., Hayward, H.E., Richards, L.A., Bernstein, L., Fireman, M., Pearson, G.A., Wilcox, L.V., Bower, C.A., Hatcher, J.T. y Reeve, R.C. (editores), 1994. Diagnóstico y Rehabilitación de Suelos Salinos y Sódicos. Editorial Limusa, S.A. UTEHA, México, 172 pp.
- American Public Health Association, A., American Water Works Association, A. y Water Pollution Control Federation, W., 1989. Standard Methods for Examination of Water and Wastewater. Washington, EUA, pag. varia.
- Antón, D. y Díaz-Delgado, C. (editores), 2000. Sequía en un Mundo de Agua. Piriguazú Ediciones, CIRA (Centro Interamericano de Recursos del Agua), UAEM (Universidad Autónoma del Estado de México), Costa Rica, 400 pp.
- Appelo, C.A.J. y Nienhuis, P.R., 1992. PHREEQM-PHREEQE in a mixing cell flowtube. En: Kharaka & Maest (editores), Water-Rock interaction, Balkema. Amsterdam, 201–204.
- Appelo, C.A.J. y Potsma, D., 1993. Geochemistry, Groundwater and Pollution. A. A. Balkema, Holanda, 535 pp.
- Asano, T. y Levine, A.D., 1996. Wastewater, reclamation, recycling and reuse: past, present and future. *Water, Science and Technology*, 33 (10-11): 1–14.
- Ayres, R.S. y Westcott, D.W., 1987. La Calidad del Agua para la Agricultura. Editorial FAO, 85 pp.
- Back, W. y Hanshaw, B.B., 1970. Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatán. *Journal of Hydrology* (10): 330–368.
- Ball, J.W. y Nordstrom, D.K., 1991. User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural

- waters, 91–183, (Revised and reprinted August 1992), US Geological Survey Open-File Report.
- Ball, J.W., Jenne, E.A. y Cantrel, M.W., 1981. WATEQ3: a geochemical model with uranium added. Open file report 81–1183, Washington, D.C.
- Bartone, C.R. y Arlosoroff, S., 1987. Irrigation reuse of pond effluents in developing countries. *Water, Science and Technology*, 19(12): 289–297.
- Baumann, J., Buhmann, D., Dreybrodt, W. y Schultz, H.D., 1985. Calcite dissolution kinetics in porous media. *Chemical Geology*, 53: 219–228.
- Bethke, C.M., 1994. The geochemist's workbench, version 2.0. A users guide to Rnx, Act2, Tact, React, and Gtplot., Hidrogeology Program. University of Illinois, EUA, Urbana, IL.
- BGS-CNA (British Geological Survey-Comisión Nacional del Agua), 1995. Effects of wastewater reuse on groundwater in the Mezquital Valley, Hidalgo State, México. BGS Technical report WD/95/24, Inglaterra.
- Bitton, G., 1994. *Wastewater Microbiology*. Willey-Liss, 478 pp.
- Blumenthal, U.J., Cifuentes, E., Bennett, S., Quigley, M. y Ruiz-Palacios, G., 2001. The risk of enteric infections associated with wastewater reuse: the effect of season and degree of storage of wastewater. *Transactions of the Royal Society of Tropical Medicine and Hygiene*, 95(2): 131–137.
- Bögli, A., 1964. Mischungskorrosion-ein Beitrag zum Verkastungsproblem. *Erdkunde*, Bd.(18): 83–92.
- Börjesson, S. y Emrén, A., 1998. PASSIPHIC: a program for solubility calculations involving complex solids. *Computers & Geosciences*, 24(9): 839–846.
- Bryan, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XIII: 1–20.
- Buhmann, D. y Dreybrodt, W., 1985a. The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 1. Closed system. *Chemical Geology*, 53: 109–124.
- Buhmann, D. y Dreybrodt, W., 1985b. The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 1. Open system. *Chemical Geology*, 48: 189–211.
- Cabadas, H., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Pi T., Vallejo, E., Gama, J. Paleosols as indicators of environmental change in Late Quaternary in the Teotihuacan valley. VII International Symposium and Field Workshop of Paleopedology, Florence, Italy, June 2004. Publicado en memoria.
- Camacho, H., 1920. Informe acerca de las aguas subterráneas del valle de Tecamachalco o Valsequillo, E. de Puebla. *Anales del Instituto Geológico de México* (8): 27–38.

- Cardona, A., García-Rangel, A. y Carrillo-Rivera, J.J., 2004. Wastewater contamination affecting local flow systems: implications on intermediate and regional systems used for water supply, San Luis Potosí, México, XXXIII IAH, 7° ALHSUD. Groundwater flow understanding from local to regional scales. International Association Hydrogeologist, Latin-American of Underground Hydrology for Development, Zacatecas, Zacatecas, México, 11 al 15 de Octubre del 2004, 4 pp.
- Carrasco-Domínguez, J.R. y Martínez-Reyes, J., 1996. Cuantificación de metales pesados y parámetros fisicoquímicos en la Presa de Valsequillo, Puebla. Tesis profesional (químico industrial), Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.
- Cata, C. y Mohrlock, U., 2004. Wastewater transport and transformation in unsaturated zone, XXXIII IAH. 7° ALHSUD. Groundwater flow understanding from local to regional scales. International Association Hydrogeologist, Latin-American of Underground Hydrology for Development, Zacatecas, Zacatecas, 11 al 15 de Octubre del 2004, México, 4 pp.
- Cervantes-Medel, A., 1996. Tritio como indicador ambiental de recarga a través del acuitardo lacustre de Chalco, Méx. Tesis de maestría (ingeniería ambiental), DEPI (División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería), UNAM, México, 64 pp.
- Cervantes-Medel, A. y Armienta, M.A., 2004. Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, Mexico. *Geofísica Internacional*, 43(3): 477–493.
- CESPEDES (Centro de Estudios del Sector Privado para el Desarrollo Sustentable), 1998. Eficiencia y uso sustentable del agua en México: Participación del Sector Privado. Cuaderno de trabajo, Contaminación en México (Agosto).
- Cifuentes, E., Blumenthal, U.J., Ruiz-Palacios, G. y Bennett, S., 1991-1992. Health impact evaluation of wastewater use in Mexico. *Public Health Review*(19): 243–250.
- Clark, I.D. y Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, 328 pp.
- CNA (Comisión Nacional del Agua), 1990. Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla, Características de los Distritos de Riego, 91–97.
- CNA (Comisión Nacional del Agua), 1995. Estudio de la migración de contaminantes hacia el acuífero regional derivados del riego con aguas residuales del Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla, Instituto de Geología, UNAM, 125 pp.
- CNA (Comisión Nacional del Agua), 1996. Actualización geohidrológica del acuífero de Tecamachalco, Puebla, Ariel Consultores, S.A.
- CNA (Comisión Nacional del Agua), 1998. Plan de riegos ciclo de anual 1998-1999, Distrito de Riego 030 Valsequillo, Tecamachalco, Puebla.
- CNA (Comisión Nacional del Agua), 2001a. Compendio básico del agua. Gerencia de Planeación Hidráulica, México, D. F., 71 pp.

