



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

### ACUÍFEROS SEMICONFINADOS Y SU MODELACIÓN: APLICACIONES AL ACUÍFERO DE LA ZONA METROPOLITANA DE LA CIUDAD DE MÉXICO

## T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

ESTHER LEYVA SUÁREZ

JURADO EXAMINADOR

- 1) DRA. GRACIELA HERRERA ZAMARRÓN
- 2) DR. ISMAEL HERRERA REVILLA
- 3) DR. RAMIRO RODRÍGUEZ CASTILLO
- 4) DR. JOEL CARRILLO RIVERA
- 5) DR. OSCAR ESCOLERO FUENTES



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.



## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Ciudad Universitaria

Deleg. Coyoacán

CP. 04510 México, D.F.

Of. No. PCT/ELFM/1434/08

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis  
y asignación de jurado para examen de grado.

### **ESTHER LEYVA SUÁREZ**

Estudiante de Maestría

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 25 de noviembre del año en curso, aprobó el tema de tesis titulado *Acuíferos semiconfinados y su modelación: Aplicaciones al acuífero de la zona metropolitana de la Ciudad de México*. Así mismo ratificó a la Dra. Graciela Herrera Zamarrón, como asesora del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Ismael Herrera Revilla	Presidente
Dr. Ramiro Rodríguez Castillo	Vocal
Dra. Graciela Herrera Zamarrón	Secretario
Dr. Joel Carrillo Rivera	Suplente
Dr. Oscar Escolero Fuentes	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,  
**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**  
Ciudad Universitaria, a 26 de noviembre de 2008.  
**COORDINADORA DEL PROGRAMA**

  
**DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ**

ELFM'achg

## Dedicatoria

A mis padres ***Irene Suárez Medina*** y ***Miguel Ángel Leyva Guzmán***, por ser mi mayor motivación a seguir adelante, por todo el cariño y apoyo que me brindan día a día.

A mis hermanos *Verónica, Claudia, Martha Monserrat, Miguel Ángel, Adriana y Alejandra Gabriela*, que me han brindado su cariño y apoyo incondicional.

A mis sobrinos *Karen Berenice, José Alberto, Eunice Lissete, Diana, Erik, Viridiana Nallely y Luis Ángel*, que me brindan su cariño.

Y a Dios, por dejarme vivir ésta bella experiencia a lado de mis seres queridos

## **Agradecimientos**

A CONACYT por la beca otorgada para realizar mis estudios de Maestría. A la Dra. Graciela Herrera Zamarrón directora de tesis, por compartir conmigo su sabiduría y brindarme su apoyo durante la realización de este trabajo.

A mis sinodales, los doctores Ismael Herrera Revilla, Ramiro Rodríguez Castillo, Oscar Escolero Fuentes y Joel Carrillo Rivera, quienes con sus valiosas observaciones y aportaciones me ayudaron a comprender y a enriquecer el presente trabajo.

A Sandra Luz Morales, Araceli Chaman y Laura Mendoza, por su valiosa ayuda en los trámites necesarios para concluir este trabajo, y brindarme su amistad.

A las personas que me brindaron su amistad y me han apoyado moralmente e impulsado a seguir adelante: Carmen Barzanalla, Aixa Rivera, Conrado Montealegre, Alberto Rosas, Arturo Reyes, Miguel Ángel Cruz, Silvestre Ruíz, así como a todas las demás personas que he conocido a lo largo de estancia en el Posgrado en Ciencias de la Tierra.

A mis amigos que me han apoyado incondicionalmente a seguir adelante: Alejandra Berenice Mayo Vera, Iván Vladimir Villagrana Macías, Carlos Gabriel Avendaño López, Sergio Rodríguez del Castillo.

A la Coordinación del Posgrado de la UNAM por el apoyo recibido para imprimir esta tesis.

## INDICE

Resumen	vi
1. Introducción	1
1.1 Objetivo y metas	3
1.2 Localización	4
1.3 Estudios previos	8
1.3.1 Estudios geológicos	8
1.3.2 Estudios geofísicos	10
1.3.3 Estudios hidrogeológicos	12
1.3.4 Estudios geoquímicos	19
1.3.5 Estudios isotópicos	23
2. Hidrogeología	26
2.1 Conceptos básicos	26
2.1.1 Acuífero	26
2.1.2 Acuicludo, acuitardo y acuífugo	27
2.2 Clasificación de acuíferos	29
2.2.1 Características litológicas	29
2.2.2 Tipo de porosidad	30
2.2.3 Presión hidrostática	31
2.3 Sistemas de flujo	33
3. Sistema Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México	38
3.1 Clima	38
3.2 Referente Geológico	39
3.2.1 Marco geológico Regional	40
3.2.2 Geología del subsuelo	42
3.3 Hidrogeología	44
3.3.1 Análisis de la piezometría y direcciones de flujo	45
3.3.2 Unidades hidrogeológicas	52
3.4 Modelo conceptual	54

4. Modelación Matemática y Computacional de Acuíferos Semiconfinados	59
4.1 Modelación matemática	59
4.1.1 Flujo de fluidos en medios porosos	60
4.2 Modelación matemática de flujo del agua en acuíferos	76
4.2.1 Acuíferos confinados	76
4.2.2 Acuíferos libres	81
4.2.3 Acuíferos semiconfinados	82
4.2.3.1 Flujo de acuitardos	82
4.2.3.2 Ecuaciones gobernantes	85
4.2.3.3 Estado estacionario	87
4.2.3.4 Teoría de los sistemas multicapas	88
4.3 Transporte de solutos en acuíferos	103
4.4 Modelación Computacional	110
4.4.1 Tipos de aplicaciones de los modelos	111
4.4.2 Protocolo de modelación	112
4.4.3 Opciones de códigos existentes	116
5. Modelación del Sistema Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México	117
5.1 Revisión de los modelos existentes	117
5.2 Análisis de los modelos existentes	131
6. Conclusiones	146
Apéndice 1 Revisión de códigos existentes para la modelación de flujo y transporte en acuíferos	151
Referencias	208

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
1.1	Región XIII “Valle de México” constituida por dos subcuencas.	5
1.2	Región Hidrológica Administrativa XIII “Valle de México” constituida por dos subcuencas.	6
1.3	Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (modificada del Diario Oficial, 2003).	7
2.1	Modelo conceptual de un acuicludo.	27
2.2	Modelo conceptual de un acuitardo.	28
2.3	Modelo conceptual de un acuífugo.	28
2.4	Modelo conceptual de una unidad acuífera confinada.	31
2.5	Modelo conceptual de una unidad acuífera libre.	32
2.6	Modelo conceptual de una unidad acuífera semiconfinada.	33
2.7	Sistemas de flujo. Efectos y manifestaciones del flujo gobernado por gravedad en una cuenca regional (Tóth, 1999; figura modificada de Peñuela–Arévalo, 2007).	37
3.1	Límites del Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México.	38
3.2	Ubicación del Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México en el Cinturón Volcánico Mexicano (modificada de Aguirre-Díaz, 1998).	40
3.3	Isométrico geológico-hidrológico del Valle de México (tomada de Lesser y Asociados S.A. de C.V., 2000).	43
3.4	Correlación estratigráfica (modificada del CIGSA, 2000).	44
3.5	Profundidad del NE en distintos años (modificada de Herrera–Zamarrón et al., 2005).	46
3.6	Elevación del NE para diferentes años (modificadas de Herrera – Zamarrón et al., 2005).	49
3.7	Tipo de acuífero en diferentes años (modificadas de Herrera–Zamarrón et al., 2005).	51
3.8	Unidades geohidrológicas del Valle de México (tomada y redibujada de Lesser y Asociados S.A. de C.V., 2000).	52



3.9	Localización y distribución de unidades hidrogeológicas (modificada de Ortega y Farvolden, 1989).	53
3.10	Secciones hidrogeológicas (modificada de Ortega y Farvolden, 1989).	53
3.11	Características hidráulicas en pozos profundos en la Cuenca del Valle de México (modificada de CIGSA, 2000).	54
4.1	Acuífero confinado (modificada de Cheng, 2000).	78
4.2	Dos problemas de valor de frontera para el flujo del acuitardo (modificada de Cheng, 2000).	85
4.3	Sistema acuífero semiconfinado (modificada de Cheng, 2000).	86
4.4	Esquema del sistema acuífero–acuitardo multicapa (modificada de Cheng, 2000).	89
4.5	Solución de la malla para el sistema acuífero multicapa de Herrera (modificada de Cheng, 2000).	99
4.6	Solución de la malla para el sistema acuífero multicapa de Neuman–Witherspoon (modificada de Cheng, 2000).	99
4.7	Solución de la malla del método de elemento de frontera (modificada de Cheng, 2000).	102
4.8	Protocolo para la aplicación de un modelo (modificado de Anderson y Woessner, 1992).	115

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
1.1	Delegaciones y Municipios que constituyen el AZMCM.	2
1.2	Poligonal del AZMCM (tomado de CONAGUA, 2002).	6
3.1	Región Hidrológica Administrativa XIII “Aguas del Valle de México” (Diario Oficial de la Federación, 2003).	42
5.1	Tipo de modelo.	132
5.2	Acuíferos que se modelan, dimensiones y tipo de modelo.	133
5.3	Modelo conceptual de los doce estudios de AZMCM	137
5.4	Parámetros y calibración que utilizaron para los modelos de flujo y transporte.	136
5.5	Parámetros de los modelos de flujo y transporte. S–coeficiente de almacenamiento, T–transmisividad, K–conductividad hidráulica, Ss–coeficiente de almacenamiento específico, *** sin información.	144
5.6	Calibración de los modelos de flujo y transporte. *** sin información	145

## RESUMEN

El Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (AZMCM) se encuentra en la Región Hidrológica Administrativa XIII de la CONAGUA, ubicada en el Sur Poniente de la subcuenca del Valle de México, que se localiza en la parte Central-Este del Cinturón Volcánico Mexicano entre los paralelos 19°00' y 20°35' de latitud Norte y 98°11' y 99°40' de longitud Oeste.

El AZMCM se encuentra limitado por elevaciones topográficas de origen volcánico: Sierra de Guadalupe al Norte, Sierra de las Cruces al Poniente, Sierra Chichinautzin al sur, el volcán Ajusco al Suroeste y Sierra Nevada al Oriente. El Sistema AZMCM puede ser de tipo semiconfinado, confinado o libre, dependiendo de la zona.

Se pudo describir un modelo conceptual del AZMCM en base a la correlación de las columnas litoestratigráficas de tres pozos, en donde se correlacionaron las unidades de acuerdo a sus características hidráulicas y a los estudios de modelación matemática revisados en éste trabajo. En el cuál se da como un sistema de dos acuitardos y dos acuíferos (acuitardo superior, acuífero principal, acuitardo inferior y acuífero inferior). Siendo la Sierra Chichinautzin la zona de recarga más importante del acuífero debido a la alta permeabilidad de las rocas, con un nivel freático muy profundo, aunque las otras Sierras que rodean al AZMCM (Sierra de Guadalupe, Sierra Nevada y Sierra de Las Cruces) también son zonas de recarga, pero de menor importancia.

Se presenta el desarrollo matemático de las ecuaciones de flujo y transporte en medios porosos realizado por diversos autores, así como en acuíferos confinados, libres y semiconfinados, que son utilizados para realizar la modelación de dichos acuíferos.

Existen tres tipos básicos de modelos que han sido utilizados en la geohidrología (físicos, analógicos y matemáticos), siendo los modelos matemáticos o digitales más utilizados en la actualidad, que utilizan métodos numéricos para resolver la ecuación diferencial del movimiento del agua

subterránea, teniendo como ventaja éstos modelos su flexibilidad, dado que un mismo programa de computación puede servir para una gran cantidad de modelos de diferentes sistemas de acuíferos. En la actualidad los programas (software) están disponibles comercialmente.

Se revisaron doce estudios de modelos existentes del Sistema AZMCM correspondientes a los años 1979 a 2006, y para facilitar su análisis se desglosaron diferentes aspectos de los modelos, como son: 1) clasificación de los modelos en función de sus objetivos, 2) acuíferos que se modelan, así como las dimensiones del modelo y si se modela flujo o transporte, 3) comparación del modelo conceptual utilizado para desarrollar cada uno de los modelos numéricos, 4) presentación de los detalles del modelo numérico, 5) parámetros considerados en el modelo y la calibración del mismo, 6) revisión del método utilizado para la modelación de acuitardo superior.

Hay que tomar en cuenta algunos aspectos para poder llevar a cabo la modelación del AZMCM, como: la recarga al acuífero no es inmediata, con el tiempo el AZMCM ha ido cambiando de acuífero semiconfinado a libre, la conductividad hidráulica de las arcillas ha ido cambiando debido a su compactación, se recomienda hacer una evaluación de este cambio en el aporte de agua de las arcillas al acuífero.

## **1. Introducción**

En la actualidad ha tomado gran importancia el estudio del agua subterránea, por ser un recurso vital para la vida. Por ello este trabajo de tesis de maestría se estudia la modelación del flujo del agua subterránea, ya que constituye una herramienta para la gestión del recurso. En particular el tema de esta tesis es la modelación de acuíferos semiconfinados, de los cuales existen un gran número en nuestro país. Como un ejemplo de gran importancia de este tipo de acuíferos está el Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (AZMCM), y en este trabajo de tesis se hace una evaluación del estado actual de su modelación.

Una Zona Metropolitana se define como el conjunto de dos o más municipios donde se localiza una ciudad de 50 mil o más habitantes, cuya área urbana, funciones y actividades rebasan el límite del municipio que originalmente la contenía, incorporando como parte de sí misma o de su área de influencia directa a municipios vecinos, predominantemente urbanos, con los que mantiene un alto grado de integración socioeconómica (SEMARNAT, 2008).

La Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM) es una ciudad altamente concentradora del desarrollo económico y social del país, en la que según el censo de población del 2002 vivían casi 18 millones de habitantes, correspondientes al 30% de la población urbana nacional. Esta megaciudad concentraba el 20.58% de la Población Económicamente Activa (PEA) nacional (INEGI, 2002) y contribuía con el 21.52% del Producto Interno Bruto (PIB) nacional (INEGI, 2004).

Por otro lado, la ZMCM genera alrededor de una quinta parte del total nacional de emisiones de contaminantes y el 26% en cuanto a desechos; extracción incosteable o casi agotamiento de acuíferos; reducción de las áreas boscosas cercanas debido a la expansión del mercado inmobiliario; descargas de aguas negras y efluentes industriales con mínimo o ningún tratamiento, incidiendo significativamente en la salud humana y el acceso cada vez más difícil a agua potable.

La recarga media anual del AZMCM en 2003 era de 279 millones de m<sup>3</sup>/año, el volumen concesionado de agua subterránea era de 1,248.582526 millones de m<sup>3</sup>/año, el volumen de extracción consignado en estudios técnicos era de 507.4 millones de m<sup>3</sup>/año (DIARIO OFICIAL, 2003).

El AZMCM considera 13 Delegaciones del Distrito Federal y siete Municipios del Estado de México (Tabla 1); la población fue obtenida de INEGI.

Estado	Delegación o Municipio	Población 2005
DF	Coyoacan	628,063
	Tlalpan	607,545
	Xochimilco	404,458
	Alvaro Obregón	706,567
	Benito Juárez	355,017
	La Magdalena Contreras	228,927
	Azcapotzalco	425,298
	Cuajimalpa de Morelos	173,625
	Cuauhtémoc	521,348
	Gustavo A. Madero	1'193,161
	Iztacalco	395,025
	Miguel Hidalgo	353,534
	Venustiano Carranza	447,459
Estado de México	Atizapán de Zaragoza	472,526
	Huixquilucan	224,042
	Jilotzingo	13,825
	Lerma	105,578
	Naucalpan de Juárez	821,442
	Tlanepantla de Baz	683,808
	Xonacatlán	45,274

Tabla 1.1 Delegaciones y Municipios que constituyen el AZMCM.

La Delegación Gustavo A. Madero y el Municipio Naucalpan de Juárez son los que reportan mayor índice de habitantes (Tabla 1, columna de población) en el Distrito Federal y Estado de México respectivamente.

## 1.1 Objetivo y metas

El objetivo general de éste trabajo es desarrollar un estudio monográfico sobre la modelación de acuíferos con énfasis en acuíferos semiconfinados, y una evaluación del estado actual de la modelación del flujo y transporte en el Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (AZMCM).

Consideramos que todo lo anterior además de su utilidad para el tratamiento de los problemas de dicha Zona Metropolitana puede servir de base para la continuación de trabajos sobre el tema. En particular esperamos que esta tesis sea de utilidad para los estudiantes del Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Las metas que se proponen alcanzar durante éste trabajo son:

- Reunir un estado actual del conocimiento y técnicas que se utilizan en la modelación del flujo y transporte en acuíferos, con énfasis en acuíferos semiconfinados.
- Revisar los programas de computación disponibles para su aplicación a casos de estudio.
- Recopilar información existente del AZMCM.
- Revisar los modelos conceptuales de la dinámica del flujo en el AZMCM que se han reportado en la literatura.
- Revisar y evaluar los modelos existentes de flujo y transporte en el AZMCM, en especial la forma en la que se ha modelado el flujo en el acuitardo superior y su relación con el acuífero principal.

En este primer capítulo se da una introducción del área de estudio (AZMCM), la localización y los estudios previos que han realizado en ésta área.

En el capítulo 2 se dan las definiciones de algunos conceptos básicos de la hidrogeología, explicando desde el punto de vista geológico lo que es un acuífero, como de las formaciones que lo sobreyacen y/o subyacen (acuitardo, acuífugo, acuícludo). Dando también la clasificación de los acuíferos dependiendo las características litológicas, tipo de porosidad que tienen las rocas o la presión hidrostática del agua en el acuífero, así como los sistemas de flujo existentes.

En el capítulo 3 se describen las características climáticas, geológicas e hidrogeológicas del AZMCM que ayudan mucho para poder realizar un modelo conceptual del área y desarrollar estudios del flujo y calidad del agua subterránea mediante modelos numéricos.

En el capítulo 4 se describen las ecuaciones de flujo y transporte de manera general (un medio poroso) y concretamente para acuíferos confinados, libres y semiconfinados, dándole mayor importancia a éste último. También se muestran los pasos del protocolo para la modelación numérica y se mencionan las opciones del código existente para modelar el flujo, transporte de agua subterránea o ambos.

En el capítulo 5 se revisaron y analizaron algunos de los modelos existentes del AZMCM, para poder hacer la evaluación del estado actual del modelo.

El capítulo 6 se dan las conclusiones a las que se llegaron después de evaluar el estado actual de los modelos revisados.

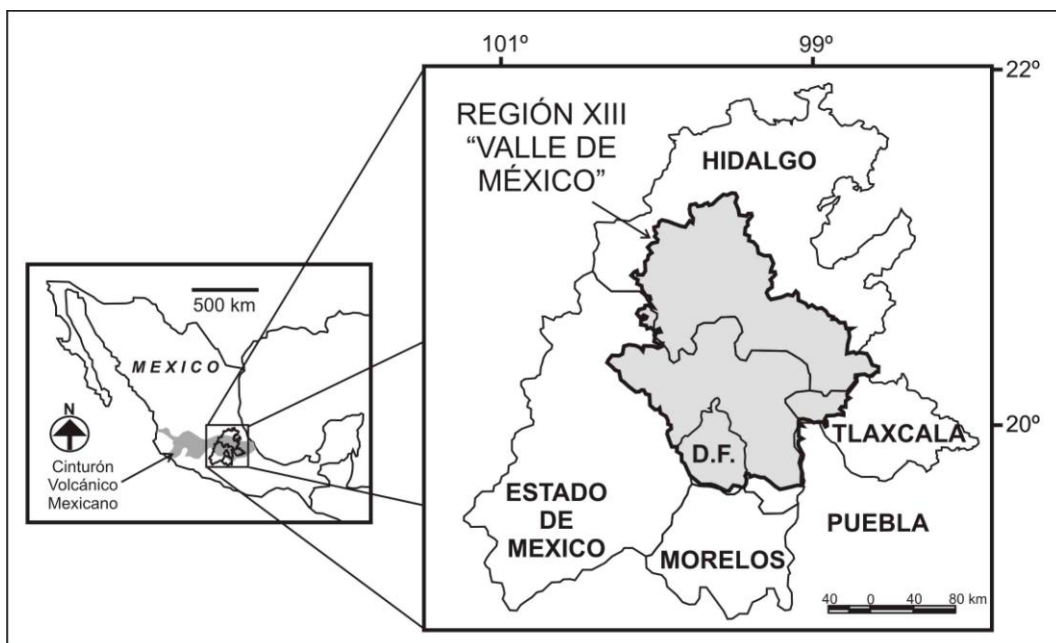
## **1.2 Localización**

El AZMCM se encuentra en la Región Hidrológica Administrativa XIII de la Comisión Nacional del Agua (antes CNA, actualmente CONAGUA) de la que se encarga el Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México (antes Gerencia Regional Aguas del Valle de México y Sistema Cutzamala).



La Región Hidrológica Administrativa XIII se localiza en la parte Central–Este del Cinturón Volcánico Mexicano entre los paralelos 19°00' y 20°35' de latitud Norte y 98°11' y 99°40' de longitud Oeste (Birkle et al., 1998; Gutiérrez et al., 2005; SEMARNAP, 1996; figura 1.1).

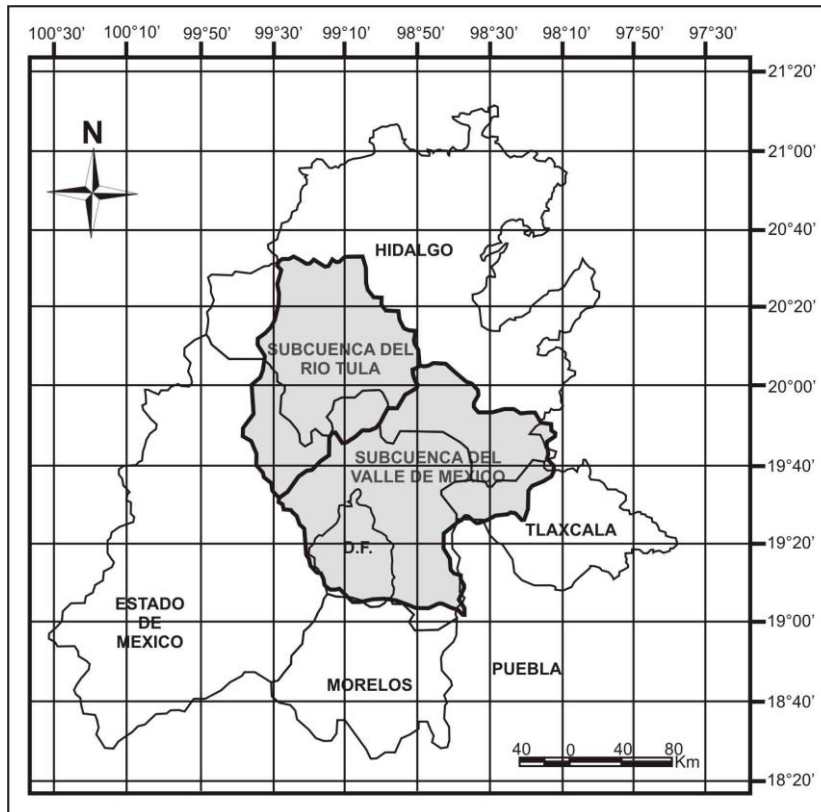
El fondo de la Cuenca es una planicie lacustre de 1,431 km<sup>2</sup>, a una altitud que varía entre 2,230 y 2,240 msnm (CONAGUA, 2002). Se ubica en la Cuenca alta del Río Pánuco, y está formada por dos subcuencas, Valle de México y Río Tula (CONAGUA, 2002; figura 1.2).



**Figura 1.1** Localización de la Región Hidrológica Administrativa XIII "Valle de México".

El AZMCM (figura 1.3) se encuentra ubicado en el Sur Poniente de la subcuenca del Valle de México y ocupa el 17% de la superficie de la Cuenca endorreica alta del Río Panuco.

En la tabla 1.2 se encuentra enmarcado este acuífero dentro de la poligonal.



**Figura 1.2** Región Hidrológica Administrativa XIII “Valle de México” constituida por dos subcuencas.

Vértice	Longitud Oeste	Latitud Norte	Observaciones
1	99°16'44.8"	19°07'51.6"	Del 1 al 2 por el límite estatal
2	99°20'31.2"	19°14'49.2"	
3	99°23'13.2"	19°18'07.2"	
4	99°23'52.8"	19°22'51.6"	
5	99°23'09.6"	19°23'31.2"	
6	99°19'15.6"	19°28'04.8"	
7	99°16'08.4"	19°34'15.6"	
8	99°08'06.0"	19°34'55.2"	Del 8 al 9 por el límite estatal
9	99°07'01.2"	19°35'16.8"	
10	98°59'06.0"	19°34'12.0"	
11	98°59'49.2"	19°31'51.6"	
12	98°59'42.0"	19°27'21.6"	
13	99°01'51.6"	19°26'06.0"	
14	99°03'58.8"	19°24'07.2"	

**Tabla 1.2** Poligonal del AZMCM (tomado de CONAGUA, 2002).

Vértice	Longitud Oeste	Latitud Norte	Observaciones
15	99°01'26.4"	19°23'27.6"	
16	98°58'15.6"	19°21'57.6"	
17	98°56'34.8"	19°19'12.0"	
18	98°55'22.8"	19°18'28.8"	
19	98°58'08.4"	19°17'24.0"	Del 19 al 20 por el límite estatal
20	98°58'19.2"	19°04'48.0"	Del 20 al 1 por el límite estatal
1	99°16'44.4"	19°07'51.6"	

Continuación de la Tabla 1.2 Poligonal del AZMCM (tomado de CONAGUA, 2002).

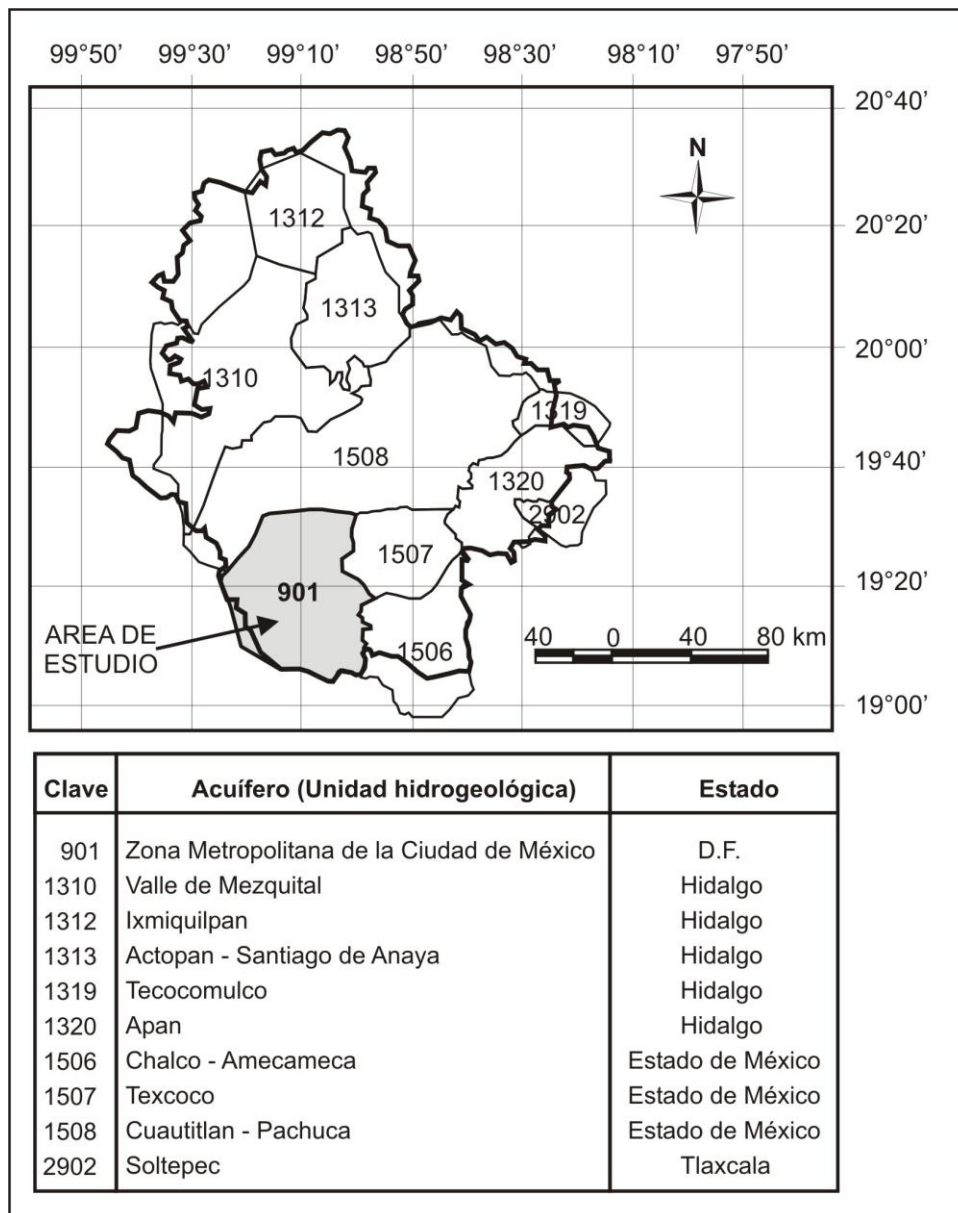


Figura 1.3 Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (modificada del Diario Oficial, 2003).

Es importante hacer notar que aunque en la nomenclatura de “Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México” publicada por CONAGUA (2002) se menciona un solo acuífero y no la existencia de un sistema que incluye a varios acuíferos en la misma ubicación, en los estudios que se presentan a continuación sí lo hacen. En la tesis, cuando se refiere al Acuífero Semiconfinado de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (AZMCM), se incluyen al acuífero principal y al acuitardo superior.

### **1.3 Estudios previos**

La subcuenca del Valle de México (antes conocida como Cuenca de México ó Cuenca de la Ciudad de México) ha sido ampliamente estudiada, se han realizado estudios geológicos, paleoambientales, geofísicos, hidrogeológicos, geoquímicos, isotópicos, modelación numérica entre otros.

#### **1.3.1 Estudios geológicos**

Una de las últimas actualizaciones de la geología de la Cuenca de México fue realizada por Vázquez–Sánchez y Jaimes–Palomera (1989), basándose en el análisis estratigráfico, estructural y petroquímico, desde el Cretácico. Los resultados indicaron que del Aptiano al Turoniano Tardío prevaleció la sedimentación calcárea, posteriormente cambió al tipo flysch entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano. Las secuencias cretácicas fueron plegadas del Maestrichtiano al Eoceno Temprano como consecuencia de la Orogenia Laramide. En el Eoceno Tardío–Oligoceno Temprano ocurrió un fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho contemporáneo con sedimentación continental tipo molasa y con efusiones fisurales basálticas alcalinas. Los eventos volcánicos que se asocian genéticamente con el Arco Volcánico Transmexicano y con fallas normales del Plio–Cuaternario orientadas preferentemente Oeste–Este, están representados por rocas del Mioceno Medio Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío, Plio–Cuaternario y Cuaternario. El régimen endorreico de la Cuenca de México y la consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno–Holoceno se

originaron como consecuencia del intenso volcanismo que edificó la Sierra Chichinautzin.

Lozano–García (1989) realizó el *Estudio de palinología (estudio de polen y esporas) y paleoambientes de la Cuenca de México*, analizando el contenido palinológico en un sondeo de 80 m del ex–lago de Texcoco estableciendo una palinoestratigrafía a través del análisis paleoecológico y paleoclimático. Las arcillas lacustres de éste sondeo (basándose en la correlación litoestratigráfica y la tasa de depositación) mostraron una tendencia climática a la aridez desde final del Pleistoceno Medio hasta el Pleistoceno Superior. Concluyendo desde un punto de vista limnológico, las evidencias mostraron la existencia de un lago extenso de agua dulce durante el final del Pleistoceno Medio que paulatinamente se fue transformando (con fluctuaciones) en un lago salobre durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. Así mostrando una historia compleja y cambiante de la Cuenca, en la que se mezclaron factores climáticos junto con factores geológicos, los cuales afectaron la estabilización de suelos, la erosión y el drenaje de ésta.

Los estudios paleoambientales realizados por Caballero et al. (1999) documentaron la evolución de los lagos en las partes central y meridional de la Cuenca de México (Texcoco y Chalco) desde el Pleistoceno Tardío al Holoceno. Realizaron dos perforaciones en paralelo al SE del lago Tecocomulco, y analizaron las propiedades magnéticas, granulometría, estratigrafía, análisis de diatomeas y polen de los sedimentos, los cuales indicaron la historia del Lago de Tecocomulco, que se podía dividir en varias capas siguiendo las unidades litológicas.

*El mapa geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: Unidades morfogénicas a escala 1:100,000* fue realizado por Tapia–Varela y López–Blanco (2002), donde delimitaron las unidades morfogénicas bajo el criterio principal de homogeneidad espacial relativa y su caracterización en cuatro aspectos fundamentales del relieve, como el origen (general y específico), tipo de relieve, edades (de rocas, estructuras y formas) y geometría del relieve por clases; mediante fotointerpretación de fotografías aéreas a

escala 1:75,000 y los trazos se transfirieron a un medio cartográfico a partir de los mapas estereoscópicos de relieve sombreado generados en el SIG. Este trabajo podría ser una base de referencia de unidades cartográficas, para la realización futura de diversas investigaciones relacionadas con la evaluación de los peligros generados por procesos geomorfológicos que pudiesen ocasionar desastres naturales como inundaciones, procesos gravitacionales, etc., asimismo para el planteamiento de propuestas de recuperación ambiental en las áreas degradadas de esa porción de la Cuenca de México.

La estructura geológica y el flujo de agua subterránea en la subcuenca de Pachuca–Zumpango, parte Central de México fue realizado por Huizar et al. (2003), que interpretaron como una serie de estructuras de fosa tectónica limitado por fallas normales, además, el relleno de la fosa tectónica fue una secuencia de material aluvial, piroclástico y flujos de lava, de aproximadamente 2000 m, y un acuífero superior constituido por flujos de lava y material clástico del Cuaternario–Terciario, que fue utilizado para la obtención de agua y abastecimiento municipal. Por medio del comportamiento observado en el nivel del agua en piezómetros y perforaciones en diferentes partes de la subcuenca confirmaron que Zumpango es una zona de descarga. Varios sistemas de flujo (local, intermedio y regional) fueron implicados, en los cuales los flujos locales han disminuido las corrientes de abstracción. La abstracción ha producido una respuesta semiconfinada que se demostró por hundimientos en el centro de la llanura (Zumpango–Ecatepec).

### **1.3.2 Estudios geofísicos**

*El estudio geoeléctrico del sistema acuífero de la Cuenca de México lo realizaron Rodríguez y Ochoa (1989), y caracterizaron doce unidades geológicas relacionadas con el acuífero, a través de un macropperfil geoeléctrico W–E integrado por 70 sondeos eléctricos verticales SEV's, con distancias electrónicas AB=1.2, 1.6 y 2.0 km, distribuidos en la parte central–norte de la Cuenca.*

Según Campos et al. (1997) al realizar el estudio de la estructura del subsuelo de la subcuenca de Chalco (ciudad de México) inferido por datos geofísicos y de acuerdo con la topografía obtuvieron el basamento y una estructura con orientación NE–SW la cual separa a la subcuenca en dos porciones, la porción occidental es simétrica y más profunda que la porción oriental; además que existe un graben con orientación E–W en la parte occidental, que posiblemente podría haber flujo de fluido a profundidad en dirección E–W. Los modelos de gravedad dan la interfaz: (1) entre sedimentos lacustres (acuitardo) y el acuífero granular y (2) entre el acuífero granular y el contenedor basáltico. La frontera de resistividad de la zona de contacto entre agua salina y agua dulce en el acuitardo y el acuífero semiconfinado respectivamente, se correlacionan con la existencia de un flujo vertical de fluidos salinos del acuitardo al acuífero. La estimación de la volumen de los líquidos contenidos en el acuífero granular son entre 2 y 5 km<sup>3</sup>.

Los estudios (gravimetría, magnetometría, resistividad de corriente directa, VLF, mapeo geológico detallado y análisis de lineamientos regionales) realizados por Campos et al. (2003) sugieren que la subcuenca de Tecocomulco podría tener una estructura de tipo medio-gaben (bloques regionales inclinados hacia el NW), donde la subcuenca se estrecha hacia el SW, y las fallas que la delimitan tienen la misma tendencia (NE–SW) como la alineación de conos de ceniza y los rasgos que delimitan la cuenca para el N–NW y S–SE.

Carreón et al. (2003) realizaron un análisis comparativo de perfiles de GPR (Ground Penetrating Radar) basado en el análisis puntual detallado de propiedades mecánicas y físicas, lo que permitió extrapolar las variaciones lateral y vertical de la secuencia lacustre cerca de la estratigrafía de la cuenca de Chalco. Con la antena de 300 MHz se obtuvo la mejor definición en la estratigrafía y estructura, mientras que el tamaño de grano y las variaciones físicas se registraron mejor utilizando la antena de 900 MHz. Por otra parte, las discontinuidades laterales de los reflectores y sus desplazamientos verticales permitieron identificar las zonas de fractura y deformación diferencial dentro de la secuencia.

### 1.3.3 Estudios hidrogeológicos

El estudio *Groundwater flow and solute transport in the industrial well fields of the Texcoco saline aquifer system near Mexico city*, realizado por Rudolph et al. (1989) investigaron el comportamiento hidráulico del sistema acuífero salino de Texcoco, cerca de la Ciudad de México, mediante la evaluación de los datos históricos, estudios de campo y análisis numérico del flujo subterráneo y el transporte de solutos dentro de un gran campo de pozos de donde se extraen las aguas salobres para fines industriales. Realizaron un modelo de flujo y transporte, ambos calibrados con precisión de acuerdo con sus mediciones piezométricas de campo y los datos de distribución de concentraciones provenientes de los pozos explotados. En el análisis numérico más detallado del acuitardo indicó que la red de fracturas juega un papel muy importante en el transporte de constituyentes disueltos en el acuitardo. Concluyendo que los efectos de dilución en el acuitardo superficial para la infiltración de la precipitación debe ser estudiada más a detalle, además que los futuros estudios de modelización regional deben incorporar los efectos de la red de fracturas en el acuitardo superficial con el fin de representar más realista las condiciones físicas en el sistema acuífero de Texcoco.

*El estudio de los aspectos geohidrológicos de la Ciudad de México* fue realizado por Lesser I. et al. (1990), que de acuerdo a la constitución y funcionamiento del valle de México, lo dividieron en tres subsistemas de acuíferos: el granular de zona metropolitana de la ciudad que incluye la Formación Tarango de las lomas del poniente y los materiales granulares permeables del valle; el localizado en el área de Xochimilco–Tláhuac–Chalco, que incluye un paquete acuífero de basaltos y aluviones en su parte central, y de basaltos y piroclastos en las sierras de Santa Catarina y Chichinautzin; y el correspondiente al Lago de Texcoco. La sobre explotación de los acuíferos ha ocasionado la deshidratación y compactación de las arcillas que cubren el valle y el asentamiento o hundimiento del terreno, que en ocasiones alcanza hasta 50 cm anuales.



La recarga artificial del agua residual tratada al acuífero del valle de México fue realizado por la Dirección de Construcción y Operación Hidráulica–Secretaría General de Obras–DDF (actualmente llamada Sistema de Aguas de la Ciudad de México), Lesser y Asociados (1991), realizaron estudios geológicos y geohidrológicos del acuífero de la Ciudad en los cuales las características de dichos estudios permitieron la recarga utilizando las aguas residuales renovadas provenientes de plantas de tratamiento. Para el programa de recarga, encontraron 82 pozos como sitios posibles, donde el pozo San Luis 15 junto con otros tres pozos de monitoreo (cerca de éste) periódicamente fueron analizados y sacaron muestras. Realizaron experimentaciones a escalas para definir el grado de colmatación o taponamiento de los pozos durante la recarga, bajo diferentes gastos de inyección y en diferentes litologías.

*La evaluación preliminar del potencial de acuíferos profundos en la Cuenca del Valle de México* fue realizada por Birkle et al. (1995), partiendo del estudio litológico de los pozos profundos Roma–1, Mixhuca–1 y Texcoco–1, construyeron una sección hidrogeológica que corta la zona metropolitana en dirección oeste–noreste, pasando por el centro, seleccionaron zonas por sus características litológicas que pudieran presentar condiciones favorables para el almacenamiento de agua. La sobreexplotación de los pozos provocó el hundimiento promedio de un metro por año en los niveles piezométricos. Las profundidades para los acuíferos potenciales fueron de 320 a 1220 m en el oeste del Valle (pozo Roma–1), 380 m a 860 m en el centro de la Ciudad de México (pozo Mixhuca–1) y 500 m a 760 m en el este del Valle (pozo Texcoco–1); con espesores de 900 m, 480 m y 260 m respectivamente. Sugirieron nuevos sondeos profundos para la verificación de sus resultados propuestos.

Ramírez-Esquivel (1995) realizó el estudio titulado “*La variación tioraria de la carga hidráulica en el acuitardo lacustre del ex–lago de Chalco, Distrito Federal y Estado de México*”, donde analizó la relación entre el acuífero y el acuitardo de la Subcuenca de Chalco, ya que debido a las extracciones del agua en el acuífero existe una contribución de agua proveniente del acuitardo que se manifiesta en la consolidación de los sedimentos lacustres, así como la inversión del gradiente hidráulico. Realizó un análisis de las condiciones

hidráulicas de la Subcuenca de Chalco con 15 piezómetros electrónicos del tipo “Drive Point” conectados a un lector automatizado donde se registraron lecturas cada una o dos horas durante el periodo de 1992–1993. Con base en la medición determinó que el movimiento preferencial del agua subterránea es descendente.

*La distribución de la conductividad hidráulica en el acuitardo lacustre de la subcuenca de Chalco, Distrito Federal y Estado de México*, trabajo de tesis realizado por Vargas–Cabrerá (1995) donde realizó 136 pruebas piezométricas de recuperación, según el método Hvorslev, los resultados indicaron que la conductividad hidráulica de ésta unidad hidrogeológica disminuye a medida que aumenta la profundidad. En los primeros 20–25 m de sedimentos lacustres, la conductividad hidráulica tiene una media de  $6.6 \times 10^{-8}$  m/s, por lo general, es dos órdenes de magnitud mayor que los valores obtenidos en las arcillas que se encuentran a profundidades de 25 a 50 m, las que muestran una media de  $2.8 \times 10^{-10}$  m/s. Se asocian los valores altos de K, para los primeros 20 m de arcillas, a la presencia de fracturas, lo cual es consistente con los estudios de migración de solutos de la zona. Identificó que la conductividad hidráulica en las capas duras ubicadas a 20 y 50 m de profundidad, es de dos a tres órdenes de magnitud mayor que en las zonas predominantemente arcillosas.

*El Modelo conceptual hidrogeológico y características hidráulicas del acuífero en explotación en la parte meridional de la Cuenca de México*, trabajo de tesis realizado por Vázquez-Sánchez (1995), en el cual define el modelo conceptual hidrogeológico que consiste de un acuífero superior en explotación separado hidráulicamente de un acuífero inferior profundo, por un potente acuitardo inferior de 830 a 2600 m, y las características hidráulicas ( $K$ ,  $S_y$ ,  $S_c$ ) del acuífero en explotación. Evaluó las características hidráulicas de la información de pruebas de bombeo con la aplicación de los métodos estándar y con un modelo numérico de flujo de agua radial hacia un pozo. El rango de valores que obtuvo de la conductividad hidráulica obtenidos de pruebas de bombeo, con métodos estándar ( $8.6 \times 10^{-6} < K < 3.7 \times 10^{-5}$  m/s) y con el modelo numérico de flujo de agua hacia un pozo ( $1.7 \times 10^{-5} < K_h < 4.9 \times 10^{-5}$  m/s) estaban acorde con

la naturaleza de los medios porosos en el acuífero superior. La distribución espacial de los valores de rendimiento específico ( $0.06 < S_y < 0.17$ ) y coeficiente de almacenamiento ( $2.4 \times 10^{-4} < S_c < 2.1 \times 10^{-3}$ ), que obtuvo de la simulación numérica de pruebas de bombeo, también concuerda con el tipo de medio poroso y comportamiento hidráulico del acuífero superior.

De acuerdo al *balance de agua para el valle de la cuenca de México* que realizó Birkle et al. (1998) la precipitación anual media (1980–85) fue de 746 mm ( $226.7 \text{ m}^3/\text{s}$ ), además las principales áreas de recarga de la cuenca, en orden de importancia decreciente son: Sierra de las Cruces, Sierra Nevada y Sierra Chichinautzin que delimitan la cuenca de México. La sobreexplotación de los acuíferos se reflejó en el descenso medio anual de los niveles piezométricos en los acuíferos más superficiales, que fue 1 m por año.

El estudio del hundimiento del terreno en la Ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje fue realizado por Lesser y Cortés (1998), donde el Departamento del Distrito Federal, a través de su Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (antes DGCOH–DDF actualmente Sistema de Aguas de la Ciudad de México, SACM), desarrolló un plan maestro de drenaje de la ciudad, en el cuál realizaron un análisis histórico de la subsidencia del terreno y una simulación del comportamiento para los próximos años (DGCOH–DDF, 1994). Elaboraron secciones geológicas a lo largo de los ejes de los principales drenes, en los cuales se diferenció la capa de arcillas que sobreyace al acuífero, observándose que los hundimientos son proporcionales al espesor de éstas. La explotación del acuífero ha provocado el abatimiento del nivel piezométrico y eliminado la presión hidráulica que el acuífero ejercía hacia la base de las arcillas, modificando el tipo de acuífero, de confinado a libre. El hundimiento total acumulado de 1891 a 1994 alcanza máximos de poco más de 10 m en el centro de la ciudad y ligeramente mayores de 6 m en la zona sur del Distrito Federal. Además pronosticaron que el hundimiento al norte del kilómetro 18 en el año 2000 sería de 40 a 80 cm.

De acuerdo con el estudio de la Cuenca de México y área metropolitana realizado por González–Morán et al. (1999), las formaciones lacustres desempeñaron un papel importante en el proceso de fuga de los contaminantes en superficie, pues debido a la muy baja permeabilidad y a su espesor amplio (hasta 50 m en el área urbana) restringía el movimiento de la superficie terrestre hacia el acuífero profundo, por lo que observaron excelente calidad de agua en los pozos de la parte central de Santa Catarina en el pozo de campo (Cuenca de Chalco), donde se localiza un vertedero de basura y un proceso de alcantarillado de drenaje, ya que las capas de arcilla no permiten la filtración de contaminantes procedentes de estas fuentes. La vulnerabilidad del acuífero profundo aumenta hacia los márgenes de la Cuenca, porque en los límites están las zonas de transición y piedemonte, los cuales son altamente vulnerables. Algunas soluciones que dieron fue perforar pozos profundos en lugar de pozos superficiales para evitar la extracción directa de las capas de arcilla, así como reutilizar las aguas residuales en sistemas artificiales de recarga.

*La sinopsis piezométrica del Valle de México en el año 2000*, fue realizada por Lesser y Asociados (2000), para su estudio dividieron el área de trabajo en tres sistemas acuíferos denominados: Acuífero de la Ciudad de México, Acuífero Texcoco y Acuífero Chalco–Amecameca. Hacia la parte central del valle, el acuífero se encontraba semiconfinado, mientras que hacia la periferia, principalmente en el poniente del valle, se comportaba como acuífero libre. En 1985 el nivel del agua se encontraba a 5 y 20 m de profundidad en Texcoco y en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México respectivamente, mientras en el 2000 se encontraban a 40 y 45 m. Los resultados del balance indicaron que el drenado vertical de las arcillas que recarga al acuífero fue de  $1.78 \text{ m}^3/\text{s}$  para el acuífero de la Ciudad de México;  $2.46 \text{ m}^3/\text{s}$  para el acuífero Texcoco y;  $0.58 \text{ m}^3/\text{s}$  para Chalco. Calcularon la sobreexplotación que se encontraba sujeto cada acuífero, la cual resultó de 25%, 53% y 19%, para la Ciudad de México, Texcoco y Chalco respectivamente.