- CNA (Comisión Nacional del Agua), 2001b. Perspectivas del sector. Gerencia de Planeación Hidráulica, México, D. F., 52 pp.
- CNA (Comisión Nacional del Agua), 2003. Integración del Plan de Manejo para el acuífero de Tecamachalco, Puebla, Proyectos, Estudios y Sistema, S. A. de C. V., Puebla, Puebla, México.
- CNA-BGS-LSHTM-UB (Comisión Nacional del Agua-British Geological Survey-London School of Hygiene and Tropical Medicine), 1998. Effects of wastewater reuse on groundwater in the Mezquital Valley, Hidalgo State, México. BGS Technical Report WC/98/42, Inglaterra.
- Coleman, M.L., Sheperd, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E. y Moore, G.R., 1982. Reduction of water with zinc or hidrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry* (54): 993–995.
- Contla-Cáceres, R., 1976. La importancia económica de los Distritos de Riego en México. El caso del Distrito de Riego de Valsequillo, Puebla. Tesis profesional (licenciado en economía), UNAM, México, 141 pp.
- Corbella, M. y Ayora, C., 2003. Role of fluid mixing in deep dissolution of carbonates. *Geologica Acta*, 1(4): 305–313.
- Cortés, A. y Durazo, J., 2001. Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México. *Ingeniería hidráulica en México*, XVI(2): 93–102.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 (May): 1702–1703.
- Curiel-Galván, C., 1940. Estudio hidrológico del valle seco del Valsequillo, estado de Puebla. Tesis de licenciatura (ingeniero geólogo), Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 60 pp.
- Chapelle, F.H., 1992. Ground-water microbiology and geochemistry. John Wiley & Sons, Inc., EUA, 424 pp.
- Chilton, P.J., Morris, B.L. y Foster, S.S.D., 1996. Impacto del reuso de las aguas residuales sobre el agua subterránea en el valle del Mezquital, Edo. de Hidalgo, México. En: OMS-PNUMA-GEM/OPS-CEPIS/ODA-BGS (Organización Mundial de la Salud, Programa de la Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Organización Panamericana de la Salud, Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria, Overseas Development Administration, British Geological Survey) (editores), Los recursos hídricos subterráneos y la disposición de aguas residuales urbanas. Interacciones positivas y negativas, Querétaro, México.
- Dana, E.S. y Ford, W.E., 1978. Tratado de Mineralogía. CECSA, México, 912 pp.
- De Simone, L., Howes, B.L. y Barlow, P.M., 1997. Mass-balance analysis of reactive transport and cation exchange a plume of wastewater-contaminated groundwater. *Journal of Hydrology*, 203: 208–249.
- Deutch, W.J., 1997. Groundwater Geochemistry: fundamentals and applications to contamination. Lewis Publishers, EUA, 221 pp.

- Dillon, K., Burnett, W., Kim, G., Chanton, J., Corbett, D. R., Elliott, K., y Kump, L., 2003. Groundwater flow and phosphate dynamics surrounding a high discharge wastewater disposal well in the Florida Keys. *Journal of Hydrology*, 284(1-4), 193–210.
- Downs, T.J., Cifuentes-García, E. y Suffet, I.M., 1999. Risk screening for exposure to groundwater pollution in a wastewater irrigation district of the Mexico City region. *Environmental Health Perspectives*, 107(7): 553–561.
- Drake, J.J., 1980. The effect of soil activity on the chemistry of carbonate groundwater. *Water Resources Research*, 16: 381–386.
- Drake, J.J. y Wigley, T.M.L., 1975. The effect of climate on the chemistry of carbonate groundwater. *Water Resources Research*, 11: 958–962.
- Drever, J.I., 1997. *The geochemistry of natural waters*. Prentice Hall, EUA, 436 pp.
- Dreybrodt, W., 1981. Mixing corrosion in $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ systems and its role in the karstification of limestone area. *Chemical Geology*, 32: 221–236.
- Dreybrodt, W., 1990. The role of dissolution in the development of karst aquifers in limestone: a model simulation of karst evolution. *Journal of Geology*, 98(5): 639–655.
- Dreybrodt, E., Lauckner, J., Liu, Z.H., Svensson, U. y Buhmann, D., 1996. The kinetics of the reaction $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-CaCO}_3$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18): 3375–3381.
- Dreybrodt, W., Eisenlohr, B., Madry, B. y Ringer, S., 1997. Precipitation kinetics of calcite in the system $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$: the conversion to CO_2 by the slow process $\text{H}^+ + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ as the rate limiting step. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(18): 3897–3904.
- Eguiza-Castro, M.H., 2001. Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam. Tesis de licenciatura (ingeniero geólogo), Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, México, 84 pp.
- EPA (Environmental Protection Agency), 1994. Methods for the determination of metals in environmental samples. Supplement I, EPA/600/R-94/111, EUA.
- Epstein, S. y Mayeda, T.K., 1953. Variation $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4: 213–224.
- Esteller, M.V., Morell, I. y Almeida, C., 2001. Physico-chemical processes in a vadose zone during the infiltration of treated wastewater used for irrigation: application of the NETPATH model. *Environmental Geology*, 40: 923–930.
- Fagundo-Castillo, J.R., Valdés-Ramos, J.J. y Rodríguez-Rubio, J.E., 1996. *Hidroquímica del karst*. Plácido Cuadros y Ediciones Osuna, La Habana, Cuba, 211 pp.

- Fernández-Becerra, S., 1977. Bosquejo geológico de la Sierra de Tecamachalco, Edo. de Puebla. Tesis profesional (ingeniero geólogo), Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional.
- Fetter, C.W., 1994. Applied Hydrogeology, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 691 pp.
- Fleming, G.W. y Plummer, L.N., 1983. PHRQINPT – a interactive computer program for constructing input data sets to the geochemical simulation program PHREEQE. 83-4236, US Geological Survey Water-Resources Investigation Report.
- Flores-Rodríguez, A., 2003. Presencia de Pb, Cr, Co, Ni y Cd en las aguas residuales de la Presa Manuel Ávila Camacho, Edo. de Puebla y sus efectos en la agricultura. Maestría en Ciencias, UNAM, México, 178 pp.
- Foppen, J.W.A., 2002. Impact of high-strength wastewater infiltration on groundwater quality and drinking water supply: the case of Sana'a, Yemen. *Journal of Hydrology*, 263: 198–216.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*(41): 117–175.
- Foster, S.S.D. y Chilton, P.J., 2004. Downstream of downtown: urban wastewater as groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 12 (1): 115–120.
- Foster, S., Gale, I. y Hespanhol, I., 1994. Impacto del uso y disposición de las aguas residuales en los acuíferos con referencia a Latinoamérica. UK overseas Development Administration (British Geological Survey), Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente, 77 pp.
- Foster, S. y Hirata, R., 1988. Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas. CEPIS-OPS (Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente- Organización Panamericana de la Salud), Lima, Perú, 79 pp.
- Franco-Plata, F., 2001. Adecuación del método de evaluación de acuíferos (DRASTIC), mediante el uso de trazado de partículas en el acuífero del valle de Toluca, Estado de México. Protocolo de investigación para tesis de maestría, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México, 20 pp.
- Freeze, R.A. y Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, 603 pp.
- Fries, C.J., 1956-1962. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México, Congreso-Geológico-Internacional. 20a. Excursión C-9. Instituto de Geología, UNAM, México, página varia.
- Gabrovsek, F., Menne, B. y Dreybrodt, W., 2000. A model of early evolution of karst conduits affected by subterranean CO₂ sources. *Environmental Geology*, 39(6): 531–543.
- Gabrovsek, F., Romanov, D. y Dreybrodt, W., 2004. Early karstification in a dual-fracture aquifer: the role of exchange flow prominent fractures and a dense net of fissures. *Journal of Hydrology*, 299(1-2), 45–66.

- Gallegos, E., Warren, A., Robles, E., Campoy, E., Calderón, A., Sainz, M.G., Bonilla, P. y Escolero, O., 1998. The effects of wastewater irrigation on groundwater quality in Mexico. *Water and Energy International*, 55 (4): 37–46.
- González-Maldonado, M., Lucas-Bautista, A. y Romero-Arenas, V.H., 1996. Medición de los niveles de contaminación del Lago de Valsequillo. Tesis profesional (ingeniero químico). Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.
- Gutiérrez-Ruiz, M.E., Siebe, C. y Sommer, I., 1995. Effects of land application of wastewater from Mexico City on soil fertility and heavy metal accumulation: a bibliographical review. *Environmental Reviews*(3): 318–330.
- Hamouri, B.E., Handouf, A., Mekrane, M., Touzani, M., Khana, A., Khallayoune K. y Benchokroun, T., 1996. Use of wastewater for crop production under arid and saline conditions: yield and hygienic quality of the crop and soil contaminations. *Water Science and Technology*, 33(10-11): 327–334.
- Hanshaw, B.B. y Back, W., 1979. Major geochemical processes in the evolution of carbonate-systems. *Journal of Hydrology*, 43: 287–312.
- Hem, J.D., 1992. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. US Geological Survey Water-Supply Paper, 2254, 264 pp.
- Hilger, W., 1973. Observaciones respecto a la geología de la región de Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*, 7.
- Ho, K.C., Chow, Y.L. y Yau, J.T.S., 2003. Chemical and microbiological qualities of The East River (Dongjiang) water, with particular reference to drinking water supply in Hong Kong. *Chemosphere*, 52: 1441–1450.
- INEGI (Instituto de Geografía y Estadística), 1997. Estadísticas del medio ambiente. www.inegi.gob.mx.
- INEGI (Instituto de Geografía y Estadística), 2000. Perfil Sociodemográfico del Área-Metropolitana de Puebla-Tlaxcala, XII Censo de Población y Vivienda, 101 pp.
- INEGI (Instituto de Geografía y Estadística), 2003. IRIS, navegante geostadístico de México, versión 2.0, México, D.F.
- INEGI (Instituto de Geografía y Estadística), 2004. XII Censo General de Población y Vivienda 2000. INEGI.
- James, N.P. y Choquette, P.W., 1984. Diagenesis 9 - Limestones - The meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11: 161–194.
- Jiménez, B. y Chávez, A., 2004. Water quality in an aquifer recharged with wastewater and its possible use for drinking purposes in Mexico, XXXIII IAH. 7° ALHSUD. Groundwater flow understanding from local to regional scales. *International Association Hydrogeologist, Latin-*

- American of Underground Hydrology for Development, Zacatecas, Zacatecas, México, 11 al 15 de Octubre del 2004, 4 pp.
- Kaufmann, G., 2003. A model comparison of karst aquifer evolution for different matrix-flow formulations. *Journal of Hydrology*, 283: 281–289.
- Kaufmann, G. y Braun, J., 1999. Karst aquifer evolution in fractured rocks. *Water Resources Research*, 35(11): 3223–3238.
- Kaufmann, G. y Braun, J., 2000. Karst aquifer evolution in fractured, porous rocks. *Water Resources Research*, 36(6): 1381–1391.
- Kaufmann, G. y Dreybrodt, W., 2004. Stalagmite growth and palaeo-climate: an inverse approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 529–545.
- Kern, D.M., 1960. The hydration of carbon dioxide. *Journal of Chemical Education*, 37(1): 14–23.
- Kharaka, Y.K., Gunter, W.D., Aggarwal, P.K., Perkins, E.H. y DeBraal, J.D., 1988. SOLMINEQ.88: a computer program for geochemical modeling of water-rock interactions. Report 88-4277, US Geological Survey Investigations.
- Khouri, N., Kalbermatten, J.M. y Bartone, C.R., 1994. The reuse of wastewater in agriculture: a guide for planners. 6, UNDP - World Bank Water and Sanitation Program, Washington, DC.
- Kim, D.Y. y Burger, J.A., 1997. Nitrogen transformations and soil processes in a wastewater-irrigated, mature Appalachian hardwood forest. *Forest Ecology and Management*, 90(1-11).
- Knox, G.J., 1977. Caliche profile formation, Saldaha Bay (South Africa). *Sedimentology*, 24: 657–674.
- Langmuir, D., 1971. The geochemistry of some carbonate groundwaters in Central Pennsylvania. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35: 1023–1045.
- Langmuir, D., 1997. *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice Hall, EUA, 600 pp.
- Laursen, S., 1991. On gaseous diffusion of CO₂ in the unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, 122: 61–69.
- Lebron, I. y Suárez, D.L., 1998. Kinetic and mechanisms of precipitation of calcite as affected by PCO₂, and organic ligands at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(3): 405–416.
- Liu, Z. y Dreybrodt, W., 1997. Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H₂O-CO₂ solutions in turbulent flow: the role of the diffusion boundary layer and the slow reaction H₂O+CO₂ reversible arrow H⁺⁺HCO₃⁻. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(14): 2979–0889.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the Southwestern United States. Special Paper. Geological Society of America, 1–21.
- Mahler, B.J., Personné, J.C., Lods, G.F. y Drogue, C., 2000. Transport of free and particulate-associated bacteria in karst. *Journal of Hydrology*, 238: 179–193.

- Malde, H., 1968. Volcanic ash stratigraphy at Valsequillo Archaeologic site and La Malinche volcano, Puebla, Mexico. GSA, Abstracts for 1968.
- Mara, D.D. y Cairncross, S., 1990. Directrices para el uso sin riesgos de aguas residuales y excretas en agricultura y acuicultura. OMS & PNUMA (Organización Mundial de la Salud & Programa de la Naciones Unidas para el Medio Ambiente), 213 pp.
- Martin, J.B. y Dean, R.W., 2001. Exchange of water between conduits and matrix in the Floridan aquifer. *Chemical Geology*, 179: 145–165.
- Martínez, D.E., Bocanegra, E.M. y Manzano, M., 2000. La modelación hidrogeoquímica como herramienta en estudios hidrogeológicos. *Boletín Geológico y Minero. Revista de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Instituto Tecnológico Geominero de España*, 111 (4, Julio-Agosto): 83–97.
- Mazor, E., 1991. Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. John Wiley & Sons, Great Britain, 274 pp.
- Mazor, E., 1992. Interpretation of water-rock interactions in cases of mixing and undersaturation, 7th Water-Rock Interaction Symp. Balkema Rotterdam, 233–236.
- Mazor, E., Drever, J.I., Finley, J., Huntoon, P.W. y Lundy, D.A., 1993. Hydrochemical implications of groundwater mixing: an example from the southern Laramie Basin, Wyoming. *Water Resources Research*, 29(1): 193–205.
- Molinero-Huguet, J. y Samper-Calvete, F.J., 2000. Coherencia de los modelos de flujo subterráneo y los modelos hidroquímicos de mezcla de aguas: aplicación a la Isla de Åspö (Suecia). *Boletín Geológico y Minero*, 111(4): 27–48.
- Morales-Novelo, J.A. y Rodríguez-Tapia, L., 2001. La contaminación del agua generada por las actividades económicas en la Ciudad de México: aplicación de cuotas ambientales a los establecimientos. En: L. Rodríguez-Tapia y J.A. Morales-Novelo (editores), "Economía de la Protección Ambiental: Ensayos Teóricos y Empíricos". UAM Azcapotzalco, 44 pp.
- Mora-Mora, C., 1981. Administrative aspects for the renovation and reuse of wastewater. En: F.D. D'Itri, J. Aguirre-Martínez y N. Athié-Lamberri (editores), *Municipal wastewater in agriculture*. Academic Press, EUA, 27–41.
- Morel, F.M.M. y Hering, J.G., 1993. Principles and Applications of Aquatic Chemistry. John Wiley & Sons, Inc., E U. A., 587 pp.
- Moscoso-Cavallini, J., 1993. Reuso de aguas residuales en Perú, Taller Regional para América sobre aspectos de salud, agricultura y ambiente, vinculados al uso de aguas residuales. www.cepis.org.pe/eswww/fulltext/repind53/arp/arp.html, México, fecha de último acceso: 3 de Octubre de 1998.
- Nienhuis, P., Appelo, T. y Willemssen, G., 1994. User guide PHREEQM-2D: a multi-component mass transport model. Ver. 2.01 (5/94), IT Technology, Amhhen, The Netherlands.

- NOM (Norma Oficial Mexicana), 1994. Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994, salud ambiental, agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe ser sometido el agua para su potabilización. Diario Oficial de la Federación (18 de enero de 1994): 41–49.
- NOM (Norma Oficial Mexicana), 1997. Norma Oficial Mexicana NOM-001-ECOL-1996. Que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales. Diario Oficial, Lunes 6 de Enero de 1997: 68–85.
- NOM, 2000. Modificación a la Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994, salud ambiental. Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe ser sometido el agua para su potabilización. Diario Oficial de la Federación (18 de Octubre de 2000): 7 pp.
- Noorishad, J.C., Carnahan, L. y Benson, L.V., 1987. CHMTRNS: a temperature-dependent non-equilibrium reactive transport code, Earth Science Div., Lawrence Berkeley Laboratory.
- Nyström-Claesson, A.N. y Andersson, K., 1996. PHRQKIN: a program simulating dissolution and precipitation kinetics in groundwater solutions. Computers & Geosciences: 559–567.
- Orta-Ledezma, M.T., 1985. Criterios para el aprovechamiento de aguas residuales en riego agrícola en México. Tesis de maestría (ingeniería sanitaria), DEPEI (División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería), UNAM.
- Ortiz-Olguín, M., 1997. La calidad de las aguas de riego. Universidad Autónoma de Chapingo, 53 pp.
- Paces, T., 1972. Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsic-CO₂ system. Geochimica et Cosmochimica Acta, 36: 217–240.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1973. Estudio geológico de la sierra del Tentzo, Edo. de Puebla. Tesis profesional (Ingeniero geólogo), UNAM, 66 pp.
- Palmer, A.N., 1990. Groundwater processes in karst terranes. En: C.G. Higgins y D.R. Coates (editores), Groundwater Geomorphology: the role of subsurface water in Earth - surface processes and landforms. Special Paper. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 177–209.
- Palmer, C.D. y Cherry, J.A., 1984-1985. Geochemical evolution of groundwater in sequences of sedimentary rocks. Journal of Hydrology, 75: 27–65.
- Parkhurst, D.L., 1995. PHREEQC, a computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. Water Resources Investigations 95-4227, Denver, Colorado, EUA, US Geological Survey.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2), a computer program for speciation, batch-reaction, one dimensional transport and inverse geochemical