Morales et al. (2000) estudiaron la *dirección de flujo y la clasificación del agua subterránea en Monte Alegre y Sierra del Ajusco, México*, para ello realizaron

un análisis geológico estructural y geoquímico del agua, y encontraron que en Monte Alegre la dirección de flujo estaba determinada por las diaclasas con dirección dominante NW–SE. Concluyeron que el sistema de flujo es local debido a la escasa mineralización que mostraron los análisis químicos del agua. Detectaron contaminación por plomo posterior a la época de lluvias, y supusieron que su presencia era de carácter temporal, originada por el lavado de la atmósfera durante la precipitación.

*La evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, Estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México*, fue realizada por Huizar et al. (2001). El modelo hidrogeológico de Tecocomulco lo definieron por dos grabenes que tiene un relleno de sedimentos aluviales y lacustres con un espesor promedio de 600 m, seguido por rocas volcánicas de diferente composición con espesores de 500 a 1,500 m, finalizando con el basamento calcáreo. De acuerdo con la estructura geológica regional, la región de Tecocomulco la interpretan como un área de recarga hacia los acuíferos adyacentes de Sahagún y Apan. En el sistema hidrogeológico clasificaron un acuífero intergranular, uno fisurado y un acuitardo; donde los parámetros hidráulicos (transmisividad y conductividad hidráulica) tanto en el acuífero intergranular como en el fisurado determinaron la existencia de varias e importantes descargas en la base de la montaña, y con respecto al acuitardo (entre 4 y 80 m de profundidad), el flujo subterráneo presentó variaciones en superficie.

El estudio: propiedades y comportamiento hidráulico de los depósitos lacustres de la Cuenca de México, realizado por Vargas–Cabrerera y Ortega–Guerrero (2002), hicieron cerca de 300 pruebas de permeabilidad a profundidades de 3 a 85 m, utilizando el método Hvorslev. Con la hidroestratigrafía definieron tres acuitardos con espesores medios de 20 y 30 m separados por dos acuíferos salobres a profundidades promedio de 20 m y 50 m. La conductividad hidráulica en el acuitardo somero varía de  $4E-11$  a  $5E-8$  m/s; mientras que en el segundo acuitardo es de  $4E-11$  a  $5E-9$  m/s, y en el tercer acuitardo el único valor obtenido es de  $2.2E-11$  m/s. Identificaron una zona activa de flujo de agua subterránea en los primeros 10 m de profundidad en los bordes de las planicies y a más de 20 m en la parte central.

Los procesos de recarga del agua subterránea de la región central de México fueron realizados por Angeles–Serrano et al. (2003), en el cual hicieron un modelo hidrogeológico conceptual del centro–sur de la Cuenca de México considerando la comunicación hidráulica subterránea con las subcuencas vecinas y el resultado de la simulación de carga hidráulica, ayudó a cuantificar la importancia de la recarga relativa del límite de la Sierra al sur de la Cuenca, concluyendo con la importancia de la afluencia lateral más allá de los límites superficiales de la Cuenca, ya que fueron observados en las cargas piezométricas a nivel regional, haciendo hincapié en elaborar una estrategia de protección para las zonas de recarga a mediano plazo.

Vargas y Ortega–Guerrero (2004) analizaron la distribución y variación de la conductividad hidráulica en las llanuras de Chalco, Texcoco y Ciudad de México (tres de los seis lagos que existían al principio de la Cuenca de México), contienen tres acuitardos con espesor promedio de 20–30 m, separados por dos acuíferos de arena volcánica no superiores a 5 m de espesor; a partir de 225 ensayos de campo en piezómetros múltiples, ubicados entre 2 y 85 m de profundidad, interpretados mediante el método de Hvorsley y algunos el de Bouwer-Rice, mostrando una variación entre  $2.2E-11$  y  $2.0E-7$  m/s para los dos acuitardos superiores con variedad dominante de  $K'$  entre  $1.0E-9$  y  $1.0E-8$  m/s, lo cual les indicó que esos acuitardos no representaban una barrera impermeable a la circulación de contaminantes de la superficie del suelo para el subyacente acuífero regional de agua dulce.

De acuerdo al estudio realizado al sistema acuífero de la Cuenca de México, por Carrera–Hernández y Gaskin (2007), éste sistema es la fuente principal de agua para la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Carrera–Hernández y Gaskin analizaron la dinámica regional del nivel piezométrico del agua subterránea usando una base de datos que llamaron Base de Datos Hidrogeológicos de la Cuenca de México, el cual contiene registros climatológicos, de pozos y de escurrimiento. Esta base de datos fue utilizada para analizar las consecuencias que la extracción de agua subterránea ha tenido en las condiciones de confinamiento del acuífero utilizando datos

litológicos, y el análisis regional mostró que las mayores tasas de abatimiento se localizan al norte de la ciudad de México (Ecatepec, región que no se han realizado estudios hidrogeológicos). En algunas áreas del acuífero ha cambiado de confinado a libre, por lo que ha causado las altas tasas de subsidencia (40 cm/año) en algunas regiones.

Carrera–Hernández y Gaskin (2008) realizaron un análisis espacio–temporal de las posibles recargas del acuífero de la Cuenca de México, en el cual desarrollaron estimaciones espacio–temporales de recarga de los acuíferos y analizaron en qué medida el crecimiento urbano afectaba la recarga de los acuíferos. Para ello realizaron un balance hídrico del suelo diario, en el cual usaron diferentes tipos de vegetación y suelos, así como el efecto de topografía en variables climáticas y evapotranspiración, donde se aplicaba el paso de tiempo a la Cuenca de México durante el periodo de 1975–1986, y obtuvieron una recarga de flujo potencial en la cuenca entera. La aplicación de modelo propuesto, demostró que las montañas que encierran a la Cuenca de México, son las principales zonas de recarga del sistema acuífero regional, y al sur de la Cuenca se tiene mayor recarga (por la topografía y suelos con mayor permeabilidad), y el crecimiento urbano no ha tenido un grave impacto sobre la recarga del acuífero.

#### **1.3.4 Estudios geoquímicos**

*El modelo geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en el valle de México*, fue realizado por Cardona y Hernández (1995), de la interpretación de resultados de análisis químicos (elementos mayores y traza) de agua subterránea y del reconocimiento de la interacción agua–roca así como de cálculos de balance de masa identificaron los procesos geoquímicos dominantes en el contexto hidrogeológico y dinámico. Las principales reacciones que condicionan la evolución de la composición química y calidad del agua subterránea en la dirección del flujo analizado son: mezcla de aguas entre diferentes miembros extremos inducidos por el bombeo de pozos (involucra el flujo vertical descendente desde el acuitardo hacia el acuífero y el flujo lateral proveniente de la zona de Texcoco), intercambio iónico fijando

calcio y magnesio en la matriz arcillosa del acuífero y liberando sodio y potasio al agua subterránea, procesos de oxidación–reducción que condicionan las concentraciones de sulfato, bicarbonato, nitrato, hierro, manganeso y posiblemente arsénico.

El estudio *Geoquímica del agua salina del acuitardo lacustre y riesgo de contaminación al acuífero subyacente que abastece a la ciudad de México* realizado por Domínguez–Mariani (1996), hizo una simulación hidrogeoquímica utilizando el proceso de evaporación a partir del agua del acuífero, y determinó que si existe una mezcla del 3% de agua del acuitardo con el agua del acuífero ocasionaría rebasar la norma para uso potable en pH y sodio. Logro reducir la evolución de la salinidad de los ex–lagos, a partir del agua subterránea tomada de los pozos de Santa Catarina hasta las concentraciones medidas en el agua de poro del acuitardo de Xochimilco y Chalco, con lo que demostró que la salinidad del acuitardo procede de la evaporación progresiva del agua del acuífero, que llegaba a los paleolagos mediante flujo subterráneo y manantiales. Además los resultados de la modelación fueron consistentes con el modelo de evaporación de Hardle–Eugster (1970).

El estudio Ciudad de México, acuitardo superficial y contaminación acuífera se realizó desde una perspectiva global de la Cuenca por Durazo (1996). La Ciudad de México se asienta sobre un acuitardo arcilloso alrededor de 50 m de espesor y un acuífero con profundidades mayores a 800 m que la abastecen. En la mayor parte de su extensión, el acuífero de la Ciudad de México resulto hidráulicamente vulnerable a la contaminación antropogénica, aunque el criterio hidráulico utilizado en éste estudio fue insuficiente para caracterizarla totalmente, además de que no se sostiene la antigua hipótesis de protección acuífera total por la barrera arcillosa.

*El estudio de migración de compuestos inorgánicos derivados de un canal de aguas residuales de origen urbano e industrial a través de arcillas fracturadas hacia el acuífero subyacente, Chalco–Ixtapaluca, México* fue realizado por Ortiz–Zamora (1996), en el cual hizo un estudio sistemático del campo, complementado con modelación matemática en la porción nororiental de la



Subcuenca de Chalco con el fin de evaluar la migración de contaminantes inorgánicos derivados de un canal de aguas residuales de origen doméstico e industrial hacia el acuífero subyacente, instrumentó 26 puntos de monitoreo químico e hidráulico. Los resultados mostraron gran actividad hidrológica asociada a la presencia de fracturas, acompañada de gran movilidad de contaminantes en el tiempo y espacio. Por medio de simulaciones numéricas de transporte de contaminantes no reactivos confirmaron esta movilidad. El tiempo de arribo de los contaminantes inorgánicos no reactivos al acuífero fue del orden de 3.5 a 4 años.

El estudio de la variabilidad vertical de sorción de percloroetileno (PCE) en las arcillas lacustres (que constituyen al acuitardo) de la Ciudad de México fue realizado por Mazari–Hiriart et al. (2000). Los resultados de éste estudio, donde usaron compuestos orgánicos considerados un riesgo para la salud en el agua subterránea y las pruebas de sorción realizadas en estratos ricos en arcillas a una profundidad de 8 a 75 m; sugieren que la sorción depende principalmente de la fracción del carbón orgánico presente en el material arcilloso. Confirmando con la isoterma de Freundlich que la media rica en arcilla tiene capacidad significativa de absorción de PCE. Aunque desde la perspectiva ambiental los materiales ricos en arcilla actúan como protección del sistema de agua subterránea.

Soto et al. (2000) estudiaron *las entidades de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM) propensas a la contaminación de agua subterránea*, donde realizaron un análisis espacial a nivel de delegación y municipio de las principales fuentes de contaminantes del agua subterránea. Tomaron a la industria, confinamientos de residuos sólidos, depósitos de combustible, sistema de drenaje, gasolineras, pozos de extracción y la zona urbana como fuentes contaminantes y para identificar las zonas propensas a la contaminación. La distribución de las fuentes contaminantes aunada a las zonas geológicas principales que subyacen a la ciudad, permitieron determinar que el centro de la ZMCM presentaba mayor concentración de fuentes contaminantes, mientras que la mayor propensión a la contaminación para el sistema de acuíferos se encontró hacia el sur–poniente y norte de la ZMCM; y

clasificaron a las entidades en ocho grupos de acuerdo con la importancia de las fuentes de contaminación y el porcentaje de suelo arcilloso, donde las entidades Álvaro Obregón, Gustavo A. Madero y Naucalpan son las entidades con muy alta propensión y las entidades de Coyoacán, Iztapalapa, Miguel Hidalgo, Ecatepec y Tlalnepantla tienen alta propensión a la contaminación del agua subterránea; por lo que deberán aumentar los programas de prevención de contaminación del agua subterránea y manejo racional de los recursos hídricos en la ZMCM.

La evolución geoquímica del agua subterránea por debajo de la Ciudad de México la estudiaron Edmunds et al. (2002), la cual fue a lo largo de 24 km siguiendo una trayectoria del Centro de la Ciudad de México camino de la Sierra de las Cruces hacia el Lago de Texcoco, utilizando isótopos estables, radiocarbonos y elementos mayores y traza, con lo cual determinarían las condiciones de la línea base, la extensión de algún contaminante y la eficacia del acuitardo. Determinaron que las aguas debajo de la ciudad de México (en la parte central de la sección) tienen edades de hasta 6000 años, el radiocarbono natural indicó velocidades de flujo en torno a 4 m/año, y las propiedades de aguas termales indicaban que las corrientes eran más profundas y con mayor edad. Parece ser que el acuitardo podría ser una barrera eficaz que hasta ese entonces había liberado el agua a través de sus poros en lugar de transmitir el agua del drenaje por su compactación. Y debido al gran espesor de la arcilla, ofrecía la capacidad de retrasar enormemente cualquier contaminación urbana, y las aguas subterráneas seguían siendo de buena calidad.

El estudio químico de la extracción de aguas subterráneas en la zona sureste de la ciudad de México fue realizado por Huizar et al. (2004), donde se basaron en valores de temperatura, sólidos totales disueltos (STD) del agua subterránea medida en campo, y la composición química del agua extraída, se utilizaron para caracterizar el sistema de flujo subterráneo, su origen, así como las condiciones hidráulicas del acuífero y la respuesta hidráulica de los pozos de extracción. El análisis realizado indicó presencia de flujo local, intermedio y regional, los cuales circulan a través de rocas basálticas, material granular y

materia orgánica en sedimentos del acuitardo, y por material volcánico y rocas caliza respectivamente. Al acuitardo lo consideraron como una barrera natural a la entrada de contaminantes al acuífero, aunque también mencionan que una perforación defectuosa podría dar entrada a los contaminantes al acuífero y por otro lado, la reducción de la carga hidráulica en el acuífero inducía a la migración de agua de baja calidad del acuitardo a los pozos de extracción.

En el estudio *Monitoreo de agua subterránea del Sur de la Cuenca de México*, realizado por Armienta H. y Rodríguez C. (2009) analizan la calidad del agua subterránea mediante el monitoreo de algunos pozos del SACM con 120 muestras para determinación de elementos mayores y trazas, 77 para análisis de volátiles y 33 para análisis de isótopos estables (oxígeno 18 y deuterio), además se midieron temperatura, pH, conductividad y potencial Redox in situ. Se llevaron a cabo dos campañas para colecta de muestras, la primera en junio de 2008 (iniciando época de lluvias), y la segunda en abril de 2009 (antes del periodo de lluvias). Los resultados que obtuvieron les permitieron proponer hipótesis sobre el origen de los solutos detectados.

### **1.3.5 Estudios isotópicos**

En el *Estudio hidrogeoquímico isotópico de manantiales en la Cuenca de México*, realizado por Cortés et al. (1989), consideraron la variación estacional en el contenido isotópico e hidroquímico de manantiales, pozos, norias y lagos ubicados principalmente en las zonas de recarga de la Cuenca de México. Entre las anomalías químicas (STD en mg/l) encontraron a los manantiales del Peñón de los Baños (>2500), Poza de Reyes (>900), Copilco (>540) y Pocito La Villa (>700), mientras que el resto de los aprovechamientos fluctúa en el intervalo de 13–460 mg/l. Encontraron dos anomalías térmicas correspondientes al Peñón de los Baños con una temperatura de 45°C, y a La Castañeda con una temperatura máxima de 46°C, además de revelar en ambos casos enriquecimiento isotópico respecto al promedio de la Cuenca. Confirmando con los análisis de Boro el origen hidrotermal en el Peñón. Los iones principales señalaron un comportamiento de tipo  $\text{HCO}_3^-$ -Ca y  $\text{HCO}_3^-$

Na+k, mostrando un tiempo corto de residencia con base en la concentración de los STD a través de la zona de rocas fracturadas, básicamente andesitas y basaltos.

El estudio *Hidrología isotópica de la influencia de una tormenta en la descarga natural del agua subterránea en la Sierra de Monte Alto*, realizado por Cortés et al. (1989), situada al occidente de la Cuenca de México, junto con la Sierra de las Cruces, una de las principales zonas de recarga de los acuíferos en explotación que abastecen de agua a la Ciudad de México, constituidas principalmente de composición andesítica y dacítica, las cuales dividen la Cuenca de México y la Cuenca del Río Lerma. Efectuaron un experimento cuyo fin fue conocer la influencia que tiene una tormenta en la descarga natural del agua subterránea en la región ya mencionada, considerando para tal fin el contenido de isótopos ambientales, el de los iones mayores del agua y el reconocimiento hidrogeológico de campo. Concluyendo de la separación del hidrograma, aún cuando no sea posible considerarlo como de dos componentes, que la infiltración de la cuenca de Las Palomas posiblemente supera aproximadamente el 70% del agua precipitada. Así como la anomalía encontrada en la separación del hidrograma sugieren la presencia de tres componentes: la primera corresponde al agua suspendida en la franja capilar, cuya influencia resulta ser más importante de lo que se esperaba; la segunda corresponde al agua de lluvia, la cual infirieron mediante la separación del hidrograma y la comparación de los resultados isotópicos; y la tercera, que se atribuye al esperado aporte del agua subterránea.

El origen del agua intersticial y la salinidad en el acuitardo lacustre, próximo al acuífero regional de la Ciudad de México, fue estudiado por Ortega–Guerrero et al. (1997), refiriéndose a dos de los seis antiguos lagos conectados que ocupaban la llanura de la Cuenca de México (Chalco y Texcoco). Por medio de patrones químicos e isótopos pesados ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) en el agua intersticial pudieron saber que el origen del paleo–lago fue debido a agua meteórica que entró en el antiguo lago como escorrentía y el agua subterránea de los manantiales. La evaporación del agua ha causado un aumento significativo en sales disueltas y enriquecimiento de isótopos estables,  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  tanto en el Lago de Chalco

como en el Lago de Texcoco. La presencia de agua salobre en la mayoría de los poros del acuitardo de Chalco, con espesor de 300 m, les indicó que el flujo vertical del agua subterránea no ha sido capaz de desplazar el agua del paleo-lago, lo que sugiere que la advección vertical no fue significativa a lo largo de cientos de miles de años. Realizaron una simulación numérica de la parte del isótopo  $^{18}\text{O}$ , que representaba la parte más gruesa de los sedimentos del acuitardo, 140 m, el cual fue elaborado por la difusión molecular con un pequeño flujo advectivo ascendente, donde al parecer el acuitardo de Chalco siempre ha enriquecido con agua salobre el agua dulce del acuífero.

## 2. Hidrogeología

En este capítulo se definirán algunos conceptos hidrogeológicos básicos, que servirán para comprender con mayor claridad las secciones y capítulos posteriores.

### 2.1 Conceptos básicos

#### 2.1.1 Acuífero

Etimológicamente la palabra **acuífero** está compuesta por dos palabras que provienen del latín, **aqua** y **fero** que significan agua y llevar, respectivamente (Custodio, E. y Llamas, M., 1976).

Un **acuífero** se define como un estrato, formación o unidad geológica porosa y con permeabilidad no nula, capaz de almacenar y transmitir agua por medio de sus poros, grietas o fracturas (Custodio y Llamas, 1976; Bear, J., 1979; Freeze y Cherry, 1979; Fetter, C., 2001; Price, M., 2003; Pinder y Celia, 2006). Tanto la capacidad de almacenamiento como transmitir el agua en cantidades grandes, requiere relativamente de una resistencia baja para que fluya, o una alta permeabilidad para fluir (Pinder y Celia, 2006). En este trabajo, cuando hagamos referencia a un acuífero lo haremos como unidad acuífera.

Algunos ejemplos de las rocas que forman los acuíferos son: aluviones de ríos formados por una mezcla de gravas y arenas, gravas no consolidadas, areniscas poco cementadas, arenillas, limos y dolomías, algunos tipos de rocas volcánicas, formaciones calcáreas muy karstificadas, así como rocas metamórficas y plutónicas fracturadas (Custodio y Llamas, 1976), rocas sedimentarias tales como areniscas y calizas (Freeze y Cherry, 1979).

### 2.1.2 Acuícludo, acuitardo y acuífugo

A la secuencia de estratos, formaciones o unidades geológicas que sobreyacen, subyacen o limitan lateralmente a los acuíferos se les conoce como: acuícludo, acuitardo y acuífugo.

Etimológicamente **acuícludo**, **acuitardo** y **acuífugo** están compuestas por dos palabras en latín, (coincidiendo las tres palabras con **aqua** que significa agua) **cludo** o **claudere**, **tardo** o **tardere**, **fugo** o **fugere** que significan *encerrar o cerrar*, *impedir o retardar*, *ahullentar o huir*, respectivamente (Custodio y Llamas, 1976).

Un **acuícludo** se define como el estrato o formación geológica porosa y permeabilidad baja pero no nula, capaz de almacenar una apreciable cantidad de agua, incluso hasta la saturación, pero no es capaz de transmitirla bajo gradientes hidráulicos comunes (Deming D., 1954; Custodio y Llamas, 1976; Freeze y Cherry, 1979; Price M., 2003; Pinder y Celia, 2006), además de muy difícil recuperación (figura 2.1). Por ejemplo: una capa de arcilla o limo (Bear J., 1979). Además en los sistemas hidrológicos subterráneos constituyen estratos o formaciones geológicas confinantes.

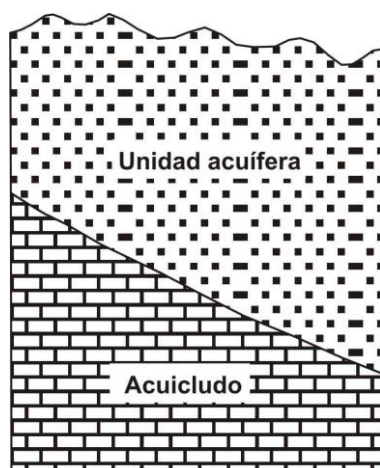


Figura 2.1 Modelo conceptual de un acuícludo.

Un **acuitardo** se define como el estrato o formación geológica (figura 2.2) de baja permeabilidad pero no nula, la cual puede almacenar agua y transmitirla

en pequeñas cantidades de una unidad acuífera a otra (Deming D., 1954; Bear J., 1979; Freeze y Cherry, 1979; Fetter, 2001; Price M., 2003; Pinder y Celia, 2006). Un ejemplo típico es un material arcilloso, el cual tiene una alta porosidad, pero muy baja permeabilidad; otros ejemplos son: las arenas arcillosas, areniscas, rocas compactadas con alteración y/o fracturamiento moderado, arcillas limosas o arenosas (Custodio y Llamas, 1976; Freeze y Cherry, 1979). Además en los sistemas hidrológicos subterráneos se les aplica el término de estratos o formaciones geológicas semiconfinantes (Fetter, 2001).

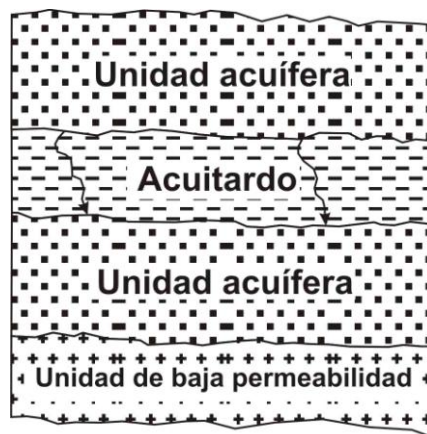


Figura 2.2 Modelo conceptual de un acuitardo.

Un **acuifugo** se define como el estrato, unidad o formación geológica absolutamente impermeable, es decir, no tiene la capacidad de almacenar ni transmitir el agua (figura 2.3). Por ejemplo: un macizo granítico no alterado, o esquistos inalterados y no fracturados (Custodio y Llamas, 1976; Bear j., 1979; Fetter 2001). Los acuifugos constituyen estratos o formaciones geológicas completamente confinantes en los sistemas hidrológicos subterráneos.

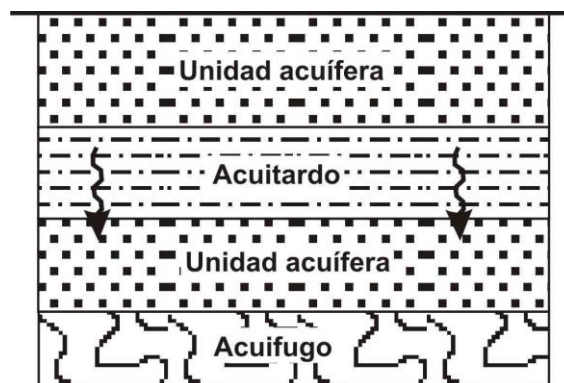


Figura 2.3 Modelo conceptual de un acuifugo.



## 2.2 Clasificación de acuíferos

Dependiendo de las características que presenten los estratos o formaciones geológicas, formadoras de unidades acuíferas, éstos se pueden clasificar de acuerdo a sus características litológicas, tipo de porosidad que presente y la presión hidrostática a la que se encuentre.

### 2.2.1 Características litológicas

Según las características litológicas de la unidad acuífera se clasifica en: detrítica, carbonatada, aluvial y volcánica, es decir:

- **Unidad acuífera detrítica**, está formada por masas de rocas fragmentadas, como arenas o gravas, que almacenan el agua en los espacios intersticiales. Su capacidad de contener y transmitir agua es función del porcentaje de huecos disponibles entre sus partículas. Se localiza en material geológico cuyo origen está en relación con el proceso de erosión, arrastre y sedimentación.
- **Unidad acuífera carbonatada**, está formada por un estrato de alta porosidad primaria, por ejemplo: caliza, dolomía, mármol y alguna marga calcárea, aunque su permeabilidad esta en relación a su porosidad secundaria, desarrollada a través de procesos de disolución química a lo largo de fracturas, conocido como karstificación, como sucede en las calizas y dolomitas compactas.
- **Unidad acuífera aluvial**, es de estrato o capa formada en ambiente fluvial y de abanico (Custodio y Llamas, 1976), con permeabilidad no nula, se apoya sobre un material de menor permeabilidad, por ejemplo una capa arcillosa o la superficie freática libre, se encuentra a unos metros o decenas de metros de profundidad. El agua contenida en este acuífero presenta diferentes grados de mineralización (Plata Torres, J.L., 2002-2003).

- **Unidad acuífera volcánica**, está formado por rocas volcánicas de elevada permeabilidad y presencia de cavidades o vesículas, más o menos comunicadas entre sí, que son producto de la liberación de gases o circulación hídrica durante los procesos efusivos (Custodio y Llamas, 1976; Price M., 2003). La infiltración puede alcanzar el valor superior a la mitad de la precipitación, por ejemplo el flujo de lava (Price M., 2003).

### 2.2.2 Tipo de porosidad

Según la porosidad que presente la unidad acuífera, se clasifica como: kárstica, fisurada y porosa, es decir:

- **Unidad acuífera kárstica**, también llamada unidad acuífera química o por disolución. Algunas rocas son disueltas por el agua y forman una estructura geológica típica llamada karst, capaz de almacenar gran cantidad de agua. Habitualmente las calizas son las rocas que forman karst, pero también las dolomías, los yesos y las sales pueden formarlo. Se desarrollan fundamentalmente sobre roca carbonatada, aunque puede albergarlo una formación evaporítica.
- **Unidad acuífera fisurada**, es aquella en el que el agua circula a través de las fisuras o grietas que hay entre las rocas. Está compuesto por capas o estratos que desarrollan porosidad secundaria, es decir, por la presencia de fracturas o grietas debido a fallas, o diaclasas. La circulación puede ser libre o con carga hidrostática.
- **Unidad acuífera porosa**, también llamada unidad acuífera no consolidada. Está formada por sedimentos granulares como las arenas o areniscas, en el cual el agua ocupa poros existentes entre los granos de arena.

### 2.2.3 Presión hidrostática

Según la estructura geológica de los materiales que conforman a la unidad acuífera y las condiciones hidráulicas del agua que contiene puede ser confinada, libre y semiconfinada, es decir:

- **Unidad acuífera confinada**, también se le llama unidad acuífera cautiva, a presión o en carga (Custodio y Llamas, 1976; Bear J., 1979; Fetter, 2001). Es una formación geológica permeable, confinada entre dos capas o estratos de baja permeabilidad (acuicludos), tanto superior como inferiormente, todo el espesor del acuífero está saturado de agua y la presión del agua en los poros o fisuras es mayor que la atmosférica, (Custodio y Llamas, 1976; Pinder y Celia, 2006), como se puede observar en la figura 2.4.

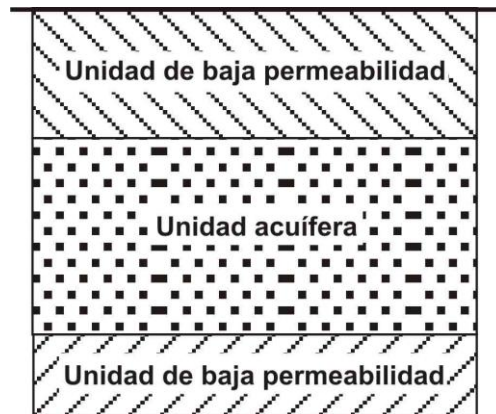


Figura 2.4 Modelo conceptual de una unidad acuífera confinada.

A causa del exceso de extracción del agua subterránea, a ésta unidad acuífera se le puede considerar como unidad acuífera libre, debido a que el nivel freático desciende y el agua no estaría en contacto directo con la capa o estrato de baja permeabilidad superior o acuicludo. La recarga de esta unidad acuífera puede ocurrir a través de una zona de recarga superior en el cual los estratos afloran en la superficie del terreno, o a través de una infiltración muy lenta por medio de una capa semiconfinante (Fetter, 2001).

- **Unidad acuífera libre**, también se le llama unidad acuífera no confinada o freática (Custodio y Llamas, 1976; Bear J, 1979). Es aquella que no está limitada por un acuitardo o acuicludo superiormente, sin embargo tienen una superficie freática como límite superior (sujeta a presión atmosférica) que yace sobre otro estrato de baja permeabilidad (Custodio y Llamas, 1976; Fetter, 2001; Pinder y Celia, 2006), como se observa en la figura 2.5.



Figura 2.5 Modelo conceptual de una unidad acuífera libre.

La recarga de esta unidad acuífera se produce debido a una infiltración vertical a través de la zona no saturada. La recarga también se puede producir a través de flujo subterráneo lateral o desde estratos inferiores (Fetter, 2001).

- **Unidad acuífera con características semiconfinadas**, ésta unidad acuífera consiste de formaciones que son separadas por acuitardos, acuicludos o acuífugos, en las cuales existe un intercambio de agua entre los acuitardos y la unidad acuífera, como se observa en la figura 2.6. A este sistema de unidad acuífera–acuitardo se le llamará aquí, unidad acuífera semiconfinada. Generalmente el intercambio de agua entre los dos unidades acuíferas es conocido como “goteo” (Cheng, 2000). En algunos textos (Custodio y Llamas, 1976; Bear J., 1979; Pinder y Celia, 2006), se define a la unidad acuífera semiconfinada como la unidad acuífera que recibe el goteo (sin incluir al acuitardo), sin embargo, en esta tesis se utiliza esta definición porque es acorde con la formulación de los modelos de acuíferos semiconfinados introducida en el capítulo 4.

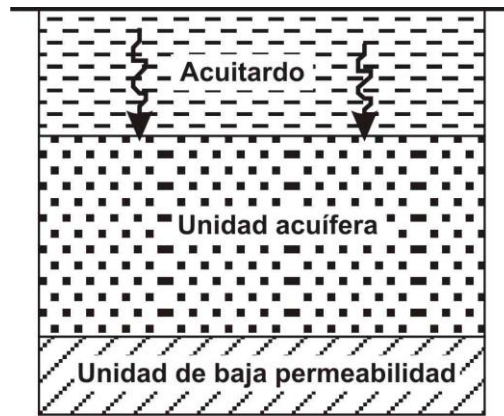


Figura 2.6 Modelo conceptual de una unidad acuífera semiconfinada.

A causa del exceso de extracción del agua subterránea, ésta unidad acuífera pueden considerarse como unidad acuífera libre en algunas zonas.

### 2.3 Sistemas de flujo

El concepto de los sistemas de flujo de agua subterránea ayuda al entendimiento del comportamiento químico o hidráulico del agua subterránea y también explica fenómenos ambientales que están relacionados con la extracción de agua.

Desde hace mucho tiempo se reconoce el papel importante del agua subterránea en muchos procesos geológicos pero fue hasta los años 60-70's cuando se comprendió que esta conexión tiene una causa, los sistemas de flujos de agua subterránea (Tóth, 2000).

Tóth (1970) define *ambiente hidrogeológico* como un modelo conceptual de los parámetros morfológicos, geológicos y climáticos que determinan los atributos principales de un régimen del agua subterránea en un área determinada. Los seis atributos o parámetros principales que definen un régimen de agua subterránea son: el contenido de agua en las rocas, la geometría de los sistemas de flujo, la descarga específica, la composición química del agua, la temperatura y la variación temporal de todos los anteriores (Tóth, 2000).

Los parámetros de un régimen del agua subterránea están controlados por tres componentes del ambiente hidrogeológico: topografía, geología y clima (Tóth, 2000).

El movimiento del agua subterránea depende principalmente de su energía potencial y gradiente hidráulico. La forma básica de los sistemas de flujo proviene del concepto de la continuidad hidráulica en una cuenca unitaria en donde se define una zona de recarga con un flujo descendente, una zona de tránsito con un flujo horizontal y una zona de descarga ascendente (Tóth, 1995).

- **Zona de recarga**, reúnen una serie de factores que propician la infiltración de agua hasta alcanzar el agua subterránea, el nivel piezométrico relativamente alto y decrece con la profundidad, de modo que existe un flujo vertical descendente y divergente, y el nivel freático es profundo (Tóth, 2000; Peñuela–Arévalo, 2007).
- **Zona de tránsito**, es una parte intermedia donde se produce la circulación del agua desde la zona de recarga hasta la de descarga, la altura piezométrica apenas varía con la profundidad, las isopiezas son prácticamente verticales y el flujo es predominantemente horizontal (Tóth, 2000; Peñuela–Arévalo, 2007).
- **Zona de descarga**, es donde el valor del nivel piezométrico aumenta con la profundidad y el flujo es vertical ascendente y convergente, en casos emergiendo del subsuelo, contribuyendo junto con el agua de escorrentía (exceso de lluvia) a la formación de fuentes superficiales de agua (manantiales, lagos, flujo base de ríos, lagunas costeras), (Tóth, 2000; Peñuela–Arévalo, 2007).

Las dimensiones espaciales del acuífero y su estructura condicionan la formación de diferentes sistemas de flujo de agua subterránea (Maderey–Rascón y Carrillo–Rivera, 2005). Se pueden diferenciar tres sistemas principales de flujo de agua subterránea: local, intermedio y regional (Tóth,

1963). Algunas manifestaciones de la presencia de diferentes sistemas de flujo son muy comunes en las observaciones en el campo como: la superposición vertical de diferentes tipos de sistemas de flujo en una región y la existencia de la recarga o descarga de sistemas de flujo de diferente jerarquía en la misma región.

Principalmente los sistemas de flujo se diferencian por la profundidad del recorrido y sus características hidrogeoquímicas. El contenido de elementos químicos en el agua subterránea es dependiente del medio geológico y generalmente aumenta al ampliar la escala espacial y temporal, en especial en el contenido de elementos traza. A continuación se explican las diferencias entre los sistemas de flujo en forma comparativa:

- **Sistema de flujo local**, es aquel donde su zona de recarga y descarga se encuentran a corta distancia, el agua tiene una profundidad somera, baja salinidad, alto contenido de oxígeno disuelto, bajo pH, valor más positivo en Eh, una temperatura cercana a la del ambiente y puede variar cuando cambian las estaciones del año. La presencia del flujo local se limita a una cuenca (Hergt, 2009; Peñuela–Arévalo, 2007).
  
- **Sistema de flujo intermedio**, su recorrido es más profundo que la del un flujo local, puede pasar el límite de descarga a una cuenca topográficamente más baja, incluyendo dentro de su extensión la presencia de varios flujos locales, el agua tiene mayor concentración de sales disueltas, menor contenido de oxígeno disuelto, mayor contenido de sólidos totales disueltos (STD), pH más alto, menor Eh con respecto al de un flujo local, una temperatura más elevada que la de un flujo local. Este sistema se diferencia con la de flujo local porque presenta movimiento vertical descendente del agua con mayores gradientes hidráulicos, el flujo lateral se lleva a cabo a mayor profundidad y mayor distancia, el movimiento del agua vertical ascendente tiene mayor velocidad (Hergt, 2009; Peñuela–Arévalo, 2007).

- **Sistema de flujo regional**, es el que circula a mayor profundidad a comparación de un flujo local e intermedio, iniciando en los terrenos de mayor altitud y finalizando en las zonas más bajas donde descarga, por lo que se pueden encontrar varios sistemas de flujo local sobre éste y al menos uno de tipo intermedio. Las características químicas específicas del agua de este flujo incluyen un alto contenido en sales disueltas, bajo contenido de oxígeno disuelto, pH alto tendiendo a ser más alcalino, Eh negativo, alta temperatura (Hergt, 2009; Peñuela–Arévalo, 2007).

Los flujos se separan por la densidad como consecuencia de su temperatura y el contenido químico. Pero también existen mezclas de los sistemas de flujo sobre todo durante la extracción del agua en los pozos perforados a una profundidad límite donde se encuentran en zonas de contacto entre dos sistemas de flujo diferentes o si existe una conexión hidráulica en un sistema acuífero.

En la figura 2.7 puede verse un esquema simplificado de la distribución de los sistemas de flujo subterráneo que se describió anteriormente.



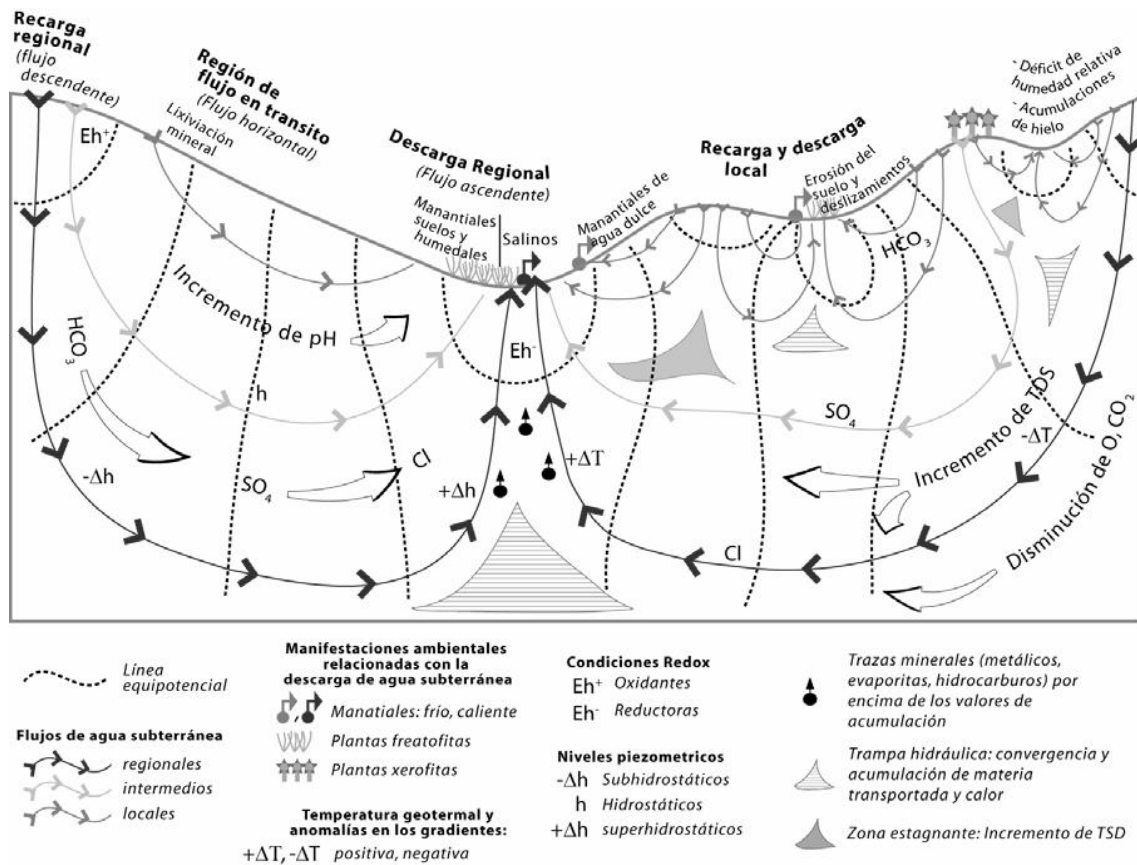


Figura 2.7 Sistemas de flujo. Efectos y manifestaciones del flujo gobernado por gravedad en una cuenca regional (Tóth, 1999; figura modificada de Peñuela-Arévalo, 2007).

### 3. Sistema Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México

En este capítulo se describirán las características geológicas, hidrogeológicas, e hidrogeoquímicas del Sistema AZMCM, así como el modelo conceptual de su dinámica de flujo tomando en cuenta los estudios revisados.

La Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM) se encuentra limitada por elevaciones topográficas de origen volcánico (figura 3.1) como son la Sierra de Guadalupe al Norte, la Sierra de Las Cruces al Poniente, la Sierra Chichinautzin al Sur, el volcán Ajusco al Suroeste y la Sierra Nevada al Oriente (CIGSA, 2000).

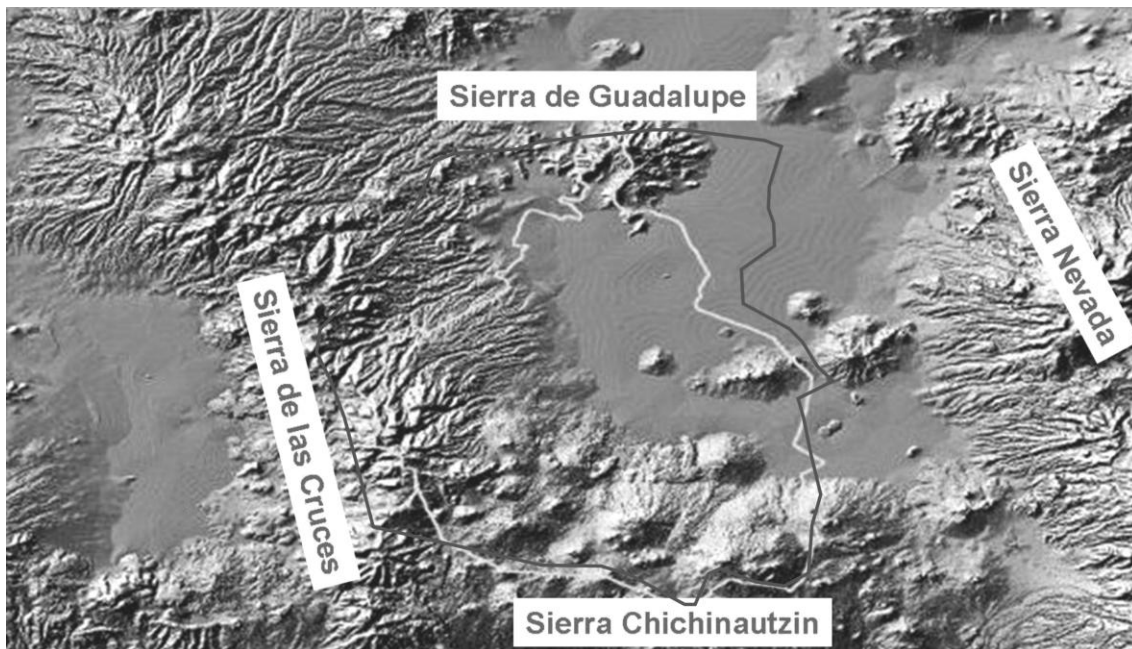


Figura 3.1 Límites del Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México.

#### 3.1 Clima

El clima de la cuenca de la ZMVM por su régimen de lluvia es tropical, atemperado por la altitud a la que se ubica (Jáuregui, 2000). Su temperatura media anual varía entre 12 y 18° C, con valores máximos en abril y mayo (hasta 33.5° C) y mínimos durante diciembre y enero (hasta -1° C). Estas condiciones meteorológicas y climáticas del Valle de México permiten reconocer una estación húmeda (lluvias) de junio a octubre y una estación de

secas. Sin embargo, las variaciones de temperatura de hasta 15° C permiten dividir la estación de secas en las subestaciones Seca–Caliente de marzo a mayo y Seca–Fría de noviembre a febrero. Especialmente, los niveles más altos de precipitación se registran en las zonas montañosas y los más bajos en la zona oriente. La etapa de mayor humedad ocurre de mayo a octubre, durante la temporada de lluvias. (Secretaría del Medio Ambiente, 2003).

El Valle de México tiene una entrada principal de aire en la zona noreste, región donde el terreno es plano y otra entrada por la región oriental. La dirección preponderante de los vientos es del noreste; sin embargo, los rasgos orográficos del Valle, dan lugar a la formación de líneas de confluencia y zonas de convergencia del viento. Las inversiones térmicas ocasionadas por la presencia de sistemas de alta presión provocan cielo despejado durante la noche, favoreciendo con esto la fuga de calor del suelo y de las capas atmosféricas adyacentes a la misma, hacia capas más altas de la troposfera. Por lo general, las inversiones térmicas presentan una mayor intensidad y frecuencia entre noviembre y marzo. La capa de mezclado es la porción de la troposfera baja donde los contaminantes emitidos son diluidos por efecto de la turbulencia atmosférica (Secretaría del Medio Ambiente, 2003).

De acuerdo con el Informe Climatológico Ambiental del Valle de México realizado por la Secretaría del Medio Ambiente (2003), las mayores temperaturas se registraron en el centro y oriente de la ZMVM, debido en gran medida a factores urbanos de tipo local, tales como la escasa cubierta vegetal existente en dichas zonas. En cambio, las temperaturas más bajas se registraron en el occidente del Valle, donde se sitúa la zona montañosa y se localizan las estaciones Cuajimalpa (CUA) y Tlalpan (TPN), que son las que se encuentran a mayor elevación.

### **3.2 Referente Geológico**

La particularidad del acuífero de la subcuenca del Valle de México (antes llamado acuífero de la Cuenca de México) es que está formado por un gran

paquete de sedimentos lacustres y volcánicos interdigitados entre sí, que varían en espesor y procedencia.

### 3.2.1 Marco Geológico Regional

La zona de estudio se ubica en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) antes llamado Faja Volcánica Transmexicana o Eje Neovolcánico (figura 3.2). Aproximadamente esta provincia fisiográfica tiene 20–150 km de ancho y 1,000 km de largo, atraviesa la parte central de México de W a E, desde Puerto Vallarta hasta Veracruz (Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975; Thorpe, 1977; Damon y Montesinos, 1978; Demant, 1978, 1981a,b; Pal et al., 1978; Nengendank et al., 1981, 1985; Nixon, 1982; Nixon et al., 1987; Verma, 1987; Aguilar–Vargas y Verma, 1987; Verma y Aguilar–Vargas, 1988; Besch et al., 1988; Anguita et al., 1991a, b; De la Fuente–Garza y Verma, 1991; Nelson y González–Cáver, 1992; Aguirre–Díaz et al., 1998; CICSA, 2000).

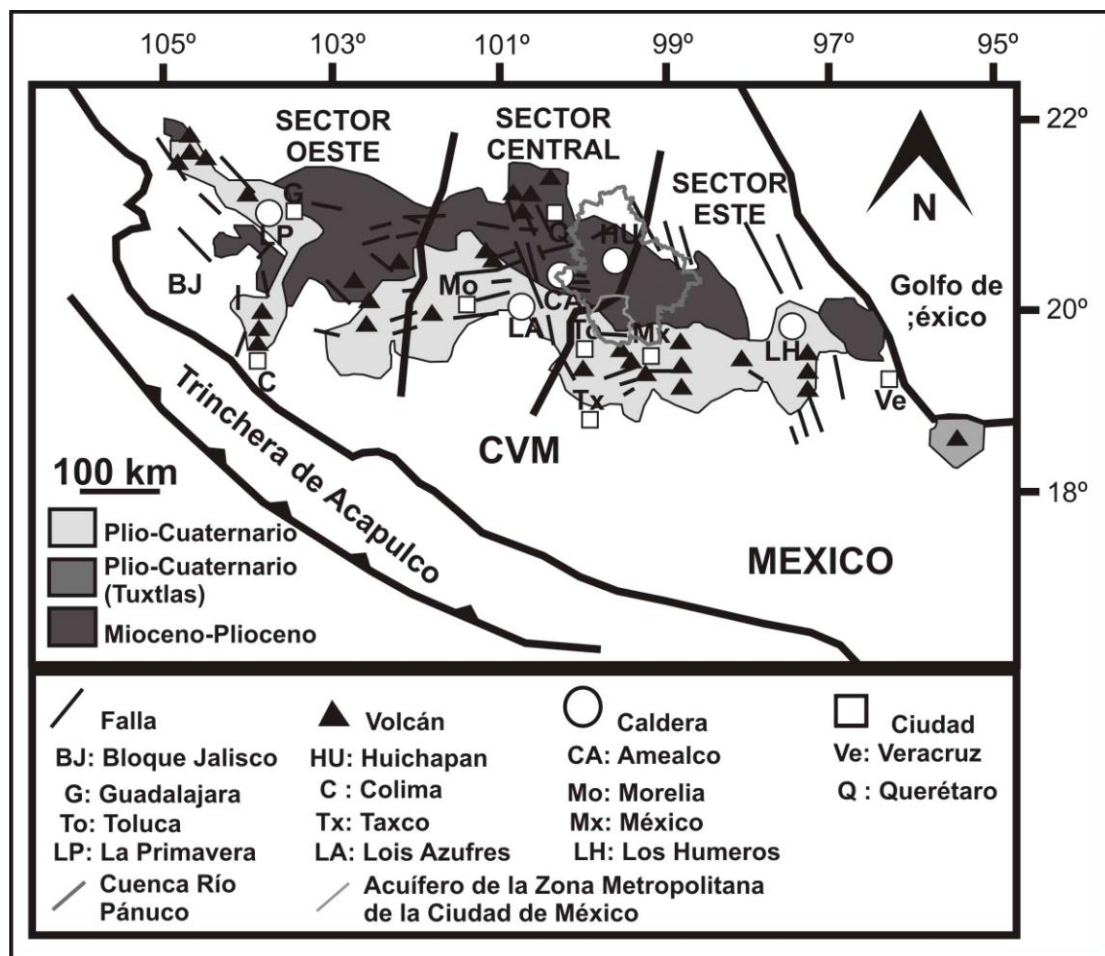


Figura 3.2 Ubicación del Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México en el CVM (modificada de Aguirre–Díaz, 1998).