- calculations. Water Resources Investigations USGS, 99-4259. U. S. Geological Survey, Denver, Colorado.
- Parkhurst, D.L., Plummer, L.N. y Thorstenson, D.C., 1982. BALANCE: a computer program for calculation of mass transfer for geochemical reactions in groundwater. Inv. Rept. 82-14. US Geological Survey Water Resources.
- Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C. y Plummer, N.L., 1990. PHREEQE, a computer program for geochemical calculations. Water Resources Investigations, 80-96. U.S. Geological survey, 312 pp.
- Parkhurst, D.L., Kipp, K.L., Engesgaard, P. y Charlton, S.R., 2002. PHAST--A Program for Simulating Ground-Water Flow and Multicomponent Geochemical Reactions. US Geological Survey, Reston, VA, EUA.
- Patiño-Hernández, L.D., 1998. Importancia de los sistemas de tratamiento de agua residual en el manejo eficiente del agua en la industria, Memoria del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas. ALSHUD-IAH (Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo-International Association of Hidrogeologists), León, Guanajuato, México, 190–200.
- Pettygrove, G.S. y Asano, T., 1984. Irrigation with reclaimed municipal wastewater- a guidance manual. Lewis Publishers, Inc.
- Pfannkuch, H.O., 1969. Elsevier's Dictionary of Hydrogeology. Elsevier Publishing Company, Netherlands, 150 pp.
- Pionke, H.B. y Urban, J.B., 1985. Effect of agricultural land use on groundwater quality in a small Pennsylvania watershed. *Groundwater*, 23(1): 68–80.
- Plummer, L.N. y Busenberg, E., 1982. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂-H₂O solutions between 0-90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃-CO₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 1011–1040.
- Plummer, L.N., Wigley, T.M.L. y Parkhurst, D.L., 1978. The kinetics of calcite dissolution in CO₂ water systems at 5° to 60° and 0.0 to 1.0 atm CO₂. *American Journal of Science*, 278: 179–216.
- Plummer, L.N., Jones, B.F. y Truesdell, A.H., 1984. WATEQF: a FORTRAN IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. Paper 76-13, US Geological Survey Water Resources Investigations.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A., 1988. A computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines. Report 88-4153, U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations.

- Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R.W. y Hanshaw, B.B., 1990. Geochemical modelling of the Madison Aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota. *Water Resources Research*, 26(9): 1981–2014.
- Plummer, L.N., Prestemon, E.C. y Parkhurst, D.L., 1991. An interactive code NETPATH for modeling net reactions along a flow path. U.S. Geological Survey Water Resources. *Investigations*, 91, 478 pp.
- PNUMA (Programa de la Naciones Unidas para el Medio Ambiente), 2000. *Perspectivas de medio ambiente mundial, GEO 2000*. Edición Mundi-Prensa, 398 pp.
- Porta-Casanellas, J., López-Acevedo Reguerín, M. y Roquero de Laburu, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Artes Gráficas Cuesta, S. A., Madrid.
- PRDA (Programa de Desarrollo Regional Angelópolis), 1995. *Estudio de factibilidad del Proyecto de Restauración de la Presa Valsequillo, Puebla*, Advanced Sciences, Inc. Programa de Desarrollo Regional Angelópolis.
- Quijano-León, L., 1984. Algunos aspectos de la geohidrología isotópica de la región de Valsequillo, Puebla, Apuntes del curso Exploración, cuantificación y aprovechamiento de los recursos hidráulicos subterráneos. DEPMI (División de Educación Continua de la Facultad de Ingeniería), UNAM, 40 pp.
- Read, J.F., 1974. Calcrete deposits and quaternary sediments, Edel Providence, Shark Bay, Western Australia. En: B.R. Logan (editor), *Evolution and diagenesis of quaternary sequences, Shark Bay, Western Australia*. American Association of Petroleum Geologist, 250–280.
- Reardon, E.J., 1994. *Introductory Aqueous Geochemistry*. Course material. U de Waterloo, página varia.
- Reardon, E.J., Allison, G.B. y Fritz, P., 1979. Seasonal chemical and isotopic variations of soil CO₂, at Trout Creek, Ontario. *Journal of Hydrology*, 43: 355–371.
- Reeves Jr., C.C., 1970. Origin, classification, and geologic history of caliche on the Southern High Plains, Texas and Eastern New Mexico. *Journal of Geology*, 78: 352–362.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlang, Berlin, 295–298.
- Ringrose, S., 1996. The geomorphological context of calcrete deposition in the Dalmore Downs area, Northern Territory, Australia. *Journal of Arid Environments*, 33: 291–307.
- Rodríguez-Velasco, F.M., 1996. *Caracterización físico-química de la Presa Manuel Ávila Camacho "Valsequillo" y planteamiento de una planta para tratamiento del agua*. Tesis de licenciatura (químico industrial), Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.
- Romanov, D., Gabrovsek, F. y Dreybrodt, W., 2003. The impact of hydrochemical boundary conditions on the evolution of limestone karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 276: 240–253.

- Runnels, D.D., 1969. Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters. *Journal Sedimentary Petrology*, 39: 1188–1201.
- Sánchez-Palacios, J.L., 1998. Propiedades físicas e hidráulicas en suelos del Distrito de Riego 030, Valsequillo, Puebla, Mexico. Tesis de maestría (no publicada), UNAM, México.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos hidráulicos), 1974. Estudio geohidrológico preliminar de las zonas de Tepeaca y del Distrito de Riego de Valsequillo en el Estado de Puebla, Agrogeología, S.A.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos hidráulicos), 1976. Estudio geohidrológico detallado de Zonas Secas, Valsequillo, Puebla, Técnicas Modernas de Ingeniería, S.A.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos hidráulicos), 1979. Algunos aspectos de la geohidrología isotópica de la región de Valsequillo, Puebla, en colaboración con la OIEA (International Atomic Energy Agency).
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos hidráulicos), 1980. Estudio de la calidad del agua en el embalse "Manuel Avila Camacho" y su influencia sobre el distrito de riego, CEEMRN (Centro de Estudios Ecológicos para el Manejo de los Recursos Naturales, SARH), Puebla, Puebla, México.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos hidráulicos), 1981. Proceso hidrológico de la subcuenca de la Presa "Manuel Avila Camacho", Puebla, México.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos hidráulicos), 1989. Estudio geohidrológico en el Distrito de Desarrollo Rural No. 116, Tecamachalco, Puebla, Estudios, Investigaciones y Servicios AGRIFEFOR CHAPINGO, S.A.
- Scalon, B.R. y Healy, R.W., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 18–39.
- Scoffin, T.P., 1987. An introduction to carbonate sediments and rocks. Blackie & Son. Ltd., 274 pp.
- Scott, J., Zarazúa, A. y Levine, G., 2000. Urban-Wastewater Reuse for Crop Production in the Water-Short Guanajuato River Basin, Mexico. Reporte 041. International Water Management Institute (IWMI).
- Screaton, E., Martin, J.B., Ginn, B. y Smith, L., 2004. Conduit properties and karstification in the unconfined floridan aquifer. *Ground Water*, 42(3): 338–346.
- Schecher, W.D. y McAvoy, D.C., 1991. MINEQL+, a chemical equilibrium program for personal computers. User's manual ver. 2.1., Edgewater, MD; Environmental Research Software.
- Schmalz, R.F., 1967. Kinetics and diagenesis of carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(1): 60–67.
- Screaton, E., Martin, J.B., Ginn, B. y Smith, L., 2004. Conduit properties and karstification in the unconfined floridan aquifer. *Ground Water*, 42(3): 338-346.

- Shuster, E.T. y White, W.B., 1972. Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resources Research*, 8: 4.
- Siebe, C., 1995. Heavy metals availability to plants in soils irrigated with wastewater from Mexico City. *Water Science y Technology*, 32(12): 29–34.
- Siebe, C., Jahn, R. y Stahr, K., 1996. Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo, Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, A. C., México.
- Silva de la Rosa, B., 1996. Hidrogeoquímica del Valle del Mezquital, Hidalgo. Tesis de licenciatura (ingeniero civil), UNAM, México.
- Snoeyink, V.L. y Jenkins, D., 1987. Química del agua. Editorial Limusa, México, 508 pp.
- Sosa-Patrón, A.A. y Monroy-Fernández, M.G., 1984. Estudio estratigráfico y estructural del Tentzo, Edo. de Puebla, México. Tesis profesional (ingeniero geólogo), IPN, México.
- Stuart, M.E. y Milne, C.J., 1997. Groundwater quality implications of wastewater irrigation in León, México. En: P.J. Chilton (Editor), XXVII IAH Congress on groundwater in the urban environment. IAH, Nottingham, U.K, September 21-27, 1997, 21–27.
- Stumm, W., 1978. Chemical interactions in particle separation. En: A.J. Rubin (editor), *Chemistry of wastewater technology*. Ann Arbor Science, 1–15.
- Stumm, W. y Morgan, J.J., 1981. *Aquatic Chemistry*. Prentice Hall, EUA.
- Taylor, C.B., 1977. Tritium enrichment of environmental waters by electrolysis: Development of cathodes exhibiting high isotopic separation and precise measurement of tritium enrichment factors., International Conference of Low-Radioactivity measurements and applications. Slovenski Pedagogicke Nakladatelstvo, Bratislava, 131–140.
- Téllez-Flores, R.A., Sánchez-Pérez, P. y Tapia-Rosales, H., 1987. Estudio geológico de la Porción Centro-Oriental del estado de Puebla. Tesis profesional (ingeniero geólogo), Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional.
- Thraillkill, J., 1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. *Geological Society America Bulletin*, 79: 19–46.
- Truesdell, A.H. y Jones, B.F., 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria on natural waters. *US Geological Survey*, 2: 233–274.
- Unc, A. y Goss, M.J., 2003. Movement bacteria through the vadose zone. *Water, Air, and Soil Pollution*, 149: 327–337.
- Valdéz, J.A., Flores, D.C., Villegas, M.C., Abad, A. y Miranda, F., 2001. Contaminación de cuenca hidrológica vs. efectos en la salud y en el desarrollo regional, VI Congreso Nacional de Ciencias Ambientales, UAEH (Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo), Pachuca, Hidalgo, México.

- Vaute, L., Drogue, C., Garrelly, L. y Ghelfenstein, M., 1997. Relations between the structure and the transport of chemical compounds in karstic aquifers. *Journal of Hydrology*, 199: 21–238.
- von Erffa, A., Hilger, W., Knoblich, W. y Weyl, R., 1976. Geología de la Cuenca Alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos. *Comunicaciones*(13), 99–106.
- Vrba, J. y Zaporozec, A. (editores), 1994. Guide book on mapping groundwater vulnerability. *International Contributions to Hydrology*, 16. International Association of Hydrogeologists, IAH (International Association of Hydrogeologists), 131 pp.
- White, W.B., 1990. Surface and near - surface karst landforms. En: C.G. Higgins y D.R. Coates (editores), *Groundwater Geomorphology: the role of subsurface water in Earth - surface processes and landforms*. Special Paper. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 157–175.
- Wigley, T.M.L., 1973. Chemical evolution in the system calcite-gypsum-water. *Canadian Journal Earth Science*, 10: 36–315.
- Wigley, T.M.L. y Plummer, L.N., 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 989–995.
- Withers, P.J.A. y Lord, E.I., 2002. Agricultural nutrient inputs to rivers and groundwaters in the UK: policy, environmental management and research needs. *The Science of the Total Environment*, 282-283: 9–24.
- Wolery, T.J., 1992. EQ3/6, a software package for geochemical modeling aqueous systems: Package overview and installation guide (Ver. 7.0). UCRL-MA-110662 Pt I., Lawrence Livermore Natl. Lab.
- Wolery, T.J. y Daveler, S.A., 1992. EQ6: a computer program for reaction path modeling of aqueous geochemical systems: Theoretical manual, user's guide, and related documentation (Ver. 7.0). UCRL-MA-11066 Pt. IV, Lawrence Livermore Natl. Lab.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. (editores), 1991. *Calcretes*. Reprint Series of the International Association of Sedimentologists, 2. Blackwell Scientific Publications, 347 pp.
- Zhang, Y., Shaw, H., Farquhar, R. y Dawe, R., 2001. The kinetics of carbonate scaling-application for the prediction of downhole carbonate scaling. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 29: 85–95.
- Zhu, C. y Greg, A., 2002. *Environmental Applications of Geochemical Modeling*, Cambridge University, 304 pp.

ANEXOS

Anexo 1

Resultados del cálculo de la electroneutralidad de los análisis realizados.

POZO	Zona	Σ cationes (meq/L)	Σ aniones (meq/L)	EN
2Z	ZN	10.81	11.08	-1.22
3	ZN	21.38	21.81	-0.98
4B	Z1	12.41	12.00	1.67
8	Z1	10.94	10.55	1.84
8A	Z1	8.49	8.90	-2.35
17	ZN	12.16	11.84	1.34
19	Z1	11.93	12.57	-2.60
21	Z1	9.47	9.99	-2.66
25B	Z2	8.52	8.88	-2.08
28	Z1	9.77	10.07	-1.52
30	Z1	8.58	9.79	-6.58
31	Z1	9.32	9.12	1.09
33	Z1	9.39	9.53	-0.73
35	Z1	17.83	18.25	-1.17
36	Z1	13.59	14.10	-1.82
47.3	Z1	13.39	13.74	-1.30
56	Z1	8.76	14.07	-23.25
58	Z1	10.94	9.17	8.81
58B	Z1	10.20	9.69	2.56
65.5	Z1	13.83	14.47	-2.25
67B	Z1	10.36	9.88	2.38
67R	Z1	13.19	13.49	-1.13
102	Z1	10.52	9.93	2.90
105	Z1	10.76	10.21	2.64
111	Z1	8.48	7.95	3.22
111B	Z1	9.83	10.40	-2.80
118	Z1	9.05	9.66	-3.25
120	Z1	10.38	9.81	2.82
120A	Z1	8.39	9.00	-3.50
120C	Z1	10.91	11.42	-2.27
124	Z1	10.01	9.63	1.93
127	Z2	8.12	7.70	2.65
139	Z2	8.67	6.82	11.93
140B	Z2	9.91	8.92	5.25
169	Z2	9.28	7.83	8.47
211	Z1	8.96	8.66	1.72
240	Z1	11.91	11.55	1.52
261	Z1	11.02	11.26	-1.07
261B	Z1	11.77	11.49	1.22
266	Z1	9.30	9.76	-2.40
911	Z2	6.55	7.03	-3.52
1962B	Z1	13.01	13.13	-0.45
1983	ZN	9.47	9.31	0.87
2015	Z1	9.78	9.87	-0.44
C1	C	7.41	6.50	6.56
C2	C	7.32	6.43	6.48
C3	C	7.24	6.49	5.44
R1	ND			

En negritas, las muestras con electroneutralidad (EN) >10

Anexo No. 2

Resultados de la medición de parámetros en campo

POZO	Zona	CE $\mu\text{S/cm}$	pH	Alcalinidad total (mg/L CaCO_3)	Temperatura $^{\circ}\text{C}$
AR	Presa	ND	ND	ND	ND
C1	C	663	9.16	216	15.2
C2	C	671	8.57	ND	16.7
C3	C	ND	ND	ND	ND
4B	Z1	1642	6.89	674	21.9
8	Z1	926	7.50	613	19.9
8A	Z1	963	6.75	364	19.0
19	Z1	1226	6.55	780	20.7
21	Z1	1093	6.78	624	20.5
28	Z1	891	6.80	613	20.0
30	Z1	980	6.93	780	21.1
31	Z1	945	7.01	520	20.7
33	Z1	1181	6.73	624	20.6
35	Z1	2370	6.36	796	20.9
36	Z1	1800	6.71	919	21.5
47.3	Z1	1315	6.53	858	21.0
56	Z1	1188	6.86	520	20.4
58	Z1	848	6.21	674	20.5
58B	Z1	912	6.54	613	20.5
65.5	Z1	1318	7.06	693	19.9
67B	Z1	953	7.00	613	20.1
67R	Z1	1200	6.64	858	21.5
102	Z1	944	7.00	735	20.1
105	Z1	1452	8.98	613	19.9
111	Z1	785	7.30	735	19.8
111B	Z1	990	6.15	613	19.5
118	Z1	973	6.78	468	20.2
120	Z1	853	6.50	613	20.1
120A	Z1	913	6.86	780	20.1
120C	Z1	1118	6.58	572	20.2
124	Z1	950	6.83	738	20.6
211	Z1	982	6.89	ND	20.7
240	Z1	1052	6.73	796	19.7
261	Z1	1100	6.63	636	20.0
261B	Z1	1151	6.61	780	20.0
266	Z1	1003	6.94	ND	17.8
1962B	Z1	1179	6.69	520	21.5
2015	Z1	990	6.82	867	20.2
25B	Z2	784	7.22	489	19.8
127	Z2	280	7.10	557	19.1
139	Z2	817	6.10	651	19.7
140B	Z2	490	6.91	613	20.1
169	Z2	868	6.92	429	19.6
911	Z2	738	7.12	312	20.4
2Z	ZN	1098	7.30	728	20.4
3	ZN	1018	6.85	1144	20.2
17	ZN	1159	7.10	988	20.5
1983	ZN	966	7.03	780	21.5