El vulcanismo en el CVM es predominantemente calco–alcalino, y varía en composición desde basáltico a riolítico, aunque las rocas más abundantes son de composición intermedia (Demant, 1978, 1981b; Robin, 1982a; Nixon et al., 1987; Aguilar–Vargas y Verma, 1987). En los extremos oriental y occidental es relativamente común encontrar rocas alcalinas (Robin y Nicolas, 1978; Robin, 1982b; Mahood, 1980; Nelson y Carmichael, 1984; Luhr y Carmichael, 1985; Negendank et al., 1985; Nelson y Livieres, 1986; Aguilar–Vargas y Verma, 1987; Besch et al., 1998; Nelson et al., 1995). Algunos de los más grandes estratovolcanes están alineados en dirección N–S, perpendicular a la dirección de la Trinchera Mesoamericana. Los ejemplos más evidentes son: Cofre de Perote–Pico de Orizaba, Telapón–Iztaccíhuatl–Popocatepetl y Nevado de Colima–Volcán de Colima (Siebe et al., 1995; CIGSA, 2000). Otra característica del CVM es la presencia de lagos, de los cuales sobresalen Chapala del Mioceno superior, y Cuitzeo del Plioceno, que ocupan fosas tectónicas pertenecientes a los sistemas estructurales NE–SW y E–W (Aguirre–Díaz y Carranza–Castañeda, 2000).

La subcuenca del Valle de México, cuya superficie es de unos 9,600 km<sup>2</sup>, tiene un contorno irregular de forma alargada, cuyo eje mayor está orientado NE–SW con una extensión de unos 148 km<sup>2</sup>, desde la Sierra de Las Cruces al suroeste hasta la Sierra de Pachuca al noreste, atravesando al Lago de Texcoco; la zona más angosta comprende la porción meridional de la región, desde la Sierra de Tezontlalpan al noroeste hasta el cerro de Tlaloc al sureste, su longitud es de unos 65 km. Debido a sus límites y morfología, la cuenca del Valle de México actualmente está dividida en cuencas de diversas dimensiones y niveles, que aparecen como planicies originadas por levantamientos del Pleistoceno Tardío (CIGSA, 2000).

Hacia el Norte, la subcuenca del Valle de México se abre formando una llanura con una altura aproximadamente de 2,200 m snm, ocupada en parte por el actual Lago de Texcoco; al Sur, la topografía está caracterizada por una extensión cubierta por derrames de lava sobrepuestos, con numerosos aparatos volcánicos jóvenes (la Sierra Chichinautzin con altura de 3,490 m

snm, el Ajusco de 3,937 m snm y la Sierra de Zempoala); al Oriente, se encuentra el parteaguas de la subcuenca del Valle de México que es la Sierra Nevada y su prolongación hacia el norte, o sea la Sierra de Río Frío, los picos de la Sierra Nevada son el Popocatepetl (5,450 m snm) y el Iztaccihuatl (5,286 m snm); al Poniente se encuentra el parteaguas occidental de la subcuenca del Valle de México formado por la Sierra de Las Cruces (con alturas superiores a los 3,500 m snm) (CIGSA, 2000).

La Región Hidrológica Administrativa XIII “Aguas del Valle de México” consta de diez acuíferos, como son: Zona Metropolitana de la Ciudad de México, Valle del Mexquital, Ixmiquilpan, Actopan–Santiago de Anaya, Tecocomulco, Apan, Chalco–Amecameca, Texcoco, Cuautitlan–Pachuca y Soltepec (tabla 3.1).

Clave	Acuífero (de acuerdo con CONAGUA)	Estado
910	Zona Metropolitana de la Ciudad de México	Distrito Federal
1310	Valle del Mezquital	Hidalgo
1312	Ixmiquilpan	
1313	Actopan–Santiago de Anaya	
1319	Tecocomulco	
1320	Apan	
1506	Chalco–Amecameca	Estado de México
1507	Texcoco	
1508	Cuautitlan–Pachuca	
2902	Soltepec	Tlaxcala

Tabla 3.1 Región Hidrológica Administrativa XIII, “Aguas del Valle de México” (Diario Oficial de la Federación, 2003).

### 3.2.2 Geología del subsuelo

La distribución de las rocas y materiales que constituyen el subsuelo de la Ciudad de México, se puede observar en el isométrico geológico (figura 3.3) realizado por Lesser y Asociados (2000), donde marcaron las unidades de roca que subyacen la zona de acuerdo a la clasificación utilizada por la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (antes DGCOH, actualmente Sistema de Aguas de la Ciudad de México, SACM). Incluye a sedimentos lacustres que se encuentran cubriendo a aluviones y rocas volcánicas (Qal, Qb, TQt, TQv y Tpba) que constituyen el acuífero principal. Bajo ellos se



encuentran rocas de la denominada Serie estratificada (Tpp) que probablemente se comporte como acuífero. El basamento hidrogeológico lo constituyen las unidades Tpl y Tmv.

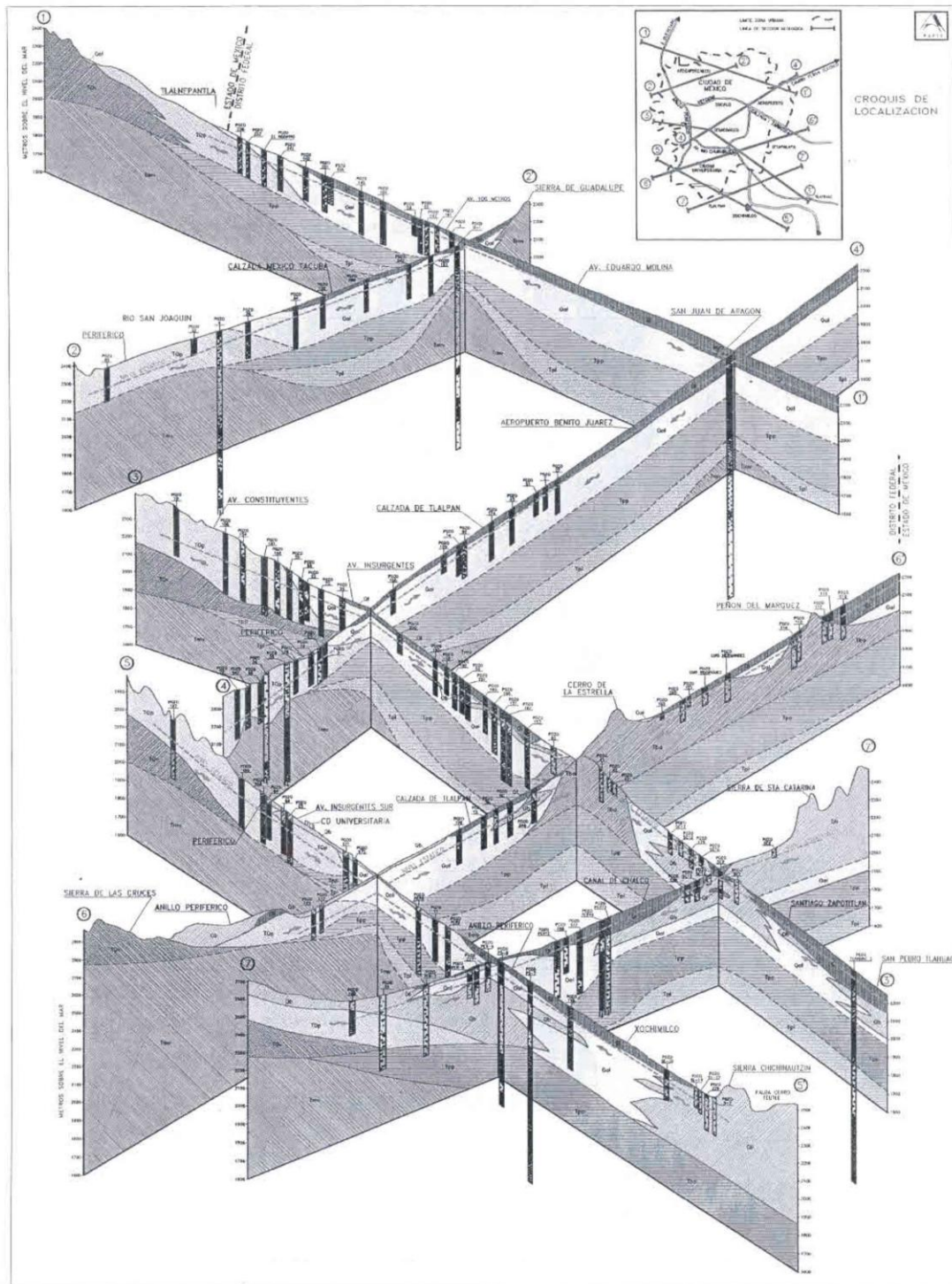


Figura 3.3 Isométrico geológico–hidrológico del Valle de México (Tomada de Lesser y Asociados S.A. de C.V., 2000).

La secuencia estratigráfica de la Cuenca de México consiste de roca volcánica, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Terciario y Cuaternario, que subyacen discordantemente a rocas calcárea y calcáreo–arcillosa del Cretácico. De acuerdo a los resultados obtenidos de los trece pozos profundos, cinco realizados por Petróleos Mexicanos (Texcoco–1 a 2065 m; Copilco–1 a 2258m; Tuyehualco–1 a 3000 m; Mixhuca–1 a 2452 m y Roma–1 a 3200 m) y nueve a cargo del Distrito Federal (Avenida Cien Metros–1 a 2233 m; San Juan de Aragón–2 a 2232 m; Tlahuac–3 a 2241 m; Río San Joaquín–4 a 2267 m; Avenida Centenario–6 a 2350 m; Coapa–7 a 2236 m y Coapa–8 a 2234 m), se determinó la complejidad estratigráfica y estructural de la cuenca, tal y como se observa en la figura 3.4.

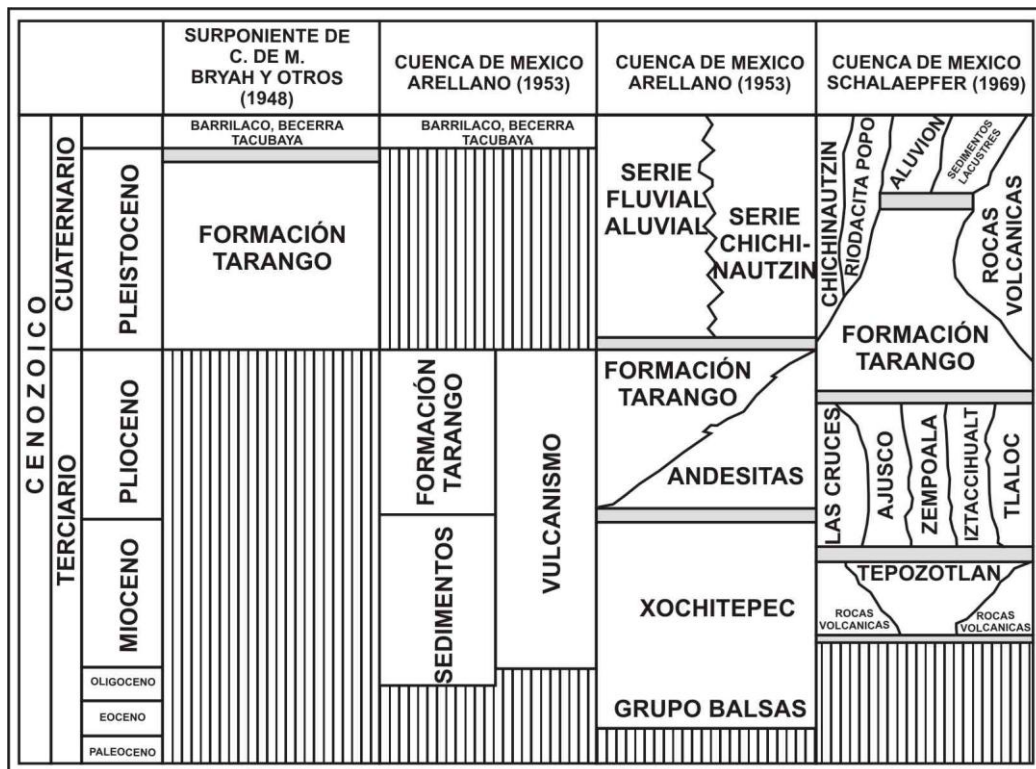


Figura 3.4 Correlación estratigráfica (modificada de CIGSA, 2000).

### 3.3 Hidrogeología

El Sistema del AZMCM puede ser de tipo semiconfinado, confinado o libre, dependiendo de la zona. Debido a la alta porosidad y compresibilidad natural, el estrato de arcilla adyacente al acuífero actúa como acuitardo de semiconfinamiento y provee de agua a los acuíferos cuando así lo demanden.



La filtración es derivada del almacenamiento de sedimentos arcillosos (Herrera et al., 1989).

### **3.3.1 Análisis de la piezometría y direcciones de flujo**

Herrera-Zamarrón et al. (2005), realizaron un análisis de la piezometría entre 1985 y 2003, el cual se resume a continuación.

En 1985 la profundidad del nivel estático (NE) fluctuaba entre 1.68 y 176.81 m, las mayores profundidades se presentaban hacia la Sierra de Las Cruces (>50 m); mientras que hacia la Sierra Chichinautzin, éstas fluctuaban en promedio entre los 30 y 50 m (Figura 3.5 a), en la planicie oscilaban en promedio entre los 30 y 40 m. En 1990 la profundidad del NE osciló entre 15.22 y 180.64 m, las mayores profundidades se establecieron en las Sierras de Las Cruces y Chichinautzin, en la planicie la profundidad del NE se estableció entre los 30 y 60 m (Figura 3.5 b). En 1995 la profundidad del NE varió entre 15.03 y 182.92 m, en la planicie se presentaron valores que variaron entre 30 y 60 m (Figura 3.5 c), mientras que hacia las Sierras, éstos oscilaron entre los 60 y 180 m. En el 2000 la profundidad del NE estuvo entre los 13.76 y 177.43 m, las mayores profundidades se sitúan en los altos topográficos, hacia la planicie éstos fluctúan entre los 30 y 60 m (Figura 3.5 d). En el 2003 la profundidad del NE osciló entre 17.02 y 186.83 m, valores >70 m se ubicaron en la Sierra de Las Cruces, >40 m en las Sierras Chichinautzin y Santa Catarina, los valores en la planicie se establecieron entre los 30 y 70 m (Figura 3.5 e).

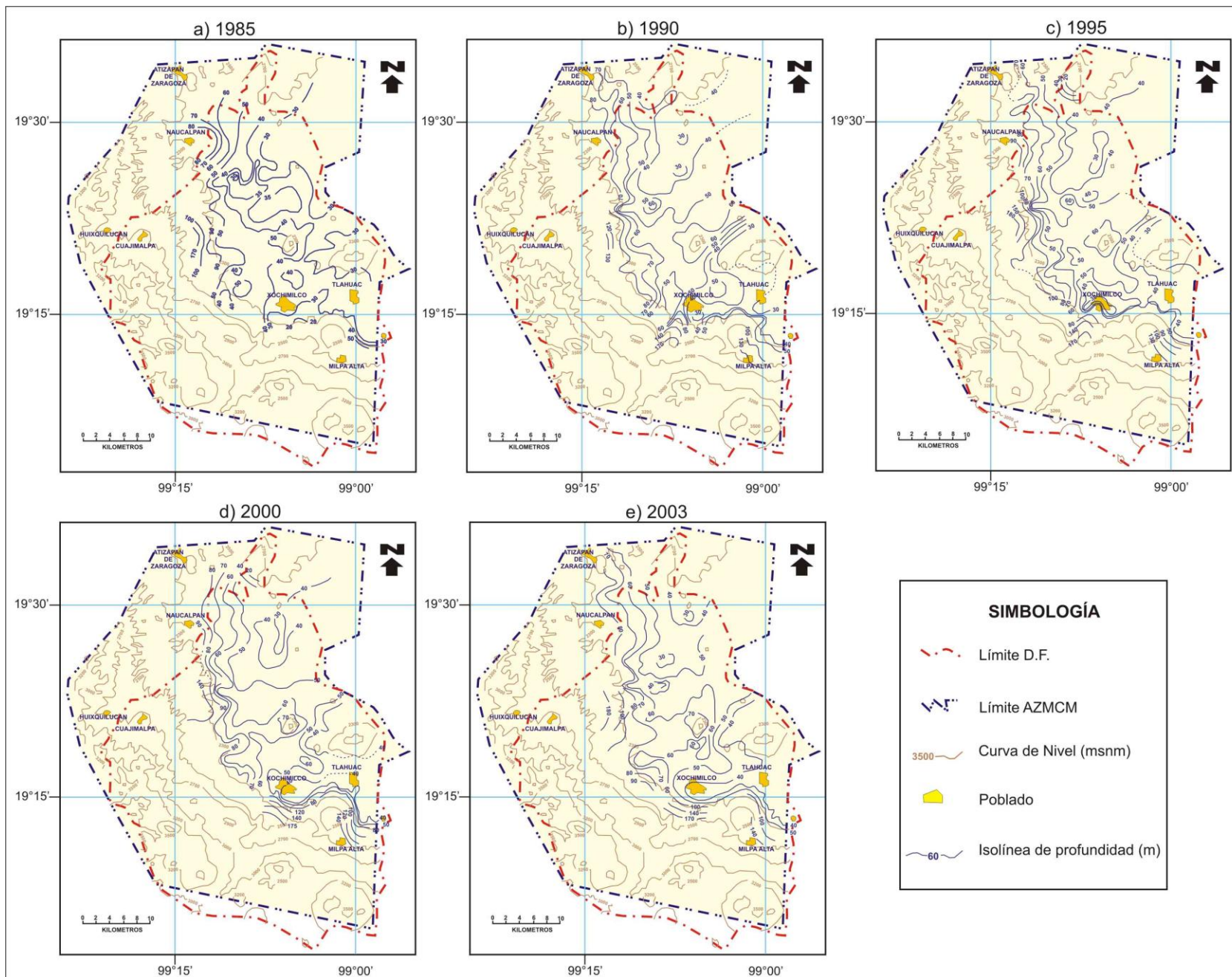


Figura 3.5 Profundidad del NE en distintos años (modificadas de Herrera–Zamarrón et al., 2005).

La elevación del NE en 1985 variaron entre 2,178.24 y 2,410.62 m snm (figura 3.6 a), la configuración de los valores de manera manual, señalan que en la parte norte del AZMCM, se tiene un flujo proveniente de la Sierra de Guadalupe hacia la delegación Azcapotzalco, con un gradiente hidráulico ( $i$ ) de 0.004, así como un flujo proveniente de la Sierra de Las Cruces, hacia la delegación Azcapotzalco, con  $i=0.015$ . Presentan conos de abatimiento en la parte NW de la ciudad de México; hacia la delegación Coyoacán; que en esta última zona fluye el agua proveniente de la Sierra de Las Cruces ( $i=0.017$ ), Chichinautzin ( $i=0.003$ ) y Santa Catarina ( $i=0.028$ ), existe un domo piezométrico al NE del cerro de la Estrella, cuya agua fluye hacia la delegación Coyoacán con  $i=0.006$ .

Para 1990 la elevación del NE fluctuó entre 2,133.39 y 2,408.79 m snm (figura 3.6 b), la configuración de los valores indican que en la parte norte de la zona de estudio se tiene un cono de abatimiento en la parte sur del municipio de Naucalpan y la delegación Azcapotzalco, cuya principal recarga es un flujo proveniente de la Sierra de Guadalupe ( $i=0.009$ ) y de los municipios de Tlanepantla y de Atizapan de Zaragoza ( $i=0.012$ ); se presenta un domo piezométrico en la planicie central en la delegación Coyoacán, que está aportando agua hacia la delegación de Tlalpan; asimismo la zona está recibiendo también agua proveniente de las Sierra de Las Cruces ( $i=0.025$ ), Chichinautzin ( $i=0.004$ ) y Santa Catarina ( $i=0.006$ ).

En 1995 la carga potenciométrica varió entre 2,133.39 y 2,405.14 m snm (figura 3.6 c), la configuración de los valores de manera manual, presentaron un cono de abatimiento en el SW de la delegación Azcapotzalco, cuyos flujos potenciales de agua provienen de las Sierras de Guadalupe ( $i=0.005$ ) y de Las Cruces ( $i=0.008$ ); en la porción central del AZMCM, con una carga potenciométrica de 2,190 msnm, confluyen los flujos provenientes de las Sierras de Las Cruces ( $i=0.022$ ) y Santa Catarina ( $i=0.009$ ), en la parte sur del AZMCM hacia el SW y SE de Xochimilco se presentan dos conos piezométricos.

Durante el 2000 la elevación del NE osciló entre 2,136.53 y 2,405.55 m snm (figura 3.6 d), en la parte NW del AZMCM se sigue manifestando el cono de abatimiento, cuyos flujos de agua subterránea convergen en él, provienen de las Sierras de Las Cruces ( $i=0.008$ ) y Guadalupe ( $i=0.004$ ), mientras en la planicie central del AZMCM los flujos a este parten de las Sierras de Las Cruces ( $i=0.025$ ) y Santa Catarina ( $i=0.013$ ), hacia la delegación Coyoacán fluye el agua proveniente de las Sierras de Las Cruces ( $i=0.018$ ), Chichinautzin ( $i=0.015$ ) y Santa Catarina ( $i=0.009$ ).

Para el 2003, el AZMCM presentó elevaciones del NE que fluctuaron entre los 2,145.93 y 2,366.86 m snm (figura 3.6 e), por las configuraciones de los valores se observa un gran cono de abatimiento establecido en el municipio de Naucalpan y la delegación Azcapotzalco; así como otro pequeño cono hacia la zona de transición de la delegación Hidalgo, en la planicie central del AZMCM, confluyen los flujos provenientes de las Sierras de Las Cruces ( $i=0.008$  y  $i=0.012$ ), y Santa Catarina ( $i=0.009$ ), hacia el SW de Xochimilco se presenta un cono de abatimiento; parte del agua fluye a éste, proveniente de la Sierra del Chichinautzin con  $i=0.012$ .

Durante el periodo 1984-1985 la evolución anual de la carga potenciométrica presentó valores que fluctuaron entre -11.11 y +16.22 m, la configuración de los valores para el año 1985, señala que la mayor pérdida de carga se estableció en la porción del acuífero contenido en las delegaciones Azcapotzalco (>5 m), Benito Juárez (>4 m) y Coyoacán (>6 m), y prácticamente las zonas con abatimiento nulo o de recuperación del nivel estático se hallan localizadas en los piedemontes de las Sierras de Las Cruces y Chichinautzin.

En el periodo 1985-1990, la evolución anual del NE varió entre -6.50 y +7.33 m, las zonas de mayor abatimiento anual se presentaron al sur de la Sierra Guadalupe (entre las delegaciones Azcapotzalco y Gustavo A. Madero), así como en la delegación Iztapalapa, mientras que en las zonas de recuperación se establecieron hacia las Sierra de Guadalupe y piedemontes de las Sierras de Las Cruces y Chichinautzin.



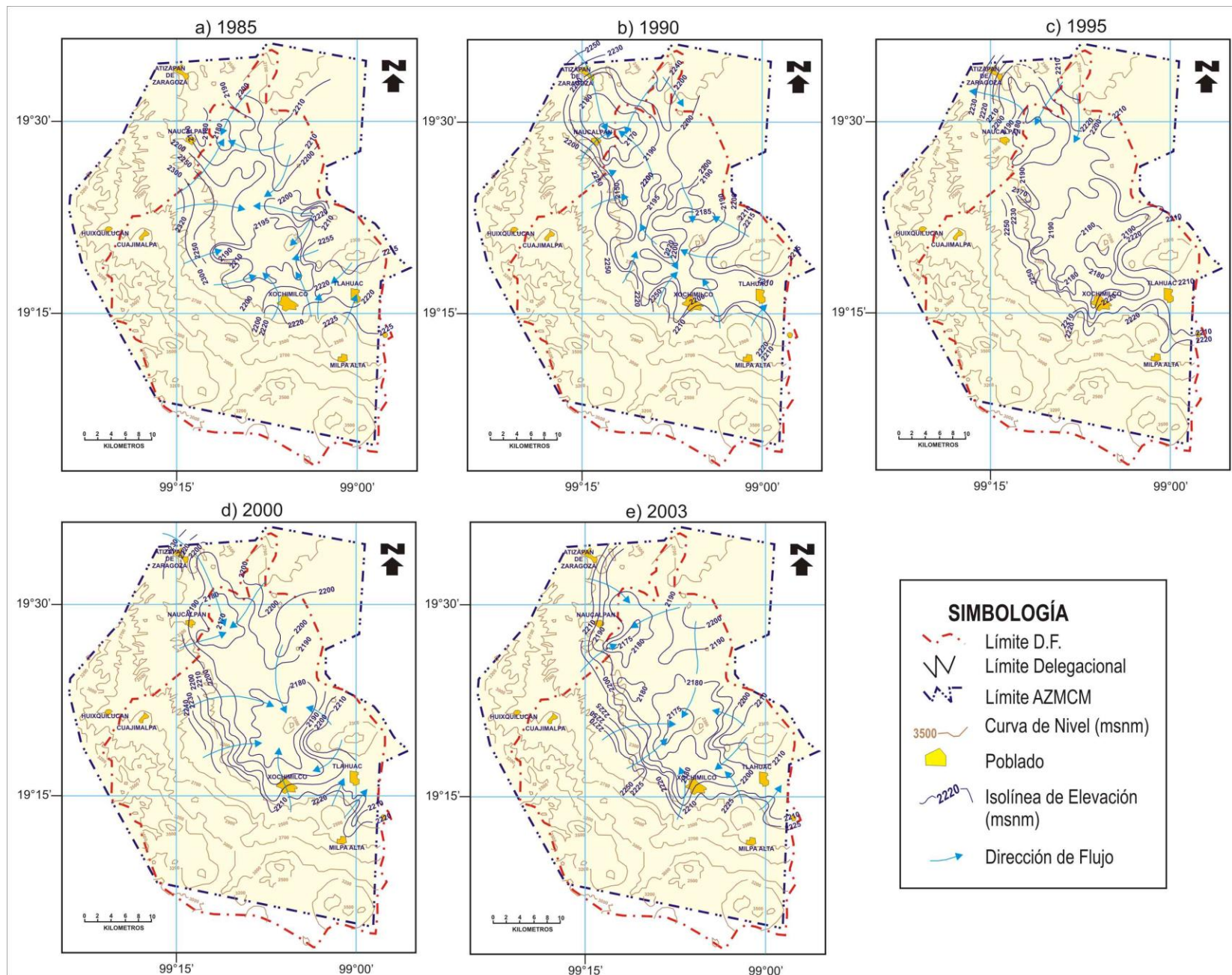


Figura 3.6 Elevación del NE para diferentes años (modificada de Herrera–Zamarrón et al. , 2005).

Durante el periodo de 1990–1995 los valores límites definidos fueron -4.96 y +1.84, la configuración de los valores señala que las zonas de mayor decremento se establecieron en las delegaciones Miguel Hidalgo, Iztapalapa, Coyoacán, Iztacalco, así como en el piedemonte de las delegaciones Álvaro Obregón y Magdalena Contreras; las zonas preferenciales de recuperación o abatimiento nulo continúan siendo el piedemonte de la Sierra de Las Cruces.

El periodo entre 1995–2000, osciló entre -1.95 y +5.31 m, la mayor pérdida de carga en el año 2000 fue establecida en las delegaciones Venustiano Carranza (>1.3 m), Iztapalapa (>1.5 m), Coyoacán (>1.0 m) y Xochimilco (>1.0 m), mientras que las zonas de recuperación preferencial se situaron en los piedemontes de las Sierras de Guadalupe, Las Cruces y Santa Catarina.

Entre los años 2000 y 2003 la evolución anual del NE en el AZMCM, varió entre -4.27 y +6.78 m, las delegaciones cuyo acuífero presentó un mayor decremento en el año 2003 fueron: Venustiano Carranza (>1.3 m), Iztapalapa (>1.5 m), Tláhuac y Xochimilco y Coyoacán con >1.0 m. así como el piedemonte de las delegaciones Miguel Hidalgo y Álvaro Obregón con >1.5 m; las zonas de recuperación preferencial se situaron en los piedemontes de las Sierras de Las Cruces y Santa Catarina; en tanto, el piedemonte de la Sierra Chichinautzin, presentó una pérdida de carga potenciométrica para el 2003 de alrededor de los 0.5 m.

Tomando en cuenta este análisis, también se analizó el tipo de acuífero en tiempo y espacio en diversas áreas de balance, con los siguientes criterios: espesor de la arcilla y profundidad del NE para cada periodo de balance (1985, 1990, 1995, 2000 y 2003). El tipo de acuífero que se consideró para la determinación de los valores de transmisividad durante la evaluación de los flujos laterales, así como los valores de coeficiente de almacenamiento durante el cálculo de cambio de almacenamiento, se muestra en la figura 3.7.



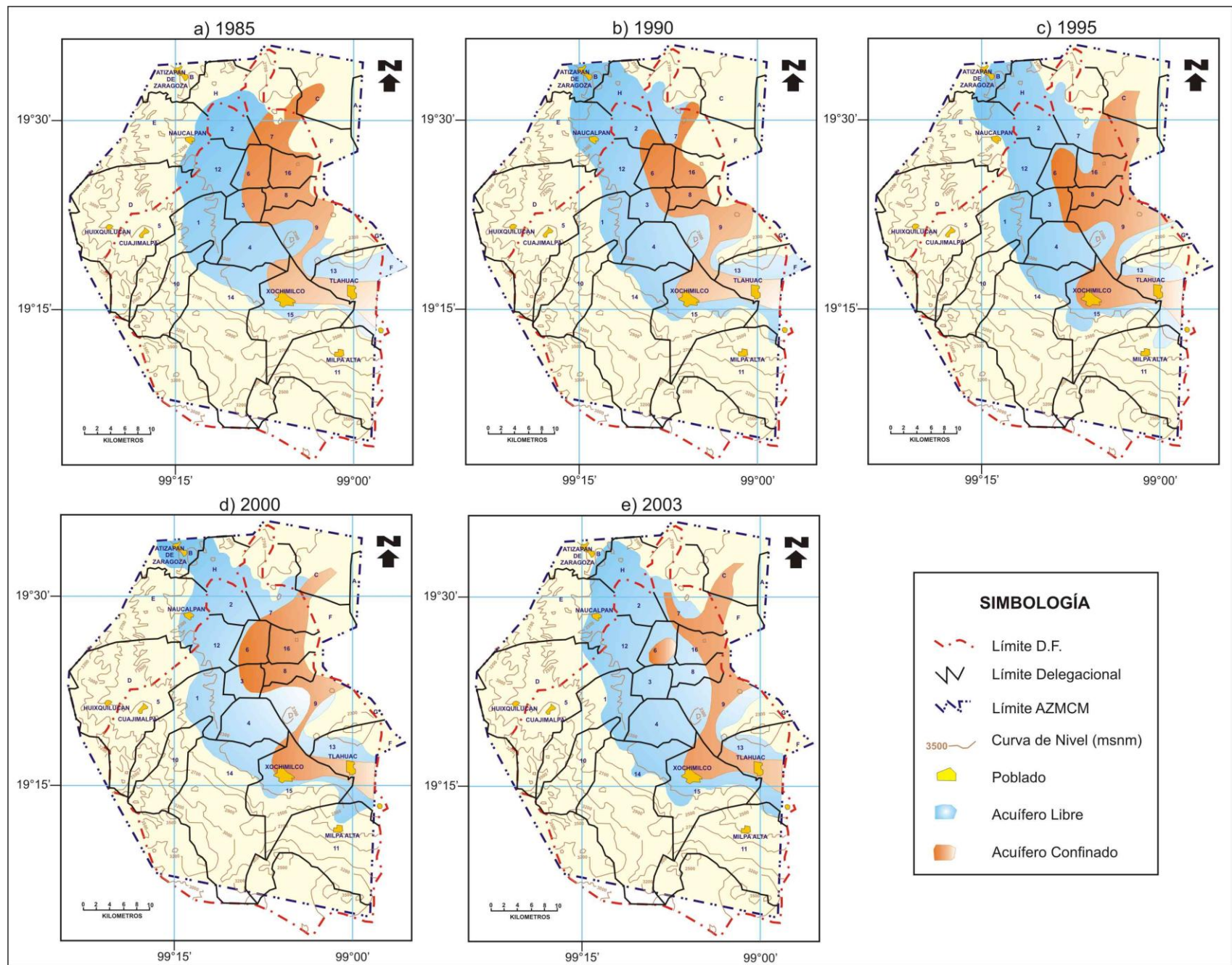
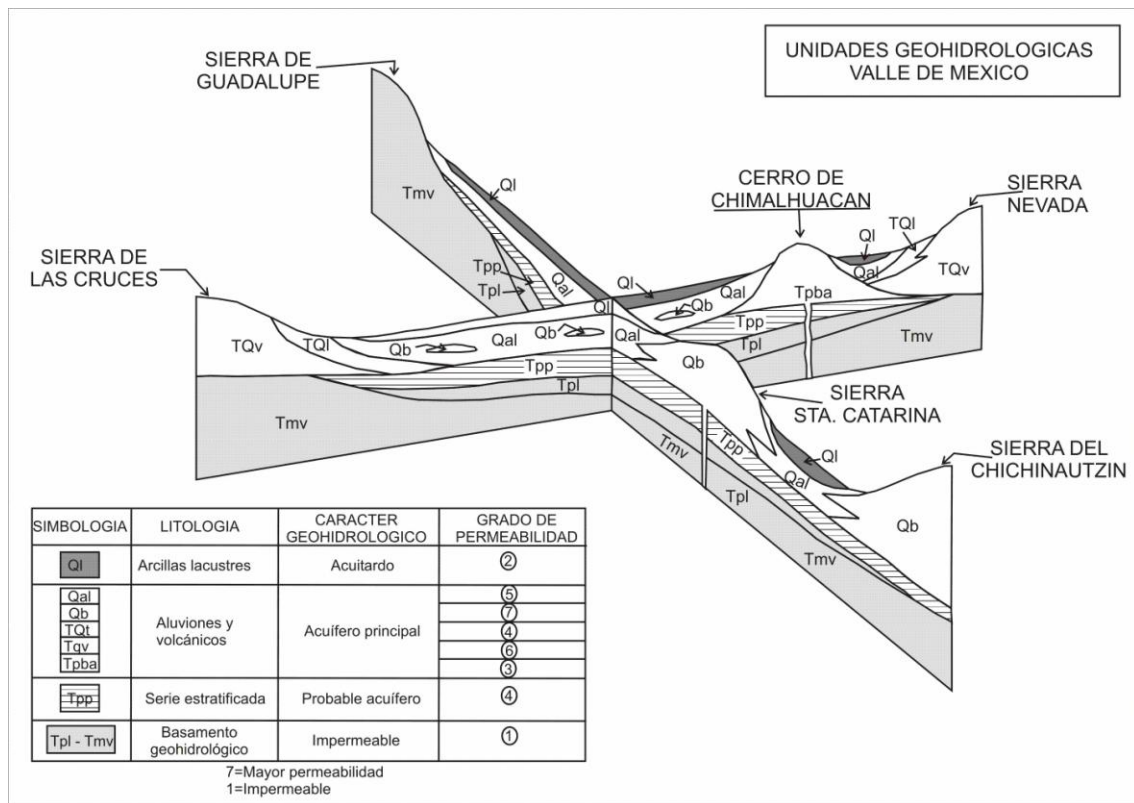


Figura 3.7 Tipo de acuífero en diferentes años (modificadas de Herrera-Zamarrón et al., 2005).

### 3.3.2 Unidades hidrogeológicas

De acuerdo con Lesser y asociados (2000), las unidades geohidrológicas del Valle de México se presentan en forma resumida en la figura 3.8.



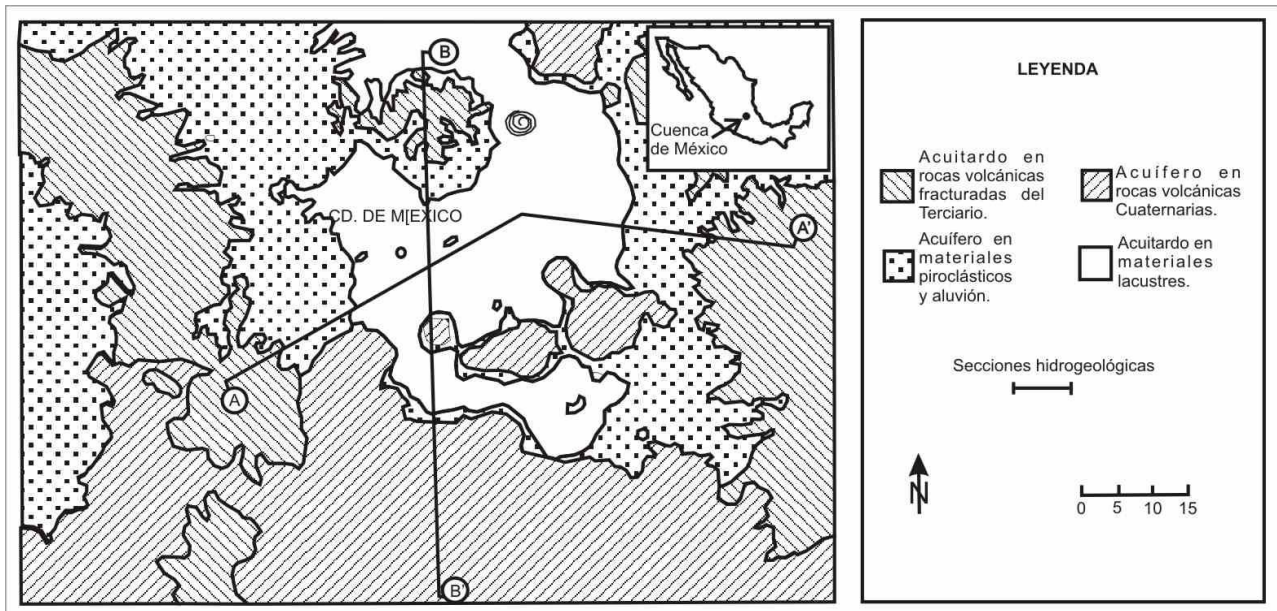
**Figura 3.8 Unidades geohidrológicas del valle de México (modificada de Lesser y Asociados S.A. de C.V., 2000).**

Sin embargo, de acuerdo con las propiedades físicas y el comportamiento hidráulico de los materiales no consolidados y rocas que forman el acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México antes llamado acuífero de la Cuenca de México, Ortega y Farvolden (1989) formaron cinco unidades hidrogeológicas generales, las cuales son:

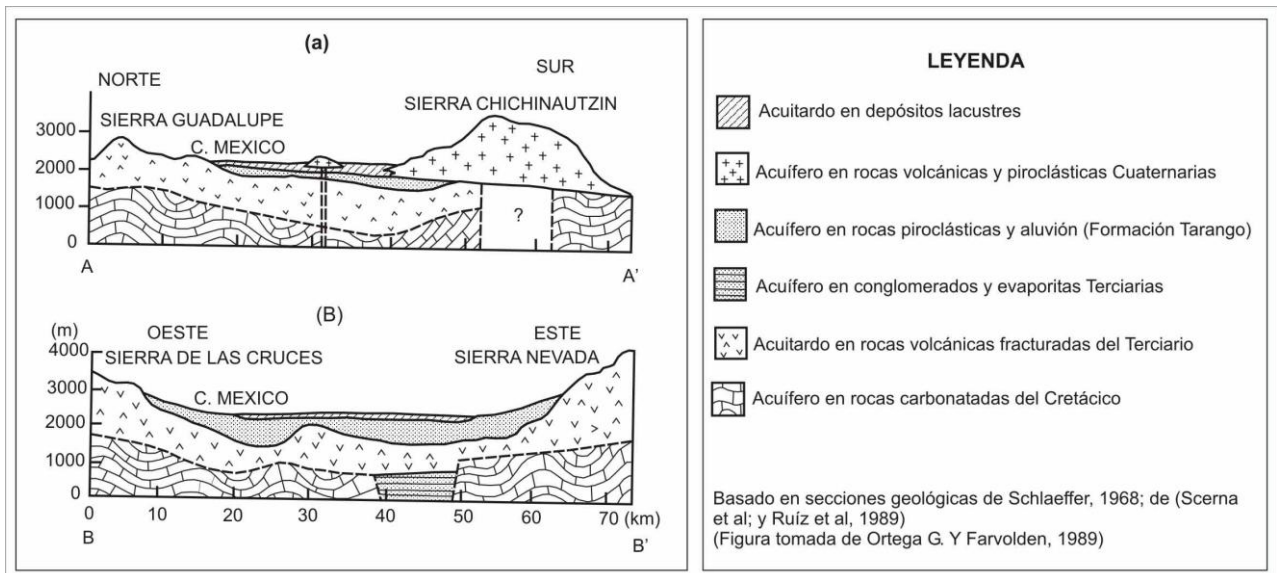
- Acuitardo en materiales lacustres cuaternarios
- Acuífero en rocas volcánicas y materiales cuaternarios
- Acuífero en materiales piroclásticos y aluviales terciarios. (Acuífero principal en explotación)
- Acuitardo en rocas volcánicas terciarias
- Acuífero en rocas carbonatadas cretácicas



El mapa hidrogeológico (figura 3.9), muestra la distribución superficial de las unidades y en las secciones hidrogeológicas (figura 3.10) su geometría y distribución en el subsuelo.



**Figura 3.9 Localización y distribución de unidades hidrogeológicas (modificada de Ortega y Farvolden, 1989).**



**Figura 3.10 Secciones hidrogeológicas (modificada de Ortega y Farvolden, 1989).**

Con base a los datos hidrodinámicos (densidad, porosidad, permeabilidad, conductividad hidráulica) las formaciones que están entre la superficie y los

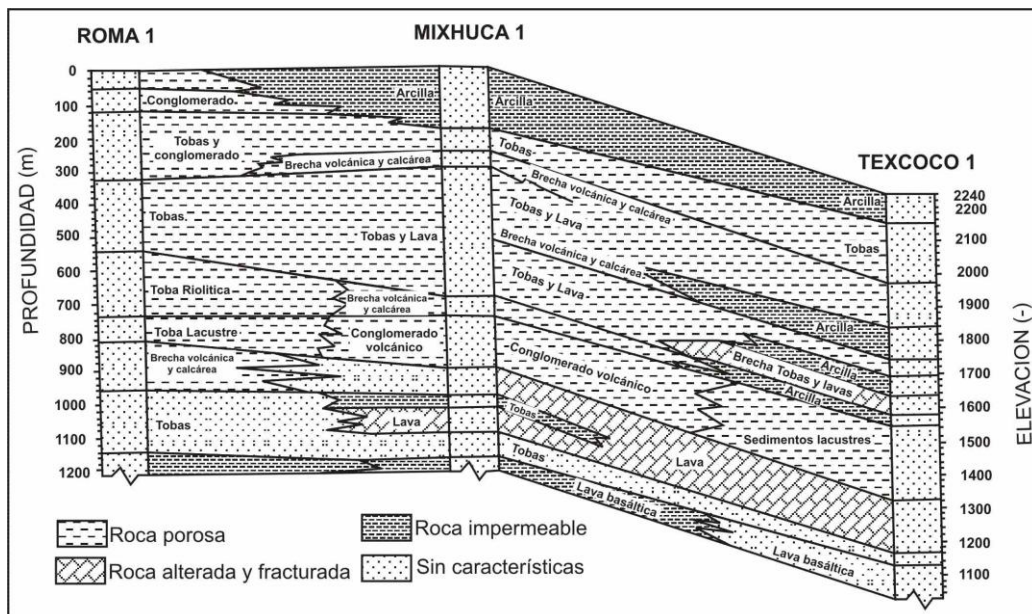
1200 m de profundidad se clasifican como porosas, fracturadas, alteradas e impermeables (Torres et al., 1996).

Aunque en Mooser y Molina (1993) consideran la relación existente entre la secuencia litológica y su permeabilidad, la cual tienen una continuidad hidráulica entre las diversas unidades geológicas en el Distrito Federal, por lo que, las unidades hidroestratigráficas podrían estar conformadas de la siguiente manera:

- i) Acuitardo superior, por depósitos lacustres del Cuaternario.
- ii) Acuífero superior, por aluviones y rocas ígneas, principalmente basálticas del Cuaternario.
- iii) Acuitardo inferior, por depósitos lacustres del Plioceno, rocas ígneas básicas de ácidas del oligoceno–Mioceno.
- iv) Acuífero inferior, constituido por rocas carbonatadas del Cretácico Inferior.

### 3.4 Modelo conceptual

En base a la información del estudio realizado por CIGSA (2000) se construyeron las columnas litoestratigráficas de tres pozos, en donde se correlacionaron las unidades en base a sus características hidráulicas tal como se observa en la figura 3.11.



**Figura 3.11 Características hidráulicas en pozos profundos en la Cuenca del Valle de México (modificada de CIGSA, 2000).**

Y con base en la correlación de las columnas litoestratigráficas y los estudios revisados, se realizó una descripción del modelo conceptual del AZMCM.

- **Acuitardo superior** con un espesor promedio de 60 m, constituido por sedimentos fluviales, lacustres con buena porosidad pero de baja permeabilidad, roca volcánica, depósitos areno-arcillosos a una profundidad de 10 m; capa delgada de material arcilloso o limo-arenoso compacta y rígida llamada “capa dura” con un espesor de 3 m a una profundidad de 33 m que ocurrieron dentro de la subcuenca correspondientes al periodo Cuaternario. Esta unidad se caracteriza por presentar alto contenido de agua (un rango de 421–574 %, Mesri et al., 1975).
  
- **Unidad acuífera principal (en explotación)** con un espesor promedio de 600 m, constituido por aluvión, toba, roca basáltica, arcillas volcánicas intercaladas con pequeñas capas o lentes de arena, depósitos aluviales, piroclástos, conglomerado del Cuaternario; así como roca andesita basáltica, la Formación Tarango del Plio-Cuaternario; roca basáltica y andesítica del Plioceno Superior; depósitos de la Formación Tarango y basaltos del Terciario Superior. Es un acuífero libre en las regiones montañosas, en los abanicos piroclásticos, en las llanuras y aluviales; por otra parte es confinado en las planicies por depósitos lacustres del Cuaternario, los cuales se extienden desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el cerro de Chapultepec. Este acuífero granular es semiconfinado en la parte central de la Cuenca, ya que por encima se encuentra el paquete de arcillas lacustres.
  