ND = no determinado

Anexo No. 3

Resultados del análisis de iones mayores

POZO	Zona	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)
AR	Presa	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
C1	C	57.72	25.29	49.91	10.95	263.56	60.00	32.98
C2	C	54.51	26.27	49.91	10.56	263.56	62.02	29.08
C3	C	54.51	25.29	49.91	10.56	258.68	66.01	31.20
4B	Z1	72.95	52.04	95.91	12.24	577.76	50.92	52.13
8	Z1	96.19	35.99	67.85	9.11	497.84	46.12	50.71
8A	Z1	84.97	29.06	37.26	9.38	453.91	46.12	17.73
19	Z1	133.07	40.86	37.26	12.12	619.89	57.65	42.91
21	Z1	86.57	41.83	32.89	10.95	502.72	44.20	29.43
28	Z1	77.76	33.56	62.79	15.44	445.37	65.81	49.64
30	Z1	92.99	31.13	26.22	9.38	473.44	68.70	21.28
31	Z1	104.21	29.18	34.27	8.99	463.68	49.00	17.73
33	Z1	102.60	29.18	37.26	9.78	478.32	51.88	21.63
35	Z1	154.71	60.31	109.71	14.62	854.14	76.86	93.97
36	Z1	81.76	53.60	109.71	13.02	687.58	50.92	62.76
47.3	Z1	106.61	53.99	76.13	12.24	656.47	53.80	65.96
56	Z1	70.54	44.75	29.90	10.17	444.15	59.57	196.80
58	Z1	67.33	47.67	74.15	15.99	466.73	26.90	34.04
58B	Z1	72.95	41.34	66.70	10.01	477.10	36.03	39.72
65.5	Z1	118.64	41.83	93.38	16.03	656.47	68.70	80.85
67B	Z1	37.68	24.81	141.91	10.44	445.37	65.81	42.91
67R	Z1	96.99	47.18	88.09	24.83	624.74	71.10	62.76
102	Z1	71.34	40.86	73.14	16.42	440.49	61.97	50.35
105	Z1	76.95	37.45	78.43	16.85	463.07	65.81	44.33
111	Z1	64.93	26.27	65.09	9.62	342.88	71.10	30.14
111B	Z1	74.55	30.64	71.99	18.03	475.27	61.01	47.52
118	Z1	83.37	37.94	34.73	10.17	473.44	49.00	31.20
120	Z1	79.36	40.37	65.09	10.44	473.44	50.92	35.11
120A	Z1	78.56	35.99	28.75	10.17	466.12	29.78	26.24
120C	Z1	117.03	40.86	32.89	10.95	541.77	55.73	48.93
124	Z1	64.13	44.26	66.70	10.44	487.47	32.19	34.40
211	Z1	96.19	33.08	27.37	9.78	439.27	46.12	17.73
240	Z1	79.36	42.80	94.07	13.02	546.65	53.80	52.13
261	Z1	120.24	40.86	31.74	10.95	536.89	60.05	42.91
261B	Z1	123.25	46.82	34.27	10.95	541.77	50.92	54.96
266	Z1	92.99	36.97	31.28	10.17	463.68	51.88	38.30
1962B	Z1	131.26	53.50	40.02	12.51	654.03	60.05	41.13
2015	Z1	88.18	43.78	34.27	11.34	492.96	46.12	29.43
25B	Z2	50.50	34.53	66.70	10.01	369.11	49.00	64.18
127	Z2	43.29	31.62	71.99	8.84	375.82	29.78	32.62
139	Z2	46.49	35.99	71.99	10.01	350.20	35.07	12.41
140B	Z2	65.73	38.91	73.14	9.62	435.00	41.79	32.62
169	Z2	57.72	35.99	73.14	10.01	405.72	32.19	18.08
911	Z2	43.29	32.10	34.73	9.38	346.54	31.71	24.47
2Z	ZN	139.48	30.16	25.76	9.78	580.82	35.07	29.43
3	ZN	210.02	63.23	119.83	19.16	1020.09	86.95	116.31
17	ZN	149.10	37.94	30.82	10.17	585.70	41.31	48.93
1983	ZN	89.78	40.86	31.28	10.56	478.32	36.03	25.53

ND = no determinado

Anexo No. 4
Resultado de las determinaciones isotópicas

POZO	Zona	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW ‰)	δD (VSMOW ‰)	Tritio (UT)	\pm
AR	Presa	-8.80	-66.00	ND	
C1	C	ND	ND	ND	
C2	C	ND	ND	ND	
C3	C	ND	ND	ND	
4B	Z1	-9.69	-70.94	1.8	0.3
8	Z1	-9.80	-71.05	3.1	1
8A	Z1	ND	ND	ND	
19	Z1	-10.17	-72.43	0.8	0.3
21	Z1	-10.12	-70.98	ND	
28	Z1	-9.22	-68.11	2.5	0.9
30	Z1	-10.06	-72.36	ND	
31	Z1	-9.85	-72.42	2.2	0.6
33	Z1	-9.73	-71.15	2.1	0.9
35	Z1	-9.92	-70.59	<0.8	0.3
36	Z1	-9.88	-69.88	1.6	0.3
47.3	Z1	-10.08	-72.65	<0.8	0.7
56	Z1	-9.98	-73.15	ND	
58	Z1	-9.81	-71.68	2.3	0.4
58B	Z1	-10.41	-72.38	0.9	0.3
65.5	Z1	ND	ND	1.8	0.4
67B	Z1	-9.31	-67.76	2.9	0.4
67R	Z1	-10.07	-70.15	1.2	0.3
102	Z1	-9.38	-69.51	2.1	0.3
105	Z1	-9.25	-67.66	2.4	0.4
111	Z1	-9.21	-67.64	2.3	0.4
111B	Z1	-9.34	-69.34	2.4	0.4
118	Z1	ND	ND	ND	
120	Z1	-9.72	-71.53	6.8	1.1
120A	Z1	ND	ND	ND	
120C	Z1	ND	ND	ND	
124	Z1	-9.86	-72.41	2.0	0.8
211	Z1	-9.93	-70.91	3.1	0.8
240	Z1	-9.46	-68.83	2.0	0.8
261	Z1	-9.96	-72.26	ND	
261B	Z1	-10.21	-73.08	ND	
266	Z1	ND	ND	ND	
1962B	Z1	-9.92	-70.47	ND	
2015	Z1	ND	ND	ND	
25B	Z2	-10.16	-74.78	1.3	0.9
127	Z2	-9.73	-70.96	3.5	1
139	Z2	-10.65	-77.57	<0.8	0.8
140B	Z2	ND	ND	ND	
169	Z2	-10.29	-74.90	1.9	0.9
911	Z2	-9.84	-72.16	3.3	0.7
2Z	ZN	-10.55	-73.63	ND	
3	ZN	-9.98	-69.83	<0.8	0.8
17	ZN	-10.24	-72.65	ND	
1983	ZN	-10.29	-73.48	ND	