- **Acuitardo inferior** con un espesor promedio de 1,500 m, constituido por clastos sedimentarios, depósitos de piamonte, piroclástos, conglomerado fluvial, horizontes de pómez, arcillas volcánicas muy comprimidas y resistentes, roca volcánica fracturada a una profundidad de 3,000 m del Plioceno; Formación Tarango, roca volcánica andesítica del Plio-Cuaternario; roca basáltica y andesítica del Plioceno Superior; serie

estratificada, roca volcánica, depósitos lacustres del Plioceno Inferior; roca volcánica del Terciario; depósito lacustre del Terciario Superior; roca ígnea ácida del Mioceno; roca ígnea intermedia del Oligoceno; conglomerado del Eoceno; marga, arenisca, lutita, carbonatos compactos del Cretácico Superior; la Formación Balsas, Formación Tepozteco y Formación Mezcala.

- **Unidad acuífera inferior** constituido por roca volcánica de tipo andesítico y dacítico del Terciario Medio y Superior; roca carbonatada de origen sedimentario del Cretácico; carbonatos de la Formación Morelos (espesor promedio 500 m).

La historia de México indica que la ciudad inició su construcción dentro de un islote en la parte central de un lago que cubría una extensa área y que se continuaba hacia el noreste hasta Texcoco y al sur hasta Xochimilco. Los Aztecas ganaron terreno al lago construyendo chinampas, que son acumulaciones de material arcilloso arriba del nivel del agua, sitios donde realizaban sus cultivos. Por otra parte, se construyeron bordos y diques de contención a fin de evitar inundaciones. Desde esa época se utilizaban los manantiales de agua dulce, ampliamente distribuidos en las áreas montañosas y en el valle, para el abasto de agua de la población. Desde el siglo XIX, se iniciaron obras para el drenaje de la ciudad lo cual aceleró el secado de los lagos. En el siglo XIX parte del agua de lluvia se infiltraba y recargaba (en la parte topográficamente alta) al acuífero superior, mientras que otra parte escurría en forma superficial para acumularse sobre la parte central del valle. En temporadas de lluvias abundantes, llegaban a producir inundaciones en el centro de la ciudad y, para evitarlas, construyeron canales de desagüe para sacar las aguas hacia el norte, convirtiendo a la cuenca endorréica del Valle de México en una cuenca abierta (Herrera et al., 1994; Lesser y asociados, 2000).

A principios del siglo XX la unidad acuífera superior aún se encontraba saturada, derramando sus excedentes a través de los manantiales de los cuales los más conocidos se encontraban en Xochimilco, en las fuentes brotantes de Tlalpan, en el Peñón de los Baños y Chapultepec. Para el año de 1940, el requerimiento de agua para la Ciudad de México fue satisfecho

mediante la perforación de pozos, los cuales se fueron incrementando en número hacia las décadas de los 50's y 60's, para satisfacer las necesidades de una población que crecía rápidamente, provocando a su vez el abatimiento del nivel del agua subterránea y con ello la desaparición de los manantiales. Con el desalojo de las aguas residuales y pluviales construyeron una red de alcantarillado pero una de las consecuencias del crecimiento demográfico y la expansión urbana volvió insuficiente al sistema de drenaje (Sistema Hidráulico del Distrito Federal, 1982; Herrera et al., 1994, Lesser y asociados, 2000).

La Sierra Chichinautzin es la zona de recarga más importante de la unidad acuífera superior debido a la alta permeabilidad de las rocas, con un nivel freático muy profundo. Las otras montañas (Sierra de Guadalupe, Sierra Nevada y Sierra de Las Cruces) de la ZMCM son también zonas de recarga, pero de menos importancia (Herrera et al., 1994; Lesser y Asociados, 2000).

Los factores que controlan el sistema de flujo son la topografía, hidroestratigrafía y las propiedades hidráulicas. Bajo la influencia de la gravedad, el agua de lluvia y nieve derretida que se infiltran en las partes altas, se mueven de manera lateral descendiendo hacia las zonas de descarga en las tierras bajas. Subyacentes a las Sierras que limitan el valle. La rapidez con que se mueve depende de la conductividad hidráulica de las rocas y del gradiente hidráulico. Sin embargo, la explotación a que ha sido sometido la unidad acuífera principal ha producido alteraciones en el régimen de flujo. Una de las más importantes es que en las arcillas, el sentido del movimiento del agua subterránea se ha invertido en casi toda la ZMCM. Anteriormente la descarga difusa era a través de las arcillas a los lagos, y después el agua subterránea almacenada en las arcillas recargaban a la unidad acuífera principal. Este efecto produjo asentamientos del terreno (en algunos lugares han llegado a ser muy acentuados) creando problemas en las obras civiles, y al invertirse el sentido de flujo en la capa confinante, han suscitado condiciones de contaminación potencial a la unidad acuífera principal. Otros puntos respecto a la conceptualización del sistema de flujo, se refieren a las fronteras del sistema AZMCM (Herrera et al., 1994).

De acuerdo con Edmunds et al. (2002) la conductividad hidráulica de las unidades geológicas en las Sierras que limitan a la Cuenca, se desarrollaron diferentes sistemas de flujo en el plano horizontal. Las zonas de descarga de los sistemas de flujo regional e intermedio, los encontraron en el Lago de Texcoco y en zonas de piedemonte respectivamente, aunque cada uno de los sistemas de flujo regional también habría podido desarrollar características hidrogeoquímicas distintivas, de acuerdo a la litología y tiempo de residencia. La perforación localizada en el Peñón de los Baños la consideran una intercepción de la descarga de un sistema de flujo regional (Cortés y Farvolden, 1989), con una temperatura de 44°C, y éste pozo está situado en el lugar de una fuente termal antigua utilizada por los aztecas antes de los años 1500, sin embargo, el flujo empezó a declinar con el incremento en la extracción del agua subterránea después de la década de 1950.

Al sudeste de la Ciudad de México, hay presencia de un flujo local con temperatura de 18–19°C, 127–600 de sólidos totales disueltos (STD) y 24–178 mg/L de Na, que circula a través de rocas basálticas; un flujo intermedio con temperatura de 20–22°C, 203–940 de STD y 30–370 mg/L de Na, que circula por material granular y materia orgánica en sedimentos del acuitardo, un flujo regional con temperatura de 23–24.8°C, 300–700 de STD y 80–230 mg/L de Na, que circula por material volcánico y roca caliza (Huizar et al., 2004).

Las consecuencias principales de la explotación de la unidad acuífera principal han sido la declinación de los niveles del agua subterránea, el deterioro de su calidad, el hundimiento del terreno en una parte importante de la ZMCM, así como el aumento de la vulnerabilidad de la unidad acuífera a la contaminación. Los niveles del agua subterránea que a principios de siglo se encontraban a profundidades someras, han descendido hasta alcanzar profundidades medias de 30 m en el centro del valle y más de 180 m en las estribaciones de las Sierras que lo rodean. Las arcillas lacustres superficiales que cubren el Valle de México son altamente compresibles, y a medida que se explotan las unidades acuíferas se producen grandes hundimientos de la superficie del terreno (Herrera et al., 1994; Herrera–Zamarrón et al., 2005).

#### **4. Modelación Matemática y Computacional de Acuíferos Semiconfinados.**

En este capítulo se introducen las ecuaciones de flujo y transporte que se utilizan para modelar a los acuíferos semiconfinados, así como el software que se utiliza para la modelación de acuíferos.

##### **4.1 Modelación Matemática**

En la actualidad los modelos matemáticos son utilizados con mayor frecuencia y han llegado a ser muy versátiles, ya que son entes en los que se integran los conocimientos científicos y tecnológicos con los que se construyen programas de cómputo que se implementan con medios computacionales.

La modelación matemática constituye el método más efectivo de predecir el comportamiento de los diversos sistemas de interés, que en nuestro caso es el agua subterránea. Los modelos matemáticos de los sistemas continuos están constituidos por las ecuaciones de balance correspondientes a una colección de propiedades extensivas, que se expresan por medio de las propiedades intensivas asociadas a cada una de ellas. Esto es posible porque las ecuaciones de balance global son equivalentes a las llamadas condiciones de balance local (son de dos clases: ecuaciones diferenciales de balance local y condiciones de salto), las cuales se formulan en términos de las propiedades intensivas correspondientes. La Ley de Darcy y sus variantes, aplicables a sistemas de varias fases, determinan la velocidad promedio de cada fase cuando los gradientes de presión son conocidos.

A las entradas y salidas de masa de cada componente se les conceptualiza como fuentes o sumideros. Si se acepta que las fuentes puedan tener intensidad negativa, como es habitual en la conceptualización matemática, entonces es innecesario referirse a los sumideros en forma independiente. Cuando se modela el flujo de agua subterránea, las fuentes y los sumideros se deben al bombeo o a la inyección.

#### 4.1.1 Flujo de fluidos en medios porosos

Para desarrollar modelos de flujo y transporte de materia es preciso introducir los conceptos de fase y componente (Notas de Herrera, 2007–1; Herrera y Pinder, por publicarse). Cada fase está formada por una o varias componentes. Su característica esencial es que todas sus componentes se mueven con la misma velocidad media. Así, la velocidad media de cada fase está definida en forma única. Ejemplos de sistemas de una fase son el agua pura (en cuyo caso sólo hay una componente), o el agua con alguna sustancia disuelta (por ejemplo, cloruro de sodio), en cuyo caso hay dos componentes.

Las hipótesis básicas del modelo de flujo en medios porosos son:

- La matriz sólida está saturada de fluido.
- Puede haber o no difusión del fluido.
- La matriz sólida está en reposo.
- La matriz sólida es elástica.
- El fluido es compresible.
- La velocidad del fluido está dada por la ley de Darcy.

El sistema de flujo es un sistema de dos fases en que se trata de la matriz sólida y el fluido contenido en sus poros. Sin embargo, el hecho que el movimiento de la fase sólida es conocido, ya que está en reposo, permite abordar exclusivamente la fase líquida y tratar al sistema como un sistema monofásico. Esta fase, a su vez, está hecha de una sola componente. Por lo tanto, la familia de propiedades extensivas sólo consta de una propiedad extensiva, es decir, de la masa del líquido. La matriz sólida esta saturada, y la masa del fluido esta contenido en un dominio  $B(t)$  ocupado por el líquido en el sistema poroso, dada por (Herrera y Pinder, por publicarse)

$$M(t) = \int_{B(t)} \varepsilon(\underline{x}, t) \rho(\underline{x}, t) dx \quad (4.1.1)$$



donde,  $\rho(\underline{x}, t)$  es la densidad del fluido (masa del fluido por unidad de volumen del fluido),  $\varepsilon(\underline{x}, t)$  es la porosidad y  $M(t)$  es la masa del fluido. Es importante hacer notar que en la formulación tradicional de la mecánica del medio continuo (Connor, J.J. y Brebbia, C.A., 1976; Allen et al., 1988; Mukherjee, S. y Mukherjee Y.X., 2005; Reint-De Boer, 2005) se introduce la propiedad intensiva por unidad de masa y aquí la propiedad intensiva se define por unidad de volumen, sin embargo, hacerlo de esta manera permite desarrollos más consistentes y elegantes (Herrera y Pinder, por publicarse), por ese motivo en esta tesis se sigue esta manera de presentarlo. Estamos interesados en seguir el moviendo del cuerpo del fluido y así  $B(t)$  se moverá con la velocidad del fluido.

La porosidad  $\varepsilon$  que se utiliza en la ecuación (4.1.1), cuando la matriz sólida está saturada por el líquido, es igual a la fracción del espacio físico ocupado por el líquido.

Por lo mismo,  $\varrho$  es la masa del líquido por unidad de volumen del espacio ocupado por el líquido del sistema poroso. Esto explica la ecuación (4.1.1), lo que implica que la propiedad intensiva asociada a la masa del líquido es  $\varepsilon(\underline{x}, t)\rho(\underline{x}, t)$ . Por lo tanto, la ecuación diferencial de balance está dada por:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} + \nabla \cdot (\underline{v}\psi) = \nabla \cdot \underline{\tau} + g, \text{ donde}$$

$\psi$  propiedad intensiva

$\nabla$  gradiente  $\left( \frac{\partial}{\partial x_1}, \frac{\partial}{\partial x_2}, \frac{\partial}{\partial x_3} \right)$

$\underline{v}$  velocidad del fluido

$\underline{\tau}$  campo de flujo debida a la dispersión-difusión

$g$  suministro externo

se obtiene:

$$\frac{\partial \varrho}{\partial t} + \nabla \cdot (\underline{v}\varrho) = \nabla \cdot \underline{\tau} + g \quad (4.1.2)$$

donde  $\varepsilon$  es la porosidad y  $\rho$  es la densidad del fluido. Cuando el fluido que fluye en el medio poroso es agua, se tiene  $\tau \equiv 0$ . Por ejemplo, cuando hay muchos pozos distribuidos en una región es frecuente que su extracción se distribuya en ella y la explotación de masa correspondiente se incorpore a través de un término  $g(\underline{x}, t) \neq 0$ . En tales casos la ecuación diferencial de balance es:

$$\frac{\partial \varepsilon \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\underline{v} \varepsilon \rho) = g \quad (4.1.3)$$

Con la condición de salto (Notas de Herrera, 2007–1)

$$[\varepsilon \rho (\underline{v} - \underline{v}_\Sigma)] \cdot \underline{n} = 0 \quad (4.1.4)$$

donde  $\underline{n}$  es el vector normal. Debido a las hipótesis adoptadas, es posible

desarrollar el término  $\frac{\partial \varepsilon \rho}{\partial t}$  de la siguiente forma:

$$\frac{\partial \varepsilon \rho}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \quad (4.1.5)$$

donde:

$\varepsilon \frac{\partial \rho}{\partial t}$  compresibilidad del fluido

$\rho \frac{\partial \varepsilon}{\partial t}$  compresibilidad de la matriz porosa

Se supone que la densidad del fluido satisface una ecuación de estado de acuerdo con la cual es función de su presión,  $\rho(p)$ , exclusivamente, es decir:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial t} = \beta \rho \frac{\partial p}{\partial t} \quad (4.1.6)$$

Al parámetro  $\beta$  se le llama compresibilidad del fluido, definido por la ecuación:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p} \quad (4.1.7)$$

Aquí  $V$  es el volumen específico del fluido, que se define como  $V \equiv \rho^{-1}$  que es el volumen por unidad de masa. Para obtener la ecuación 4.1.7 se utilizó la

$$\text{relación } \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dp} = \frac{d \ln \rho}{dp} = -\frac{d \ln \rho^{-1}}{dp} = -\frac{d \ln V}{dp} = -\frac{1}{V} \frac{dV}{dp}.$$

Para comprender los procesos que motivan y determinan la compresibilidad de la roca, conviene realizar un análisis de esfuerzos. Parte del esfuerzo total  $p_{tot}$  en una superficie del sistema constituido por las dos fases, una sólida y la otra fluida, la soporta el material sólido y la otra el fluido:

$$p_{tot} = p_{ef} + p \quad (4.1.8)$$

donde  $p_{ef}$  es el esfuerzo efectivo que soporta directamente la fase sólida y  $p$  es la presión del poro que soporta el fluido.  $p_{tot}$  depende de las condiciones que existan en el ámbito en que se encuentre el sistema formado por la matriz porosa y el fluido.

En el análisis que se induce a continuación, se supone que las condiciones del ambiente que rodea al sistema poro–fluido no cambian en el periodo considerado en el análisis, por lo que la presión total no cambia con el tiempo. Esto da lugar a que cualquier variación de la presión del poro conlleve un cambio correspondiente, implicado por la ecuación (4.1.8), de la presión efectiva en el sólido, dicha ecuación implica que:

$$\Delta p_{ef} + \Delta p = \Delta p_{tot} = 0 \quad (4.1.9)$$

Aquí, y solamente aquí, el símbolo  $\Delta$  representa el cambio. Nótese que cuando la presión del poro se incrementa, la presión efectiva decrece y el poro se expande.

Por la definición de la porosidad se tiene:

$$\mathcal{E} = \frac{V_h}{V_{tot}} = \frac{V_{tot} - V_s}{V_{tot}} = 1 - \frac{V_s}{V_{tot}} \quad (4.1.10)$$

Donde  $V_{tot}$  es el volumen total del sólido, incluyendo los poros;  $V_h$  es el volumen de los poros, o huecos; y  $V_s$  es el volumen de la fase sólida.

Tomando la derivada con respecto a la presión efectiva en el sólido,  $p_{ef}$ , en la ecuación (4.1.10) se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial p_{ef}} &= \frac{V_s}{V_{tot}} \frac{1}{V_{tot}} \frac{\partial V_{tot}}{\partial p_{ef}} - \frac{V_s}{V_{tot}} \frac{1}{V_s} \frac{dV_s}{dp_{ef}} \\ &= (\beta_s - \beta_{tot}) \frac{V_s}{V_{tot}} = (\beta_s - \beta_{tot})(1 - \varepsilon) \end{aligned} \quad (4.1.11)$$

Aquí,  $\beta_{tot}$  es la compresibilidad total del medio poroso y  $\beta_s$  es la compresibilidad del sólido, definidas por las ecuaciones:

$$\beta_{tot} \equiv -\frac{1}{V_{tot}} \frac{\partial V_{tot}}{\partial p_{ef}} \quad \text{y} \quad \beta_s \equiv -\frac{1}{V_s} \frac{\partial V_s}{\partial p_{ef}} = \rho_s \frac{\partial \rho_s}{\partial p_{ef}} \quad (4.1.12)$$

Tomando en cuenta que los cambios en la presión del poro y en la presión efectiva son de igual magnitud pero de signos contrarios, la ecuación (4.1.11) implica

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial p} = -\frac{\partial \varepsilon}{\partial p_{ef}} = (\beta_{tot} - \beta_s)(1 - \varepsilon) \quad (4.1.13)$$

Así:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{\partial \varepsilon}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial t} = (\beta_{tot} - \beta_s)(1 - \varepsilon) \frac{\partial p}{\partial t} \quad (4.1.14)$$

Generalmente  $\beta_{tot} \gg \beta_s$ , por lo que se desprecia  $\beta_s$ , entonces:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \beta_{tot}(1 - \varepsilon) \frac{\partial p}{\partial t} \quad (4.1.15)$$

La condición  $\beta_{tot} \gg \beta_s$  se cumple cuando el volumen de los poros es mucho mayor que la del material sólido que forma la matriz sólida.

Sustituyendo las ecuaciones (4.1.6) y (4.1.12) en la ecuación (4.1.14), se obtiene:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \rho \{ \alpha \beta + (1 - \varepsilon)(\beta_{tot} - \beta_s) \} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (4.1.16)$$

El coeficiente de almacenamiento específico,  $S_s$ , se define por

$$S_s = \rho \hat{g} \{ \varepsilon \beta + (1 - \varepsilon)(\beta_{tot} - \beta_s) \} \quad (4.1.17)$$

donde

$\hat{g}$  constante de la aceleración de la gravedad

Utilizando la ecuación de balance de masa, (4.1.3), multiplicándola por  $\hat{g}$ , se puede escribir como:

$$S_s \frac{\partial p}{\partial t} + \hat{g} \nabla \cdot (\varepsilon \rho \underline{v}) = \hat{g} g \quad (4.1.18)$$

donde

$$\hat{g} = -\rho g$$

El termino aplicado al reservorio de agua subterránea con la capacidad de almacenar o liberar agua es el rendimiento específico,  $S_y$ , que se define como el volumen de agua drenada de una columna de suelo por unidad de área de una sección transversal horizontal por disminución de la unidad en la elevación del nivel freático. El volumen de agua que permanece en los poros de los lugares de origen por las fuerzas de atracción molecular (adhesión y cohesión) y localización de la terminal del nivel del agua es llamada retención específica,  $S_r$ , (Pinder y Celia, 2006) esto es:

$$\varepsilon = S_y + S_r \quad (4.1.19)$$

La ley de Darcy es la que relaciona a la velocidad de las partículas del fluido con su presión, la cual ha servido de base para la modelación del flujo de medios porosos. Para su formulación utilizaremos la “velocidad de Darcy”,  $\underline{U}$ , que se define como:

$$\underline{U} \equiv \varepsilon \underline{v} \quad (4.1.20)$$

Donde  $\underline{v}$  es la velocidad volumétrica. La ley de Darcy establece que la velocidad  $\underline{U}$  es una función lineal del gradiente de la presión en ausencia de gravedad, tiene la propiedad que cuando el vector  $\underline{n}$  unitario, es normal a una

superficie,  $\underline{U} \cdot \underline{n}$  es el gasto volumétrico de fluido que pasa a través de esa superficie. En general, en presencia de la gravedad, la Ley de Darcy esta dada por la ecuación:

$$\underline{U} = -\frac{1}{\mu} \underline{k} \cdot (\nabla p - \rho \underline{\hat{g}}) \quad (4.1.21)$$

donde

- $\underline{\hat{g}}$  vector de aceleración de la gravedad,  $\hat{g}$  es su magnitud
- $\mu$  viscosidad dinámica del fluido
- $\underline{k}$  tensor de permeabilidad intrínseca o tensor de permeabilidad, si la matriz porosa es isotrópica entonces  $\underline{k} = kI$ , al escalar  $k$  se le llama simplemente permeabilidad
- $p$  presión del fluido

En los flujos en donde se aplica la ley de Darcy, la presión de un fluido es siempre continua, ya que de lo contrario el gradiente de la presión sería de una magnitud infinita y así sería la velocidad del flujo.

En la ecuación (4.1.21) se aplica en el caso general, cuando la matriz porosa puede ser anisotrópico.

Dado cualquier punto  $\underline{x}$  del espacio físico, sea  $z(\underline{x})$  la altura con respecto a un cierto nivel de referencia, entonces el vector aceleración de la gravedad se puede expresar como:

$$\underline{\hat{g}} = -\hat{g} \nabla z \quad (4.1.22)$$

donde

- $\hat{g}$  magnitud de la aceleración de la gravedad

$$\nabla z \equiv \left( \frac{\partial z}{\partial x_1}, \frac{\partial z}{\partial x_2}, \frac{\partial z}{\partial x_3} \right) = (0,0,1)$$

Usando la ecuación (4.1.21), la ley de Darcy se puede describir como:

$$\underline{U} = -\frac{1}{\mu} k \cdot (\nabla p + \rho \hat{g} \nabla z) \quad (4.1.23)$$

Cuando el modelo de flujo a través de un medio poroso, especialmente en los estudios de hidrología subterránea, el concepto de carga piezométrica o nivel piezométrico es muy usado. Para introducirlo, primero definiremos una función auxiliar:

$$H(p, z) \equiv \frac{1}{\hat{g}} \int_{p_0}^{p(x,t)} \frac{d\xi}{\rho(\xi)} + z \quad (4.1.24)$$

Se observa que cuando el fluido es incompresible,  $\rho(\xi)$ : es una constante independiente de  $\xi$  y la ecuación (4.1.24) llega a ser:

$$H(p, z) \equiv \frac{p - p_0}{\rho \hat{g}} + z \quad (4.1.25)$$

Entonces, para algún tiempo  $t$  y algún punto  $\underline{x}$  de un medio poroso saturado, definimos el nivel piezométrico,  $h(\underline{x}, t)$  como:

$$h(\underline{x}, t) = H(p(\underline{x}, t), z(\underline{x})) = \frac{1}{\hat{g}} \int_{p_0}^{p(x,t)} \frac{d\xi}{\rho(\xi)} + z(\underline{x}) \quad (4.1.26)$$

En caso en que el fluido es incompresible ésta ecuación se reduce a:

$$h(\underline{x}, t) = \frac{p(\underline{x}, t) - p_0}{\hat{g} \rho(\xi)} + z(\underline{x}) \quad (4.1.27)$$

Una importante propiedad de la carga hidráulica es su gradiente, el cual es:

$$\nabla h = (\hat{g} \rho)^{-1} \nabla p + \nabla z \quad (4.1.28)$$

Entonces la ley de Darcy la podemos describir en términos del nivel piezométrico como:

$$\underline{U} = -\frac{\rho \hat{g}}{\mu} k \cdot \left( \frac{\nabla p}{\rho \hat{g}} + \nabla z \right) = -\frac{\rho \hat{g}}{\mu} k \cdot \nabla h = -\underline{\underline{K}} \cdot \nabla h \quad (4.1.29)$$

Donde  $\underline{\underline{K}} = \frac{\rho \hat{g}}{\mu} \underline{\underline{k}}$  es conocida como el tensor de conductividad hidráulica, y

$K = \frac{\rho \hat{g}}{\mu} k$  es la conductividad hidráulica.

En el caso de medios porosos isotrópicos ( $\underline{\underline{k}} = k \underline{\underline{I}}$ ) la ecuación (4.1.29) se reduce a:

$$\underline{\underline{U}} = -\frac{\rho \hat{g}}{\mu} \underline{\underline{k}} \cdot \nabla h = -K \nabla h \quad (4.1.30)$$

Para el caso de flujo monofásico en medios porosos, la ecuación (4.1.29) es sumamente general, pues se considera que los tensores  $\underline{\underline{k}}$  y  $\underline{\underline{K}}$  son anisotrópicos. Sin embargo, se supone que estos tensores son simétricos y positivos definidos. Los tensores  $\underline{\underline{k}}$  y  $\underline{\underline{K}}$  reflejan propiedades de los estratos del subsuelo que constituyen el medio poroso. En particular, es frecuente que estos tensores tengan la dirección vertical como un eje de simetría, reflejando el hecho de que dicho eje tiene un papel singular en los procesos de sedimentación que forman a los estratos geológicos; también hay materiales para los cuales tanto el tensor de permeabilidad intrínseca como el de conductividad hidráulica son isotrópicos. La ley de Darcy se expresa generalmente en términos de  $\underline{\underline{K}}$ .

Utilizando la definición de nivel piezométrico de la ecuación (4.1.25), se ve que:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \rho \hat{g} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4.1.31)$$

Si además la velocidad de Darcy se incorpora en la ecuación (4.1.18), se obtiene:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \rho^{-1} \nabla \cdot (\rho \underline{\underline{U}}) = -\rho^{-1} g \quad (4.1.32)$$

O bien:



$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \underline{U} + \underline{U} \cdot \nabla (Ln\rho) = -\rho^{-1} g \quad (4.1.33)$$

Para fluidos poco compresibles y la velocidad de Darcy es moderada, el término  $\underline{U} \cdot \nabla (Ln\rho)$  es despreciable, por lo que la ecuación (4.1.33) se reduce a:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \underline{U} = -q \quad (4.1.34)$$

Y se utiliza esta ecuación en lugar de la ecuación (4.1.33). Donde  $q \equiv \rho^{-1} g$  es el gasto volumétrico por unidad de volumen (o área, si el modelo es bidimensional); finalmente incorporando la ley de Darcy de la ecuación (4.1.29), se obtiene:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot (\underline{K} \cdot \nabla h) = -q \quad (4.1.35)$$

Cuando  $S_s$ , el coeficiente de almacenamiento específico, es distinto de cero y  $\underline{K}$ , el tensor de conductividad hidráulica, es positivo definido, la ecuación (4.1.33) es parabólica, la cual es ampliamente utilizada. Se modela el flujo del agua, cuya masa se conserva, y sin embargo en muchos estudios se consideran casos en los que  $q \equiv \rho^{-1} g \neq 0$ . El motivo principal por el que esto ocurre es porque cuando hay un gran número de pozos de extracción distribuidos en un área se les aglutina y se les incorpora en los modelos a través de un término  $q \neq 0$ . Debido a que  $\rho^{-1}$  es el volumen específico (es decir, el volumen por unidad de masa),  $q \equiv \rho^{-1} g$  representa la fuente en volumen que corresponde a la fuente en masa  $g$ . En particular, en los estudios de pozos son generalmente de extracción por lo que  $q$  y  $g$  son negativas; así  $-q$  es positiva y representa el volumen de agua extraído, por pozos por unidad de área.

En el caso en que el medio poroso es isotrópico, en que el tensor de conductividad hidráulica está dado por  $\underline{\underline{K}} = K \underline{\underline{I}}$  con la conductividad hidráulica

$K = \frac{\rho \hat{g}}{\mu} k$ , la ecuación (4.1.35) se reduce a:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot (\underline{\underline{K}} \cdot \nabla h) = -q \quad (4.1.36)$$

Si además si la matriz del medio poroso es homogéneo, entonces sus propiedades son independientes de la posición, y se puede escribir:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - K \Delta h = -q \quad (4.1.37)$$

donde  $\Delta \equiv \nabla^2$ .

En muchas aplicaciones los *modelos de los estados estacionarios* son importantes. Para esas condiciones del flujo, la ecuación (4.1.35) se reduce a:

$$\nabla \cdot (\underline{\underline{K}} \cdot \nabla h) + q = 0 \quad (4.1.38)$$

Cuando el tensor de conductividad hidráulica,  $\underline{\underline{K}}$ , es positivo definido, la ecuación (4.1.38) es elíptica; para medios porosos isotrópicos, esta ecuación se reduce a:

$$\nabla \cdot (K \nabla h) + q = 0 \quad (4.1.39)$$

La conductividad hidráulica  $K$ , es positiva si y solamente si el tensor de conductividad hidráulica es positivo definido, además si el medio poroso es homogéneo, entonces:

$$-\Delta h = \frac{q}{K} \quad (4.1.40)$$

El operador diferencial involucrado en la ecuación (4.1.40) es el operador de Laplace y en el caso particular en que  $q = 0$ , ella se reduce a la ecuación de Poisson.

Las discontinuidades que tienen que ser considerados en los modelos de flujo se deben principalmente a la geología de los acuíferos, lo que da lugar a cambios bruscos en las propiedades de la matriz sólida. La formulación axiomática de las ecuaciones básicas del modelo continuo permite el desarrollo de este tema.

Cuando dos estratos de diferentes orígenes geológicos están en contacto, por lo general presentan diferente porosidad y permeabilidad, y estas propiedades a través del salto de separación inter-fase. Para el caso de flujo a través de un medio poroso, las condiciones de salto dadas por la ecuación (4.1.4), que cuando se incorpora la velocidad de Darcy son:

$$[\rho(\underline{U} - \varepsilon \underline{v}_\Sigma)] \cdot \underline{n} = 0 \quad (4.1.41)$$

Donde  $\underline{v}_\Sigma$  es la velocidad de la superficie donde se produce la discontinuidad. Cuando  $\Sigma$  es la interfase que separa a las dos capas geológicas que se fijan en el espacio físico,  $\underline{v}_\Sigma$  se anula. La ley de Darcy implica que la presión de fluido es continua y por lo tanto su densidad también lo es, entonces la ecuación (4.1.41) se reduce a:

$$[\underline{U}] \cdot \underline{n} = 0 \quad (4.1.42)$$

Es decir, al pasar de un estrato geológico a otro, la componente de la velocidad de Darcy, en la dirección normal a la superficie que los separa, es necesariamente continua. Sin embargo, las porosidades de los estratos involucrados son diferentes, en general la componente normal de la velocidad de las partículas del fluido es discontinua. La ecuación (4.1.42) es:

$$\varepsilon_+ \underline{v}_+ \cdot \underline{n} = \varepsilon_- \underline{v}_- \cdot \underline{n} \quad (4.1.43)$$

Por tanto,  $\underline{v}_+ \cdot \underline{n} \neq \underline{v}_- \cdot \underline{n}$  siempre que  $\varepsilon_+ \neq \varepsilon_-$ . Los subíndices más y menos se han utilizado para distinguir los estratos, uno del otro.

Los problemas que están bien planteados para los distintos modelos están determinados por el tipo de ecuaciones diferenciales gobernantes. En el caso

del flujo a través de un medio poroso dos tipos de tales ecuaciones se encuentran: ecuaciones diferenciales parabólicas y elípticas. Para el flujo a través de un medio poroso, la ecuación gobernante más general está dada por la ecuación (4.1.36), la cual es una ecuación diferencial parcial parabólica, siempre y cuando  $S_s > 0$ , ya que el tensor de permeabilidad hidráulica  $\underline{\underline{K}}$  es siempre una matriz positiva definida. Sin embargo, cuando  $S_s = 0$  y para los modelos de estado estacionario la ecuación diferencial gobernante se reduce a una ecuación diferencial parcial de tipo elíptica.

Los problemas bien planteados son problemas en que las ecuaciones diferenciales se complementan con condiciones iniciales y de frontera de tal manera que el problema así formulado tiene una y solamente una solución, y además ella depende de manera continua de dichas condiciones.

En este caso, los problemas bien planteados son problemas con condiciones de frontera que consisten en encontrar una función  $h(\underline{x})$  que satisfaga la ecuación (4.1.38), cuando se aplican formas más simples en un dominio  $\Omega$  del espacio físico y ciertas condiciones de frontera en  $\partial\Omega$ , la frontera de  $\Omega$ .

➤ Condiciones de frontera:

a) *Robin generalizadas*: se obtienen cuando el medio poroso no es isotrópico, las cuales se describen en la siguiente ecuación:

$$\alpha(\underline{x})\underline{U}(\underline{x}) \cdot \underline{n}(\underline{x}) + \beta(\underline{x})h(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}) \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.44)$$

donde

- $\underline{U}$                     velocidad de Darcy
- $\underline{U}(\underline{x}) \cdot \underline{n}$         flujo volumétrico por unidad de área que fluye del dominio  $\Omega$  a través de la frontera  $\partial\Omega$
- $\alpha, \beta$  y  $\gamma$         datos del problema (funciones dadas)

Además  $\alpha^2 + \beta^2 = 1$

Con argumentos relativamente simples se puede ver que la condición de la ecuación (4.1.44) es efectivamente una condición de frontera de tipo Robin generalizada aún cuando el medio poroso es anisotrópico.

Cuando la Ley de Darcy es incorporada a la ecuación (4.1.44), se tiene:

$$-\alpha \underline{n} \cdot \underline{K} \nabla h(\underline{x}) + \beta(\underline{x})h(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.45)$$

En particular, cuando el medio poroso es isotrópico, entonces:

$$-\alpha K \frac{\partial h}{\partial n} + \beta(\underline{x})h(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.46)$$

- b) *Dirichlet*: para este tipo de condiciones,  $\alpha = 0$  en la ecuación (4.1.44), las cuales corresponden a prescribir el nivel piezométrico en toda la frontera del dominio  $\Omega$ , así:

$$h(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.46)$$

Una aplicación de éste tipo de fronteras y el problema este bien planteado significa que cuando el nivel piezométrico se conoce en toda la frontera del sistema de flujo en estudio, los modelos matemáticos y computacionales pueden predecir sus valores en el interior del sistema. Así, si se desea conocer los valores en el interior de un acuífero que se encuentra en condiciones estacionarias de flujo, no es necesario realizar mediciones en todos los puntos de la región en estudio, sino que basta con limitar dichas mediciones a su frontera.

- c) *Neumann Generalizadas*: se obtienen este tipo de condiciones cuando el medio poroso es anisotrópico y se prescribe el flujo del fluido en la frontera, además  $\beta = 0$ , entonces la ecuación (4.1.44) se reduce a:

$$\underline{U}(\underline{x}) \cdot \underline{n}(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.47)$$

En este caso se establece  $\underline{U}(\underline{x}) \cdot \underline{n}$ , que es el flujo volumétrico de salida (o de entrada, cuando  $\underline{U}(\underline{x}) \cdot \underline{n} < 0$ ) del fluido por unidad de área, que sale del dominio  $\Omega$  a través de su frontera. Tales condiciones de frontera, cuando son

expresadas en términos de la carga piezométrica como en la ecuación (4.1.45) son:

$$\underline{n} \cdot \underline{K} \nabla h(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.48)$$

Y para un medio poroso isotrópico, la ecuación (4.1.46):

$$K \frac{\partial h}{\partial n} = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \quad (4.1.49)$$

Procedimientos sofisticados han sido desarrollados (Pinder y Celia, 2006) para la estimación de la recarga de los acuíferos, así como las técnicas para la distribución de dicha recarga a lo largo de su frontera.

Las ecuaciones diferenciales gobernantes para problemas dependientes del tiempo, cuando  $S_s > 0$ , son parabólicas. Entonces, los problemas bien planteados son de condiciones iniciales y de frontera, los cuales consisten en encontrar una función  $h(\underline{x}, t)$  que satisfaga la ecuación (4.1.35) en un dominio  $\Omega$  junto con condiciones de frontera adecuadas, en su frontera, en un intervalo de tiempo determinado. Las condiciones iniciales y de frontera se describen a continuación.

Los problemas transitorios, dependientes del tiempo, están gobernados por la ecuación (4.1.35) que es una ecuación parabólica, por lo que los problemas bien planteados son de condiciones iniciales y de frontera. En este caso, la distribución  $h(\underline{x}, t)$  del nivel piezométrico, en espacio y tiempo, debe satisfacer la ecuación diferencial (4.1.35), para toda  $\underline{x} \in \Omega$  y  $t > 0$ . Las condiciones iniciales y de frontera se describen a continuación.

- *Condiciones a la frontera del tipo de Robin:* esencialmente son las mismas que se consideraron para problemas estacionarios y corresponden a prescribir una combinación lineal del nivel piezométrico y el flujo de la masa del fluido, en cada punto de la frontera y para todos los tiempos.

Dadas las funciones  $\alpha(\underline{x}, t)$ ,  $\beta(\underline{x}, t)$  y  $\gamma(\underline{x}, t)$ , tales que  $\alpha^2 + \beta^2 = 1$ , en la frontera y para  $t > 0$ , se impone la condición:

$$\alpha(\underline{x}, t) \underline{U}(\underline{x}, t) \cdot \underline{n}(\underline{x}) + \beta(\underline{x}, t) h(\underline{x}, t) = \gamma(\underline{x}, t); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega, \quad t > 0 \quad (4.1.50)$$

Como anteriormente se mencionó, las condiciones de frontera de tipo Dirichlet, ecuación (4.1.46) y las de Neumann generalizadas, ecuación (4.1.47), son casos particulares de éstas, además las condiciones de Neumann estándar

$\left( \frac{\partial h}{\partial n}(\underline{x}) = \gamma(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \partial\Omega \right)$  se obtienen cuando el medio poroso es isotrópico.

➤ *Condiciones iniciales:* La distribución del nivel piezométrico  $h(\underline{x}, t)$ , debe satisfacer la condición:

$$h(\underline{x}, t_0) = h_0(\underline{x}); \quad \forall \underline{x} \in \Omega \quad (4.1.51)$$

Donde  $h_0(\underline{x})$  es el valor inicial del nivel piezométrico, que es un dato del problema.

En algunas aplicaciones la matriz porosa y el flujo son tan poco elásticos que se les puede considerar incompresibles. En tal caso  $\beta = \beta_{tot} = 0$  en la ecuación (4.1.16), por lo que  $S_s = 0$ . Cuando se satisface ésta condición, se dice que el sistema de flujo es incompresible. Cuando el coeficiente de almacenamiento específico se anula, las ecuaciones (4.1.35), (4.1.36) y (4.1.37) se reducen a las ecuaciones (4.1.38), (4.1.39) y (4.1.40) respectivamente.

De lo anterior se concluye que las ecuaciones diferenciales que gobiernan a los sistemas de flujo incompresibles son las mismas que las del flujo estacionario, aún cuando el proceso que ocurra en el sistema incompresible sea transitorio.

En sistemas de flujo incompresibles un problema bien planteado consiste en encontrar una función  $h(\underline{x}, t)$  que satisfaga la ecuación (4.1.38), para toda  $\underline{x} \in \Omega$  y  $t > 0$ , donde  $\Omega$  es el dominio de definición del problema y las condiciones de frontera de la ecuación (4.1.50).

## 4.2 Modelación matemática de flujo del agua en acuíferos

El flujo del agua subterránea está determinado por diferentes parámetros hidrogeológicos dependiendo del tipo de acuífero. En las siguientes secciones se introducirán los modelos matemáticos más comúnmente utilizados para cada tipo de acuífero siguiendo los libros de Cheng (2000) y Pinder, G. (2002).

### 4.2.1 Acuíferos confinados

Como se menciona en la sección 2.2.3, un acuífero confinado es la formación que contiene agua y está limitada superior e inferiormente por formaciones impermeables. Para su modelación se supone con frecuencia que los cambios en el nivel piezométrico en la dirección vertical son insignificantes, es decir, las líneas de flujo son casi horizontales, y las líneas equipotenciales son perpendiculares a las líneas de flujo (es decir, éstas son casi verticales). Con esta hipótesis es posible reducir la dependencia espacial tridimensional de  $h$  a dos dimensiones:

$$h = h(\underline{x}, t) \quad (4.2.1)$$

La ecuación (4.2.1) ofrece una oportunidad para construir la teoría bidimensional para acuíferos confinados que es más fácil de manejar analítica y numéricamente. La teoría basada en la hipótesis de la ecuación (4.2.1), es conocida como enfoque hidráulico.

La hipótesis fundamental en que se basan los modelos bidimensionales, consiste en suponer que el nivel piezométrico es función de las coordenadas horizontales exclusivamente e independiente de la coordenada vertical  $z$  y que la dirección vertical es un eje de simetría del tensor de conductividad hidráulica, además para que estas suposiciones sean consistentes, es necesario que las propiedades del sistema de flujo sean también independientes de la coordenada vertical; así se supondrá que  $S_s$ ,  $\underline{K}$  y  $q$  son también independientes de la coordenada vertical.



Vamos a empezar con la ecuación de flujo del agua subterránea:

$$\nabla \cdot \underline{U} = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} - q \quad (4.2.2)$$

y la ley de Darcy:

$$U_H = -\sum_{\beta=1}^2 K_{\alpha\beta} \frac{\partial h}{\partial x_\beta}, \quad \alpha = 1,2 \quad (4.2.3)$$

donde

- $U_H$       velocidad de Darcy horizontal
- $K_{\alpha\beta}$     conductividad hidráulica horizontal ( $\alpha, \beta = 1,2$ )
- $x_\beta$       dirección horizontal ( $\beta = 1,2$ )

Con estas hipótesis, el gradiente del nivel piezométrico es un vector en la dirección horizontal, el vector  $\underline{\underline{K}} \cdot \nabla h$  es también horizontal, y la ecuación (4.1.31) se reduce a:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \sum_{\alpha=1}^2 \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left( K_H \frac{\partial h}{\partial x_\alpha} \right) + q \quad (4.2.4)$$

donde  $K_H$  es la conductividad hidráulica horizontal, mientras que  $x_1$  y  $x_2$  son las coordenadas horizontales. El acuífero puede integrarse verticalmente como se ilustra en la figura 4.1; realizando la integración sobre el espesor del acuífero, se obtiene:

$$\int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} \left( \nabla \cdot \underline{U} + S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q \right) dz = 0 \quad (4.2.5)$$

donde

- $b_1(\underline{x})$       base del acuífero confinado
- $b_2(\underline{x})$       cima del acuífero confinado

Aplicando la regla de Leibnitz (Pinder, 2002) para la diferenciación de una integral

$$\nabla \cdot \int_a^b \underline{U}(x) dz = \int_a^b \nabla \underline{U}(x) dz + \underline{U}(b) \cdot \nabla b - \underline{U}(a) \cdot \nabla a \quad (4.2.6)$$

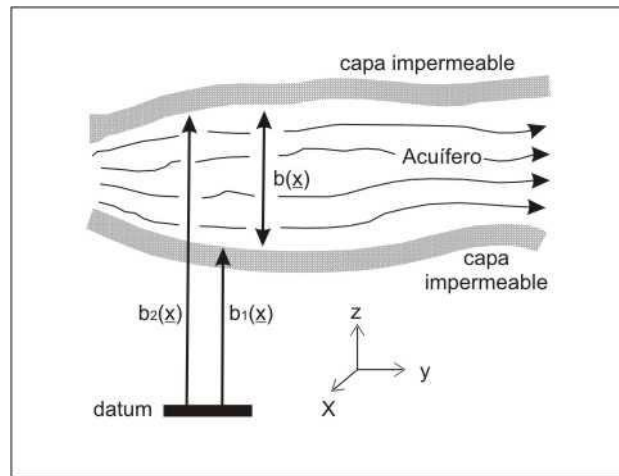


Figura 4.1 Acuífero confinado (modificada de Cheng, 2000).

Para la ecuación (4.2.5) se tiene:

$$\int_{b_1(x)}^{b_2(x)} \left( \frac{\partial U_x}{\partial x} + \frac{\partial U_y}{\partial y} + \frac{\partial U_z}{\partial z} \right) dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{b_1(x)}^{b_2(x)} U_x dz - U_x \Big|_{b_2(x)} \frac{\partial b_2(x)}{\partial x} + U_x \Big|_{b_1(x)} \frac{\partial b_1(x)}{\partial x} \quad (4.2.7)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial y} \int_{b_1(x)}^{b_2(x)} U_y dz - U_y \Big|_{b_2(x)} \frac{\partial b_2(x)}{\partial y} + U_y \Big|_{b_1(x)} \frac{\partial b_1(x)}{\partial y} + U_z \Big|_{b_1(x)}^{b_2(x)}$$

O bien:

$$\int_{b_1(x)}^{b_2(x)} \nabla \cdot \underline{U} dz = \nabla_{xy} \cdot \int_{b_1(x)}^{b_2(x)} \underline{U}_{xy} dz - U_{xy} \Big|_{b_2(x)} \cdot \nabla_{xy} b_2(x) + U_{xy} \Big|_{b_1(x)} \cdot \nabla_{xy} b_1(x) + U_z \Big|_{b_2(x)} - U_z \Big|_{b_1(x)} \quad (4.2.8)$$

donde (Pinder, 2002)

$$\nabla_{xy}(\cdot) \equiv \frac{\partial(\cdot)}{\partial x} \underline{i} + \frac{\partial(\cdot)}{\partial y} \underline{j}$$

El término de la derivada en el tiempo es tratado de manera similar, esto es:

$$S_s \int_{b_1(x)}^{b_2(x)} \frac{\partial h}{\partial t} dz = S_s \frac{\partial}{\partial t} \int_{b_1(x)}^{b_2(x)} h dz - S_s h \Big|_{b_2(x)} \frac{\partial b_2(x)}{\partial t} + S_s h \Big|_{b_1(x)} \frac{\partial b_1(x)}{\partial t} \quad (4.2.9)$$

Por la ley general de Darcy ( $\underline{U} = -\underline{K} \cdot \nabla h$ ) y usando la regla de Leibnitz

$$\int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} \underline{U} dz = -\underline{K} \cdot \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} \nabla h dz \quad (4.2.10)$$

$$= -\underline{K} \cdot \left( \nabla_{xy} \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} h dz - h|_{b_2(\underline{x})} \nabla_{xy} b_2(\underline{x}) + h|_{b_1(\underline{x})} \nabla_{xy} b_1(\underline{x}) + h|_{b_2(\underline{x})} \hat{k} - h|_{b_1(\underline{x})} \hat{k} \right) \quad (4.2.11)$$

donde  $\hat{k}$  es el vector unitario en la dirección  $z$ .

La combinación de las ecuaciones (4.2.8), (4.2.9), (4.2.10) y la ley de Darcy, y suponiendo que  $h|_{b_2(\underline{x})} \cong h|_{b_1(\underline{x})}$

$$\begin{aligned} & -\nabla_{xy} \cdot \underline{K} \cdot \left( \nabla_{xy} \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} h dz - h|_{b_2(\underline{x})} \nabla_{xy} b_2(\underline{x}) + h|_{b_1(\underline{x})} \nabla_{xy} b_1(\underline{x}) \right) \\ & - \underline{U}_{xy}|_{b_2(\underline{x})} \cdot \nabla_{xy} b_2(\underline{x}) + \underline{U}_{xy}|_{b_1(\underline{x})} \cdot \nabla_{xy} b_1(\underline{x}) + U_z|_{b_2(\underline{x})} - U_z|_{b_1(\underline{x})} \quad (4.2.12) \\ & + S_s \frac{\partial}{\partial t} \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} h dz - S_s h|_{b_2(\underline{x})} \frac{\partial b_2(\underline{x})}{\partial t} + S_s h|_{b_1(\underline{x})} \frac{\partial b_1(\underline{x})}{\partial t} + \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} q dz = 0 \end{aligned}$$

Definiendo los siguientes promedios:

$$\bar{h} = \frac{1}{b(\underline{x})} \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} h dz \quad \text{y} \quad \bar{Q} = \frac{1}{b(\underline{x})} \int_{b_1(\underline{x})}^{b_2(\underline{x})} q dz \quad (4.2.13)$$

Donde  $b(\underline{x}) = b_2(\underline{x}) - b_1(\underline{x})$ . Suponiendo que  $h|_{b_2} \cong h|_{b_1} \cong \bar{h}$  y sustituyendo en (4.2.12), tenemos:

$$\begin{aligned} & -\nabla_{xy} \cdot \underline{K} \cdot (\nabla_{xy} b \bar{h} - \bar{h} \nabla (b_2(\underline{x}) - b_1(\underline{x}))) - \underline{U}_{xy}|_{b_2(\underline{x})} \cdot \nabla_{xy} b_2(\underline{x}) + \underline{U}_{xy}|_{b_1(\underline{x})} \cdot \nabla_{xy} b_1(\underline{x}) \\ & + U_z|_{b_2(\underline{x})} - U_z|_{b_1(\underline{x})} + S_s \frac{\partial}{\partial t} b(\underline{x}) \bar{h} - S_s \bar{h} \frac{\partial}{\partial t} (b_2(\underline{x}) - b_1(\underline{x})) + \bar{Q} b(\underline{x}) = 0 \quad (4.2.14) \end{aligned}$$

Simplificando la expansión de las derivadas:

$$-\nabla_{xy} \cdot \underline{T}_{xy} \cdot \nabla_{xy} \bar{h} = S \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} - \underline{U}_{xy}|_{b_2(\underline{x})} \cdot \nabla_{xy} b_2(\underline{x}) + \underline{U}_{xy}|_{b_1(\underline{x})} \cdot \nabla_{xy} b_1(\underline{x}) + U_z|_{b_2(\underline{x})} - U_z|_{b_1(\underline{x})} + \bar{Q} b(\underline{x}) \quad (4.2.15)$$

donde

$$S = S_s b(\underline{x}) \quad \text{coeficiente de almacenamiento}$$

$$\underline{T} \equiv \underline{K} b(\underline{x}) \quad \text{transmisitividad}$$

$S$  se define como el volumen del fluido liberado a partir de una unidad horizontal de la zona del acuífero debido a la disminución en el nivel piezométrico, el cual es adimensional.

Definiendo  $Q_T$  como el flujo a través de la cima del acuífero,  $Q_B$  al flujo a través de la base del acuífero y a  $Q_A$  al flujo promedio debido a fuentes o sumideros en el acuífero, obtenemos (Pinder, 2002):

$$\nabla_{xy} \cdot \underline{T} \cdot \nabla_{xy} \bar{h} = S \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + Q_T + Q_B + Q_A \quad (4.2.16)$$

donde

$$Q_T = -U_{xy} \Big|_{b_2(\underline{x})} \nabla_{xy} b_2(\underline{x}) + U_z \Big|_{b_2(\underline{x})}$$

$$Q_B = U_{xy} \Big|_{b_1(\underline{x})} \nabla_{xy} b_1(\underline{x}) - U_z \Big|_{b_1(\underline{x})}$$

$$Q_A = \bar{Q} b(\underline{x})$$

Cuando la variación del espesor del acuífero,  $b(\underline{x}) = b_2(\underline{x}) - b_1(\underline{x})$ , es muy lenta

al variar las coordenadas horizontales,  $\frac{\partial b_1(\underline{x})}{\partial x_\alpha}, \frac{\partial b_2(\underline{x})}{\partial x_\alpha} \approx 0$ , entonces la ecuación

(4.2.16) se reduce a:

$$\nabla_{xy} \cdot \underline{T} \cdot \nabla_{xy} \bar{h} = S \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + Q_A \quad (4.2.17)$$

Esta es la ecuación gobernante de flujo para un acuífero confinado.

Hay que tomar en cuenta que el promedio de la carga vertical aparece en ésta ecuación y la carga en la parte superior e inferior del acuífero se supone igual que la media. Por este motivo, en la presencia de gradientes verticales importantes, la expresión en dos dimensiones de la ecuación de flujo del agua subterránea no es apropiada.

Los parámetros que determinan el flujo en acuíferos confinados con este modelo son la transmisividad ( $T$ ) y el coeficiente de almacenamiento ( $S$ ).

#### 4.2.2 Acuíferos libres

El análisis anterior supone un acuífero confinado, que es un acuífero en el que existen unidades geológicas relativamente impermeables arriba y abajo del depósito de tal manera que el depósito sigue estando totalmente saturado todo el tiempo. Ahora supongamos que el acuífero es libre, es decir, el acuífero está limitado por el nivel del agua.

Se define la geometría de la superficie libre (nivel freático) como  $F = F(\underline{x}, t)$ . El requisito de que una partícula en la superficie libre que esté en el nivel del agua es  $\frac{DF}{Dt} = 0$  donde  $\frac{D(\cdot)}{Dt} \equiv \frac{\partial(\cdot)}{\partial t} + \underline{v} \cdot \nabla(\cdot)$  es definida como la derivada material.

Considerando la geometría de la superficie superior, tal que se define como (Pinder, 2002)  $F = z - b(\underline{x}, t) = 0$ . Luego se tiene la condición para la superficie libre:

$$\frac{DF}{Dt} = \frac{D}{Dt}(z - b) = \left( -\frac{\partial b}{\partial t} - \underline{v}_{xy} \cdot \nabla_{xy} b + v_z \right)_b = 0 \quad (4.2.18)$$

Esta ecuación puede interpretarse en el sentido que la definición de una partícula en la superficie libre se mantendrá en la superficie libre. Esto no significa que una molécula de agua no puede pasar a través de la legitimación de puntos que definen la superficie libre.

Multiplicando la ecuación (4.2.15) por  $\theta$  y posteriormente la sustracción del resultado de la ecuación (4.2.11)

$$\nabla_{xy} \cdot \underline{K}l(h) \cdot \nabla \bar{h} = S_s l(h) \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \theta \frac{\partial b}{\partial t} + q_T + q_B + q \quad (4.2.19)$$

donde  $q_T = -q_{xy}|_b \cdot \nabla_{xy} b + \theta_{xy} \cdot \nabla_{xy} b + (q_z - \theta_z)|_b$  representa el flujo neto de los acuíferos a través del nivel freático. Hay que notar que los coeficientes  $Kl$  y  $S_s l$  son ahora la función solución de  $h$ , y por lo tanto la ecuación diferencial parcial es no lineal (Pinder, 2002).

### 4.2.3 Acuíferos semiconfinados

Basándose en el punto de vista hidráulico, los acuíferos consisten de formaciones que son separados por acuitardos o acuicludos (Bear, J., 1979). Si las formaciones que los limitan son semipermeables, hay un intercambio de agua con los acuitardos y el acuífero. Generalmente este intercambio es conocido como “goteo”. A este sistema de acuífero-acuitardo se le llama acuífero semiconfinado.

La teoría de los acuíferos semiconfinados involucra tanto el flujo del acuífero como el del acuitardo. Debido a la gran diferencia en las proporciones horizontal y vertical de las formaciones geológicas, generalmente es mucho mayor el gradiente del nivel vertical en el acuitardo que el horizontal. De ahí que las líneas equipotenciales en el acuitardo son casi horizontales y las líneas de flujo son casi verticales. Como una aproximación, la teoría de los acuíferos semiconfinados supone que el flujo del acuitardo tiene lugar solo en la dirección vertical.

#### 4.2.3.1 Flujo en acuitardos

Un supuesto fundamental en la formulación que se presenta a continuación es que el flujo en el acuitardo se da únicamente en la dirección vertical. Dada una ubicación  $(x, y)$ , la ecuación gobernante depende solamente de la coordenada

$z$ . La ecuación de estado  $S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right)$   $i, j = 1, 2, 3$  (en donde se supone

que no hay fuentes o sumideros) se reduce a

$$S'_s \frac{\partial h'}{\partial t} = K' \frac{\partial^2 h'}{\partial z^2} \quad (4.2.20)$$

Se usa el apóstrofe como superíndice para indicar las cantidades asociadas con los acuitardos con el fin de distinguirlos de las cantidades asociadas con los acuíferos. En la ecuación (4.2.20) se supone que el acuitardo es homogéneo en la dirección vertical (pero no necesariamente en la dirección horizontal).

Los problemas de acuíferos pueden ser investigados como una perturbación de un estado en equilibrio, esto también se aplica al flujo del acuitardos. El abatimiento correspondiente al acuitardo  $s'$  se define como el déficit de la carga hidráulica con respecto a un estado en equilibrio  $h_0'$

$$s'(z,t) = h_0'(z) - h'(z,t) \quad (4.2.21)$$

El equilibrio se tiene en el estado estacionario, por lo que

$$\frac{d^2 h_0'}{dz^2} = 0 \quad (4.2.22)$$

La ecuación (4.2.22) muestra que  $h_0'$  debe ser una función lineal

$$h_0' = az + b \quad (4.2.23)$$

Cambiando el nivel del acuífero superior para el acuífero inferior. Con la sustitución de las ecuaciones (4.2.21) y (4.2.22), en la ecuación (4.2.20) se convierte en

$$S' \frac{\partial s'}{\partial t} = b' K' \frac{\partial^2 s'}{\partial z^2} \quad (4.2.24)$$

Multiplicando la ecuación anterior por el espesor del acuitardo,  $b'$ , y usando el coeficiente de almacenamiento del acuitardo se tiene

$$S' = b' S'_s \quad (4.2.25)$$

en lugar del coeficiente de almacenamiento específico  $S_s'$ . Dando condiciones iniciales y de frontera apropiadas, la ecuación (4.2.24) puede resolverse para el abatimiento  $s'$ .

Primero, consideramos el caso de un acuífero superior y un acuífero inferior separados por un acuitardo (figura 4.2a). El acuitardo esta inicialmente inalterado,  $s' = 0$ . En  $t = 0^+$ , el abatimiento del acuífero inferior se somete a un abatimiento de magnitud  $s_l$ . Se supone que el acuífero superior es altamente permeable con un abastecimiento infinito de agua, por lo que la carga hidráulica permanece inalterada en todo momento. Las condiciones iniciales y de frontera se pueden representar como:

$$\begin{aligned} s'(z, 0) &= 0 \\ s'(0, t) &= s_l \\ s'(b', t) &= 0 \end{aligned} \quad (4.2.26)$$

El problema matemático de la ecuación (4.2.24) sujeto a las condiciones de la ecuación (4.2.26) puede resolverse por la técnica estándar de separación de variables (Greenberg, M.D., 1988, en Cheng, 2000). Sin mostrar el desarrollo en detalle, la solución es (Carslaw H.S. y Jaeger J.C., 1959, en Cheng, 2000; Herrera y Figueroa, 1969; Herrera y Rodarte, 1973; Herrera y Yates, 1977)

$$\frac{s'(z, t)}{s_l} = 1 - \frac{z}{b'} - \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{m} \exp\left(-\frac{m^2 \pi^2 K' t}{S' b'}\right) \sin \frac{m\pi z}{b'} \quad (4.2.27)$$

La descarga específica en el acuitardo se obtiene de la diferenciación de lo anterior:

$$q_z'(z, t) = -\frac{s_l K'}{b'} \left[ 1 + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \exp\left(-\frac{m^2 \pi^2 K' t}{S' b'}\right) \cos \frac{m\pi z}{b'} \right] \quad (4.2.28)$$

El segundo caso a examinar se muestra en la figura 4.2b. La cima del acuitardo está sellada por una capa impermeable, dando la condición de frontera



$$\frac{\partial s'}{\partial z} = 0 \text{ en } z = b' \quad (4.2.29)$$

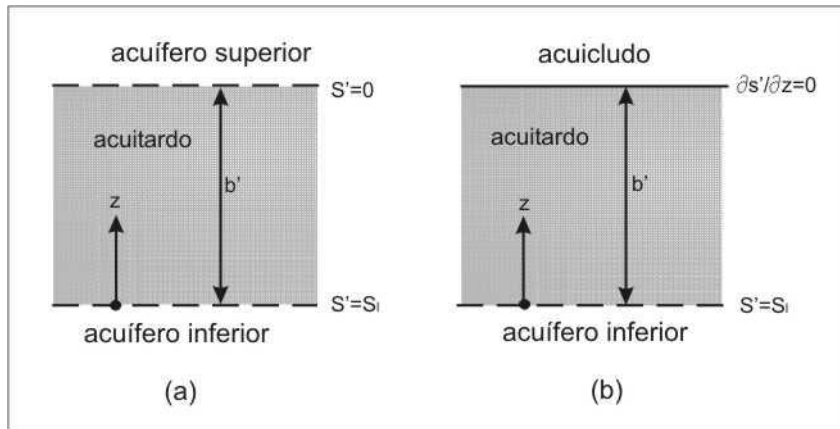


Figura 4.2 Dos problemas de valor de frontera para el flujo del acuitardo (modificada de Cheng, 2000).

El resto de las condiciones de frontera e iniciales son las mismas que en el caso anterior. La solución es (Carslaw H.S. y Jaeger J.C., 1959, en Cheng, 2000)

$$\frac{s'(z,t)}{s_l} = 1 - \frac{4}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{2m-1} \exp\left[-\frac{(2m-1)^2 \pi^2 K't}{4S'b'}\right] \cdot \sin \frac{(2m-1)\pi z}{2b'} \quad (4.2.30)$$

#### 4.2.3.2 Ecuaciones gobernantes

Considerando un acuífero confinado encima con un acuitardo y un acuífero libre encima (figura 4.3). El acuífero libre tiene una gran conductividad hidráulica y un suministro ilimitado de agua de tal forma que se mantiene constante el nivel  $H$  en todo momento. La ecuación gobernante para el acuífero inferior está dada por la ecuación (4.2.16), excepto que el término de la recarga  $w$  es remplazado por el término del flujo de goteo  $q_l$  con un cambio de signo, con  $Q_B = 0$ ,

$$S \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( T_x \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y \frac{\partial s}{\partial y} \right) + q_l \quad (4.2.31)$$

Por la conservación de masa, el goteo del acuífero semiconfinado se iguala al flujo del fondo del acuitardo,  $z = z^b$ ,

$$q_t = K' \frac{\partial s'}{\partial z} \Big|_{z=z^b} \quad (4.2.52)$$

El abatimiento del acuitardo  $s'$  esta gobernado por la ecuación en una dimensión (4.2.24), introducida en la sección 4.2.3.1.

$$S' \frac{\partial s'}{\partial t} = b' K' \frac{\partial^2 s'}{\partial z^2} \quad (4.2.33)$$

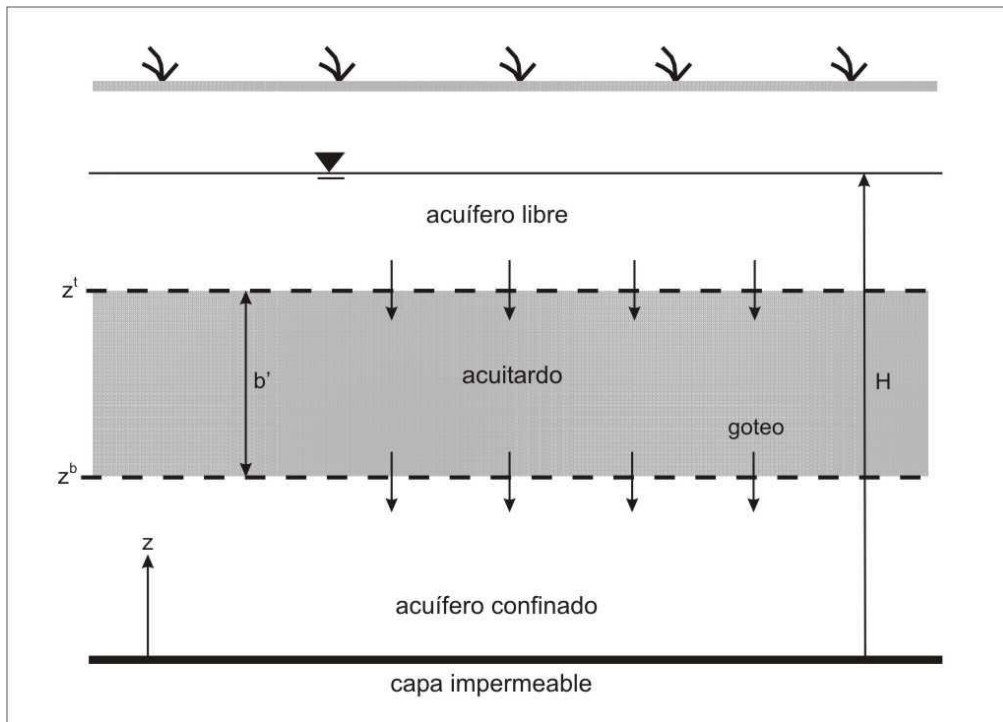


Figura 4.3 Sistema acuífero semiconfinado (modificada de Cheng, 2000).

Las condiciones de frontera para la ecuación (4.2.33) son:

$$\begin{aligned} s' &= 0; & z &= z^t \\ s' &= s(x, y, t); & z &= z^b \end{aligned} \quad (4.2.34)$$

en el que el abatimiento  $s$  se define en la ecuación (4.2.31). La primera condición se debe al nivel constante del acuífero no confinado. La segunda

condición se requiere para tener equilibrio dinámico en la interfase acuífero–acuitardo. Es evidente que las soluciones del acuífero y acuitardo están acopladas.

#### 4.2.3.3 Estado estacionario

Bajo la condición del estado estacionario, la ecuación de flujo del acuitardo (4.2.33) es

$$\frac{\partial^2 s'}{\partial z'^2} = 0 \quad (4.2.35)$$

con las condiciones de frontera de la ecuación (4.2.34), el abatimiento del acuitardo es una función lineal de profundidad

$$s' = \frac{s}{b'}(z' - z) \quad (4.2.56)$$

donde  $b' = z' - z^b$  es el espesor del acuitardo. Basándose en la ecuación (4.2.32), el goteo dentro del acuífero es

$$-q_l = \frac{K's}{b'} \quad (4.2.37)$$

Sustituyendo lo anterior en la ecuación (4.2.32), tenemos

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_x \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y \frac{\partial s}{\partial y} \right) - \frac{K'}{b'} s = 0 \quad (4.2.38)$$

Si el acuífero es homogéneo e isotrópico, la ecuación anterior se puede escribir en la ecuación modificada de Helmholtz (Cheng, 2000)

$$\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} - \frac{s}{\lambda^2} = 0 \quad (4.2.39)$$

en donde

$$\lambda = \sqrt{\frac{b'T}{K'}} \quad (4.2.40)$$

se conoce como el factor de goteo. El factor de goteo es una propiedad combinada del acuífero y del acuitardo. Tiene dimensión de longitud y caracteriza al decaimiento exponencial de la longitud de perturbación local.

Podemos identificar en la ecuación (4.2.40) una propiedad del acuitardo  $\frac{K'}{b'}$  la cual es conocida como el coeficiente de goteo. Su inverso  $\frac{b'}{K'}$  se llama resistencia hidráulica. El coeficiente de goteo representa al flujo del acuitardo a través de un área unitaria horizontal hacia el acuífero adyacente bajo una diferencia unitaria en el nivel hidráulico entre la cima y el fondo del acuitardo.

Los parámetros que determinan el flujo en acuíferos semiconfinados con este modelo son la transmisividad ( $T$ ), coeficiente de almacenamiento ( $S$ ) y coeficiente de goteo  $\left(\frac{K'}{b'}\right)$ .

#### 4.2.3.4 Teoría de los sistemas multicapas

Las formaciones subterráneas usualmente son capas debido a su origen geomorfológico. Para fines de abastecimiento de agua, estas capas son a menudo unidades agrupadas de acuíferos y acuitardos.

La agrupación de capas se basa en sus propiedades hidráulicas y no en sus edades geológicas. Varias capas pueden agruparse para formar un solo acuífero o acuitardo, si sus propiedades hidráulicas están dentro de un rango determinado. Las conductividades hidráulicas horizontal o vertical equivalentes se deben utilizar dependiendo de la dirección del flujo. El sistema final consiste en la alternancia de capas de los acuíferos y acuitardos. En la figura 4.4 se ilustra la conceptualización del sistema multicapas acuífero–acuitardo.

Por conveniencia, las capas se muestran horizontales y con espesor constante. El espesor constante no es una condición necesaria y tanto el espesor del acuífero  $b$  y el espesor del acuitardo  $b'$  pueden ser funciones de  $x$  y  $y$ . Sin embargo, la curvatura y la pendiente de la capa de interfaz deber ser pequeña.

A gran escala se puede tolerar una inclinación de pequeño grado, siempre y cuando el efecto de la elevación sobre el nivel piezométrico se tome en cuenta. Las principales condiciones son:

1. Las líneas de flujo en las capas del acuífero deben ser hidrostáticamente casi horizontales en el supuesto de ser verdad, y
2. La diferencia de conductividad hidráulica del acuífero/acuitardo debe ser lo suficientemente grande para el flujo vertical del acuitardo, suponiendo que sea válido.

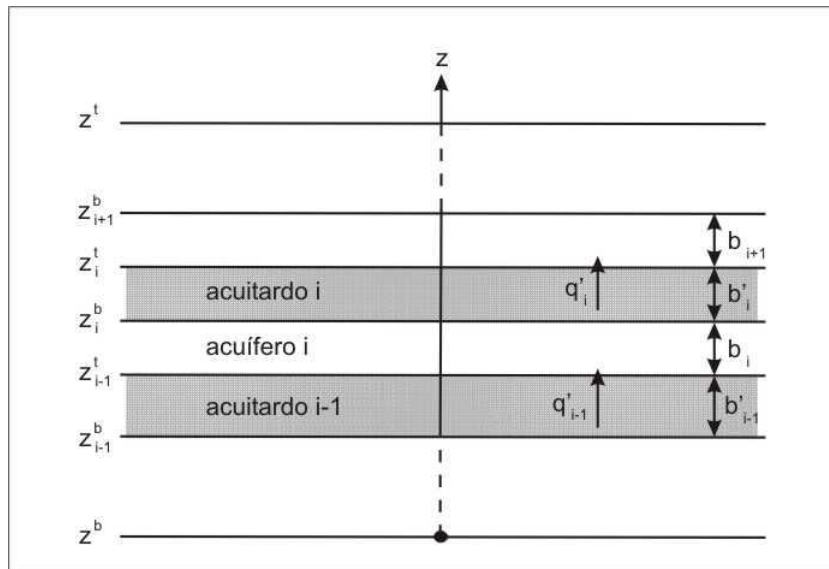


Figura 4.4 Esquema del sistema acuífero–acuitardo multicapa (modificada de Cheng, 2000).

En consecuencia, para efectos de modelado matemático, los acuíferos pueden ser planos horizontales separados por acuitardos en dos dimensiones. Su dimensión vertical es absorbida y cae en las definiciones de las propiedades del acuífero como transmisividad y coeficiente de almacenamiento. Sin embargo, los acuitardos conservan su dimensión vertical en el modelo matemático.

A continuación se describen las formulaciones de Neumann–Witherspoon, integro-diferencial de Herrera y la transformada de Laplace.

➤ Formulación Neumann–Witherspoon

La figura 4.4 ilustra un sistema de aguas subterráneas alternando capas de acuíferos y acuitardos. Considerando el flujo en el acuífero de la capa  $i$  con goteo de la parte superior e inferior de los acuitardos, capas  $i$  e  $i-1$ . La hipótesis hidráulica como se explica en la sección 4.2.1 lleva a la siguiente ecuación gobernante en dos dimensiones para el acuífero  $i$  (Neumann, 1968; Neumann y Witherspoon, 1969, en Cheng, 2000):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_i^x \frac{\partial s_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_i^y \frac{\partial s_i}{\partial y} \right) - q_{i-1}' \Big|_{z=z_{i-1}'} + q_i' \Big|_{z=z_i'} - R_i = S_i \frac{\partial s_i}{\partial t} \quad (4.2.41)$$

En lo anterior,  $s_i(x, y, t)$  es el abatimiento en el acuífero  $i$ ,  $T_i^x$  y  $T_i^y$  son componentes de transmisividad del acuífero anisotrópico en las direcciones principales  $x$  y  $y$ ,  $S_i$  es el almacenamiento del acuífero,  $z_{i-1}'$  y  $z_i^b$  son las coordenadas de la parte superior e inferior del acuífero (figura 4.4),  $q_{i-1}'$  y  $q_i'$  son descargas verticales específicas en el acuitardo  $i-1$  e  $i$  respectivamente, y  $R_i$  representa todas las formas de recarga (o extracción con un signo negativo) que no se incluye en términos de intercambio de flujo.

La descarga específica del acuitardo puede evaluarse del abatimiento del acuitardo de acuerdo a la ley de Darcy

$$q_i' = K_i' \frac{\partial s_i'}{\partial z} \quad (4.2.42)$$

donde

$s_i'(x, y, z, t)$  abatimiento en el acuitardo  $i$

$K_i'$  conductividad hidráulica del acuitardo.

Sustituyendo lo anterior en la ecuación (4.2.41), obtenemos

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_i^x \frac{\partial s_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_i^y \frac{\partial s_i}{\partial y} \right) - K_{i-1}' \frac{\partial s_{i-1}'}{\partial z} \Big|_{z=z_{i-1}'} + K_i' \frac{\partial s_i'}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b} - R_i = S_i \frac{\partial s_i}{\partial t}, \quad i = 1, \dots, n \quad (4.2.43)$$

el cual se acopla al abatimiento del acuífero con el del acuitardo, para  $n$  capas del acuífero. Sin embargo, el abatimiento del acuitardo obedece a la ecuación de una dimensión

$$\frac{\partial}{\partial z} K_i \frac{\partial s_i'}{\partial z} = S_{s(i)}' \frac{\partial s_i'}{\partial t} \quad (4.2.44)$$

donde

$$S_{s(i)}' \quad \text{almacenamiento específico del acuitardo}$$

Puesto que generalmente es difícil de resolver la variación vertical de la conductividad hidráulica y almacenamiento específico de los acuitardos, los parámetros pueden remplazarse por sus valores constantes equivalentes. En este caso, la ecuación (4.2.64) puede reescribirse como

$$b_i' K_i \frac{\partial^2 s_i'}{\partial z^2} = S_i' \frac{\partial s_i'}{\partial t}, \quad i = 1, \dots, n \quad (4.2.45)$$

donde

$$S_i' = b_i' S_{s(i)}' \quad \text{almacenamiento del acuitardo}$$

$$b_i' = z_i^t - z_i^b \quad \text{espesor del acuitardo}$$

Combinando con una adecuada condición inicial, frontera e interfacial, la ecuación (4.2.43) con  $i = 1, \dots, n$  y la ecuación (4.2.45) con  $i = 1, \dots, n$  forman una solución suficiente para el sistema acuífero de  $2n + 1$  cantidades de acuífero y abatimiento del acuitardo. Dado que todo el sistema se acopla, estas ecuaciones deben resolverse simultáneamente.

Si la parte superior del acuífero es un acuífero freático, por lo general la ecuación de flujo no es lineal:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_n^x \frac{\partial s_n^*}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_n^y \frac{\partial s_n^*}{\partial y} \right) - K_{n-1}' \frac{\partial s_{n-1}'}{\partial z} \Big|_{z=z_{n-1}'} - R_n = S_n^* \frac{\partial s_n^*}{\partial t} \quad (4.2.46)$$

donde

$$s^* = s - \frac{s^2}{2H} \quad \text{abatimiento modificado}$$

$$H \quad \text{espesor no afectado del acuífero freático}$$

$$T^x = K_x H \text{ y } T^y = K_y H \quad \text{transmisividades}$$

$$S^* = \frac{S_y}{\sqrt{1'2 \left( \frac{S^*}{H} \right)}} \quad \text{almacenamiento modificado}$$

$$S_y \quad \text{rendimiento específico}$$

Para pequeños abatimientos en la capa freática, la ecuación anterior puede ser linealizada suponiendo  $s^* \approx s$  y  $S^* \approx S_y$ . Por tanto, la ecuación (4.2.46) es lineal y compatible con el resto de las ecuaciones en (4.2.43).

El sistema anterior de ecuaciones gobernantes necesita ser suplementada con condiciones iniciales y de frontera. Para los acuitardos, las condiciones son necesarias en la parte superior e inferior de cada capa. Cuando la parte superior e inferior están en contacto con los acuíferos, la continuidad de la condición requiere del nivel piezométrico

$$\begin{aligned} s_i'(x, y, z_i^t, t) &= s_{i+1}(x, y, t) \\ s_i'(x, y, z_i^b, t) &= s_i(x, y, t) \end{aligned} \quad (4.2.47)$$

Si la parte superior o inferior de la capa es un acuitardo, que a su vez está cubierto o sustentado en una capa impermeable, la condición de flujo debe ser prescrita cero:

$$\begin{aligned} \left. \frac{\partial s_0'}{\partial z} \right|_{z=z_0^b} &= 0 \\ \left. \frac{\partial s_n'}{\partial z} \right|_{z=z_n^t} &= 0 \end{aligned} \quad (4.2.48)$$

Si las limitantes del acuitardo están en contacto con un acuífero altamente permeable y abastecimiento infinito de agua, la condición del abatimiento es cero:

$$\begin{aligned} s_0'(x, y, z_0^b, t) &= 0 \\ s_n'(x, y, z_n^t, t) &= 0 \end{aligned} \quad (4.2.49)$$



Notemos que mientras en las ecuaciones (4.2.48) y (4.2.49) las condiciones son explícitas, en la ecuación (4.2.47) son implícitas, como el abatimiento del acuífero se necesita resolver como parte de la solución.

Para las capas del acuífero, las condiciones de frontera son necesarias en el plano horizontal que incluyen las fronteras en dos dimensiones. En cada parte de la frontera, necesitan ser prescritas ya sea el nivel piezométrico o la descarga específica, pero no ambas. También se tiene en cuenta que en al menos una parte de la frontera, el nivel piezométrico se tiene que dar. Estas condiciones de frontera son conocidas como *bien planteadas*, y se tienen la existencia y unicidad de la solución.

Las condiciones de frontera típicas incluyen el nivel piezométrico observado en los pozos, afloramientos de agua subterránea y el contacto con el gran cuerpo de agua tal como el arroyo, lago o mar. Las condiciones de flujo cero se pueden encontrar a lo largo de fallas impermeables, planos de roca, y en la divisoria del agua subterránea.

Desde que las ecuaciones gobernantes son transitorias, las condiciones iniciales son necesarias en todo los acuitardos y acuíferos. Se ha formulado el problema en términos del abatimiento. Si el estado inicial es un campo de flujo en estado estacionario, el abatimiento es cero en todas partes. Por lo tanto las condiciones iniciales son

$$s_i(x, y, 0) = s_i'(x, y, z, 0) = 0 \quad (4.2.50)$$

El sistema se completa para una solución analítica o numérica.

➤ Formulación Integro–Diferencia de Herrera

Si utilizan las propiedades equivalentes del acuitardo en la dirección vertical, tal que los parámetros no sean funciones de  $z$  (aunque podrían ser funciones de  $x$  y de  $y$ ), la ecuación del acuitardo está dada por la ecuación (4.2.45), que es

unidimensional en el espacio y de coeficiente constante, su solución analítica se puede encontrar fácilmente. (Para acuitardos que no son homogéneos en la dirección vertical, es decir,  $K$  es una función de  $z$ , la solución analítica puede encontrarse utilizando el enfoque de funciones propias (Hennart et al., 1981, en Cheng, 2000). Sin embargo, nos limitaremos al caso más simple, de usar propiedades equivalentes del acuífero homogéneo). Esto fue realizado por Herrera (Herrera y Figueroa, 1969; Herrera, 1970, en Cheng, 2000; Herrera y Rodarte, 1973; Herrera y Yates, 1977).

Indicando el problema del acuitardo como sigue, la ecuación gobernante es

$$b'_i K'_i \frac{\partial^2 s'_i}{\partial z'^2} = S'_i \frac{\partial s'_i}{\partial t} \quad (4.2.51)$$

con condiciones iniciales y de frontera

$$\begin{aligned} s'_i(x, y, z'_i, t) &= s_{i+1}(x, y, t) \\ s'_i(x, y, z'_i, t) &= s_i(x, y, t) \\ s'_i(x, y, z, 0) &= 0 \end{aligned} \quad (4.2.52)$$

Por el momento vamos a suponer que  $s_i(x, y, t)$  y  $s_{i+1}(x, y, t)$  son funciones conocidas. Esto nos permite encontrar la solución del sistema de ecuaciones (4.2.51) y (4.2.52). La técnica matemática para resolver tal problema se discute en la sección 4.2.3.2. En un principio, vamos a resolver dos tipos de problemas para obtener la influencia de las funciones. En el primer problema, la ecuación gobernante es la ecuación (4.2.51), pero las condiciones de frontera son modificadas

$$\begin{aligned} s'_i(z'_i, t) &= 0 \\ s'_i(z'_i, t) &= 1 \end{aligned} \quad (4.2.53)$$

con la misma condición nula. Ese problema ya ha sido resuelto en la sección 4.2.3.2. La solución de la ecuación (4.2.27) se reproduce con un buen ajuste

$$F_i^{(1)}(x, y, z, t) = 1 - \frac{z - z_i^b}{b'_i} - \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{m} \exp\left(-\frac{m^2 \pi^2 K'_i t}{S'_i b'_i}\right) \times \sin\left(\frac{m\pi(z - z_i^b)}{b'_i}\right) \quad (4.2.54)$$

Esta solución se denominará como la influencia de la función  $F_i^{(1)}(x, y, z, t)$ . En el segundo problema, cambiaremos las condiciones de frontera en la parte superior e inferior tal que

$$\begin{aligned} s_i'(z_i^t, t) &= 1 \\ s_i'(z_i^b, t) &= 0 \end{aligned} \quad (4.2.55)$$

Su solución se obtiene mediante la sustitución de  $z$  en la ecuación (4.2.54) con  $z_i^t + z_i^b - z$ . Expandiendo la función seno, se tiene

$$F_i^{(2)}(x, y, z, t) = \frac{z - z_i^b}{b_i'} + \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(-1)^m}{m} \exp\left(-\frac{m^2 \pi^2 K_i' t}{S_i' b_i'}\right) \times \sin\left(\frac{m\pi(z - z_i^b)}{b_i'}\right) \quad (4.2.56)$$

Esto proporciona otra forma en que influye en la función.

Basándose en el principio de superposición de Duhamel, el abatimiento del acuitardo satisface el conjunto de condiciones en la ecuación (4.2.52) es (Cheng, 2000)

$$\begin{aligned} s_i'(x, y, z, t) &= \int_0^t F_i^{(1)}(x, y, z, \tau) \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\ &+ \int_0^t F_i^{(2)}(x, y, z, \tau) \frac{\partial s_{i+1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \end{aligned} \quad (4.2.57)$$

En la ecuación del acuífero (4.2.43), necesitamos la derivada de  $s'$  para formar el término del flujo, por lo tanto

$$\begin{aligned}
K_i' \frac{\partial s_i'}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b} &= \int_0^t K_i' \frac{\partial F_i^{(1)}(x, y, z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b} \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\
&+ \int_0^t K_i' \frac{\partial F_i^{(2)}(x, y, z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b} \frac{\partial s_{i+1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\
&= -\frac{K_i'}{b_i'} \int_0^t f_i(x, y, \tau) \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\
&+ \frac{K_i'}{b_i'} \int_0^t h_i(x, y, \tau) \frac{\partial s_{i+1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau
\end{aligned} \tag{4.2.58}$$

donde se define

$$\begin{aligned}
f_i(x, y, t) &= -b_i' \frac{\partial F_i^{(1)}(x, y, z, t)}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b} \\
&= -b_i' \frac{\partial F_i^{(2)}(x, y, z, t)}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b}
\end{aligned} \tag{4.2.59}$$

$$\begin{aligned}
h_i(x, y, t) &= -b_i' \frac{\partial F_i^{(2)}(x, y, z, t)}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b} \\
&= -b_i' \frac{\partial F_i^{(1)}(x, y, z, t)}{\partial z} \Big|_{z=z_i^b}
\end{aligned} \tag{4.2.60}$$

Notando que la segunda igualdad en las ecuaciones (4.2.59) y (4.2.60) se obtienen de la propiedad simétrica de las funciones. Diferenciando las ecuaciones (4.2.54) y (4.2.56) tenemos

$$f_i(x, y, t) = 1 + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \exp\left(-\frac{m^2 \pi^2 K_i' t}{S_i' b_i'}\right) \tag{4.2.61}$$

$$h_i(x, y, t) = 1 + 2 \sum_{m=1}^{\infty} (-1)^m \exp\left(-\frac{m^2 \pi^2 K_i' t}{S_i' b_i'}\right) \tag{4.2.62}$$

Siguiendo la terminología de Herrera (1970),  $f_i(x, y, t)$  es llamada la función memoria porque explica la historia del efecto del abatimiento en la capa actual, y  $h_i(x, y, t)$ .

Por la misma razón, podemos manejar el otro término de goteo del acuitardo en la ecuación (4.2.63) como

$$\begin{aligned}
K'_{i-1} \frac{\partial s'_{i-1}}{\partial z} \Big|_{z=z'_{i-1}} &= \int_0^t K'_{i-1} \frac{\partial F_{i-1}^{(1)}(x, y, z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=z'_{i-1}} \frac{\partial s_{i-1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\
&+ \int_0^t K'_{i-1} \frac{\partial F_{i-1}^{(2)}(x, y, z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=z'_{i-1}} \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\
&= -\frac{K'_{i-1}}{b'_{i-1}} \int_0^t h_{i-1}(x, y, \tau) \frac{\partial s_{i-1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \\
&+ \frac{K'_{i-1}}{b'_{i-1}} \int_0^t f_{i-1}(x, y, \tau) \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau
\end{aligned} \tag{4.2.63}$$

Finalmente, con la sustitución de las ecuaciones (4.2.58) y (4.2.63) en la ecuación (4.2.43), se tiene

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial}{\partial x} \left( T_i^x \frac{\partial s_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_i^y \frac{\partial s_i}{\partial y} \right) \\
&+ \frac{K'_{i-1}}{b'_{i-1}} \left[ \int_0^t h_{i-1}(x, y, \tau) \frac{\partial s_{i-1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau - \int_0^t f_{i-1}(x, y, \tau) \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \right] \\
&- \frac{K_i}{b_i} \left[ \int_0^t f_i(x, y, \tau) \frac{\partial s_i(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau - \int_0^t h_i(x, y, \tau) \frac{\partial s_{i+1}(x, y, t - \tau)}{\partial t} d\tau \right] \\
&- R_i = S_i \frac{\partial s_i}{\partial t}; \quad i = i, \dots, n
\end{aligned} \tag{4.2.64}$$

Las ecuaciones de éste tipo, que mezcla expresiones diferencial e integral, son conocidas como ecuaciones integro–diferenciales.

En la parte superior e inferior del acuífero, en la ecuación (4.2.64) debe especializarse para unas ocasiones. Cuando la ecuación (4.2.64) se aplica al acuífero 1 y  $n$ , involucra al acuífero 0 y  $n+1$  que no existen. Estos términos son simplemente abandonados, lo mismo se aplica a los términos que involucren las capas del acuitardo que no existen. Cuando el exterior de los acuíferos están flanqueados por acuitardos, son necesarias las condiciones de frontera en el exterior de los acuitardos. Si el acuitardo esta en contacto con un abatimiento a cero del acuífero, no requiere de un cuidado especial. Si la frontera exterior del acuitardo es confinado por una capa impermeable, es

necesaria una función de memoria. El problema es el mismo que se resuelve en la ecuación (4.2.30). Ajustando para el presente sistema de coordenadas, se define la función de influencia de la última capa como

$$g_n^{(1)}(x, y, z, t) = 1 - \frac{\pi}{4} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{2m-1} \exp\left[-\frac{(2m-1)^2 \pi^2 K_n' t}{4S_n' b_n'}\right] \times \sin \frac{(2m-1)\pi(z-z_n^b)}{2b_n'} \quad (4.2.65)$$

Para la primera capa, tenemos

$$g_0^{(2)}(x, y, z, t) = 1 - \frac{\pi}{4} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(-1)^m}{2m-1} \exp\left[-\frac{(2m-1)^2 \pi^2 K_0' t}{4S_0' b_0'}\right] \times \cos \frac{(2m-1)\pi(z-z_0^b)}{2b_0'} \quad (4.2.66)$$

Si el abatimiento en los acuíferos es dado, el abatimiento en el acuitardo se encuentra mediante

$$s_0'(x, y, z, t) = \int_0^t g_0^{(2)}(x, y, z, \tau) \frac{\partial s_1(x, y, t-\tau)}{\partial t} d\tau \quad (4.2.67)$$

$$s_n'(x, y, z, t) = \int_0^t g_n^{(1)}(x, y, z, \tau) \frac{\partial s_n(x, y, t-\tau)}{\partial t} d\tau \quad (4.2.68)$$

Para el término de goteo en la ecuación (4.2.43), necesitamos la función memoria, como las obtenidas en las ecuaciones (4.2.67) y (4.2.68)

$$g_i(x, y, t) = 2 \sum \exp\left[-\frac{(2m-1)^2 \pi^2 K_i' t}{4S_i' b_i'}\right]; \quad i = 0 \text{ ó } n \quad (4.2.69)$$

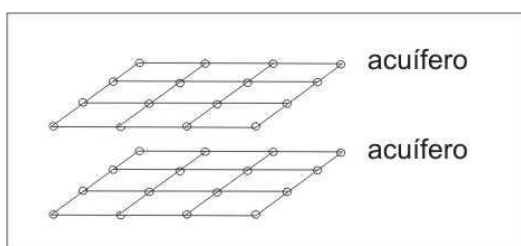
Por lo tanto en la primera y última capa del acuífero,  $g_0$  y  $g_n$  respectivamente se sustituyen  $f_0$  y  $f_n$  en la ecuación (4.2.64). Entonces la primera ecuación del acuífero es

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left( T_1^x \frac{\partial s_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_1^y \frac{\partial s_1}{\partial y} \right) \\ & - \frac{K_0'}{b_0'} \int_0^t g_0(x, y, \tau) \frac{\partial s_1(x, y, t-\tau)}{\partial t} d\tau \\ & - \frac{K_1'}{b_1'} \left[ \int_0^t f_1(x, y, \tau) \frac{\partial s_1(x, y, t-\tau)}{\partial t} d\tau - \int_0^t h_1(x, y, \tau) \frac{\partial s_2(x, y, t-\tau)}{\partial t} d\tau \right] \\ & - R_1 = S_1 \frac{\partial s_1}{\partial t} \end{aligned} \quad (4.2.70)$$

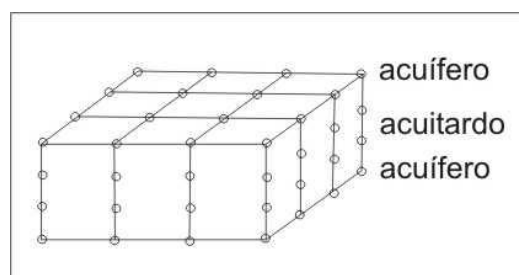
Similarmente se puede presentar la ecuación para el último acuífero. Esto completa la formulación de Herrera de la teoría multicapas de acuíferos.

Notemos que la solución del sistema de  $n$  ecuaciones de acuíferos presentadas en la ecuación (4.2.64), junto con las conocidas funciones auxiliares, las ecuaciones (4.2.61), (4.2.62) y (4.2.69), las  $n$  variables del abatimiento del acuífero son solucionadas sin necesidad de acoplamiento con el abatimiento del acuitardo. Una vez que se resuelve el abatimiento del acuífero, de la convolución de la integral se encuentra el abatimiento del acuitardo, como se muestra en las ecuaciones (4.2.57), (4.2.67) y (4.2.69).

En la mayoría de los problemas prácticos que pueden ser resueltos por un método numérico es de interés examinar la solución de la malla típica. La figura 4.5 muestra la malla para un sistema de dos acuíferos y un acuitardo que corresponde a la formulación de Herrera, éste puede ser comparado con la figura 4.6 correspondiente a la formulación de Neumann–Witherspoon, en el cual la discretización del acuitardo sigue conservando la apariencia en tres dimensiones, sin embargo en el esquema de Herrera ha desaparecido. La solución numérica del sistema integro-diferencial se ha intentado utilizar los métodos de elemento finito (Herrera y Yates, 1977, en Cheng, 2000) y diferencias finitas (Leake et al., 1994; Premchitt, 1981, en Cheng, 2000).



**Figura 4.5 Solución de la malla para el sistema acuífero multicapa de Herrera (modificada de Cheng, 2000).**



**Figura 4.6 Solución de la malla para el sistema acuífero multicapa de Neumann–Witherspoon (modificada de Cheng, 2000).**

➤ Formulación de la Transformada de Laplace

El uso de la transformada de Laplace en la teoría de acuíferos puede simplificar significativamente el desarrollo matemático y la evaluación de la solución, debido al fácil uso del algoritmo numérico de la inversa de Laplace. La técnica de la transformada de Laplace ha sido aplicada a la formulación de Herrera de la teoría de acuíferos multicasas con buenos resultados (Cheng y Ou, 1989; Cheng y Morohunfolá, 1993, en Cheng, 2000).

El uso de la transformada de Laplace en la formulación de Herrera proporciona doble beneficio, no solo se elimina la variable de tiempo en las ecuaciones gobernantes, sino que también se eliminan las integrales convolucionadas engorrosas. Esto se basa en la propiedad conocida de la transformada de Laplace dada en el teorema de convolución (Cheng, 2000)

$$L \left\{ \int_0^t f_1(t-\tau) f_2(\tau) d\tau \right\} = \tilde{f}_1(p) \tilde{f}_2(p) \quad (4.2.71)$$

También se utiliza la fórmula

$$L \left\{ \frac{\partial f(t)}{\partial t} \right\} = p\tilde{f}(p) - f(0) \quad (4.2.72)$$

Aplicando la transformada de Laplace a la ecuación (4.2.64), tenemos

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left( T_i^x \frac{\partial \tilde{s}_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_i^y \frac{\partial \tilde{s}_i}{\partial y} \right) + \frac{pK'_{i-1}}{b_{i-1}} (\tilde{h}_{i-1} \tilde{s}_{i-1} - \tilde{f}_{i-1} \tilde{s}_{i-1}) \\ - \frac{pK'_i}{b_i} (\tilde{f}_i \tilde{s}_i - \tilde{h}_i \tilde{s}_{i+1}) - \tilde{R}_i = pS_i \tilde{s}_i; \quad i = 1, \dots, n \end{aligned} \quad (4.2.73)$$

Lo anterior es un sistema acoplado de segundo orden, con ecuaciones diferenciales parciales lineales de tipo elíptico, donde la convolución de las integrales ya no existe.

Para utilizar la ecuación (4.2.73), necesitamos la transformada de Laplace de las funciones de memoria e influencia,  $\tilde{f}$ ,  $\tilde{g}$  y  $\tilde{h}$ . Se puede realizar la transformada término por término basada en la serie de ecuaciones (4.2.61),



(4.2.62) y (4.2.69), que son ineficientes para la evaluación numérica, se vuelven a resolver estos problemas en el espacio de la transformada de Laplace. Refiriéndose a los dos problemas definidos en la figura 21, aplicando la transformada de Laplace a la ecuación gobernante (4.2.24)

$$\frac{d^2 \tilde{s}'}{dz^2} - \frac{S'p}{b'K'} \tilde{s}' = 0 \quad (4.2.74)$$

la solución básica es (Cheng, 2000)

$$\tilde{s}' = A \sinh \sqrt{\frac{S'p}{b'K'}} z + B \cosh \sqrt{\frac{S'p}{b'K'}} z \quad (4.2.75)$$

Después de determinar los coeficientes  $A$  y  $B$  para las distintas condiciones de frontera, se obtiene el homólogo de la transformada de Laplace de las ecuaciones (4.2.54), (4.2.56), (4.2.65) y (4.2.66), como

$$\tilde{F}_i^{(1)}(x, y, z, p) = \frac{1}{p} \operatorname{csch} \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \right) \sinh \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \frac{z'_i - z}{b'_i} \right) \quad (4.2.76)$$

$$\tilde{F}_i^{(2)}(x, y, z, p) = \frac{1}{p} \operatorname{csch} \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \right) \sinh \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \frac{z - z'_i}{b'_i} \right) \quad (4.2.77)$$

$$\tilde{G}_n^{(1)}(x, y, z, p) = \frac{1}{p} \operatorname{sech} \left( \sqrt{\frac{S'_n b'_n p}{K'_n}} \right) \cosh \left( \sqrt{\frac{S'_n b'_n p}{K'_n}} \frac{z'_n - z}{b'_n} \right) \quad (4.2.78)$$

$$\tilde{G}_0^{(2)}(x, y, z, p) = \frac{1}{p} \operatorname{sech} \left( \sqrt{\frac{S'_0 b'_0 p}{K'_0}} \right) \cosh \left( \sqrt{\frac{S'_0 b'_0 p}{K'_0}} \frac{z - z'_0}{b'_0} \right) \quad (4.2.79)$$

Basándose en lo anterior, las funciones de memoria e influencia necesarias en la ecuación (4.2.73) se proporcionan como

$$\tilde{f}_i(x, y, p) = \sqrt{\frac{S'_i b'_i}{K'_i p}} \coth \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \right) \quad (4.2.80)$$

$$\tilde{h}_i(x, y, p) = \sqrt{\frac{S'_i b'_i}{K'_i p}} \operatorname{csch} \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \right) \quad (4.2.81)$$

$$\tilde{g}_i(x, y, p) = \sqrt{\frac{S'_i b'_i}{K'_i p}} \tanh \left( \sqrt{\frac{S'_i b'_i p}{K'_i}} \right); \quad i = 1 \text{ ó } n \quad (4.2.82)$$

Notemos que  $\tilde{g}_i$  sustituye a  $\tilde{f}_i$  en casos donde la parte superior o inferior del acuitardo están limitados por capas impermeables. Una vez que se resuelve el abatimiento del acuífero, se puede encontrar el abatimiento del acuitardo mediante estas ecuaciones algebraicas

$$\tilde{s}_i(x, y, z, p) = p\tilde{s}_i\tilde{F}_i^{(1)}(x, y, z, p) + p\tilde{s}_{i+1}\tilde{F}_i^{(2)}(x, y, z, p) \quad (4.2.83)$$

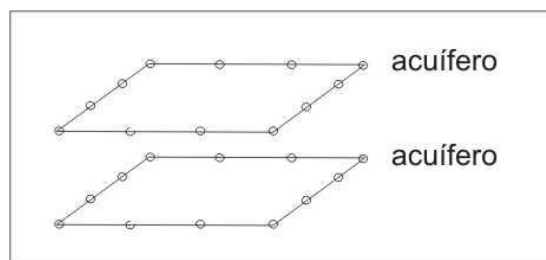
$$\tilde{s}'_0(x, y, z, p) = p\tilde{s}'_1\tilde{G}_0^{(2)}(x, y, z, p) \quad (4.2.84)$$

$$\tilde{s}'_n(x, y, z, p) = p\tilde{s}'_n\tilde{G}_n^{(1)}(x, y, z, p) \quad (4.2.85)$$

Esto completa la formulación.