ND = no determinado

Anexo No. 5

Resultados del cálculo de alturas de recarga

POZO	Zona	¹⁸ O	D	h
AR	Presa	-8.8	-66	2636
28	Z1	-9.22	-68.11	2833.4
36	Z1	-9.88	-69.88	3143.6
102	Z1	-9.38	-69.51	2908.6
105	Z1	-9.25	-67.66	2847.5
111	Z1	-9.21	-67.64	2828.7
240	Z1	-9.46	-68.83	2946.2
111B	Z1	-9.34	-69.15	2889.8
4B	Z1	-9.69	-70.94	3054.3
67B	Z1	-9.31	-67.76	2875.7
67R	Z1	-10.07	-70.15	3232.9
8	Z1	-9.8	-71.05	3106.0
19	Z1	-10.27	-72.43	3326.9
21	Z1	-10.12	-70.98	3256.4
30	Z1	-10.06	-72.36	3228.2
31	Z1	-9.85	-72.42	3129.5
33	Z1	-9.73	-71.15	3073.1
35	Z1	-9.92	-70.59	3162.4
47.3	Z1	-10.08	-72.65	3237.6
56	Z1	-9.98	-73.15	3190.6
58	Z1	-9.81	-71.68	3110.7
120	Z1	-9.72	-71.53	3068.4
124	Z1	-9.86	-72.41	3134.2
211	Z1	-9.93	-70.91	3167.1
261	Z1	-9.96	-72.26	3181.2
1962B	Z1	-9.92	-70.47	3162.4
261B	Z1	-10.21	-73.08	3298.7
58B	Z1	-10.41	-72.38	3392.7
127	Z2	-9.73	-70.96	3073.1
139	Z2	-10.65	-77.57	3505.5
169	Z2	-10.29	-74.9	3336.3
911	Z2	-9.84	-72.16	3124.8
140B	Z2	-9.69	-70.63	3054.3
25B	Z2	-10.16	-74.78	3275.2
3	ZN	-9.98	-69.83	3190.6
17	ZN	-10.24	-72.65	3312.8
1983	ZN	-10.29	-73.48	3336.3
2Z	ZN	-10.55	-73.63	3458.5

donde h = altura de recarga

Anexo No. 6

Resultados del análisis de parámetros microbiológicos

POZO	Zona	Coliformes totales (NMP/100 ml)	Coliformes fecales (NMP/100 ml)	Estreptococos fecales (NMP/100 ml)
AR	Presa	ND	ND	ND
C1	C	290	290	9
C2	C	160	15	4
C3	C	>1100	240	35
4B	Z1	0	0	0
8	Z1	0	0	0
8A	Z1	0	0	0
19	Z1	4	0	0
21	Z1	4	0	0
28	Z1	130	0	0
30	Z1	0	0	0
31	Z1	0	0	0
33	Z1	0	0	0
35	Z1	ND	ND	ND
36	Z1	0	0	0
47.3	Z1	0	0	0
56	Z1	0	0	0
58	Z1	0	0	0
58B	Z1	ND	ND	ND
65.5	Z1	23	0	9
67B	Z1	>1100	460	15
67R	Z1	ND	ND	ND
102	Z1	93	0	23
105	Z1	93	0	15
111	Z1	43	0	0
111B	Z1	15	4	0
118	Z1	0	0	0
120	Z1	4	0	0
120A	Z1	0	0	0
120C	Z1	0	0	0
124	Z1	ND	ND	ND
211	Z1	21	0	0
240	Z1	9	9	3
261	Z1	4	0	0
261B	Z1	0	0	0
266	Z1	43	43	4
1962B	Z1	ND	ND	ND
2015	Z1	0	0	0
25B	Z2	0	0	0
127	Z2	0	0	0
139	Z2	0	0	0
140B	Z2	0	0	0
169	Z2	0	0	0
911	Z2	0	0	0
2Z	ZN	0	0	0
3	ZN	0	0	0
17	ZN	0	0	0
1983	ZN	3	0	0

ND = no determinado

Anexo No. 7

IS de calcita y log CO₂(atm) de puntos dentro y fuera del Distrito de Riego, determinados con PHREEQC

POZO		IS calcita	log CO2 (atm)
C1	C	1.80	-4.53
C2	C	1.04	-3.28
28	Z1	-0.06	-0.98
35	Z1	-0.13	-0.44
36	Z1	0.03	-0.71
65.5	Z1	0.40	-1.20
102	Z1	0.17	-1.11
111	Z1	0.42	-1.41
240	Z1	-0.03	-0.81
111B	Z1	-0.74	-0.34
4B	Z1	0.06	-1.02
67B	Z1	-0.17	-1.18
67R	Z1	0.00	-0.67
8	Z1	0.72	-1.69
19	Z1	0.01	-0.63
21	Z1	-0.02	-0.95
30	Z1	0.31	-0.97
31	Z1	0.23	-1.26
33	Z1	0.01	-0.90
47.3	Z1	-0.07	-0.57
58	Z1	-0.66	-0.35
118	Z1	-0.14	-1.08
120	Z1	-0.35	-0.68
124	Z1	-0.04	-0.95
261	Z1	-0.04	-0.80
2015	Z1	0.15	-0.85
120A	Z1	0.11	-0.94
120C	Z1	-0.13	-0.80
1962B	Z1	0.00	-0.94
261B	Z1	0.03	-0.70
58B	Z1	-0.33	-0.72
8A	Z1	-0.27	-1.16
127	Z2	-0.04	-1.33
169	Z2	-0.19	-1.26
911	Z2	-0.22	-1.58
140B	Z2	-0.01	-1.09
25B	Z2	0.04	-1.56
3	ZN	0.60	-0.78
17	ZN	0.68	-1.09
1983	ZN	0.35	-1.10
2Z	ZN	0.76	-1.41

Anexo No. 8

Índice de saturación (IS) de calcita y $\log P_{\text{CO}_2}(\text{atm})$ de la mezcla de agua subterránea (AS) de la ZN del Distrito de Riego y de agua residual del Canal Principal, determinados por PHREEQC.

Fracción de AS	2Z-C1		3-C1		17-C1		1983-C1	
	IS calcita	$\log P_{\text{CO}_2}(\text{atm})$						
1.0	0.76	-1.41	0.60	-0.78	0.68	-1.09	0.35	-1.10
0.9	0.74	-1.49	0.55	-0.84	0.65	-1.15	0.33	-1.17
0.8	0.74	-1.59	0.50	-0.91	0.62	-1.23	0.31	-1.24
0.7	0.76	-1.72	0.46	-0.98	0.60	-1.33	0.30	-1.33
0.6	0.81	-1.90	0.41	-1.07	0.59	-1.44	0.31	-1.45
0.5	0.93	-2.15	0.37	-1.18	0.60	-1.59	0.34	-1.60
0.4	1.17	-2.55	0.34	-1.33	0.66	-1.81	0.44	-1.83
0.3	1.43	-3.03	0.36	-1.55	0.86	-2.20	0.71	-2.27
0.2	1.62	-3.49	0.54	-1.98	1.33	-2.94	1.28	-3.07
0.1	1.74	-3.96	1.40	-3.25	1.66	-3.71	1.62	-3.79
0.0	1.80	-4.53	1.80	-4.53	1.78	-4.52	1.80	-4.53

Anexo No. 9

Archivo de entrada utilizado por PHREEQC
para la especiación del Pozo 17 de la Zona Norte 1

SOLUTION 1 POZO 17; TECAMACHALCO, PUEBLA.

temp	20.5	
pH	7.1	
pe	4	
units	mmol/kgw	
redox	pe	
density	1	
Alkalinity	19.76	meq/kgw
Ca	149.1	mg/kgw
Mg	37.94	mg/kgw
Na	30.82	mg/kgw
K	10.17	mg/kgw
Cl	48.93	mg/kgw
S(6)	41.31	mg/kgw
N(5)	0.4	mg/kgw
Li	0.5	mg/kgw
P	0.33	mg/kgw
B	0.75	mg/kgw
Fe(+3)	0.8065	mg/kgw
Cu(+2)	0.06	mg/kgw
Mn(+3)	0.0261	mg/kgw
Zn	0.0551	mg/kgw
Pb	0.1026	mg/kgw
Cd	0.0056	mg/kgw
N(3)	0	mg/kgw
Ni	0.0637	mg/kgw
-water	1	# kg

END

Anexo No. 10

Archivo de entrada utilizado por PHREEQC
para la mezcla teórica del Pozo 17 de la Zona Norte 1 con C1

TITLE Mezcla del pozo 17 y de C1

TITLE Simulación 1

SOLUTION 1 Pozo 17

temp 20.5
pH 7.1
pe 4
redox pe
units mmol/kgw
density 1
Alkalinity 19.76 meq/kgw
Ca 149.1 mg/kgw
Mg 37.94 mg/kgw
Na 30.82 mg/kgw
K 10.17 mg/kgw
Cl 48.93 mg/kgw
S(6) 41.31 mg/kgw
N(5) 0.4 mg/kgw
Li 0.5 mg/kgw
P 0.33 mg/kgw
B 0.75 mg/kgw
Fe 0.8065 mg/kgw
Cu 0.06 mg/kgw
Mn 0.0261 mg/kgw
Zn 0.0551 mg/kgw
Pb 0.1026 mg/kgw
Cd 0.0056 mg/kgw
N(3) 0 mg/kgw
Ni 0.0637 mg/kgw
As 0 mg/kgw
Cr 0
-isotope 180 -10.24
-isotope 2H -72.65
-water 1 # kg