Como la formulación de la transformada de Laplace se basa en las ecuaciones integro–diferenciales de Herrera, la solución para la malla es la misma. Para encontrar la solución del abatimiento en un momento dado, el sistema muestra que en la ecuación (4.2.73) se resuelve la mitad de una docena a una docena de veces, con un diferente valor del parámetro  $p$  de la transformada de Laplace cada vez.

Este sistema ha sido utilizado en una solución de diferencias finitas en un sistema acuífero multicapas (Cheng y Ou, 1989, en Cheng, 2000), para los casos en que los acuíferos y acuitardos son homogéneos, se ha demostrado que la técnica numérica conocida como el método de los elementos (Boundary Element Method–BEM) puede simplificar aún más la solución numérica del sistema (Cheng y Morohunfolá, 1993a, en Cheng, 2000) de modo que la solución resultante tiene la apariencia de la malla que se muestra en la figura 4.7.



**Figura 4.7 Solución de la malla del método de elemento de frontera (modificada de Cheng, 2000).**

### 4.3 Transporte de solutos en acuíferos

Los fluidos, cuando se encuentran en un medio poroso, no llenan completamente el espacio físico que contiene al sistema poroso. Aunque la matriz esté saturada, el fluido ocupa solamente el volumen de los poros de la matriz sólida, el cual constituye una fracción del volumen total del espacio físico que ocupa el sistema continuo por la matriz porosa y el fluido. Así la masa del soluto,  $M_s(t)$ , está dada por:

$$M_s(t) = \int_{B(t)} \varepsilon(\underline{x}, t) c(\underline{x}, t) d\underline{x} \quad (4.3.1)$$

Donde  $c(\underline{x}, t)$  es la concentración del soluto en el fluido y  $\varepsilon(\underline{x}, t)$  es la porosidad de la roca. La propiedad intensiva asociada a la masa del soluto es el integrando en el segundo miembro de esta ecuación, es decir, el producto de la porosidad por la concentración del soluto:

$$\varepsilon(\underline{x}, t) c(\underline{x}, t) \quad (4.3.2)$$

La ecuación de balance global para la masa de un soluto es:

$$\frac{dM_s}{dt}(t) = \int_{B(t)} g_s(\underline{x}, t) d\underline{x} + \int_{\partial B(t)} \underline{\tau}_s(\underline{x}, t) \cdot \underline{n} d\underline{x} \quad (4.3.3)$$

donde

- $g_s$       fuentes de masa del soluto
- $\underline{\tau}_s$       campo vectorial de flujo de masa del soluto

La ecuación (4.3.3) es equivalente a las condiciones de balance local, las cuales están constituidas por dos ecuaciones que deben satisfacerse simultáneamente; la ecuación diferencial de balance local:

$$\frac{\partial c\varepsilon}{\partial t} + \nabla \cdot (c\varepsilon \underline{v}) = g_s + \nabla \cdot \underline{\tau}_s \quad (4.3.4)$$

y la condición de salto correspondiente

$$[c\varepsilon(\underline{v} - \underline{v}_\Sigma) - \underline{\tau}_s] \cdot \underline{n}_\Sigma = 0; \quad \forall \underline{x} \in \Sigma \quad (4.3.5)$$

cuando el sistema tiene discontinuidades, se aplica la ecuación (4.3.5), y cuando no hay discontinuidades se satisface automáticamente la ecuación (4.3.5).

Los procesos del transporte en un medio poroso son:

- **Advección:** asociada a la velocidad de las partículas del fluido,  $\underline{v}$ , por lo que se le refiere también como “velocidad de advección” o “velocidad advectiva”.
- **Procesos no conservativos:** alteran la conservación de la masa de la sustancia disuelta y motivan que las fuentes de masa del soluto,  $g_s$ , puedan ser distintas de cero. Se consideran los siguientes procesos: reacciones químicas, incluyendo el decaimiento radioactivo, y adsorción del soluto en la matriz sólida.

La forma más precisa y rigurosa de incorporar en los modelos de transporte de solutos por fluidos en medios porosos, tanto la adsorción como las reacciones químicas, es considerado el sistema poroso como un sistema de dos fases (la matriz sólida y el fluido contenido en ella) y utilizando tres propiedades extensivas (la masa de la matriz sólida; sin contar la masa del soluto contenido en ella, la masa del soluto en la fase sólida y la masa del soluto en la fase fluida). Ellas están definidas por las siguientes integrales:

$$M_M(t) \equiv \int_{B(t)} \rho_b dx \quad (4.3.6)$$

$$M_{S_s}(t) \equiv \int_{B(t)} \rho_b \varpi dx \quad (4.3.7)$$

$$M_{S_f}(t) \equiv \int_{B(t)} \varepsilon c dx \quad (4.3.8)$$

donde

$\rho_s$       densidad de la fase sólida

$\rho_b \equiv (1 - \varepsilon)\rho_s$  densidad efectiva del medio poroso

$\varpi$       fracción de masa de contaminante en la fase sólida

- $\mu$  constante de rapidez de la reacción de primer orden
- $M_M$  masa de la matriz sólida
- $M_{s_s}$  masa del soluto en la fase sólida
- $M_{s_f}$  masa del soluto en la fase fluida

Las ecuaciones de balance global correspondientes a la conservación de la masa de la matriz sólida son (apuntes Herrera, 2007–1):

$$\frac{dM_M}{dt}(t) = 0 \quad (4.3.9)$$

$$\frac{dM_{s_s}}{dt}(t) = \int_{B(t)} g_f^s dx \quad (4.3.10)$$

y

$$\frac{dM_{s_f}}{dt}(t) = \int_{B(t)} (g_s^f + g_f^f) dx + \int_{\partial B(t)} \underline{\tau} \cdot \underline{n} dx \quad (4.3.11)$$

Donde  $g_s^f$  es la fuente de masa del soluto que va del sólido al fluido y  $g_f^s$  es la fuente de masa del soluto que va del fluido al sólido.

Debido a la conservación de masa del soluto  $g_f^s + g_s^f = 0$ . Las ecuaciones (4.2.9) y (4.2.10) son equivalentes a:

$$\frac{\partial \rho_b}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_b \underline{v}^s) = 0 \quad (4.3.12)$$

y

$$\frac{\partial \varpi \rho_b}{\partial t} + \nabla \cdot (\varpi \rho_b \underline{v}^s) = g_f^s \quad (4.3.13)$$

Respectivamente. Tomando en cuenta la ecuación (4.3.12), la ecuación (4.3.13) se reduce a:

$$\rho_b \left( \frac{\partial \varpi}{\partial t} + \underline{v}^s \cdot \nabla \varpi \right) = g_f^s \quad (4.3.14)$$

Además  $\underline{v}^s \approx 0$ , por lo que:

$$g_s^f = -g_f^s = -\rho_b \left( \frac{\partial \varpi}{\partial t} + \underline{v}^s \cdot \nabla \varpi \right) \approx -\rho_b \frac{\partial \varpi}{\partial t} \quad (4.3.15)$$

Tomando en cuenta solamente adsorción lineal o no lineal controlada por el equilibrio, se tiene que la fracción de la masa del soluto en la fase sólida,  $\varpi$ , es una función de la concentración,  $c$ , del soluto en la fase líquida, la cual se expresará como:

$$\varpi = \varpi(c) \quad (4.3.16)$$

Entonces la ecuación (4.3.15) se puede escribir como:

$$g_s^f = -\rho_b \frac{\partial \varpi}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial t} \quad (4.3.17)$$

En particular, cuando la función  $\varpi(c)$ , de la ecuación (4.3.16), es lineal se define el llamado coeficiente de distribución:

$$K_d = \frac{\partial \varpi}{\partial c} \quad (4.3.18)$$

Tomando en cuenta estos desarrollos en la ecuación (4.3.4), con  $g_s = g_s^f$ , se obtiene:

$$\frac{\partial c \varepsilon}{\partial t} + \nabla \cdot (c \varepsilon \underline{v}) = -\rho_b K_d \frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot \underline{\tau}_s \quad (4.3.19)$$

Mediante algunas manipulaciones sencillas la ecuación (4.3.19) se convierte en:

$$R \frac{\partial C}{\partial t} + \varepsilon^{-1} \nabla \cdot (\varepsilon c \underline{v}) = \varepsilon^{-1} \nabla \cdot \underline{\tau}_s - c \frac{\partial \ln \varepsilon}{\partial t} \quad (4.3.20)$$

donde

$$R \equiv 1 + \frac{\rho_b}{\varepsilon} \frac{\partial \varpi}{\partial c} \quad \text{coeficiente de retardación}$$

Considerando el caso en que el fluido es incompresible, entonces:

$$\frac{\partial \ln \varepsilon}{\partial t} + \varepsilon^{-1} \nabla \cdot (\varepsilon \underline{v}) = \frac{D \ln \varepsilon}{Dt} + \nabla \cdot \underline{v} = 0 \quad (4.3.21)$$

En tal caso, la ecuación (4.2.20), se reduce a:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + R^{-1} \underline{v} \cdot \nabla c = (R \varepsilon)^{-1} \nabla \cdot \underline{\tau}_s \quad (4.3.22)$$

Cuando:

- $R=1$ , es una ecuación de transporte con velocidad  $\underline{v}$ , igual a la velocidad de las partículas del fluido.
- $R>1$ , la velocidad del transporte se reduce a  $R^{-1}\underline{v}$ ; es decir, el transporte sufre un retardo, el cual es mayor cuanto mayor sea  $R$ .

➤ **Dispersión:** el campo vectorial del flujo de masa del soluto está dado por la Ley de Fick para medios porosos,  $\underline{\tau}_s(\underline{x}, t) = \varepsilon \underline{D} \cdot \nabla c$ . El transporte por fluidos en medios porosos la de difusión se construye por dos procesos difusivos:

- *Dispersión molecular:* es debido a los movimientos Brownianos, que en el ámbito microscópico, efectúan las moléculas del soluto y del fluido.
- *Dispersión mecánica:* está asociada al carácter aleatorio de la distribución de los poros y sus interconexiones, en la matriz sólida.

En consecuencia, el tensor de dispersión hidrodinámica,  $\underline{D}$ , es la suma del tensor de dispersión molecular ( $\underline{D}^m$ ) y el tensor de dispersión mecánica ( $\underline{D}^M$ ), es decir:

$$\underline{D} = \underline{D}^m + \underline{D}^M \quad (4.3.23)$$

donde

$\underline{D}^m$  es un tensor isotrópico, dado por:  $D_{ij}^m = D_d \theta \delta_{ij}$

$\theta$  tortuosidad del medio poroso

$D_d$  coeficiente de difusión del soluto en el fluido

El tensor de dispersión mecánica está caracterizado por el hecho de que es una matriz anisotrópica, con eje de simetría en la dirección de la velocidad del

fluido y cuyos valores propios son proporcionales a  $|\underline{v}|$ , la magnitud de la velocidad del fluido.

Denotando a las constantes de proporcionalidad que intervienen en los valores propios asociados a las direcciones de la velocidad del fluido y la transversal,  $D_L$  y  $D_T$  respectivamente, se obtiene:

$$D_{ij}^M = D_T |\underline{v}| \delta_{ij} + (D_L - D_T) \frac{v_i v_j}{|\underline{v}|} \quad (4.3.24)$$

donde

$D_T$  coeficiente de dispersividad mecánica transversal

$D_L$  coeficiente de dispersividad mecánica longitudinal

En general,  $D_T > D_L > 0$ , e introduciendo a la velocidad de Darcy  $\underline{U}$ , entonces la ecuación (4.2.24) es equivalente a:

$$\varepsilon D_{ij}^M = D_T |\underline{U}| \delta_{ij} + (D_L - D_T) \frac{U_i U_j}{|\underline{U}|} + \varepsilon D_d \theta \delta_{ij} \quad (4.3.25)$$

La interpretación física de la ecuación (4.3.24), cuando el gradiente de concentración es:

- *Paralelo a la velocidad,  $\nabla c \parallel \underline{v}$* , se tiene: En este caso el gradiente de la concentración se puede escribir como  $\nabla c = \alpha \underline{v}$ , donde  $\alpha \in \mathfrak{R}$ , entonces:

$$D_{ij}^M \frac{\partial c}{\partial x_j} = \alpha \left\{ D_T |\underline{v}| \delta_{ij} + (D_T - D_L) \frac{v_i v_j}{|\underline{v}|} \right\} v_j = \alpha \left\{ D_T |\underline{v}| v_i + (D_T - D_L) \frac{v_i |\underline{v}|^2}{|\underline{v}|} \right\} \quad (4.3.26)$$

$$D_{ij}^M \frac{\partial c}{\partial x_j} = \alpha D_T |\underline{v}| v_i = D_L |\underline{v}| \frac{\partial c}{\partial x_i}$$



Es decir, la difusión mecánica que se obtiene es la misma que si se tuviera un coeficiente de difusión igual  $D_L|\underline{v}|$ .

- *Ortogonal a la velocidad de las partículas*  $\nabla c \perp \underline{v}$ , se tiene:

$$D_{ij}^M \frac{\partial c}{\partial x_j} = \left\{ D_T |\underline{v}| \delta_{ij} + (D_T - D_L) \frac{v_i v_j}{|\underline{v}|} \right\} \frac{\partial c}{\partial x_j} = D_T |\underline{v}| \frac{\partial c}{\partial x_i} \quad (4.3.27)$$

Es decir, la difusión mecánica que se obtiene es la misma que si se tuviera un coeficiente de difusión igual  $D_T|\underline{v}|$ .

Ahora bien, si consideramos un punto en la frontera de un cuerpo de fluido y evaluamos el flujo de masa del soluto por unidad de área, debido a la difusión mecánica, que entra al cuerpo a través de esa frontera en ese punto, entonces:

- Si la velocidad del fluido es perpendicular a la frontera, entonces el vector normal a la frontera es paralelo a la velocidad de las partículas  $\underline{n} \parallel \underline{v}$ , es decir:

$$\underline{\tau}_{mec} \cdot \underline{n} = \underline{n} \cdot \underline{\varepsilon} \underline{D}^M \cdot \nabla c = \varepsilon D_L |\underline{v}| \frac{\partial c}{\partial n} \quad (4.3.28)$$

- Si la velocidad del fluido es paralelo a la frontera, entonces el vector normal es perpendicular a la velocidad de las partículas  $\underline{n} \perp \underline{v}$ , esto es:

$$\underline{\tau}_{mec} \cdot \underline{n} = \underline{n} \cdot \underline{\varepsilon} \underline{D}^M \cdot \nabla c = \varepsilon D_T |\underline{v}| \frac{\partial c}{\partial n} \quad (4.3.29)$$

Una propiedad importante, es que la difusión mecánica crece con la magnitud de la velocidad. Si el fluido está en reposo ( $\underline{v} = 0$ ) solamente se tiene difusión molecular, entonces la ecuación (4.3.23) se reduce:

$$D_{ij} = D_d \theta \delta_{ij} \quad (4.3.30)$$

Para obtener las ecuaciones diferenciales del transporte en un medio poroso, tenemos que sustituir  $\underline{\tau}_s$  (campo vectorial de flujo de masa del soluto), dada en la Ley de Fick, en la ecuación diferencial de balance, ecuación (4.3.4) se

obtiene la ecuación diferencial que gobierna el transporte de solutos por fluidos en medios porosos:

$$\frac{\partial \varepsilon c}{\partial t} + \nabla \cdot (\varepsilon c \underline{v}) = \nabla \cdot (\varepsilon \underline{D} \cdot \nabla c) + g_s \quad (4.3.31)$$

Y ésta ecuación es equivalente a:

$$\varepsilon c \left( \frac{DLnc}{Dt} + \frac{DLn\varepsilon}{Dt} + \nabla \cdot \underline{v} \right) = \nabla \cdot (\varepsilon \underline{D} \cdot \nabla c) + g_s \quad (4.3.32)$$

Una forma alterna a la ecuación (4.2.31) es:

$$\frac{Dc}{Dt} + c \left( \frac{DLn\varepsilon}{Dt} + \nabla \cdot \underline{v} \right) = \nabla \cdot (\underline{D} \cdot \nabla c) + g_s + (\nabla Ln\varepsilon) \cdot \underline{D} \cdot \nabla c \quad (4.3.34)$$

Cuando el fluido es incompresible, aplicando nuevamente la ecuación (4.3.21), la ecuación (4.3.34) se reduce a:

$$\frac{Dc}{Dt} = \nabla \cdot (\underline{D} \cdot \nabla c) + \varepsilon^{-1} g_s + (\nabla Ln\varepsilon) \cdot \underline{D} \cdot \nabla c \quad (4.3.35)$$

Además cuando el fluido está en reposo y en ausencia de fuentes ( $g_s = 0$ ), la ecuación (4.3.31) que gobierna el transporte de soluto, se reduce a:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \nabla \cdot (\varepsilon \theta D_d \nabla c) \quad (4.3.36)$$

Si el acuífero es rígido y homogéneo, entonces:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \theta D_d \Delta c \quad (4.3.37)$$

#### 4.4 Modelación Computacional

Existen tres tipos básicos de modelos que han sido utilizados en geohidrología: físicos, analógicos y matemáticos.

Los modelos físicos están hechos del mismo material que el sistema natural. Pueden construirse modelos empleando circuitos eléctricos o el flujo de un

líquido viscoso para simular acuíferos reales o ideales, estos son los llamados modelos analógicos, puesto que su funcionamiento es análogo al del acuífero verdadero; típicamente se utilizan para modelar el flujo en dos dimensiones, pudiendo ser tanto horizontales como verticales. Las desventajas de los modelos físicos y analógicos no son flexibles, sin embargo bajo ciertas condiciones un modelo eléctrico puede ser más exacto que uno matemático (ENOHSA, cap V).

Los modelos más utilizados en la actualidad son los matemáticos o digitales, que utilizan métodos numéricos para resolver la ecuación diferencial del movimiento del agua subterránea. Una gran ventaja de estos modelos es su flexibilidad, dado que un mismo programa de computación puede servir para una gran cantidad de modelos de diferentes sistemas de acuíferos. Actualmente estos programas están disponibles comercialmente (ver sección 4.5.2).

#### **4.4.1 Tipo de aplicaciones de los modelos**

La mayoría de los esfuerzos de la modelación de aguas subterráneas están destinados a predecir las consecuencias de una acción propuesta. Hay, sin embargo, hay otros dos usos importantes.

Los modelos pueden ser utilizados en un sentido interpretativo para conocer mejor los parámetros que controlan la dinámica en un sitio específico o como un marco para la organización y montaje de la base de los datos de campo, y la formulación de ideas sobre la dinámica del sistema. En este contexto, los modelos son utilizados, por ejemplo, para ayudar a establecer la posición y las características de los límites del acuífero y evaluar la cantidad del agua dentro del sistema y el importe de la recarga del acuífero.

Los modelos también pueden utilizarse para estudiar los procesos geológicos en la configuración genérica. Los estudios con modelos genéricos también pueden ser útiles en la formulación de directrices regionales aptas o no aptas para alguna acción propuesta (Hensel et al., 1990).

Tipos de aplicaciones del modelo:

- ✓ Predictivo: se utiliza para predecir el futuro; requiere de la calibración.
- ✓ Interpretativo: se utiliza como marco para el estudio de la dinámica del sistema y/o la organización de los datos de campo; no necesariamente se requiere de la calibración.
- ✓ Genérico: se utiliza para analizar el flujo en un sistema hidrogeológico hipotético, puede ser útil para establecer directrices reguladoras para una región específica, no necesariamente requiere de calibración.

#### 4.4.2 Protocolo de modelación

El protocolo para el modelado incluye varios pasos, los cuales se introducen a continuación, junto con las definiciones necesarias y se resumen en la figura 4.8 (Anderson y Woessner, 1992).

1. Establecer el *propósito del modelo*. El objetivo determina que ecuación gobernante es conveniente utilizar y el código que se seleccionará para resolverá la ecuación.
2. Desarrollar un *modelo conceptual* del sistema. Se identifican las unidades hidroestratigráficas y las fronteras del sistema (la definición de éstos se puede revisar en Anderson y Woessner, 1992). El propósito de la construcción del modelo conceptual es simplificar el problema y organizar los datos para que el sistema pueda analizarse fácilmente. Se recopilan datos de campo, incluyendo información necesaria para realizar un balance de aguas subterráneas y, para asignar valores a los parámetros del modelo y a sus esfuerzos. El primer paso es definir el área de interés, es decir, identificar las fronteras del modelo (siempre que sea posible se usarán las fronteras hidrogeológicas naturales del sistema). Sin embargo, para algunos casos es necesario restringir el

dominio del problema a menos que se abarquen límites naturales del acuífero. En cualquier caso, los límites hidrogeológicos del sistema deben ser identificados en la elaboración del modelo conceptual. Hay tres pasos en la construcción de un modelo conceptual: (1) la definición de las unidades hidroestratigráficas, (2) preparación del balance de agua y (3) definir el sistema de flujo.

3. Seleccionar la ecuación gobernante y el *código computacional*. El código es el programa de computación que contiene un algoritmo para resolver numéricamente el modelo matemático. Tanto la ecuación gobernante como el código deben ser verificados. La verificación de la ecuación gobernante demuestra que la aproximación describe el proceso físico que ocurre en el medio poroso. La verificación del código se refiere a la comparación de la solución numérica generada por el modelo y con uno o más soluciones analíticas o con otras soluciones numéricas.
4. *Diseño del modelo*. El modelo conceptual se pone de manera adecuada para el modelado. Este paso incluye el diseño de la malla, la selección de los pasos de tiempo, estableciendo condiciones iniciales y de frontera y preliminarmente se seleccionan los valores para los parámetros del acuífero y capas hidrológicas.
5. *Calibración*. El propósito de la calibración es establecer que el modelo pueda reproducir el flujo y nivel en el terreno medido. Durante la calibración los datos de parámetro del acuífero y capas se comprueban que se aproximen al flujo y nivel en el terreno medido. La calibración esta hecha a prueba y error en el ajuste de los parámetros o utilizando el código de un parámetro de estimación automático.
6. *Calibración del análisis de sensibilidad*. La calibración del modelo esta influenciada por la incertidumbre debido a la incapacidad para definir la distribución espacial (y temporal) del valor exacto del parámetro en el dominio del problema. También hay incertidumbre sobre la definición de las capas y condiciones de frontera. El análisis de sensibilidad se hace

con el fin de establecer el efecto de la incertidumbre sobre el modelo calibrado.

7. *Verificación del modelo.* El propósito de la verificación del modelo es establecer una mayor confianza en el modelo utilizando el conjunto de valores de los parámetros y capas calibrados para reproducir un segundo conjunto de datos de campo.
8. *Predicción.* Cuantifica la respuesta del sistema para futuros eventos. El modelo se corre con los valores de los parámetros y capas calibrados, excepto para las capas en las que se espera que cambien en el futuro. Para realizar la simulación son necesarias las estimaciones futuras de las capas. La incertidumbre en una simulación predictiva surge de la incertidumbre en el modelo calibrado y la incapacidad para estimar los valores exactos de la magnitud y las capas futuras.
9. *Predicción del análisis de sensibilidad.* Se realiza para cuantificar el efecto de incertidumbre en los valores de los parámetros en la predicción. Los rangos de las capas en las estimaciones futuras son simuladas para examinar el impacto en el modelo de predicción.
10. *Presentación del diseño del modelo y resultados.* La presentación clara del diseño del modelo y los resultados esenciales para una comunicación eficaz de los esfuerzos del modelado.
11. *Evaluación posterior (Postaudit).* Se lleva a cabo varios años después de que la modelación del estudio ha sido completado. Se colectan nuevos datos para determinar si la predicción es correcta. Si el modelo de predicción reproduce fielmente los nuevos datos, entonces el modelo queda validado para el sitio específico de aplicación.

La evaluación posterior debe producirse suficiente tiempo después de haberse hecho la predicción para asegurar que existan cambios importantes en el sistema. Si se realiza demasiado pronto la evaluación

posterior después de la calibración inicial se podría tener una conclusión errónea debido a que al estado del sistema permanecería muy similar al calibrado.

12. *Rediseño del modelo.* Normalmente la evaluación posterior dará lugar a nuevas perspectivas en el comportamiento del sistema, en el cual, se podrán realizar cambios en el modelo conceptual o en los parámetros del modelo.

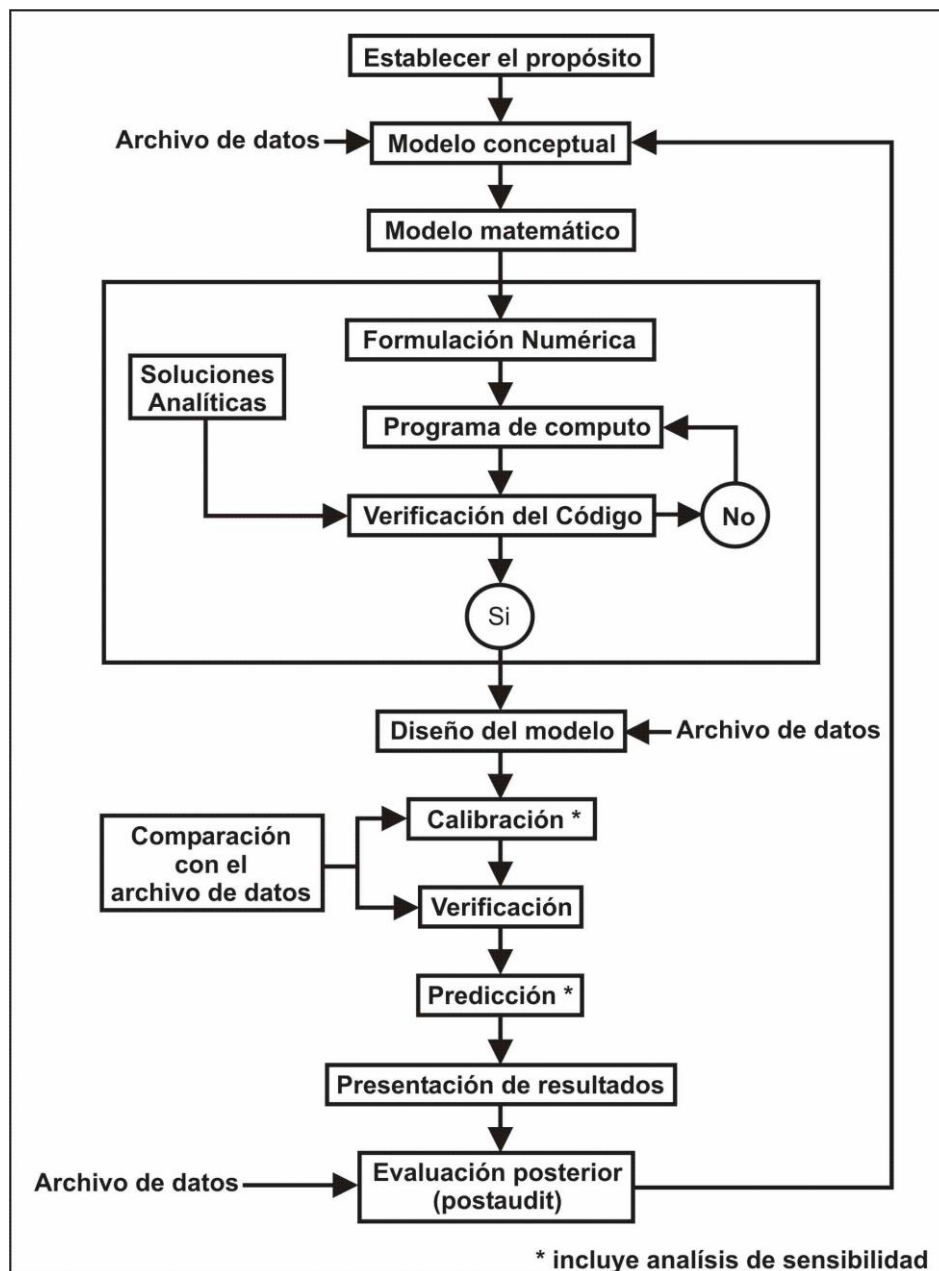


Figura 4.8 Protocolo para la aplicación de un modelo (modificado de Anderson y Woessner, 1992).

#### 4.4.3 Opciones de códigos existentes

La modelación computacional de los modelos de flujo y transporte de solutos se utiliza la herramienta del software especializado en aguas subterráneas, de dominio público, como:

➤ Para flujo de aguas subterráneas:

✓ AIR 2D, AIR 3D	✓ MODBRNCH	✓ SEAWAT	y
✓ AIRSLUG	✓ MODFE	SEAWAT-2000	
✓ AQTESTSS	✓ MODFLOW,	✓ SHARP	
✓ Bat3_Analyzer	MODFLOW-2005	✓ SUTRA	y
✓ FEFLOW	y programas	programas	
✓ FEQ	relacionados	relacionados	
✓ HST3D	✓ PART	✓ TopoDrive	y
✓ HYDROTHERM	✓ RADMOD	ParticleFlow	
✓ HYSEP	✓ RECESS	✓ VS2DI	
✓ MF2K-VSF	✓ RORA	✓ VS2DT	
✓ MFI		✓ WTAQ	

Los cuales se describen más a detalle en el apéndice 1.

➤ Para transporte de aguas subterráneas

✓ ANALGWST	✓ MT3DMS	✓ SUTRA	y
✓ BIOMOC	✓ PHAST	programas	
✓ FEFLOW	✓ PHREEQ,	relacionados	
✓ GoPhast	PHREEQCI, y	✓ SUTRA-MS	
✓ HST3D	programas	✓ TopoDrive	y
✓ HYDROTHERM	relacionados	ParticleFlow	
✓ MF2K-GWT	✓ PTC	✓ VS2DH	
✓ MOC	✓ R-UNSAT	✓ VS2DI	
✓ MOC3D	✓ SEAWAT	✓ VS2DT	y
✓ MODPATH	SEAWAT-2000		

Los cuales se describen más a detalle en el apéndice 1.



## **5. Modelación del Sistema Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México**

En este capítulo se analizan los modelos existentes hasta el momento del Sistema Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México recopilados en este trabajo.

### **5.1 Revisión de los modelos existentes**

El modelo más antiguo del que se obtuvo información en esta investigación fue llevado a cabo en el estudio *Modelo de predicción del hundimiento del subsuelo del valle de México* realizado por Cruickshank et al. (1979) elaborado para el Departamento del Distrito Federal. Éste se llevó a cabo para proponer una estrategia de aprovechamiento óptimo del agua contenida en la unidad acuífera, detectar y predecir la contaminación del agua, así como para predecir y controlar el hundimiento del suelo debido a la extracción del agua subterránea. El área de estudio que se utilizó fue el AZMCM. El modelo de flujo fue realizado en dos dimensiones en una región circular. Utilizaron un programa desarrollado por los autores en Fortran IV que simula el comportamiento del abatimiento de un sistema acuífero–acuitardo en una región arbitraria y acepta las condiciones de frontera usuales. Mediante las ecuaciones integrodiferenciales propuestas por Herrera y Rodarte (1973) modelaron el intercambio de agua acuitardo–unidad acuífera. Por medio de la metodología de diferencias finitas integradas o también llamado método integral propusieron calcular el hundimiento de un estrato confinante en contacto con el acuífero principal. Este trabajo no presenta un modelo conceptual del acuífero, calibración del modelo, predicciones realizadas y tampoco las conclusiones a las que llegaron.

En 1982 Cruickshank realizó el capítulo *Modelos matemáticos para acuíferos del valle de México* del libro del Sistema Hidráulico del Distrito Federal, en donde planteó cuantificar los problemas ocasionados por la extracción del agua subterránea, así como disminuir la rapidez del hundimiento del terreno en las áreas con mayor peligro potencial de fallas. El área de estudio que se utilizó

fue el AZMCM (Distrito Federal). El sistema acuífero se conceptualizó como una unidad acuífera confinada superiormente por un acuitardo. Utilizó dos modelos en planta (horizontal), uno de flujo y otro de calidad del agua, ambos bidimensionales. Las simulaciones de estos modelos se llevaron a cabo con el programa DAS (Cruickshank y Chávez–Guillén, 1969) que utiliza diferencias finitas integradas para discretizar las ecuaciones. Para modelar el intercambio de agua acuitardo–unidad acuífera utilizó las ecuaciones integrodiferenciales de Herrera y Yates (1977). En la calibración del modelo de flujo se obtuvo la recarga y en la calidad del agua se obtuvieron los coeficientes de difusión y adsorción. Se simuló la variación en las condiciones piezométricas y en las concentraciones de cloruro y nitrógeno amoniacal en el agua subterránea producidas por un determinado régimen de explotación o alimentación de la unidad acuífera. El hundimiento total de la superficie del terreno se calculó sumando la consolidación del acuitardo y la unidad acuífera, como función de la carga piezométrica. Se realizaron predicciones hasta el año 2000. Con base en los resultados de ambos modelos, propuso que para detener el hundimiento del terreno del Valle y para mantener por mayor tiempo la buena calidad del agua extraída, sería necesario disminuir el bombeo hasta un valor de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  y también para mantener por mayor tiempo la buena calidad del agua extraída. Además utilizó otro modelo para estudiar problemas de contaminación local a más corto plazo; este modelo es bidimensional e un plano vertical y utiliza una discretización espacial con elementos finitos triangulares. Sin embargo, no se presentan resultados de este modelo.

El estudio *Simulación de la contaminación de acuíferos mediante modelos matemáticos* fue realizado por Cruickshank et al. (1982) para el Departamento del Distrito Federal. El propósito de este trabajo fue elaborar dos modelos bidimensionales que pudieran predecir la distribución tanto espacial como temporal de la calidad del agua en los acuíferos para establecer acciones preventivas para proteger la calidad de la misma. El área de estudio fue el AZMCM (Distrito Federal). En la conceptualización de la dinámica del flujo subterráneo se basaron en Domínguez et al. (1980) que dan la descripción de la geología y características del Valle de México, la historia del bombeo y la evolución del hundimiento del terreno. Utilizaron un modelo de flujo y dos de

transporte de contaminantes, todos bidimensionales. El de flujo abarca toda el área de estudio en planta y se utilizó para evaluar el hundimiento del terreno en el Valle de México, con promedios en la vertical, con una malla de diferencias finitas, cuadrados de 3 km de lado. La discretización espacial se hizo por medio del método de diferencias finitas integradas y en el tiempo con diferencias finitas. Los modelos de transporte de contaminantes local se hicieron para estudiar la contaminación en Tecomitl localizado al sur del Valle. Simularon cloruros y nitrógeno amoniacal en un plano vertical, con promedios en las direcciones horizontales y con una franja de 90 m de ancho. La discretización espacial la obtuvieron con el método de Galerkin en elementos finitos triangulares utilizando funciones de aproximación lineales y en el tiempo con diferencias finitas. En la calibración del modelo de flujo calcularon la recarga de la unidad acuífera principal y en los de calidad del agua los coeficientes de difusión y adsorción de los contaminantes. En el modelo global se simuló la evolución de la concentración de ambos iones suponiéndolos provenientes del acuitardo para distintas situaciones futuras. Consideraron treinta años para esta simulación, en la cual el contaminante logra avanzar 3 km hacia el norte de su punto de origen.

También en 1982, Herrera et al. realizaron el trabajo *Estudio de hundimiento y balance de los acuíferos subterráneos a la Ciudad de México* para el Departamento del Distrito Federal. El objetivo fue definir la importancia relativa de las diferentes componentes del sistema de las unidades acuíferas, así como los parámetros que las caracterizan y también desarrollar un modelo capaz de predecir el comportamiento de la arcilla en el área urbana de la Ciudad de México cuando se le somete a la explotación para el suministro de agua. Por este motivo, el área de estudio fue la región en la que está presente el manto arcilloso. En la zona lacustre el sistema de las unidades acuíferas de la Ciudad de México está constituido por dos acuitardos (las arcillas superiores e inferiores) y dos unidades acuíferas (la primera capa dura y los depósitos profundos). Para fines del modelo matemático la estratigrafía la idealizaron como una unidad acuífera limitada por un acuitardo. Utilizaron un modelo de flujo bidimensional de elemento finito desarrollado por los autores. Consideraron dos tipos de frontera (flujo asignado y carga asignada). El área

de estudio la mapearon a un círculo unitario, en el plano de radios y ángulos de la región ocupada por el círculo aparece como un rectángulo de  $360^\circ$  de base y 1.0 de altura. En éste rectángulo introdujeron la malla de elementos finitos rectangulares dividiendo el rango de 0–360 de los ángulos en 16 partes iguales y el rango de 0-1 de los radios se dividió en 12 intervalos para que los elementos del círculo unitario tuvieran la misma área. En la calibración utilizaron cinco parámetros (espesor, conductividad hidráulica y almacenamiento específico del acuitardo, transmisividad y coeficiente de almacenamiento de la unidad acuífera principal). Se simuló la carga hidráulica hasta el año 2000, suponiendo que la extracción del agua subterránea se mantenía constante. Para la predicción del hundimiento fue esencial el cálculo del abatimiento en el acuitardo como función de la altura del acuitardo y el tiempo adimensionales. Llegaron a una concordancia entre los niveles piezométricos predichos por el modelo y los observados, aunque en la zona de mayor hundimiento el modelo sistemáticamente predice valores mayores para el abatimiento de los reportados en los datos disponibles.

El estudio *Modelo tridimensional de dispersión de contaminantes en acuíferos y su aplicación al Distrito Federal* fue realizado por Cruickshank et al. en 1985 para la Comisión de Ecología del Departamento del Distrito Federal. Los objetivos de este trabajo fueron depurar y preparar la información histórica y física disponible para mejorar la calibración y predicciones del modelo global (de la unidad acuífera del Valle de México) y aplicar el modelo tridimensional (estudio detallado de un caso local de contaminación); además desarrollar una nueva metodología para la simulación de la dispersión de contaminantes que evite la dispersión numérica. El área de estudio fue el AZMC (Distrito Federal). Los autores conceptualizaron el modelo, partiendo de un esquema simplificado del medio compuesto por estratos de ancho y longitud aleatorios, que constituyen una matriz permeable e intercalaciones de lentes impermeables también de geometría y colocación aleatorias. Al igual que en el estudio de Cruickshank et al. (1982), hicieron dos simulaciones, una de manera global con una malla de 166 elementos bidimensionales cuadrados de 3 km de lado, que sirvió para dar un cuadro general de la contaminación de la unidad acuífera bajo el Distrito Federal, la otra local en la parte de la unidad acuífera alrededor

de la batería de 26 pozos de Tecómitl en el sur del Valle de México, con una malla de 121 elementos tridimensionales de  $1 \times 1 \times 0.140$  km y tres capas en la dirección vertical. La calibración del modelo la efectuaron para los iones cloruro, nitrógeno amoniacal, fierro y manganeso probando distintas concentraciones asignadas al agua proveniente de los mantos poco permeables o distintos caudales de infiltración de aguas negras. Los autores lograron un avance significativo en la simulación de la contaminación de las aguas subterráneas del Distrito Federal, también depurar los datos históricos para el modelo del flujo, indispensables en su calibración y por tanto mejorar la confiabilidad predictiva con respecto a etapas anteriores. Además consideran que la principal limitación del modelo es que no incluye la parte de la unidad acuífera del Valle bajo el Estado de México, por lo que consideran que no es totalmente confiable la capacidad predictiva en la frontera entre el Distrito Federal y el Estado de México.

Herrera et al. (1989) publicaron el artículo titulado *La contribución para la administración científica del agua subterránea de la Cuenca de México*, con el objeto de presentar un modelo numérico de la Cuenca de México constituya una herramienta útil para quienes tiene la responsabilidad de administrar el recurso. El área de estudio incluye a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca. Se basaron en el modelo de flujo bidimensional realizado por Herrera y colaboradores (1979, 1982), y en la información sobre el subsuelo disponible hasta 1981. El sistema acuífero lo conceptualizaron con cuatro cuerpos (en la parte superior dos grandes estratos de arcilla separados por una capa delgada de material arenoso, la llamada capa dura; la unidad acuífera en explotación; roca volcánica fracturada; y roca carbonatada de origen sedimentario) con características y funcionamiento hidráulico diferentes. Por este motivo modelaron el sistema en tres dimensiones con cuatro capas, además utilizaron 1344 celdas por capa (2 km de lado). Para el tratamiento de la unidad acuífera principal utilizaron el MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1984) y para el de los acuitardos la Teoría Integrodiferencial de Herrera y colaboradores (Herrera y Figueroa, 1969; Herrera y Rodarte, 1973; Herrera y Yates, 1977). Calcularon el aporte del acuitardo a través de la frontera superior por medio de la teoría integrodiferencial y lo incorporaron en el modelo

tridimensional de la unidad acuífera principal a través de la frontera superior. Probaron condiciones de frontera de no flujo o carga constante en la frontera inferior del modelo (unidad acuífera de roca carbonatada sedimentaria) y los resultados de la simulación mostraron diferencias insignificantes, por lo que los autores concluyeron que es adecuado utilizar cualquiera de éstas. Este trabajo no presenta los detalles de las simulaciones, calibración del modelo y predicciones.

También en 1989 Ortega publicó el artículo titulado *Las condiciones de frontera hidráulicas naturales en la Cuenca de México usando modelado matemático*; con el propósito de identificar las condiciones iniciales y de frontera naturales del sistema acuífero de la parte centro-sur de la Cuenca de México. Se tomaron en cuenta las evidencias hidrogeológicas de campo en el modelado matemático de las condiciones de flujo que existieron antes de empezar la explotación intensa de la unidad acuífera. El área de estudio está centrada en el AZMCM. El autor se basó en la clasificación de las unidades hidrogeológicas realizada por Ortega y Farvolden (1988), para poder describir las unidades en las secciones bidimensionales, las cuales son: 1) acuitardo en materiales lacustres cuaternarios, 2) unidad acuífera en roca volcánica y materiales cuaternarios, 3) unidad acuífera en materiales piroclásticos y aluviales del terciario, 4) acuitardo en roca volcánica terciaria, 5) unidad acuífera en roca carbonatada cretácica. Se modeló flujo estacionario en tres secciones bidimensionales (Sierra Chichinautzin, Sierra de las Cruces y Sierra Nevada) con el modelo matemático por elementos finitos de Frind y Matanga (1985), y McLaren (1988). El modelo desarrollado resuelve simultáneamente la distribución de potenciales y líneas de flujo. Los resultados que obtuvo el autor fueron compatibles con las manifestaciones de agua subterránea, observaciones e investigaciones hidrogeológicas realizadas en la Cuenca de México. Concluyó que la divisoria de agua subterránea no coincide con los parteaguas superficiales en las montañas, en las soluciones del modelo estas divisorias quedaron desplazadas hacia los valles de mayor elevación que colindan con la Cuenca de México.

Rivera et al. (1991) publicaron el artículo titulado *Nonlinear Modeling of Groundwater Flow and Total Subsidence of the Mexico City Aquifer–Aquitard System*, en el que propusieron un modelo determinista que combinaba la mecánica de la compactación de las capas semi–permeables con el flujo de agua subterránea en tres dimensiones. El área de estudio comprende parcialmente a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca que cubre una superficie de aproximadamente 2900 km<sup>2</sup>. La unidad acuífera aluvial principal es confinada en la mayoría del Valle por sedimentos lacustres de arcilla y limo (con un espesor de 50 m en el centro) desde el centro del área hasta el piedemonte, basalto fracturado al sur y roca andesítica al norte, este y oeste. Los sedimentos lacustres que constituyen a los acuitardos los autores los dividieron en tres formaciones: la formación de arcilla superior (UCF), la capa dura (CD) y formación de arcilla inferior (LCF). Para las simulaciones numéricas tomaron en cuenta: 1) la descripción de la unidad acuífera aluvial principal; 2) supusieron horizontal el flujo del agua subterránea de la unidad acuífera en las direcciones  $x$ ,  $y$  y fue representada como una sola capa en el modelo, 3) clasificaron las rocas de acuerdo a sus características hidráulicas (transmisividad, almacenamiento y porosidad); 4) consideraron vertical el flujo en los acuitardos y los representaron con 22 capas horizontales en el modelo. En el modelo utilizaron una malla cuadrada de 7704 elementos en total, con 1181 elementos para discretizar la capa de la unidad acuífera en planta (una malla cuadrada variable: 2 km de lado, 1 km de lado y 0.5 km de lado) y 6523 elementos en la discretización del acuitardo en dirección vertical. El modelo incluye la eventual pérdida de presión de agua subterránea en la unidad acuífera confinada (el cambio de confinada a libre). El proceso de calibración del modelo de flujo fue llevado a cabo en dos etapas, en estado estacionario (transmisividad de la unidad acuífera y conductividad hidráulica del acuitardo) y transitorio (piezometría, hundimientos, índice de compresión, índice de dilatación y porosidad). Concluyendo que las simulaciones hechas en la ciudad de México permitieran una mejor apreciación tanto cualitativa y cuantitativamente del flujo del agua subterránea y el balance del sistema unidad acuífera–acuitardo, además de haber logrado reproducir el fenómeno de subsidencia (desde 1934 hasta 1986) por el modelo hidráulico–mecánico no lineal acoplado.

En 1994 la Universidad Nacional Autónoma de México por medio del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica realizó el estudio *Diagnóstico del Estado Presente de las Aguas Subterráneas de la Ciudad de México y Determinación de sus Condiciones Futuras* (IGF–UNAM, 1994) para el Departamento del Distrito Federal, los objetivos del estudio no se establecen explícitamente, sin embargo se puede inferir que son los siguientes: 1) Analizar la calidad del agua subterránea para determinar patrones hidroquímicos como apoyo al establecimiento del modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico y evaluar la vulnerabilidad de la unidad acuífera principal a la contaminación; 2) Evaluar los efectos de la extracción del agua subterránea sobre los niveles piezométricos del agua en la unidad acuífera principal y en el acuitardo superior, suponiendo que la extracción se mantiene constante desde 1992 e incluyendo diferentes gastos de infiltración artificial en el área de Santa Catarina; 3) Evaluar los efectos de la extracción del agua subterránea en los hundimientos del terreno. El área de estudio comprende parcialmente a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca, con una extensión de 47 km x 50 km y cubre una superficie de 2,350 km<sup>2</sup>. El modelo numérico fue considerado como un sistema acuífero constituido por tres capas: 1) Acuitardo Superior (arcillas lacustres del Cuaternario; actúa como semiconfinante de la unidad acuífera principal), 2) Unidad acuífera principal (depósitos aluviales y roca volcánica basáltica del Cuaternario, la Formación Tarango y roca volcánica andesítica del Plio–Cuaternario), y 3) Acuitardo inferior (Serie Estratificada). El análisis de la calidad del agua subterránea se llevó a cabo con datos físico–químicos del registro histórico de la DGCOH.

Para la modelación de la unidad acuífera principal utilizaron el MODFLOW de McDonald y Harbaugh (1984) y para los acuitardos la teoría integrodiferencial de Herrera y colaboradores (Herrera y Figueroa, 1969; Herrera y Rodarte, 1973; Herrera y Yates, 1977). El modelo de simulación utilizado en las zonas que lo requieren, podía cambiar sus condiciones hidráulicas de la unidad acuífera semiconfinada a libre, dependiendo de la elevación del nivel piezométrico con respecto a la base del acuitardo. La discretización utilizada



fue una malla cuadrada de diferencias finitas de 32 renglones por 42 columnas (2 km de lado). El proceso de calibración del modelo de flujo fue llevado a cabo en dos etapas, en estado estacionario (conductividad hidráulica horizontal) y transitorio (coeficiente de almacenamiento). Para el estado transitorio la simulación inicia en 1935 y los resultados del modelo se compararon con datos piezométricos para el periodo 1983 a 1992. Además se calibraron las ecuaciones integrodiferenciales de Herrera para el acuitardo utilizando datos del hundimiento del terreno, éste se calculó en función del caudal aportado por el acuitardo a la unidad acuífera y del área del acuitardo. Los parámetros calibrados fueron la conductividad vertical y coeficiente de almacenamiento del acuitardo. Realizaron predicciones para el periodo 1993–2010 enfocadas a evaluar el comportamiento hidráulico del sistema acuífero sometido a diferentes volúmenes de extracción y gastos de infiltración en Santa Catarina. Para todas ellas se calcularon también los hundimientos del terreno.

Con el análisis de calidad del agua diferenciaron seis principales grupos de agua subterránea en la unidad acuífera, y reconocieron dos importantes tipos de vulnerabilidad de contaminación de la unidad acuífera principal (vulnerabilidad a la contaminación a las zonas de recarga natural y vulnerabilidad por contaminación inducida por el bombeo en zonas cercanas a agua subterránea de mala calidad, por ejemplo la zona de Iztapalapa). Para el caso en que la extracción se mantiene constante a partir del año 1992, los resultados del modelo indican que se mantienen los patrones de líneas de corriente se mantienen, aunque se acentúan las depresiones piezométricas presentas en el año 1992. Para el caso en que se incluyen diferentes gastos de infiltración artificial en el área de Santa Catarina, se observa un incremento a nivel local, en la zona de infiltración. El cálculo de la distribución de hundimientos, realizado para los años 1992 y 2010, indicaron que las zonas más afectadas por el hundimiento mantienen una relación directa con la distribución espacial de la extracción, sin embargo, la evolución de la subsidencia estaba influenciada por la condición de la unidad acuífer semiconfinada o libre.

Montgomery Watson México, S.A. de C.V. en 1996 realizó el estudio *Modelo de calidad del agua del acuífero de la parte sur de la Cuenca de México* para el Gobierno del Distrito Federal, con el propósito de implementar y poner en operación el modelo computacional de transporte de solutos en el sistema acuífero de la parte sur de la Cuenca de México. El área de estudio comprende parcialmente a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca. La conceptualización de la unidad acuífera se basó en la información geológica de Mooser y Molina (1993). Utilizaron dos modelos, uno de flujo (modificado del realizado por el IGF, 1994) y uno de transporte para sólidos totales disueltos (STD) ambos con una retícula de diferencias finitas de 32 renglones, 42 columnas y 3 capas, cuyas celdas son cuadrados con lados de 2 km y espesor igual al estrato considerado. En el modelo de transporte no se consideraron los fenómenos de adsorción–desorción. En la calibración del modelo de flujo modificaron a la conductividad hidráulica y al coeficiente de almacenamiento, y en la del modelo de transporte al coeficiente de dispersión hidrodinámica. Las simulaciones predictivas de transporte de solutos se extendieron hasta el año 2030, tomando en consideración que la confiabilidad de los resultados decrece conforme se incrementa el período de simulación. El modelo de transporte permite la simulación y evaluación de opciones de administración a gran escala, sin embargo, los autores concluyeron que la retícula que se empleó fue demasiado grande para evaluar las condiciones locales. Los autores consideraron al acuitardo como una fuente de STD y concluyen que probablemente existe otra fuente de un sistema de flujo regional que descarga agua de mala calidad a la unidad acuífero por medio de fallas y fracturas tectónicas.

Ciberhidrogeofísica, S.A. de C.V. en 1999 realizó el trabajo *Estudio mediante Modelación para la Evaluación de la Calidad del Agua en el Acuífero de la Zona Sur del Valle de México*, para el Gobierno del Distrito Federal, con el propósito de utilizar el modelo de transporte como herramienta para conocer las tendencias generales de los iones mayores diferenciando zonas de concentración o difusión; identificar las zonas vulnerables a la contaminación así como los impactos en la calidad del agua para los iones de calcio ( $\text{Ca}^{++}$ ) y sodio ( $\text{Na}^{+}$ ); el que se conozcan los mecanismos y tendencias de movimiento

para diferentes tipos de contaminantes, asociados a las aguas residuales; y determinar las características hasta ese entonces de la calidad del agua existente en la zona de Xochimilco–Tlalpan así como sus cambios y evolución a través del tiempo y repercusión de estos en el sistema de abastecimiento de agua potable. El área de estudio comprende parcialmente a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca. Al igual que en el trabajo anterior, el modelo de flujo fue retomado del estudio IGF–UNAM (1994). Los autores consideraron la posible existencia de zonas tectónicas que permitieran al flujo regional profundo ascender con altas concentraciones de solutos, hacia la unidad acuífera en explotación. El modelo de flujo fue modificado y recalibrado para incorporar la contribución de agua subterránea regional. En las simulaciones del transporte de solutos emplearon los archivos de datos del modelo previo de calidad del agua (Montgomery Watson México, 1996), incorporando el modelo que considera el fenómeno de adsorción; simularon predicciones de concentraciones de calcio y sodio para los años de 1999, 2010. Los resultados del modelo de transporte de solutos a los que llegaron los autores, les permitieron estimar con cierto grado de confiabilidad la dirección y la velocidad con que se mueven los diferentes compuestos orgánicos en la unidad acuífera de la parte sur de la Cuenca de México.

En 1999 DITAPSA Consultores, S.A. de C.V., realizó el *Estudio para Actualizar la Base de Datos de la Modelación del Acuífero y Simulación Mediante Modelos Matemáticos Aplicando Diferentes Políticas de Explotación en el Distrito Federal* para el Gobierno del Distrito Federal, con el propósito de actualizar el modelo de simulación hasta el año de 1998; verificar las políticas de explotación; hacer un balance de las proyecciones que fueron realizadas en 1994 por IGF–UNAM; modelar las condiciones actuales; y realizar corridas para obtener predicciones a 5, 10 y 15 años. El área de estudio comprende parcialmente a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca, con una extensión de 2350 km<sup>2</sup>. El sistema acuífero lo conceptualizaron con tres capas hidroestratigráficas: 1) Arcillas lacustres que cubren el valle con espesores de más de 100 m hacia el centro de los lagos de Texcoco y Chalco, hacia la Cd. de México entre 40–60 m hacia el centro, 2) Unidad acuífera (información obtenida por la DGCOH) y 3) Formación Tepozteco. Utilizaron un

modelo de flujo en tres dimensiones con una superficie de 53 km x 56 km (con las principales elevaciones topográficas inactivas) discretizada con una malla cuadrada de 1 km por lado que incluyó 53 columnas, 56 renglones y 3 capas, tomando la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento como parámetros. Utilizaron el Visual Modflow para resolver la ecuación de flujo. Mediante los criterios con que dispone el Visual Modflow, calibraron el modelo aunque no se especifican los parámetros utilizados en el informe. Ya calibrado el modelo al año 1998, los autores efectuaron las simulaciones para 5, 10 y 15 años, y mostraron las simulaciones que presentaron evoluciones entre 1 y 2 m anuales. En este trabajo no se presentan las conclusiones a las que llegaron los autores.

En el 2003 Asteroide, Ingeniería S.A. de C.V. realizó el trabajo *Estudio para la Actualización de los Parámetros del Modelo de Flujo Modflow al año 2002* para el Gobierno del Distrito Federal, con el propósito de actualizar los parámetros del modelo de flujo subterráneo y evaluar en una primera etapa las condiciones que presentaría la unidad acuífera del área metropolitana al ser sujeto a la recarga de agua inducida en el área del Cerro de la Estrella; en una segunda etapa en la Sierra de Santa Catarina. Desafortunadamente la información que se presenta en este informe es muy escueta y no permite evaluar en detalle el trabajo desarrollado, por lo que no se tomará en cuenta en el análisis subsecuente.

El informe más reciente que obtuvimos para este trabajo fue el del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), realizado por Herrera–Zamarrón et al. (2006) con título *Modelo hidrodinámico del acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México* para el SACM de la Secretaría del Medio Ambiente del Gobierno del Distrito Federal. El objetivo general del estudio fue actualizar el modelo de flujo de agua subterránea y revisar los criterios tomados para determinar los espesores de la unidad acuífera en explotación además de determinar si se trata de un sola unidad acuífera continua o son varias y cuáles son sus espesores promedio. Los objetivos particulares fueron: revisar y actualizar el modelo del flujo del agua subterránea desarrollado por personal de Asteroide (2003); revisar y en su caso cambiar los espesores del modelo;

recalibrar el modelo y realizar corridas que simulen el comportamiento del flujo subterráneo para definir zonas de menor explotación que puedan servir para la reubicación y reposición de pozos y predecir para los años 2010, 2015 y 2020 los movimientos del agua subterránea, bajo diferentes posibles configuraciones para la reubicación y reposición de pozos; realizar corridas de modelos de transporte de solutos con información actualizada de cloruros y sólidos totales disueltos; evaluar los resultados en la calidad del agua de las diferentes políticas de reubicación y reposición de pozos; revisar el balance del agua subterránea tomando en cuenta los resultados arrojados por la modelación.

El área de estudio incluye a las 16 delegaciones ubicadas en el DF, así como nueve municipios del Estado de México, es decir, comprende parcialmente a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca. El modelo conceptual de la dinámica del flujo subterráneo coincide en gran medida con el utilizado para el estudio IGF–UNAM (1994). Aunque se hizo un análisis detallado de la geofísica y geología para refinar los límites de las capas del modelo. Se clasificaron 7 unidades geológicas, las cuales fueron: a) Material granular (aluvión), b) Material granular (aluvión) y Formación Tarango, c) Formación Tarango, d) Formación Tarango y andesita, e) Basalto, f) Basalto con intercalaciones de arcilla lacustre, g) Basalto y material granular. Respecto al modelo geoquímico conceptual, señala que en las zonas de recarga (Sierra de las Cruces y Chichinautzin) la salinidad del agua subterránea es baja detectándose un ligero incremento a lo largo del flujo subterráneo, ocasionado por la precipitación, interacción agua/roca y miembro extremo salino almacenado en el agua de poro de los sedimentos lacustres. En la evolución de la composición química natural del agua subterránea, se relaciona con los procesos de intercambio catiónico, mezcla con agua de mayor salinidad derivada del acuitardo y mezcla con agua subterránea salina de la zona de Texcoco. Identificaron al menos dos fuentes de cloruro, una fuente atmosférica y otra a partir de la interacción agua/roca basáltica y consideraron la aportación del agua con alto contenido de STD provenientes del acuitardo superficial y fuentes profundas. El acuitardo superficial contiene gran cantidad de sales totales disueltas, acumuladas por procesos de evaporación y por ser la zona de descarga de un sistema de flujo regional.

Después de revisar los modelos de flujo calibrados para el acuífero de la ZMCM proporcionados por el SACM, decidieron retomar el modelo llevado a cabo por el IGF–UNAM (1994) por considerarse que tenía mejor fundamentación que los demás que se tenían disponibles. El modelo lo actualizaron con datos de piezometría y extracción del agua subterránea hasta el año 2005, conservando el área de modelación original, y el número de capas, y modificando las profundidades de las mismas con base en un análisis de datos de geología, geofísica y gravimetría. Al igual que en el modelo original el aporte del acuitardo superior lo calcularon utilizando la teoría integrodiferencial de Herrera y colaboradores (1973, 1977). En la implementación del modelo de transporte tomaron como antecedente el estudio realizado por Montgomery Watson (1996) y lo actualizaron hasta el 2004 para STD y configuraron el de cloruros.

El periodo de modelación fue del año de 1935 al año de 2025. La calibración se llevó a cabo para el periodo de 1935 a 2025 con datos de piezometría de 1985 a 2005, años en los que se cuenta con datos piezométricos proporcionados por el SACM. Calibraron los parámetros del modelo de flujo en dos etapas. La conductividad hidráulica la obtuvieron con el modelo en estado estacionario. El coeficiente de almacenamiento y la recarga se obtuvieron con el modelo transitorio, dejando la conductividad hidráulica igual a la calibrada en el estado estacionario. En ambos casos iniciaron la calibración con los valores calibrados en el estudio del IGF–UNAM (1994).

Hicieron predicciones del comportamiento de las aguas subterráneas (2007–2012) específicamente la variación de los niveles del agua y la modificación de la calidad del agua subterránea (concentraciones de salinidad y cloruros), mediante la aplicación de los modelos de flujo y transporte. Concluyeron que si los pozos propuestos para la relocalización se mantuviera en el mismo sitio en el que estaban originalmente, el volumen de extracción recuperado en el periodo señalado sería de aproximadamente  $2.3 \text{ m}^3/\text{s}$  y los valores mínimo y promedio de la carga hidráulica para el periodo 2010–2025 estarían entre 2130 y 2110 m y 2251 y 2241 respectivamente. Con la formulación integrodiferencial

de Herrera y colaboradores (1973, 1977) se calcularon para el periodo 1935 a 2003: la evolución del nivel piezométrico en el acuitardo, la evolución del hundimiento del terreno y el volumen total de agua aportado por el acuitardo a la unidad acuífera. El modelo de transporte confirmó la existencia de una contribución vertical ascendente del agua, con alto contenido de sales, proveniente de un sistema de flujo regional a través de las zonas preferenciales asociadas al esquema tectónico.

## **5.2 Análisis de los modelos existentes**

Se revisaron catorce estudios de modelos existentes del sistema AZMCM, los cuales corresponden a los años de 1979 a 2006. A continuación se desglosan diferentes aspectos de los modelos para facilitar su análisis: 1) Se clasifican los modelos en función de sus objetivos; 2) Se indican los acuíferos que se modelan, las dimensiones del modelo y si se modela flujo o transporte de contaminantes; 3) Se compara el modelo conceptual utilizado para desarrollar cada uno de los modelos numéricos; 4) Se presentan los detalles del modelo numérico; 5) Se presentan los parámetros considerados en el modelo y la calibración del mismo; 6) Se revisa el método utilizado para la modelación del acuitardo superior. Sin embargo, por las razones antes señaladas, el análisis del modelo de Asteroide (2003) únicamente se incluye para el punto 1.

La clasificación de los modelos en función de sus objetivos, conforme a la introducida en la subsección 4.4.1, se muestra en la tabla 5.1. Nótese que de los estudios recopilados, ninguno es del tipo genérico, por lo que se omite en la tabla.

La mayoría de los estudios analizados de acuerdo a sus objetivos son predictivos, aunque hay tres que son interpretativos (Herrera et al., 1982; Herrera et al., 1989; Ortega, 1989).

Autores	Tipo de aplicaciones del modelo	
	Predictivo	Interpretativo
Cruickshank et al., 1979	x	
Cruickshank, 1982	x	
Cruickshank et al., 1982	x	
Herrera et al., 1982		x
Cruickshank et al., 1985	x	
Herrera et al., 1989		x
Ortega, 1989		x
Rivera et al., 1991	x	
IGF-UNAM, 1994	x	
Mongomery Watson México, 1996	x	
Ciberhidrogeofísica, 1999	x	
DITAPSA Consultores, 1999	x	
Asteroide, 2003	x	
Herrera-Zamarrón et al., 2006	x	

Tabla 5.1 Tipo de modelo.

En la tabla 5.2 se indican los acuíferos que se modelaron, así como las dimensiones del modelo y qué tipo de modelo se configuró (flujo y/o transporte de contaminantes) en los estudios analizados.

Como se puede observar, hay siete estudios en los que modelaron de manera parcial a los acuíferos de la ZMCM, Texcoco y Chalco–Amecameca (Herrera et al., 1989; Rivera et al., 1991; IGF–UNAM, 1994; Montgomery Watson, 1996; Ciberhidrogeofísica, 1999; DITAPSA, 1999; y Herrera–Zamarrón et al., 2006). Por otro lado, cuatro modelos incluyen únicamente al AZMCM (Cruickshank et al., 1979; Cruickshank, 1982; Cruickshank et al., 1982; Cruickshank et al., 1985); y dos modelos incluyen a los acuíferos de la ZMCM y Texcoco (Herrera et al., 1982; Ortega, 1989). Nótese que existe una tendencia a incluir a los tres acuíferos conforme los trabajos van siendo más actuales. Dependiendo de los objetivos del estudio se puede determinar la zona de modelación, sin embargo, consideramos que actualmente si el objetivo del estudio es hacer predicciones de los abatimientos o de la calidad del agua en el AZMCM, se tienen que



considerar los abatimientos y la calidad del agua en los acuíferos de Texcoco y Chalco–Amecameca, siendo la forma más adecuada de hacer esto es incorporando en el modelo a estos dos acuíferos.

Autores	Año	Acuífero			Dimensiones		Modelo	
		ZMCM	Texcoco	Chalco	2D	3D	Flujo	Transporte
Cruickshank et al.	1979	x			Horizontal		x	x
Cruickshank	1982	x			Horizontal y sección vertical		x	x
Cruickshank et al.	1982	x			Horizontal y sección vertical		x	x
Herrera et al.	1982	x	x		Horizontal		x	
Cruickshank et al.	1985	x			Horizontal	x	x	x
Herrera et al.	1989	x	x	x		x	x	
Ortega	1989	x	x		Sección vertical		x	
Rivera et al.	1991	x	x	x		x	x	
IGF-UNAM	1994	x	x	x		x	x	
Montgomery Watson	1996	x	x	x		x	x	x
Ciberhidrogeofísica	1999	x	x	x		x	x	x
DITAPSA	1999	x	x	x		x	x	
Herrera-Zamarron et al.	2006	x	x	x		x	x	x

**Tabla 5.2 Acuíferos que se modelan, dimensiones y tipo de modelo.**

También se puede observar en la tabla 5.2 que los primeros modelos se llevaron a cabo en dos dimensiones y los más actuales tienen la tendencia a realizarse en tres dimensiones. Excluyendo la modelación de secciones verticales, que tienen un objetivo diferente, esto se puede deber en parte a que inicialmente no se disponía de códigos probados y en varios trabajos éstos se tuvieron que desarrollar pero también a que inicialmente la información con que se contaba era menor y con el tiempo ésta se fue generando por lo que el entendimiento del funcionamiento del sistema acuífero en estudio fue mejorando.

Todos los trabajos incluyen la modelación del flujo subterráneo y ocho de ellos modelan también la calidad del agua, a través de un modelo de transporte de contaminantes. Es de resaltar que de los modelos revisados, desde el modelo

más antiguo ya incluía la modelación de la calidad del agua y la gran proporción de los modelos que incluyen este aspecto.

Como se explicó en el capítulo 4, Anderson y Woessner, (1992) dividen en tres pasos la construcción de un modelo conceptual: (1) La definición de las unidades hidroestratigráficas, (2) Preparación del balance de agua y (3) Definir el sistema de flujo. Estos pasos se utilizaran como marco de referencia para analizar los modelos conceptuales utilizados en trabajos previos.

Mediante la tabla 5.3, se realiza una revisión más a detalle de las unidades hidroestratigráficas que utilizaron los autores de los trece estudios del AZMCM.

De los trece estudios, solo ocho detallan las unidades hidroestratigráficas. Como se puede observar en la tabla la denominación de las unidades y su composición no es homogénea. En la mayoría de los estudios no se especifica en forma explícita la profundidad y el espesor de las unidades, lo que complica la comparación. Sin embargo, en términos generales las diferencias en la conceptualización de las unidades hidroestratigráficas es poca, dividiéndose en cuatro unidades hidroestratigráficas: acuitardo superior, unidad acuífera principal, acuitardo inferior y unidad acuífera profunda. Una diferencia en el estudio de Herrera et al (1982), es que la capa dura se conceptualiza como una unidad acuífera de poco espesor, cuando en los demás estudios se integra al acuitardo, sin embargo, en este estudio también se integra la capa dura al acuitardo en el modelo de flujo numérico y no se modela en forma separada.

Por otro lado, de la unidad acuífera inferior no se posee mucha información y algunos estudios han concluido que para tiempos de pocos años, la alimentación desde el cuerpo de roca carbonatada de origen sedimentario no es muy significativo en el comportamiento de los cuerpos superiores (Herrera et al., 1989), por lo que en general se ha modelado un sistema de dos acuitardos y una unidad acuífera.

En los primeros trabajos los autores no mencionan haber un balance hidrológico, y no describen el sistema de flujo subterráneo (Cruickshank et al.,

1979; Cruickshank, 1982; Cruickshank et al., 1982; Cruickshank et al., 1985). En el estudio de Herrera et al. (1982) se realizó un balance hidrológico donde mencionan como se daba el hundimiento del terreno, dado que la zona de hundimientos máxima estaba ligeramente desplazada hacia el sur. Sin embargo, en el estudio de IGF–UNAM (1994) mencionan que las trayectorias de flujo convergen hacia la zona central de la Cuenca y a la subcuenca Chalco-Xochimilco. Montgomery Watson (1996) calcularon por medio del modelo de flujo el balance hidrológico. Herrera–Zamarrón et al. (2005) hicieron una revisión crítica de balances hidrológicos realizados en siete estudios previos, entre 1995 y 2003. Además calcularon un balance dividiendo el análisis en periodos de tiempo de cinco años entre 1985 y 2005, en el que se consideran la recarga natural, recarga inducida (debida a retornos agrícolas y fugas en los sistemas hidráulicos), aporte de agua del acuitardo superior, flujo lateral subterráneo y extracción por bombeo. Además calcularon el hundimiento del terreno a consecuencia del descenso de los niveles del agua, a través de la teoría de consolidación de Terzaghi. Por otro lado, Herrera–Zamarrón et al. (2006) realizaron un nuevo balance hidrológico a través del modelo de flujo, en el que se consideran entradas y salidas de agua debidas a la recarga natural, el flujo lateral, la interacción con el acuitardo superior y el inferior, y la extracción por bombeo. Concluyen que en el año 2005 la unidad acuífera principal cedió cerca del 34% del total de las entradas la unidad acuífera.

En los primeros trabajos, los autores emplearon software elaborado por ellos mismos (Cruickshank et al., 1979; Cruickshank, 1982; Cruickshank et al., 1982; Herrera et al., 1982; Cruickshank et al., 1985). Los detalles de los métodos que implementan estos programas se incluyen en la tabla 5.4. Estudios más recientes utilizaron el Modflow de McDonald y Harbaugh (1984) para modelar el flujo (Herrera et al. 1989; IGF–UNAM, 1994; Montgomery Watson, 1996; Ciberhidrogeofísica, 1999; DITAPSA, 1999; Herrera–Zamarrón et al., 2006). La teoría integrodiferencial de Herrera y colaboradores (Herrera y Rodarte, 1973; Herrera y Yates, 1977) se ha utilizado para modelar el acuitardo superior (unidad acuífera semiconfinada) (Cruickshank et al., 1979; Cruickshank, 1982; Herrera et al., 1989; IGF–UNAM, 1994; Montgomery Watson, 1996; Herrera–Zamarrón et al., 2006). Por otro lado, para modelar el transporte de

contaminantes se ha utilizado MT3D (Montgomery Watson, 1996; Ciberhidrogeofísica, 1999; Herrera–Zamarrón et al., 2006).

Para desarrollar el modelo numérico, el área de estudio fue discretizada, ya sea en dos dimensiones en la dirección horizontal o vertical, en tres dimensiones, utilizaron mallas cuadradas con elementos que tienen un largo de entre 1 km y 3 km. Cruickshank (1982) y Cruickshank et al. (1982) en cambio utilizan elementos poligonales. Los modelos de secciones transversales que dan información sobre este rubro, tienen mallas de diferente tipo, el de Ortega (1989) utiliza una malla triangular con dimensiones variables y el de Cruickshank (1982) utiliza elementos cuadrados para modelar el flujo subterráneo y elementos triangulares para modelar la calidad del agua.

Autores	Año	Semiconfinante	Acuífero		
		Integrodiferenciales	Modflow	DFI	SA
Cruickshank et al.	1979	X			X
Cruickshank	1982	x		x	
Cruickshank et al.	1982			x	
Herrera et al.	1982				X
Cruickshank et al.	1985				X
Herrera et al.	1989	x	x		
Ortega	1989				
Rivera et al.	1991				X
UNAM-IGF	1994	x	x		X
Montgomery Watson	1996	x	x		
Ciberhidrogeofísica	1999		x		
DITAPSA	1999		x		
Herrera–Zamarron et al.	2006	x	x		

**Tabla 5.4 Métodos implementados en la modelación del AZMCM. DFI–Diferencias Finitas Integradas, SA–Software elaborado por los Autores.**

Autores	Año	Descripción de las unidades	Periodo	Profundidad	Espesor	Unidad hidroestratigráfica	
						Denominación	Tipo
Cruickshank et al.	1979	***	***	***	***	***	***
Cruickshank	1982	Sedimentos fluviales, lacustres y volcánicos	Cuaternario Reciente	***	***	Formaciones permeables	Acuitardo
		Estratos de arcilla superior		***	***	Arcillas superiores	
		Rocas y clastos de erupciones basálticas o de andesitas basálticas	Cuaternario	***	***	Formaciones permeables	Acuífero
		Estratos de arcilla inferior		***	***	Arcillas inferiores	
		Clásticos sedimentarios, depósitos de piamonte, piroclastos, conglomerados fluviales, horizontes de pómez	Plioceno	***	***	Formación Tarango	Acuitardo
		Rocas volcánicas (andesitas, dacitas)	Terciario Superior, Terciario Medio	***	***	***	Acuífero profundo
Cruickshank et al.	1982	Toman la descripción geológica de Domínguez y otros (1980)	***	***	***	***	***
Herrera et al.	1982	Depósitos areno-arcillosos o limosos	***	10 m	***	Arcillas superiores	Acuitardo
		Suelos arcillosos o limo-arenosos compactos y rígidos	***	33 m	3 m	Primera capa dura	Acuífero
		Arcillas volcánicas intercaladas con pequeñas capas o lentes de arena	***	***	***	Arcillas inferiores	Acuitardo
		Arcillas volcánicas muy comprimidas y resistentes	***	***	***	Depósitos profundos	Acuífero
Cruickshank et al.	1985	***	***	***	***	***	***

**Tabla 5.3 Modelo conceptual de los trece estudios del AZMCM.**  
\*\*\* sin información.

Autores	Año	Descripción de las unidades	Periodo	Profundidad	Espesor	Unidad hidroestratigráfica	
						Denominación	Tipo
Herrera et al.	1989	Dos grandes estratos de arcillas separados por una capa delgada de material arenoso	***	***	***	Parte superior	Acuitardo
		Material más grueso: piroclastos, conglomerados y otro tipo de material volcánico	***	***	***	***	Acuífero principal
		Rocas volcánicas fracturadas	***	3000 m	***	***	Acuitardo
		Rocas carbonatadas de origen sedimentario	***	***	***	***	Acuífero
Ortega	1989	Materiales lacustres	Cuaternario	***	***	***	Acuitardo
		Rocas volcánicas y materiales		***	***	***	Acuífero
		Materiales piroclásticos y aluviales	Terciario	***	***	***	Acuífero principal
		Rocas volcánicas		***	***	***	Acuitardo
		Rocas carbonatadas	Cretácico	***	***	***	Acuífero
Rivera et al.	1991	***	***	***	***	***	
IGF-UNAM	1994	Depósitos lacustres	Cuaternario	***	variable	Arcillas lacustres	Acuitardo superior
		Depósitos aluviales y rocas volcánicas basálticas		***	***	***	Acuífero principal
		Formación Tarango, rocas volcánicas andesíticas	Plio-Cuaternario	***	***	***	
		Rocas volcánicas basálticas-andesíticas	Plioceno Superior	***	***	***	
		Serie estratificada	Plioceno inferior	***	variable	Unidades semipermeables	Acuitardo inferior
		Rocas volcánicas andesíticas		***	***		
		Depósitos lacustres		***	200-300 m		
		Rocas volcánicas	Mioceno	***	***		
		Rocas volcánicas	Oligoceno	***	***		
		Formación Balsas	Eoceno-Oligoceno	2746-1970 m	Espesor inferido 500m		
		Formación Mezcala	Cretácico superior	***	***		
Formación Cuautla y Morelos	Cretácico	***	***	***	Acuífero profundo		

Tabla 5.3 Modelo conceptual de los trece estudios del AZMCM, \*\*\* sin información.

Autores	Año	Descripción de las unidades	Periodo	Profundidad	Espesor	Unidad hidroestratigráfica	
						Denominación	Tipo
Montgomery Watson	1996	Depósitos lacustres	Cuaternario	***	***	***	Acuitardo superior
		Depósitos aluviales y rocas volcánicas basálticas		***	***	***	Acuífero principal
		Formación Tarango, rocas volcánicas andesíticas	Plio-Cuaternario	***	***	Unidades semipermeables	Acuitardo
		Rocas basálticas y andesíticas	Plioceno Superior	***	***		
		Serie estratificada, rocas volcánicas, depósitos lacustres	Plioceno Inferior	***	***		
		Rocas volcánicas	Mioceno	***	***		
		Rocas volcánicas	Oligoceno	***	***		
		Formación Cuautla y Morelos	Cretácico	***	***	***	Acuífero profundo
Ciberhidrogeofísica	1999	***	***	***	***	***	***
DITAPSA	1999	Arcillas lacustres	***	***	variable	Rocas permeables	Acuitardo
		Información de la DGCOH	***	***	***	***	Acuífero
		Formación Tepozteco	***	***	***	***	Acuitardo
Herrera–Zamarron et al.	2006	Arcilla lacustre	***	***	60 m	Unidad superior de baja permeabilidad	Acuitardo superior
		Aluviones, lavas basálticas, tobas	Cuaternario	***	600 m	Unidad superior permeable	Acuitardo superior
		Depósitos de la Formación Tarango, basaltos	Terciario Superior				
		Arcilla lacustre	Mioceno	***	1500 m	Unidad inferior de baja permeabilidad	Acuitardo inferior
		Rocas ígneas ácidas					
		Rocas ígneas intermedias					
		Conglomerados					
		Margas, areniscas, lutitas, carbonatos compactos	Cretácico Superior	***	***	***	***
Carbonatos de la Formación Morelos	***	***	***	500 m	Unidad inferior permeable	Acuífero inferior	

**Tabla 5.3 Modelo conceptual de los doce estudios del AZMCM.**  
\*\*\* sin información.

En la tabla 5.5 se muestran los parámetros que se utilizaron en los modelos de flujo y/o transporte de contaminantes en cada uno de los estudios revisados. Debido a los objetivos de los modelos, únicamente en siete estudios se requirió de calibración (en el capítulo 4 se presentó la relación de los objetivos de modelación con los requerimientos de calibración). En la tabla 5.6 se presentan los parámetros que se utilizaron para calibrar cada uno de estos modelos.

Como se comentó en el capítulo 4, el propósito de la calibración es establecer que el modelo pueda reproducir datos de campo de carga hidráulica y de flujo.

Anderson y Woessner (1992) dan recomendaciones generales para realizar y evaluar calibraciones de modelos de flujo y transporte de contaminantes, mismas que se tomarán en cuenta en la evaluación de los trabajos analizados. Por otro lado, en Hill (1998) se recomienda que se sigan los pasos siguientes para lograr una calibración efectiva: aplicar el principio de parsimonia, obtener y analizar una amplia gama de información para limitar el problema, mantener bien planteado el problema inverso, incluir muchos tipos de datos, utilizar la información previa con cuidado, asignar ponderaciones que reflejen los errores de medición, estimular la convergencia haciendo el modelo más preciso, evaluar el ajuste del modelo, evaluar los valores de los parámetros obtenidos, considerar modelos alternativos de prueba, evaluar el potencial de los nuevos datos, evaluar la posibilidad de nuevos parámetros estimados, uso de intervalos de confianza en la predicción para indicar la incertidumbre de los parámetros y predicción, reconsiderar la calibración del modelo desde la perspectiva de las predicciones que se deseen.

Para el modelo de flujo, Cruickshank (1982) calibró la recarga y su distribución espacial, los datos usados en la calibración fueron: la historia de la evolución de los niveles piezométricos en la unidad acuífera y la historia de los hundimientos de terreno. Sin embargo, no se muestran figuras comparativas entre niveles piezométricos calculados por el modelo o cálculos de errores de calibración. En las figuras de su estudio únicamente muestra las distribuciones calculadas y observadas de los asentamientos del terreno ocurrido de 1952 a



1980, y la evolución de los hundimientos en el cruce de las avenidas Juárez y Bucareli.

Cruickshank et al. (1982) calibraron la recarga y su distribución espacial, los datos que usaron en la calibración fueron: la historia de la evolución de los niveles piezométricos en la unidad acuífer y la historia de los hundimientos de terreno. El resultado principal de su calibración fue la distribución y magnitud de la recarga anual por infiltración y colateralmente un refinamiento de los valores de la transmisividad de la unidad acuífera y de la permeabilidad y coeficiente de almacenamiento del acuitardo. En figuras del estudio muestran el área afectada por el hundimiento. Sin embargo, no se muestran figuras comparativas entre niveles piezométricos calculados por el modelo o cálculos de errores de calibración.

Herrera et al. (1982), en la calibración utilizaron cinco parámetros: el espesor, la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico del acuitardo, así como la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento de la unidad acuífera principal, además se probaron diferentes condiciones de frontera. En las figuras del estudio se muestran los valores finales de la transmisividad de la unidad acuífera, la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento específico. Los datos que se usaron para la calibración fueron niveles piezométricos y hundimiento. Al efectuar la calibración vieron que llegaban a resultados más satisfactorios si en todos los nodos de la frontera prescribían la carga, y muestran la distribución de hundimientos en las figuras del estudio. Desgraciadamente el informe no incluye figuras por lo que no se cuenta con la información completa sobre lo reportado en la calibración efectuada.

Cruickshank et al. (1985) se basaron en el trabajo anterior (Cruickshank et al., 1982) para obtener una nueva calibración de la parte correspondiente al flujo, hundimientos. Los datos que usaron para mejorar la calibración depuraron la información histórica referente a volúmenes de bombeo, niveles piezométricos y hundimientos. Compararon los resultados del modelo de flujo con la información de piezometría y hundimientos, mediante gráficas.

Rivera et al. (1991) realizaron la calibración del modelo de flujo tomando dos etapas. En la primera etapa utilizando el modelo de flujo calcularon el balance del agua en la cuenca para relacionarlo con el balance hidrológico mediante los valores de evapotranspiración, precipitación y escorrentía. En la segunda etapa, trataron de reproducir las zonas de descarga de la unidad acuífera, la filtración vertical del acuitardo, la compactación de las capas del acuitardo y la subsidencia, los cambios de sus condiciones hidráulicas de la unidad acuífera semiconfinada a libre, en estado transitorio.

IGF–UNAM (1994), dividieron la calibración del modelo de flujo en dos etapas, una en estado estacionario y otra en transitorio. Para la primera en la calibración utilizaron los parámetros de conductividad hidráulica horizontal y vertical de cada celda activa y la recarga al sistema en esta etapa, consideraron condiciones de frontera sin flujo. Para la calibración del modelo en el estado transitorio utilizaron el coeficiente de almacenamiento en cada celda activa del modelo, además de la información utilizada para las simulaciones de estado estacionario. El coeficiente de almacenamiento inicial lo estimaron a partir de la interpretación de las pruebas de bombeo y utilizaron valores promedio para cada una de las formaciones geológicas consideradas. Para la calibración del hundimiento usaron la evolución o historia de los abatimientos de niveles piezométricos para cada celda, desde el inicio de la explotación de la unidad acuífera (1935), y en el trabajo se muestran las configuraciones de la conductividad hidráulica y almacenamiento específico del acuitardo obtenidas mediante la calibración, también muestran la piezometría obtenida mediante calibración para 1992 y la configuración de hundimientos para el período de 1983 a 1992.

Montgomery Watson (1996) consideraron como parámetros de la calibración del modelo de flujo a la conductividad hidráulica vertical, y modificaron por prueba y error algunos valores del coeficiente de almacenamiento y de conductividad hidráulica en celdas de la unidad acuífera. En las simulaciones transitorias, incorporaron parámetros adicionales como el coeficiente de almacenamiento para cada una de las capas del modelo y el registro histórico de extracciones. La evolución piezométrica simulada reflejó los cambios que se

habían observado durante la explotación, tales como: desaparición paulatina de manantiales, abatimiento de niveles piezométricos, inversión del gradiente hidráulico vertical en la zona de la planicie, drenado vertical del acuitardo, etc. Presentan la solución de flujo encontrada para 1995 en una figura.

Herrera–Zamarrón et al. (2006) utilizaron el coeficiente de almacenamiento y la recarga como parámetros para la calibración del modelo de flujo, la conductividad hidráulica la dejaron igual a la calibrada en el estado estacionario, tomando en cuenta como referencia el valor propuesto para cada tipo de medio en el estudio IGF–UNAM (1994). Calibraron ajustando primero los valores de recarga y luego los del coeficiente de almacenamiento. Hicieron esquemas de elevación del nivel estático para los años 1985, 1990, 1995, 2000, 2003 y 2005, para compararlos con gráficas de curvas de contorno que obtuvieron con las cargas hidráulicas simuladas. En éste estudio es el único que presenta estadígrafos de errores de calibración.

Para la calibración del modelo de transporte de contaminantes, Cruickshank (1982) y Cruickshank et al. (1982) calibraron los coeficientes de difusión y adsorción. Los datos usados en la calibración fueron: la evolución de la concentración, la concentración de la propiedad estudiada y la evolución de la concentración de la propiedad en las aguas superficiales que se estime recarguen a la unidad acuífera. Compararon las concentraciones de cloruro y nitrógeno amoniacal para el año 2000 para el caso de continuar el bombeo al ritmo de ese tiempo o suspenderlo parcialmente con el fin de detener el hundimiento del subsuelo suponiendo que la calidad del agua de recarga era buena.

Cruickshank et al. (1985) efectuaron la calibración del modelo de transporte para los iones cloruro, nitrógeno amoniacal, fierro y manganeso. Utilizaron la hipótesis sobre el origen del deterioro de la calidad del agua, con esto lograron explicar la evolución del contenido de nitrógeno amoniacal pero no la de cloruros, y pudieron explicar satisfactoriamente la contaminación de la zona de Iztacalco e Iztapalapa pero no la del sur del Valle de México; en algunas figuras del estudio indican los caudales de infiltración de aguas negras y concentración

de cloruros para el agua proveniente del acuitardo, también muestran los ajustes logrados en las configuraciones de los iones cloruro, nitrógeno amoniacal, fierro y manganeso.

Autores	Año	Modelo de Flujo		Modelo de Transporte
		Acuífero	Acuitardo	
Cruickshank et al.	1979	***	***	***
Cruickshank	1982	S, T	K, Ss	Coeficiente de dispersión y adsorción
Cruickshank et al.	1982	S, T	K, Ss	Coeficiente de dispersión y adsorción
Herrera et al.	1982	S, T	K, Ss	***
Cruickshank et al.	1985	***	***	Coeficiente de difusión y adsorción
Herrera et al.	1989	S, K	K	***
Ortega	1989	K	K	***
Rivera et al.	1991	T	K	***
IGF–UNAM	1994	S, K	K, Ss	***
Montgomery Watson	1996	S, K	K, Ss	Coeficiente de dispersión hidrodinámica
DITAPSA	1999	S, K	***	***
Herrera–Zamarron et al.	2006	S, K	K, Ss	Coeficiente de dispersión hidrodinámica

**Tabla 5.5 Parámetros de los modelos de flujo y transporte. S–coeficiente de almacenamiento, T–transmisitividad, K–conductividad hidráulica, Ss–coeficiente de almacenamiento específico, \*\*\* sin información.**

Montgomery Watson (1996) para el criterio de aceptación para la calibración, se basó en la verificación de cuatro puntos (concentraciones menores a 500 mg/l en la parte poniente y sur de la zona de estudio, concentraciones mayores a 1,000 mg/l en algunos puntos de la subcuenca de Chalco, concentraciones mayores a 1,000 mg/l en la zona oriental del D.F., Santa María Aztahuacán y parte NW de la Sierra de Santa Catarina, concentraciones extremadamente altas en la zona de Sosa Texcoco), los resultados de las simulaciones que realizaron para el período 1935–1995, consideraron la distribución de concentraciones estimada en el acuitardo y con dispersión hidrodinámica, no resultaron satisfactorias en el sentido de las configuraciones resultantes para los años 1980, 1989 y 1994 en la unidad acuífera.

Herrera–Zamarrón et al. (2006) tomaron como parámetro de calibración a la dispersividad longitudinal, muestran las configuraciones de STD obtenidas por

el modelo para 1995 y 2005 y apreciaron concentraciones extremadamente grandes en la zona del ex-lago de Texcoco.

Autores	Año	Calibración del modelo		
		Flujo		Transporte
		Acuífero	Acuitardo	
Cruickshank	1982	Recarga	***	Coeficiente de difusión y adsorción
Cruickshank et al.	1982	Recarga	***	Coeficiente de difusión y adsorción
Herrera et al.	1982	T, S	K vertical, Ss	***
Cruickshank et al.	1985	Recarga	***	Coeficiente de difusión y adsorción
Rivera et al.	1991	T	K	***
IGF-UNAM	1994	K, S, recarga	K vertical	***
Montgomery Watson	1996		K vertical y S	Coeficiente de dispersión hidrodinámica
Herrera-Zamarron et al.	2006	K, S, recarga	***	Coeficiente de dispersión hidrodinámica y coeficiente de difusión

**Tabla 5.6 Calibración de los modelos de flujo y transporte.**  
\*\*\* sin información.

Es importante hacer notar que no todas las recomendaciones de Hill (1998), se siguen en los estudios analizados. Por ejemplo, el principio de parsimonia no se refleja en lo incluido en los informes, ya que no se reporta el análisis de diferentes modelos con grados de complejidad menor que derivan en otros más complejos. Y sobre todo en general en estos trabajos no se incluye un análisis detallado de las calibraciones considerando ponderaciones que reflejen los errores de medición, estadígrafos de errores e intervalos de confianza.

## 6. Conclusiones

- El denominado por aspectos administrativos AZMCM se ha estudiado ampliamente, sin embargo, el estudio del cambio de temperatura del agua con la profundidad y su impacto en los niveles del agua (carga hidráulica), aún requiere de investigación. Algunos avances en este sentido han sido realizados por Huizar et al. (2004). Por lo mismo, la necesidad de modelar la componente térmica en estas unidades acuíferas no es clara, por lo que se recomendaría tomarla en cuenta en los modelos que integren esta componente de la dinámica de flujo en el acuífero.
- Al analizar los estudios recopilados del AZMCM, se observa que para modelar su respuesta semiconfinada al bombeo, desde 1979 se ha utilizado la teoría integrodiferencial de Herrera y colaboradores (Herrera y Figueroa, 1969; Herrera y Rodarte, 1973; Herrera y Yates, 1977). Sin embargo, no hay un análisis detallado de la diferencia en los resultados así obtenidos con respecto a la simulación tradicional del acuitardo, sin utilizar el retardo. Por otro lado, no existe un reporte detallado de la calibración conjunta del modelo de flujo para todo el AZMCM (en la mayoría de los trabajos realizada en MODFLOW) y el acuitardo superior, lo que no permite evaluar la calidad de las calibraciones obtenidas y la dinámica de la interacción entre acuitardo y unidad acuífera subyacente obtenidas en los resultados del modelo.
- Aunque se han realizado modelos de transporte de contaminantes en el agua subterránea para el AZMCM desde los primeros años en los que se modeló el flujo en éste, la documentación de su calibración no presenta detalles. Por otro lado, en estos trabajos no se utilizan datos de calidad del agua, temperatura, vegetación, tipo de suelo y otros que permitan calibrar también el modelo de flujo.

- Aunque en algunos trabajos (Edmunds et al., 2002; Huizar et al., 2004) se ha concluido que es necesario incluir el aporte de agua del sistema regional e intermedio para poder calibrar no sólo los modelos de transporte de algunos parámetros, sino los de flujo. Es recomendable un estudio en el que se utilicen datos de la química e isotopía del agua de estos sistemas de flujo para calibrar los modelos implementados.
- Para que los modelos de flujo y/o transporte en agua subterránea queden bien fundamentados es indispensable un trabajo interdisciplinario, como lo hicieron IGF–UNAM (1994) y Herrera–Zamarrón et al. (2006).
- Al realizar el modelo de flujo y/o transporte es importante guiarse con un protocolo de modelación (por el ejemplo el que se presenta en Anderson y Woessner, 1992), para tener mejoras en sus modelos.
- Si se quiere analizar la dinámica de flujo del AZMCM, se debería incluir en la modelación a las regiones de Texcoco y Chalco–Amecameca, debido a que según estudios realizados con anterioridad (Cruickshank, 1982; Cruickshank et al., 1982; Rivera et al., 1991; IGF–UNAM, 1994; Herrera–Zamarrón et al., 2006) la dinámica tanto de flujo como de la química del agua de estos acuíferos no es independiente. Esto se corrobora al considerar el referente geológico regional donde se localiza el AZMCM.
- En estudios de modelación es imprescindible describir el modelo conceptual (y los supuestos que se deriven del mismo al realizar la modelación), aspecto que inicialmente no representó un objetivo claro en la modelación matemática efectuada.

- Se recomienda utilizar los límites naturales del AZMCM que incorporen las entradas de flujo lateral y vertical, las sierras de Las Cruces, Chichinautzin, de Guadalupe y Sierra Nevada tomando como condiciones de frontera laterales tipo Neumann, con flujo horizontal y vertical (ascendente y descendente).
- Se recomienda tomar en cuenta en la modelación que la recarga a la unidad acuífera superior no es inmediata después de la lluvia, debido a que el flujo es en condiciones no-saturadas, esto es, su velocidad depende del grado de saturación.
- El método de elementos finitos ofrece mayor flexibilidad en el ajuste del dominio de modelación, fronteras internas y la discretización espacial que el método estándar de diferencias finitas; sin embargo, un simulador como MODFLOW, que está basado en una discretización por diferencias finitas, tiene consideradas muchas opciones que en la práctica son útiles y que le dan muchas posibilidades al usuario para modelar. La elección del simulador a ocupar debe hacerla el usuario, tomando en cuenta su familiaridad y los códigos de computación a disposición.
- En la mayoría de los modelos de flujo diseñados hasta ahora la malla que se ha ocupado ha sido homogénea. Se recomienda utilizar una discretización variable, con mayores refinamientos de la malla en zonas que lo requieran (por ejemplo, zonas con más densidad de pozos o con mayor abatimiento) o de interés.
- Con el paso del tiempo el AZMCM, debido a la extracción del agua, han ido cambiando sus condiciones hidráulicas de la unidad acuífera semiconfinada a libre, es importante tomar en cuenta este cambio al diseñar un modelo de flujo.



- Debido a la consolidación de las arcillas su conductividad hidráulica ha cambiado con el tiempo, se recomienda hacer una evaluación del efecto de este cambio en el aporte de agua de las arcillas o la unidad acuífera principal.
- Es conveniente realizar la calibración del modelo de flujo y/o transporte en dos partes, una estacionaria y otra transitoria. Además, utilizar criterios como los propuestos por Hill (1998) y Anderson y Woessner (1992) y reportar con detalle el proceso de calibración.
- MODFLOW incluye un paquete que realiza la modelación del goteo proveniente de unidades semi–confinantes, que se llama TLP (Transient Leakage Package) que resuelve las ecuaciones integrodiferenciales que describen el flujo a través de los límites superior e inferior de las unidades semi–confinantes. Este paquete es más rápido y preciso que cualquiera de las simulaciones usando el modelo de capas para representar la unidad semi–confinada.
- En trabajos futuros se recomienda realizar la calibración conjunta del modelo de flujo para la unidad acuífera principal y el acuitardo superior, utilizando la teoría integrodiferencial de Herrera y colaboradores o el paquete TLP de MODFLOW, por ejemplo, y llevar a cabo un análisis detallado de la diferencia en los resultados al utilizar la simulación tradicional del acuitardo, utilizando por ejemplo MODFLOW para todas las unidades.
- Al realizar la calibración del modelo de flujo para el AZMCM, lo recomendable es utilizar datos de la química del agua y de hundimiento del terreno, con el propósito de contribuir a su calibración y confiabilidad.
- Es importante realizar un estudio de respuesta química, abatimiento, tiempo, consolidación, caudal entre otros para caracterizar mejor la

interacción del acuitardo inferior y la unidad acuífera principal, para ser considerado de mejor forma en modelos futuros.