End

TITLE Simulación 2

SOLUTION 2 C1 - Ahuatepec

temp 15.2
pH 9.6
pe 4
redox pe
units mmol/kgw
density 1
Alkalinity 4.32 meq/kgw
Ca 57.72 mg/kgw
Mg 25.29 mg/kgw
Na 49.91 mg/kgw
K 10.95 mg/kgw
Cl 32.98 mg/kgw
S(6) 60 mg/kgw
N(3) 2.7 mg/kgw
N(5) 0.1 mg/kgw
Li 0.63 mg/kgw

P 0.15 mg/kgw
B 0.38 mg/kgw
Fe 0.3 mg/kgw
Cu 0.9 mg/kgw
Mn 0.21 mg/kgw
Zn 1.1 mg/kgw
Pb 0.1 mg/kgw
Cd 0.0085 mg/kgw
Cr 0.06 mg/kgw
Ni 0.12 mg/kgw
As 0.055 mg/kgw
-isotope 180 0
-water 1 # kg

END

TITLE Simulación 3. Mezcla 1

MIX

1 0.9
2 0.1

END

TITLE Simulación 4. Mezcla 2

MIX

1 0.8
2 0.2

END

TITLE Simulación 5. Mezcla 3

MIX

1 0.7
2 0.3

END

TITLE Simulación 6. Mezcla 4

MIX

1 0.6
2 0.4

END

TITLE Simulación 7. Mezcla 5

MIX

1 0.5
2 0.5

END

TITLE Simulación 8. Mezcla 7

MIX

1 0.4
2 0.6

END

TITLE Simulación 9. Mezcla 8

MIX

1 0.3
2 0.7

END

TITLE Simulación 10. Mezcla 9

MIX

1 0.2
2 0.8

END

TITLE Simulación 11. Mezcla 10

MIX

1 0.1
2 0.9

END

Anexo No. 11

Archivo de entrada utilizado por PHREEQC
para la modelación inversa

Puntos iniciales son el Pozo 17 de la Zona Norte 1 y el punto C1, y como solución final el pozo 58 de la Z1.

TITLE Simulation 1. Especiación del Pozo 17, zona norte

SOLUTION 1 POZO 17, Zona Norte, Tecamachalco, Puebla

temp 20.5
pH 7.1
units mmol/kgw
redox pe
density 1
Alkalinity 19.76 meq/kgw
Ca 149.1 mg/kgw
-water 1 # kg

End

TITLE Simulation 2. Especiación del agua residual, C1

SOLUTION 2 C1.- Ahuatepec

temp 15.2
pH 9.6
pe 4
redox pe
units mmol/kgw
density 1
Alkalinity 4.32 meq/kgw
Ca 57.72 mg/kgw
-water 1 # kg

END

TITLE Simulation 3. Especiación del Pozo 58, Z1

SOLUTION 3 Pozo 58, Zona 1

temp 20.6
pH 6.83
pe 4
redox pe
units mmol/kgw
density 1
Alkalinity 14.16 meq/kgw
Ca 64.13 mg/kgw
-water 1 # kg

END

TITLE Simulation 4. Modelación inversa de agua de la zona norte y agua residual

INVERSE_MODELING 1 Pozo 58, como producto de ZN y C1

-solutions 1 2 3
-uncertainty 0.01 0.01 0.01
-phases
Calcite dissolution
Calcite precipitation
CO2(g) dissolution
CO2(g) precipitation
-balances
Ca -0.01 -0.01 -0.01
C -0.01 -0.01 -0.01
-range 1000
-tolerance 1e-010
-force_solutions true true true
-mineral_water true

End

Anexo No. 12

Archivo de entrada utilizado por PHREEQC para el modelación de la cinética de la precipitación de la calcita y valores de apertura de 0.4 y 2.6 mm, a partir de la mezcla del Pozo 17 de la Zona Norte 1 y el punto C1, (0.6 de pozo 17 y 0.4 de C1) .

TITLE Simulation 1. Mezcla de 0.6 del pozo 17 y 0.4 de C1, y cinética de 3000 s, (50 m). Dos casos de delta

SOLUTION 1 POZO 17, TECAMACHALCO, PUEBLA.

```

temp      20.5
pH        7.1
pe        4
units     mmol/kgw
redox     pe
density   1
Alkalinity 19.76 meq/kgw
Ca        149.1 mg/kgw
Mg        37.94 mg/kgw
Na        30.82 mg/kgw
K         10.17 mg/kgw
Cl        48.93 mg/kgw
S(6)     41.31 mg/kgw
N(5)     0.4 mg/kgw
Li        0.5 mg/kgw
P         0.33 mg/kgw
B         0.75 mg/kgw
Fe(+3)   0.8065 mg/kgw
Cu(+2)   0.06 mg/kgw
Mn(+3)   0.0261 mg/kgw
Zn        0.0551 mg/kgw
Pb        0.1026 mg/kgw
Cd        0.0056 mg/kgw
N(3)     0 mg/kgw
Ni        0.0637 mg/kgw
  -isotope 180 -9.98
  -isotope 2H -69.83
  -water   1 # kg
End

```

TITLE Simulation 2.

Solution 2 C1 - Ahuatepec, estado redox

```

temp      15.62
pH        9.6
pe        4
redox     N(3)/N(5)
units     mmol/kgw
density   1
Alkalinity 4.32 meq/kgw
Ca        57.72 mg/kgw
Mg        25.29 mg/kgw
Na        49.91 mg/kgw
K         10.95 mg/kgw
Cl        32.98 mg/kgw
S(6)     60 mg/kgw
N(3)     2.7 mg/kgw
N(5)     0.1 mg/kgw
Li        0.63 mg/kgw

```

```

P          0.15 mg/kgw
B          0.38 mg/kgw
Fe         0.3 mg/kgw
Cu         0.9 mg/kgw
Mn         0.21 mg/kgw
Zn         1.1 mg/kgw
Pb         0.1 mg/kgw
Cd         0.0085 mg/kgw
Ni         0.12 mg/kgw
As         0.055 mg/kgw
Cr         0.06 mg/kgw
-isotope  180      -8.8
-isotope  2H       -66
-water    1        # kg

```

End

TITLE Simulation 3. TITLE Mezcla 1.

MIX

1 0.6

2 0.4

SAVE solution 5

END

USE solution 5

KINETICS 1 Precipitación de calcita en el acuífero, delta= 0.4 mm

Calcite

-formula CaCO3 1

-m 4e-005

-m0 4e-005

-parms 25000 0.3

-tol 1e-007

-steps 0 100 200 400 800 1000 1500 3000

-runge_kutta 1e-5

RATES

Calcite

-start

1 rem M = current number of moles of calcite

2 rem M0 = number of moles of calcite initially present

3 rem PARM(1) = A/V, cm²/L

4 rem PARM(2) = exponent for M/M0

10 si_cc = SI("Calcite")

20 if (M <= 0 and si_cc < 0) then goto 200

30 k1 = 10 ^(0.198 - 444.0 / TK)

40 k2 = 10 ^(2.84 - 2177.0 / TK)

50 if TC <= 25 then k3 = 10 ^(-5.86 - 317.0 / TK)

60 if TC > 25 then k3 = 10 ^(-1.1 - 1737.0 / TK)

70 t = 1

80 if M0 > 0 then t = M / M0

90 if t = 0 then t = 1

100 area = PARM(1) * (t)^{PARM(2)}

110 rf = k1*ACT("H+") + k2*ACT("CO2") + k3*ACT("H2O")

120 rem 1e-3 converts mmol to mol

130 rate = area * 1e-3 * rf * (1 - 10^(2/3*si_cc))

140 moles = rate * TIME

200 SAVE moles

-end

END

```
USE solution 5
KINETICS 1 Precipitación de calcita en el acuífero, delta= 2.6 mm
Calcite
  -formula CaCO3 1
  -m        4e-005
  -m0       4e-005
  -parms    3846 0.3
  -tol      1e-007
-steps      0 100 200 400 800 1000 1500 3000
-runge_kutta 1e-5
End
```