- Es recomendable que tanto el SACM y como la CONAGUA tengan a disposición modelos que sean actualizados anualmente con los datos generados por esas dependencias. Para esto se requeriría que una institución de tipo académico se encargara de darle seguimiento a un modelo calibrado para esta zona.
- Como se mencionó en capítulo 4, uno de los pasos del protocolo de modelación es la evaluación posterior (postaudit) de los modelos. En este sentido en el caso del AZMCM sería pertinente realizar dicha evaluación, ya que por ejemplo, en el caso del modelo de flujo del IGF–UNAM (1994) y de los modelos de calidad del agua de Montgomery Watson (1996) y Ciberhidrogeofísica (1999), ha pasado suficiente tiempo para que el sistema haya sufrido cambios significativos, y existen los archivos de dichos modelos.
- Como ya se ha hecho en estudios anteriores (Cruickshank et al., 1979; Cruickshank, 1982; Cruickshank et al., 1982; Herrera et al., 1982; IGF–UNAM, 1994; Herrera–Zamarrón et al., 2006), al realizar el modelo de flujo es recomendable tomar en consideración la subsidencia del terreno, ya que la extracción del agua subterránea del AZMCM tiene una contribución importante en este fenómeno, así como el cambio de temperatura del agua subterránea inducida, la construcción de obras de ingeniería civil, el cambio de dirección de flujo (de descarga, a recarga).
- Es recomendable que se vuelva fundamental que se realice el muestreo de los sedimentos del acuitardo y la unidad acuífera y se usen los datos apegados al modelo físico del AZMCM. Así como tomar en cuenta el volumen de la recarga artificial a la unidad acuífera.

## APENDICE I

En éste apéndice se describe el software de aguas subterráneas que modela:

- Flujo del agua subterránea, en algún software se muestra la ecuación gobernante.

Software	Autores	Descripción	Ecuación
3FEMFAT	Yeh, G. T. (1995)	Solamente hace simulaciones de flujo, transporte, o combinación de flujo y transporte, dependiendo de la densidad.	Ecuación de flujo: $\frac{\rho}{\rho_0} \frac{d\theta}{dh} \frac{h}{\partial t} = \nabla \cdot \left[ K \cdot \left( \nabla h + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla z \right) \right] + \frac{\rho^*}{\rho_0} q$
FLONET / TRANS	John Moson (2002)	Crea diagramas exactos de la red de flujo para cualquier sistema de flujo saturado en dos dimensiones.	Ecuación de flujo: $\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) = 0 \quad y$ $\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{K_{yy}} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{K_{xx}} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = 0$
HST3D	Kenneth L. Kipp, junior	Simula el flujo de agua subterránea, el calor asociado y el transporte de soluto en tres dimensiones. Permite analizar el flujo, transporte de calor y soluto en la zona saturada de un sistema de agua subterránea con la densidad variable o constante y la viscosidad.	$\mu_0(p, T) = 243.18 \times 10^{-7} \cdot 10^{[247.8/(T-140)]} \cdot [1 + (P' - P'_{sat}) 1.0467 \times 10^{-6} (T' - 305)]$
MF2K-GWM y MF2005-GWM	David P. Ahlfeld, Paul M. Barlow, and Ann E. Mulligan	Utiliza el Proceso de Flujo de Agua subterránea de MODFLOW para calcular el cambio de carga en cada posición de la reacción.	Ecuación de flujo: $\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$
MF2K-VSF	R. Brad Thoms, Richard L. Johnson, and Richard W. Healy. 2006	Permite simular el flujo en medios porosos variablemente saturados en tres dimensiones	Ecuación de Flujo: $v_i = k_r(\psi) \frac{k_i}{n_e} \frac{\rho g}{\mu} \frac{\partial h}{\partial x_i} = \frac{K_i(\psi)}{n_e} \frac{\partial h}{\partial x_i}$ Ecuación de continuidad: $\frac{\partial(n_e \rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(n_e \rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(n_e \rho v_z)}{\partial z} = \frac{\partial h}{\partial t} \left[ \rho n_e \frac{\partial \Theta}{\partial h} + \rho \Theta \frac{\partial n_e}{\partial h} + n_e \Theta \frac{\partial \rho}{\partial h} \right]$

**APENDICE I**

<b>Software</b>	<b>Autores</b>	<b>Descripción</b>	<b>Ecuación</b>
MODFLOW, MODFLOW-2005 y programas relacionados	Arlen W. Harbaugh (2005) S.A. Leake and D.L. Galloway (2007)	Simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregular donde las capas acuíferas pueden ser confinadas, libres, o una combinación de confinado y libre.	Ecuación de flujo: $\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$
SEAWAT y SEAWAT-2000	Weixing Guo and Christian D. Langevin. Christian D. Langevin, W. Barclay Shoemaker, and Weixing Guo. (2000)	Simula el flujo transitorio en medios porosos de agua subterránea en tres dimensiones. Usa el procedimiento explícito o implícito para acoplar la ecuación de flujo de agua subterránea con la ecuación de transporte de solutos.	Ecuación de flujo: $-\nabla \cdot (\rho \mathbf{q}) + \rho q_s = \frac{\partial(\rho \theta)}{\partial t}$
TopoDrive y ParticleFlow	Hsieh, P.A. (2001)	Simula dos procesos de agua subterránea: flujo conducido por topografía y transporte de partículas del fluido. En ambos casos, el flujo es en estado estacionario.	Estado de equilibrio de flujo, en la sección vertical: $\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0$

<b>Software</b>	<b>Autores</b>	<b>Método</b>	<b>Descripción</b>
AIR2D, AIR3D	Joss, C. J., and A. L. Baehr (1995, 1997)		Simulador de aire en 2 dimensiones, con condiciones homogéneas en la capa geológica con / sin confinamiento con pruebas de una bomba neumática en un pozo de extracción de vapor en estado estable.
AIRSLUG	Shapiro y Greene (1995)		Las pruebas de slug a presión de aire ofrecen un medio eficiente para estimar la capacidad de almacenar y transmitir el agua del acuífero (transmisividad, T, y almacenamiento, S).

## APENDICE I

<b>Software</b>	<b>Autores</b>	<b>Método</b>	<b>Descripción</b>
AQTESTSS	Keith J. Halford and Eve L. Kuniatsky (2002)		Para el análisis de datos de prueba del acuífero y de prueba de slug, utiliza varias hojas de cálculos. Cada hoja de cálculo incorpora la solución analítica de la ecuación parcial diferencial para el flujo de agua subterránea a un pozo para un tipo específico de condición o acuífero.
Bat3_Analyzer	Richard B. Winston and Allen M. Shapiro (2007)		Proporciona visualización en tiempo real, la interpretación de las respuestas de la presión del fluido y la medida del caudal durante la toma de muestras geoquímicas, pruebas hidráulicas, o las pruebas de seguimiento realizadas por la multifunción de la capa acuífera para probar herramienta transportable (BAT3) (Shapiro, 2007).
FEFLOW	H.J.G. Diersch (2006)	Elemento finito	Proporciona un avanzado entorno de modelación basado en gráficos en 2 y 3 dimensiones para realizar flujos complejos de aguas subterráneas, transporte de contaminantes y modelación el transporte de calor.
FEQ	Delbert D. Franz and Charles S. Melching		Simula el flujo en un sistema de corriente para solucionar las ecuaciones dinámicas, llenas de movimiento para el flujo no estacionario unidimensional en canales abiertos y por estructuras de control.
FLOWPATH II	Waterloo Hydrogeologic Inc (2005)		Flujo de aguas subterráneas, nueva remediación y modelo de protección de manantiales en 2 dimensiones.
HYDROTHERM	Hayba, D.O., and Ingebritsen, S.E. (1994)	Diferencias finitas	Soluciona aproximaciones numéricas de ecuaciones para masa y balance de energía que son planteadas en términos de presión y entalpía.
HYSEP	Pettyjohn y Henning (1979)		Realiza separaciones hidrográficas y estimaciones de la base de flujo de las aguas subterráneas o de los componentes del caudal. El programa proporciona un método automatizado y coherente para la estimación del caudal de base.
GFLOW 2000	Haitjema, H.M. (2002)	Elemento de Análisis	Modelo de elemento de análisis con agua conjuntiva superficial y flujo de aguas subterráneas y un rasgo de extracto del modelo de MODFLOW.
MFI	Arlen W. Harbaugh. 1994	Diferencias finitas	Puede ser usado en conjunción con otros programas de modo que las partes diferentes de un conjunto de datos del modelo puedan ser usadas en el programa más conveniente.
MODBRNCH	Swain, E.D., and Wexler, E.J., 1996	Diferencias finitas	Simula el flujo estable o inestable solo en un alcance de canal abierto (rama) o en todas partes del sistema de ramas (red) conectadas a un modelo dentrítico o de ciclos solucionando las ecuaciones de continuidad e ímpetu para el flujo del río en una dimensión.

## APENDICE I

<b>Software</b>	<b>Autores</b>	<b>Método</b>	<b>Descripción</b>
MODFE	Cooley, R.L. (1992) Torak, L.J. (1993a,b)	Elemento finito	Proporciona soluciones a los problemas de agua subterránea basados en las ecuaciones gobernantes que describen dos dimensiones y el flujo radial del eje simétrico en medios porosos.
MODFLOW-88	Michael G. McDonald and Arlen W. Harbaugh, 1988	Diferencias finitas	Simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregularmente formado en el cual las capas acuíferas pueden ser confinadas, libres, o una combinación de confinado y libre.
MODFLOW-96	Arlen W. Harbaugh and Michael G. McDonald, 1996	Diferencias finitas	Simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregularmente formado en el cual las capas acuíferas pueden ser confinadas, libres, o una combinación de confinado y libres.
MODFLOWP	Evan R. Anderman and Mary C. Hill. 1997	Diferencias finitas	Los datos se usaron para estimar los parámetros que pueden incluir las estimaciones independientes de valores de parámetros existentes, observaciones de cargas hidráulicas o cambios temporales de cargas hidráulicas, y observar beneficios y pérdidas a lo largo de las fronteras de cargas dependientes.
MODFLOW-SURFACT	Hydrogeologic Inc. (1996)		Modela el flujo y transporte de contaminante de agua subterránea basado en MODFLOW.
MODOPTIM	Keith J. Halford (2006)		Es un modelo de calibración y herramienta de direccionamiento no lineal de agua subterránea que simula el flujo con MODFLOW-96 como una subrutina.
MS-VMS	HydroGeoLogic, Inc. (1996)		Sistema de modelado visual basado en MODFLOW con flujo compresivo y capacidad de transporte.
PART	A.T. Rutledge (2007)		Usa flujo de corriente que se divide para estimar el registro diario de descarga de agua subterránea bajo el registro del flujo de corriente.
RADMOD	Reilly, T.E., and Harbaugh, A.W. (1993)	Diferencias finitas	Sirve como un pre-procesador del modelo de la Revisión Geológica de E.U. mediante la creación de archivos de datos de entrada necesarios para ejecutar la conceptualización del eje simétrico.
RECESS	A.T. Rutledge		Se utiliza para determinar el índice de recesión y para definir la curva maestra de recesión (MRC) de análisis de los flujos registrados.
RORA	A.T. Rutledge		Estima las recargas de agua subterránea utilizando el método de desplazamiento de la curva de recesión. También conocido como el Método Rorabaugh (Rorabaugh, 1964; Daniel, 1976), el método se basa en el cambio en el potencial total de las descargas de agua subterránea, que se produce recarga por cada evento.
SHARP	Essaid, H.I. (1990)	Numérico Diferencias finitas	Método numérico cuasi-tridimensional, que resuelve aproximaciones por diferencias finitas de las ecuaciones de flujo de agua dulce y agua salada, separadas por una fuerte capa de interfaz en los sistemas acuíferos costeros.

## APENDICE I

<b>Software</b>	<b>Autores</b>	<b>Método</b>	<b>Descripción</b>
SUTRA y programas relacionados	Clifford I. Voss and Alden M. Provost (2003)	Elemento finito Diferencias finitas	Es un modelo para el flujo de agua subterránea saturado–no saturado de densidad variable con el transporte de energía o soluto. Simula el movimiento del fluido y el transporte de energía o de sustancias disueltas en un ambiente sub–superficial.
TWODAN	Fitts, C.R. (1995)		Modelo analítico de flujo de agua subterránea, remediación del diseño, zona de captura de análisis y modelado de los problemas regionales en 2–D para Windows.
VAM2D	Hydrogeologic, Inc./US NRC (1991)	Elemento finito	Modelo de elementos finitos de 2-D que simula el flujo del agua en estado estacionario o transitorio y transporte de contaminantes en medios porosos.
VS2DI	Paul A. Hsieh, William Wingle, and Richard W. Healy (2000)		Simula el flujo y el transporte en medios porosos variablemente saturados en una o dos dimensiones que usan sistemas de coordenadas cartesianas o radiales.
VS2DT	R.W. Healy (1990)	Diferencias finitas	Es un modelo de diferencia finita que soluciona la ecuación de Richard para el flujo del fluido, y la ecuación de advección–dispersión del transporte de solutos. El modelo puede analizar problemas en una o dos dimensiones que usan sistemas de coordenadas cartesianas o radiales.
WTAQ	Paul M. Barlow <i>and</i> Allen F. Moench	Analítico	Calcula niveles de dimensiones teóricas o adimensional que pueden ser usados con niveles moderados en los puntos de observación para estimar las propiedades hidráulicas del acuífero confinado y nivel hidrostático.

## APENDICE I

➤ Transporte, en algunos se muestra la ecuación gobernante.

Software (Transporte)	Autores	Descripción	Ecuación
3FEMFAT (Solutos)	Yeh, G. T. (1995)	Puede hacer simulaciones solamente de flujo, solamente de transporte, combinación secuencial de flujo y transporte, o combinación de flujo y transporte dependiendo de la densidad.	Ecuación de transporte: $\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla C = \nabla \cdot (\theta D \cdot \nabla C) - \lambda(\theta C + \rho_b S) + Q C_m - \left[ \frac{\rho^*}{\rho} Q - \frac{\rho_0}{\rho} V \cdot \nabla \left[ \frac{\rho}{\rho_0} \right] \right] C$
BIOMOC (Solutos)	H. I. Essaid and B. A. Bekins	Permite representar en un conjunto único a las especies de soluto con características similares de sorción. Es un modelo de transporte de soluto de reactivo multi-secuencial en los procesos de degradación aeróbicas y anaeróbicas	Ecuación de flujo transitorio: $S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( b K_{jk} \frac{\partial h}{\partial x_k} \right) - W$ Ecuación de transporte: $R_i \frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{1}{b} \frac{\partial}{\partial x_j} \left( b D_{jk} \frac{\partial C_i}{\partial x_k} \right) - V_j \frac{\partial C_i}{\partial x_j} + \frac{W(C_i - C'_i)}{(\epsilon b)} - R_i \lambda_i C_i - B_i$
HST3D (Calor y solutos)	Kenneth L. Kipp, junior	Simula el flujo de agua subterránea, el calor asociado y el transporte de soluto en tres dimensiones. Permite analizar el flujo, transporte de calor y soluto en la zona saturada de un sistema de agua subterránea con la densidad variable o constante, y la viscosidad.	$\mu_0(p, T) = 243.18 \times 10^{-7} \cdot 10^{[247.8/(T-140)]} \cdot [1 + (P' - P'_{sat}) 1.0467 \times 10^{-6} (T' - 305)]$
MOC3D (Solutos)	Heberton, T.F. Russell, L.F. Konikow, and G.Z. Hornberger. (2000)	Calcula los cambios en la concentración de una sustancia química disuelta con el tiempo que son causados por transporte advectivo, dispersión hidrodinámica, mezclando (o diluyendo) el fluido en las fuentes, y reacciones químicas matemáticamente simple. También puede simular la edad del transporte de agua subterránea y los efectos de doble porosidad y el crecimiento/pérdida de orden cero.	Ecuación de flujo y velocidad intersticial: $\frac{\partial(\epsilon C)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_b \bar{C})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\epsilon C V_i) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \epsilon D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \sum C' W + \lambda(\epsilon C + \rho_b \bar{C}) = 0$



**APENDICE I**

<b>Software (Transporte)</b>	<b>Autores</b>	<b>Descripción</b>	<b>Ecuación</b>
MT3DMS	Zheng, C. y Wang, P.P. (1999)	Tiene un amplio conjunto de opciones y capacidades para la simulación de advección, dispersión/difusión y reacciones químicas de los contaminantes en los sistemas de agua subterránea en general.	Ecuación de transporte $\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta v_i C^k) + q_s C_s^k + \sum R_n$
PHREEQC PHREEQCI, y modelos relacionados (Solutos)	Parkhurst, D.L., and Appelo, C.A.J. (1999)	Está basado en un modelo de una asociación acuosa de ión y tiene capacidades para: (1) cálculos de índice de saturación y especialización; (2) la reacción por lotes y los cálculos de transporte unidimensionales implicando reacciones reversibles y (3) el modelado inverso.	Ecuación advección–reacción–dispersión: $\frac{\partial C}{\partial t} = -v \frac{\partial C}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\partial q}{\partial t}$
PTC	D.K. Babu, G.F. Pinder, A. Niemi, D.P. Ahlfeld, S.A. Stothff (1997)	Determina las características de un sistema de flujo de aguas subterráneas por la solución para la carga hidráulica	$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - S \frac{\partial h}{\partial t} + \sum Q_i \delta(x - x_i) \delta(y - y_i) \delta(z - z_i) = 0$
SEAWAT y SEAWAT–2000 (Solutos)	Weixing Guo and Christian D. Langevin. Christian D. Langevin, W. Barclay Shoemaker, and Weixing Guo. (2000)	Simula la densidad variable, el flujo transitorio en medios porosos de agua subterránea en tres dimensiones. Usa el procedimiento explícito o implícito para acoplar la ecuación de flujo de agua subterránea con la ecuación de transporte de solutos.	Ecuación de transporte de solutos: $\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \cdot \nabla C) - \nabla \cdot (vC) - \frac{q_s}{\theta} C_s + \sum_{k=1}^N R_k$

**APENDICE I**

<b>Software (Transporte)</b>	<b>Autores</b>	<b>Descripción</b>	<b>Ecuación</b>
SUTRA y programas relacionados (Energía, solutos y calor)	Clifford I. Voss and Alden M. Provost (2003)	Es un modelo para el flujo de agua subterránea saturado–no saturado de densidad variable con el transporte de energía o soluto. Simula el movimiento del fluido y el transporte de energía o de sustancias disueltas en un ambiente sub-superficial.	<p>Ecuación de transporte de energía:</p> $\rho = \rho(T) \cong \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial T}(T - T_0)$ <p>Ecuación de transporte de solutos:</p> $\rho = \rho(C) \cong \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial C}(C - C_0)$ <p>Elemento finito y diferencias finitas</p>
SUTRA–MS (Calor)	Joseph D. Hughes and Ward E. Sanford (2004)	Simula el calor y transporte de soluto múltiple.	$\left( S_w \rho S_{op} + \varepsilon \frac{\partial S_w}{\partial p} \right) \frac{\partial p}{\partial t} + \left( \varepsilon S_w \frac{\partial p}{\partial U} \right) \frac{\partial U}{\partial t} - \nabla \cdot \left[ \left( \frac{kk_r}{\mu} \right) \cdot (\nabla p - \rho g) \right] = Q_p$

<b>Software</b>	<b>Transporte (Método)</b>	<b>Autores</b>	<b>Descripción</b>
ANALGWST	Solutos	EJ Wexler (1992a)	Proporciona a los usuarios soluciones analíticas para la ecuación de transporte de soluto advectivo–dispersivo y son útiles para predecir el destino de solutos en el agua subterránea.
AT123D	Transporte y migración del contaminante	Yeh, G.T. (1981)	Calcula la distribución espacio–temporal de la concentración de desechos en el sistema acuífero y predice la propagación transitoria de una pluma contaminante a través del acuífero de aguas subterráneas. Puede ser utilizado como una herramienta de evaluación para ayudar al usuario a estimar la concentración de una disolución química en tres dimensiones en las aguas subterráneas como consecuencia de una liberación en masa de una fuente.
FEFLOW	Contaminantes y calor (Elemento finito)	H.J.G. Diersch (2006)	Proporciona un avanzado entorno de modelación basado en gráficos 2D y 3D para realizar flujos complejos de aguas subterráneas, transporte de contaminantes y modelación el transporte de calor.
FLONET / TRANS	Contaminantes	John Moson (2002)	Utiliza la doble formulación de los potenciales hidráulicos y racionaliza para resolver la ecuación de flujo saturado de agua subterránea y crear diagramas exactos de la red de flujo para cualquier sistema saturado de flujo de aguas subterráneas bidimensional.

## APENDICE I

Software	Transporte (Método)	Autores	Descripción
FLOWPATH II	Contaminantes	Waterloo Hydrogeologic Inc (2005)	Flujo de aguas subterráneas, nueva remediación y modelo de protección de manantiales en dos dimensiones.
GoPhast	Solutos	Winston, R.B. (2006)	Aerodinamiza la creación del archivo de entrada y ayuda a reducir los errores. Además permite al usuario definir la entrada espacial del archivo de datos de flujo y transporte en PHAST dibujando puntos, líneas, o polígonos sobre la cima, el frente, y vistas laterales del dominio del modelo.
HYDROTHERM	Calor (Diferencias finitas)	Hayba, D.O., and Ingebritsen, S.E. (1994)	Soluciona aproximaciones numéricas de ecuaciones para masa y balance de energía que son planteadas en términos de presión y entalpía.
MF2K-GWT	Solutos	L. F. Konikow and G. Z. Hornberger (2006)	Reproduce con exactitud las simulaciones del transporte de soluto que incluyen pozos multi-nodo
MOC	Solutos	Konikow como Bredehoeft (1978) Goode y Konikow (1989)	Calcula los cambios en la concentración con el tiempo causada por los procesos de transporte advectivo, dispersión hidrodinámica, mezclando o diluyendo las fuentes del fluido, y ciertos tipos de reacciones químicas
MOC DENSE	Solutos (Diferencias finitas)	Sanford y Konikow (1985). Konikow y Bredehoeft (1978)	Calcula cambios en la concentración causadas con el tiempo por los procesos de transporte advectivo, dispersión hidrodinámica, mezclando o diluyendo fluidos fuentes.
MODFLOW-SURFACT	Contaminantes	Hydrogeologic Inc. (1996)	Modelo de flujo y transporte de contaminante de agua subterránea basado en MODFLOW.
MODFLOWT	Contaminantes	Duffield, G.M., Benegar, J.J., and Ward, D.S. (2001)	Simula el transporte de uno o más especies, objeto de adsorción y decaimiento a través de advección y dispersión. Realiza simulaciones de agua subterránea utilizando transporte transitorio con flujo en estado estacionario, transitorio, o períodos sucesivos de flujo en estado estacionario.
MODPATH	Solutos	David W. Pollock, September (1994)	Es un paquete que post-procesa el rastreo de la partícula desarrollado para calcular trayectorias de flujo tridimensionales que emplean la salida de simulaciones de flujo de estado estacionario o transitorio de agua subterránea en MODFLOW.
MS-VMS	Contaminantes	HydroGeoLogic, Inc. (1996)	Sistema de modelado visual basado en MODFLOW con flujo compresivo y capacidad de transporte.

## APENDICE I

Software	Transporte (Método)	Autores	Descripción
PHAST	Solutos	David L. Parkhurst, Kenneth L. Kipp, Peter Engesgaard, and Scott R. Charlton.	Es un flujo de agua subterránea versátil y simulador de transporte de solutos con capacidades de modelar una amplia gama de reacciones geoquímicas en equilibrio y cinéticas.
R-UNSAT	Solutos	Lahvis, Matthew A.; Baehr, Arthur L. (1997) Lahvis, M.A., and Baehr, A.L. (1997)	Simula el transporte de compuestos volátiles orgánicos en la zona no saturada del punto y fuentes de no punto, pero también puede ser aplicada a otros problemas de transporte de zona no saturada que implican la difusión de gas, como la migración de radón y la deposición de compuestos de la atmósfera en aguas subterráneas bajas.
TopoDrive y ParticleFlow	Solutos	Hsieh, P.A. (2001)	Simula dos procesos de agua subterránea: flujo conducido por topografía y transporte de partículas del fluido. En ambos casos, el flujo es bajo el estado estacionario.
VAM2D	Contaminantes (Elemento finito)	Hydrogeologic, Inc./US NRC (1991)	Modelo de elementos finitos de dos dimensiones (2-D) que simula el flujo del agua en estado estacionario o transitorio y transporte de contaminantes en medios porosos.
VS2DH	Energía	Healy, R.W., and Ronan, A.D. (1996)	Es una versión de <b>VS2DT</b> que ha sido modificado para simular el transporte de energía en vez del transporte de soluto.
VS2DI	Solutos	Paul A. Hsieh, William Wingle, and Richard W. Healy (2000)	Simula el flujo y el transporte en medios porosos variablemente saturados en una o dos dimensiones que usan sistemas de coordenadas cartesianas o radiales.
VS2DT	Solutos (Diferencias finitas)	R.W. Healy (1990)	Es un modelo de diferencia finita que soluciona la ecuación de Richard para el flujo del fluido, y la ecuación de advección-dispersión del transporte de solutos. El modelo puede analizar problemas en una o dos dimensiones que usan sistemas de coordenadas cartesianas o radiales.

## APENDICE I

A continuación se describen con más detalle el software de agua subterránea que modela flujo y/o transporte.

### ➤ 3DFEMFAT

**3DFEMFAT** es un Modelo de Flujo y Transporte de Elemento Finito en 3 Dimensiones a través de los medios saturados–no saturados. Las aplicaciones típicas son la infiltración, la protección del pozo, la agricultura de plaguicidas, relleno sanitario, eliminación de sitios radionúclidos, sitios de disposición de residuos peligrosos, la densidad de flujo y transporte inducido, la intrusión de agua salada, etc. **3DFEMFAT** puede hacer simulaciones solamente de flujo, solamente de transporte, combinación secuencial de flujo y transporte, o junto flujo y transporte dependiendo de la densidad. En comparación con los modelos convencionales de elementos finitos o diferencias finitas, el módulo de transporte **3DFEMFAT** ofrece varias ventajas: (1) elimina por completo la oscilación numérica debido a términos de advección, (2) se puede aplicar a la malla el número de Peclet que va de 0 a infinito, (3) se puede utilizar muy grande el tamaño del paso de tiempo para reducir en gran medida la difusión numérica, y Las características especiales de **3DFEMFAT** son su flexibilidad y versatilidad en el modelado de una gran variedad de problemas del mundo real.

**3DFEMFAT** está diseñada para resolver el siguiente sistema de ecuaciones que rigen junto con las condiciones iniciales y de frontera, que describen el flujo y transporte a través de los medios de comunicación saturados–no saturados. Las ecuaciones que rigen el flujo son básicamente de la ecuación de Richards modificada.

$$\frac{\rho}{\rho_0} \frac{d\theta}{dh} \frac{h}{\partial t} = \nabla \cdot \left[ K \cdot \left( \nabla h + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla z \right) \right] + \frac{\rho^*}{\rho_0} q$$

donde

h	carga de presión
t	tiempo
K	tensor de conductividad hidráulica
z	carga potencial
q	fuelle y/o sumidero
$\rho$	densidad del agua con concentración química C
$\rho_0$	densidad del agua de referencia con concentración química cero
$\rho^*$	densidad de la inyección, ya sea de líquidos o retirada de agua
$\theta$	contenido de humedad.

Los principales procesos de transporte incluidos en el **3DFEMFAT** son: advección, dispersión / difusión, adsorción, decaimiento, y fuentes/sumideros.

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla C = \nabla \cdot (\theta D \cdot \nabla C) - \lambda(\theta C + \rho_b S) + QC_{in} - \left[ \frac{\rho^*}{\rho} Q - \frac{\rho_0}{\rho} V \cdot \nabla \left[ \frac{\rho}{\rho_0} \right] \right] C$$

$$S = K_d C$$

isoterma lineal

## APENDICE I

$$S = \frac{S_{\max} KC}{1 + KC} \quad \text{isoterma Langmuir}$$
$$S = KC^n \quad \text{isoterma Freundlich}$$

donde

$\theta$	concentración de humedad
$\rho_b$	densidad del medio ( $ML^3$ )
$C$	concentración en fase acuosa ( $M/L^3$ )
$S$	concentración en la fase adsorbida ( $M/M$ )
$t$	tiempo
$V$	descarga
$\nabla$	el operador
$D$	tensor de coeficientes de dispersión
$\lambda$	constante de decaimiento
$Q$	razón de la fuente de agua
$C_{in}$	concentración en la fuente
$K_d$	coeficiente de distribución
$S_{\max}$	concentración máxima permitida en el medio de la isoterma de Langmuir no lineal
$n$	poder en el índice de Freundlich no lineal isotherm
$K$	coefficiente Langmuir o en la isoterma de Freundlich no lineal

### ➤ AIR2D, AIR3D

Simulador de aire en 2-D con condiciones homogéneas en la capa geológica con/sin confinamiento con pruebas de una bomba neumática en un pozo de extracción de vapor en estado estable.

**AIR2D** es un modelo de flujo para simular el movimiento de aire de una sola perforación protegida en la zona no saturada y puede ser aplicado para predecir un campo de flujo fijo asociado con la extracción del vapor. **AIR2D** puede ser usado en un modo de calibrador para obtener las estimaciones de la permeabilidad de la fase del aire de la zona no saturada mediante datos de pruebas de la bomba neumática. **AIR2D** puede ser usado para simular el funcionamiento de una ventilación del pozo generando la presión y valores de flujo para un ajuste geológico específico, la distribución de permeabilidad de aire, y descarga del pozo o la cantidad de inyección.

**AIR3D** es una adaptación del flujo de agua subterránea del código de MODFLOW para simular la corriente de aire tridimensional en una zona no saturada, heterogénea, anisotrópica donde se induce el flujo de aire por pozos secos o trincheras, como nueva mediación de la extracción de vapor. Aunque el código fue desarrollado principalmente para este objetivo, también puede ser usado para simular el flujo de aire natural en la zona no saturada causada por variaciones de la presión atmosférica.

## APENDICE I

### ➤ AIRSLUG

Airslug es un programa de Fortran desarrollado por el USGS para generar el tipo de curvas que permiten al usuario interpretar los datos generados por pruebas slug a presión de aire. Las pruebas de slug a presión de aire ofrecen un medio eficiente de estimar la capacidad del acuífero tanto para almacenar y transmitir el agua—estas funciones son conocidas como 'transmisibilidad' (T) y 'almacenamiento' (S). El tipo de curvas generadas de estas pruebas (métodos de Shapiro y Greene (1995)) pueden ser usadas para estimar los valores de T y S basados en datos para los niveles del agua creciente. Las pruebas de slug a presión de aire son conducidas presurizando el aire en la cubierta encima de la columna del agua de un pozo, supervisando que el nivel del agua disminuye. Una vez que un nuevo nivel del agua en equilibrio es alcanzado (cuando el agua deja de disminuir bajo la presión), la presión puede ser liberada y los sensores pueden ser usados para supervisar el nivel del agua creciente. La combinación de estos dos valores permitirá calcular los valores de T y S para el pozo.

Las pruebas slug a presión de aire ofrecen un medio eficiente para estimar la transmisibilidad (T) y el almacenamiento (S) de los acuíferos. Las pruebas de slug a presión de aire son conducidas presurizando el aire en la cubierta encima de la columna de agua en un pozo, supervisando el nivel del agua que disminuye y luego liberando la presión atmosférica supervisando del nivel del agua creciente. El único equipo en contacto con el agua es un sensor para supervisar los niveles del agua. Durante la parte de la prueba a presión, las fluctuaciones en la aplicación de presión atmosférica causan fluctuaciones en el nivel del agua, haciendo difícil de estimar los datos de T y S del nivel del agua que disminuyen. Sin embargo, si la presión atmosférica se aplica y se mantiene hasta que un nuevo nivel del agua alcance el equilibrio y luego la presión atmosférica en el pozo sea liberada; la solución de prueba slug desarrollada por Cooper y otros (1967) puede ser usada para estimar los datos de T y S del nivel del agua creciente. En formaciones de baja permeabilidad, esto puede tomar un amplio período de tiempo para alcanzar el nuevo nivel del agua en equilibrio aplicando la presión atmosférica. Se puede reducir el tiempo total para conducir la prueba, sin embargo, si la parte de la prueba a presión es terminada antes de alcanzar el nuevo nivel del agua en equilibrio. Esto se menciona como una prueba slug terminada antes de tiempo a presión atmosférica. El tipo de curvas generadas de la solución de Shapiro y Greene (1995) pueden ser usadas para estimar los datos de T y S del nivel del agua creciente (recuperación) de las pruebas slug terminadas antes de tiempo a presión de aire. El código de Fortran AIRSLUG, es usado para generar las curvas del tipo de la solución de Shapiro y Greene (1995).

### ➤ ANALGWST

**ANALGWST** es un conjunto de programas que calculan soluciones analíticas de transporte de solutos para una, dos o tres dimensiones en sistemas de agua subterránea con flujo uniforme.

## APENDICE I

**ANALGWST** proporciona a los usuarios soluciones analíticas para la ecuación de transporte de soluto advectivo–dispersivo y son útiles para predecir el destino de solutos en el agua subterránea. Este programa se elaboró sobre la base de la literatura por EJ Wexler, y se refieren a una variedad de diferentes tipos de sistemas y condiciones de frontera. Rasgos de los Modelos:

- Transporte de soluto unidimensional en un sistema finito.
- Transporte de soluto unidimensional en un sistema semiinfinito.
- Transporte de soluto bidimensional en un sistema infinito con una fuente de punto continuo.
- Transporte de soluto bidimensional en un sistema de anchura finita con una fuente de soluto de anchura finita.
- Transporte de soluto bidimensional en un sistema de anchura infinita con una fuente de soluto de anchura finita.
- Transporte de soluto bidimensional en un sistema de anchura infinita con fuente de soluto teniendo una distribución de concentración Gaussiana.
- Transporte de soluto tridimensional en un sistema infinito con una fuente de punto continuo.
- Programa Point3 modificado para reproducir resultados como lo escribió Wexler (1992a).
- Transporte de soluto tridimensional en una anchura finita y sistema de altura finita con una anchura finita y fuente de altura finita.
- Transporte de soluto tridimensional en una anchura infinita y sistema de altura infinita con una anchura finita y fuente de altura finita

### ➤ **AQTESTSS**

**AQTESTSS** utiliza varias hojas de cálculos para el análisis de datos de prueba del acuífero y de prueba de slug. Cada hoja de cálculo incorpora la solución analítica de la ecuación parcial diferencial para el flujo de agua subterránea a un pozo para un tipo específico de condición o acuífero.

### ➤ **AT123D**

**AT123D**—Analytical, Transient One, Two, and Three–Dimensional Model—Modelo Analítico, transitorio en una, dos y tres dimensiones.

El **AT123D** es un modelo de análisis de transporte de aguas subterráneas, calcula la distribución espacio–temporal de la concentración de desechos en el sistema acuífero y predice la propagación transitoria de una pluma contaminante a través del acuífero de aguas subterráneas. El destino y los procesos de transporte representados en **AT123D** son advección, dispersión, adsorción, y el decaimiento.

**AT123D** puede ser utilizado como una herramienta de evaluación para ayudar al usuario a estimar la concentración de una disolución química en tres dimensiones en las aguas subterráneas como consecuencia de una liberación en masa de una fuente. **AT123D** puede manejar: dos tipos de fuente de las



## APENDICE I

emisiones instantáneas, continua con una constante carga o emisiones variables en el tiempo; tres tipos de residuos radiactivos, los productos químicos, el calor; cuatro tipos de configuraciones de la fuente, una fuente puntual, una línea paralela a la fuente para el eje x, y, z, una fuente en el área perpendicular al eje z, un volumen fuente; cuatro variaciones de las dimensiones del acuífero: profundidad finita y ancho finito, profundidad finita y anchura infinita, profundidad infinita y ancho finito, profundidad infinita y anchura infinita.

**AT123D** asume que el acuífero es homogéneo e isotrópico con aguas subterráneas que fluyen casi horizontalmente. Al describir los puntos en los que el producto químico entra en el acuífero o puntos en los que se estiman las concentraciones, **AT123D** utiliza un sistema de triple eje. El flujo de las aguas subterráneas y de propagación de contaminantes se produce principalmente en la dirección del eje "x". El eje "y" describe el ancho de la fuente de liberación o de la pluma en la horizontal o en dirección transversal. La profundidad de la pluma química de la superficie del acuífero se describe usando el eje z.

### ➤ **Bat3\_Analyzer**

El **BAT3 Analyzer** proporciona visualización en tiempo real y la interpretación de las respuestas de la presión del fluido y la medida del caudal durante la toma de muestras geoquímicas, pruebas hidráulicas, o las pruebas de seguimiento realizadas por la multifunción de la capa acuífera para probar herramienta transportable (BAT3) (Shapiro, 2007). Visualización en tiempo real de los datos recogidos con la multifunción BAT3 permite al usuario asegurarse que adentro del orificio del aparato funciona correctamente, y que los procedimientos de prueba pueden ser modificados para corregir las respuestas imprevistas durante la prueba hidráulica. El **Bat3 Analyzer** puede aplicar calibraciones al transductor de presión y medidor de flujo de datos para mostrar físicamente valores significativos. Los bosquejos de los datos que varían en el tiempo se pueden formatear para un intervalo de tiempo determinado, y ya sea guardado en los archivos, o impresos. Bibliotecas de calibraciones de los transductores de presión y medidores de flujo se pueden crear, actualizar y facilitar la recarga rápida de configurar el software para visualizar los datos recogidos durante la prueba con el multifunción Bat3. El **Bat3 Analyzer** también tiene la funcionalidad de estimar las calibraciones de transductores de presión y medidores de flujo utilizando los datos recogidos con la multifunción Bat3 en conjunto corroborar las mediciones. Durante el ensayo con el multifunción Bat3, y también después de que la prueba se ha completado, las propiedades hidráulicas en el intervalo de prueba pueden estimarse mediante la comparación de las respuestas de presión del fluido con los resultados de los modelos; una variedad de modelos hidrogeológicos conceptuales de la formación están disponibles para la interpretación de la retirada de fluido, la inyección de fluidos, y las pruebas de slug.

## APENDICE I

### ➤ BIOMOC

Un modelo de transporte de soluto de reactivo multi–secuencial en los procesos de degradación aeróbicas y anaeróbicas que se han desarrollado y probado. El modelo de diseño es general y flexible, que permite la simulación de las reacciones de biotransformación para cualquier combinación de los donantes y de aceptor de electrones. Además, la evolución de las zonas redox se pueden simular, como termodinámicamente favorable de aceptores de electrones están agotadas. El código es una extensión del Servicio Geológico de los E.U. del Método de las Características (MOC) modelo de flujo y transporte. Permite múltiples conjuntos de partículas, y cada conjunto de partículas es capaz de tener múltiples especies de solutos con características similares de absorción. La razón de degradación de las reacciones puede ser representada por un solo sustrato Monod, múltiples Monod, o un mínimo de la cinética de Monod. Cuatro formulaciones alternativas cuentan con la inhibición competitiva, no competitiva, de la biomasa, o de inhibición de Haldane. Múltiples procesos de degradación y de las poblaciones microbianas pueden ser representados simultáneamente. El crecimiento de la biomasa sigue el modelo especificado con valores de rendimiento y la decadencia.

El modelo ha sido probado con éxito contra varias unidimensionales soluciones analíticas. Estos incluyen transporte transitorio de orden uno y cero de decaimiento y porción lineal y también transporte en estado estacionario de orden uno y cero de decaimiento, o la degradación de Monod. Los resultados del modelo también fueron comparados con los resultados de otros dos códigos numéricos de una dimensión.

El Método de las Características (MOC) Geológico de los EE.UU., modelo de transporte (Konikow y Bredehoeft, 1978; Goode y Konikow, 1989) fue seleccionado como la base para el modelo de biodegradación porque un sólido modelo de transporte es necesario para manejar los gradientes pronunciados de concentración observada en el campo sin introducir datos numéricos de dispersión significativos. En el código original MOC un conjunto de partículas se utilizó para simular el transporte de una sola especie de soluto. Las variaciones del modelo MOC existente maneja dos concentraciones de partículas (Sanford and Konikow, 1985) y dos conjuntos de partículas con una concentración cada una (Rifai y otros, 1988). En este estudio, el modelo de MOC se amplió para gestionar múltiples conjuntos de partículas, cada partícula teniendo múltiples concentraciones de especies de soluto asociados a la misma. Este enfoque permite a las especies de soluto de características similares de sorción ser representada por un único conjunto de partículas. Esta versión modificada del código MOC se denomina BIOMOC.

La ecuación que describe flujo transitorio de dos dimensiones de un fluido homogéneo compresible a través de un acuífero anisotrópico no homogéneo es:

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( bK_{jk} \frac{\partial h}{\partial x_k} \right) - W \quad j, k=1,2$$

donde

S      coeficiente de almacenamiento,

## APENDICE I

- h carga hidráulica (L),
- t tiempo (T),
- $K_{jk}$  tensor de la conductividad hidráulica (LT<sup>-1</sup>),
- b espesor del acuífero (L),
- W fuente de flujo de fluidos (Positivos para la salida, de entrada negativo) expresado como flujo volumétrico por unidad de área (LT<sup>-1</sup>),
- $x_j, x_k$  coordenadas cartesianas (L).

Por la Ley de Darcy, el promedio de la velocidad del flujo lineal en la dirección  $x_j$  ( $V_j$ ) está dado por:

$$V_j = -\frac{K_{jk}}{\varepsilon} \frac{\partial h}{\partial x_j},$$

Cuando  $\varepsilon$  es la porosidad eficaz (adimensional).

La ecuación de transporte en dos dimensiones resuelta en el modelo de soluto para cada especie es:

$$R_i \frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{1}{b} \frac{\partial}{\partial x_j} \left( b D_{jk} \frac{\partial C_i}{\partial x_k} \right) - V_j \frac{\partial C_i}{\partial x_j} + \frac{W(C_i - C'_i)}{(\varepsilon b)} - R_i \lambda_i C_i - B_i \quad j,k=1,2 \quad (3)$$

donde

- $C_i$  concentración del i-ésimo soluto (ML<sup>-3</sup>),
- $R_i$  factor de retardo para el i-ésimo soluto,
- $D_{jk}$  tensor de dispersión (L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>),
- $C'_i$  concentración del i-ésimo soluto en la fuente del fluido (ML<sup>-3</sup>),
- $\lambda$  constante de la razón de decaimiento de primer orden (T<sup>-1</sup>) para el i-ésimo soluto (vida media  $t_{1/2} = (\ln 2) / \lambda$ ), y
- $B_i$  velocidad de reacción de biodegradación (ML<sup>-3</sup>T<sup>-1</sup>) representando de la captación total del i-ésimo soluto debido a todos los procesos de biodegradación activos.

El término de decaimiento de primer orden se multiplica por el factor de retardo debido a que se supone que ambos solutos son disueltos y sorbidos decaen (como en el caso de solutos radiactivos). Sin embargo, la biodegradación no se multiplica por el factor de retardo porque se supone que sólo el soluto disuelto se degrada. Así, la biodegradación esta limitada por la sorción.

### ➤ CONTOUR

**CONTOUR**—Un programa de contorno para datos de la malla.

El **CONTOUR** esta diseñado para el empleo de modelos con diferencia finita como MODFLOW. Esto trabaja con mallas uniformes o variablemente espaciadas. Los datos de entrada pueden ser datos formateados de la mayor parte de los modelos o de datos no formateados de MODFLOW.

## APENDICE I

### ➤ FEFLOW

#### **FEFLOW**–Flujo de elemento finito

Es uno de los paquetes de modelaje de agua subterránea más sofisticado que existe. El programa proporciona un avanzado entorno de modelaje basado en gráficos 2D y 3D para realizar flujos complejos de aguas subterráneas, transporte de contaminantes y modelaje de transporte de calor.

**FEFLOW** es el primer paquete de software completo de modelado de aguas subterráneas para combinar con éxito potentes características gráficas con sofisticadas herramientas de análisis de algoritmos numéricos y robusto para:

- Flujo que depende de la densidad (intrusión de agua salada)
- Flujo en estado estacionario y transitorio
- Flujo saturado y no saturado
- Múltiples superficies libres (nivel de agua)
- Transporte de masa y calor

**FEFLOW** ha sido específicamente diseñado para satisfacer las necesidades avanzadas de la tecnología de modelado de expertos profesionales que se ocupan de proyectos de modelado complejo de las aguas subterráneas. Los principales componentes de Feflow incluyen:

- Una amplia selección de herramientas gráficas para la creación de la malla de elementos finitos, la asignación de las zonas de propiedad y el establecimiento de condiciones de frontera
- Datos importados y rutinas de interpolación incluidos en una interfaz de datos ArcInfo (ESRI) GIS
- Robusto algoritmos numéricos y técnicas de solución
- Interpretación de datos en tiempo real
- Visualización del estado de la técnica en 3-D

Estos componentes garantizan un eficaz proceso para la construcción del modelo de elementos finitos, ejecutar la simulación y visualización de los resultados. **FEFLOW** es un completo entorno de modelado integrado con todas las funciones de interfaz gráfica y numérica poderosos motores que permiten al usuario:

- Crear gráficamente mallas de elementos finitos para formaciones geológicas simples o complejas
- Importar y vincular datos de fuentes externas a través del sistema de intercambio de acoplamiento GIS/DATA de Feflow
- Asignar todos los parámetros de flujo y transporte
- Ejecutar simulaciones de modelos complejos
- Visualizar los resultados de la simulación en dos o tres dimensiones
- Probar FEFLOW y ver por qué es el experto de la opción para el modelado de aplicaciones avanzadas de las aguas subterráneas

### ➤ FEQ

#### **FEQ**–Full **E**quations Model (Modelo de Ecuaciones Totales)

## APENDICE I

El **FEQ** simula el flujo en un sistema de corriente para solucionar las ecuaciones dinámicas, llenas de movimiento para el flujo no estacionario unidimensional en canales abiertos y por estructuras de control. La estructura del programa es diseñada para seguir la estructura de un sistema de corriente proporcionando la generalidad máxima y la flexibilidad de descripción. Un sistema de corriente que es simulado con **FEQ** es subdividido en tres amplias clases de trayectorias de flujo: (1) los alcances de corriente, (2) las partes del sistema de corriente para el cual no requieren la información completa sobre el flujo y la profundidad, y (3) el nivel del fondo de los depósitos. Estos componentes son unidos por rasgos especiales o estructuras de control hidráulicas, como uniones, puentes, acantarillas, diques, cascadas, vertederos, presas, borde de las presas, bombas, y otros. Las características hidráulicas de secciones transversales de canal y rasgos especiales son almacenadas en función de las tablas calculadas por el programa FEQUTL. **FEQ** puede interpolar las propiedades hidráulicas de secciones transversales entre secciones moderadas. **FEQ** puede ser aplicado en la simulación de una amplia gama de configuraciones de corriente (incluyendo loops), condiciones laterales de entrada, y rasgos especiales. Las condiciones de frontera pueden ser la etapa del agua superficial, la descarga, o la relación de descarga de la etapa en un nodo. Los términos de tensión del viento son apoyados. Los efectos de entradas laterales también pueden ser simulados en **FEQ** cuando se consideran locales los datos de intensidad de final.

La principal ecuación utilizada para la estimación de los flujos en una transición es:

$$y_1 + z_{m_1} + \frac{\alpha_1 Q^2}{2gA_1^2} = y_2 + z_{m_2} + \frac{\alpha_2 Q^2}{2gA_2^2} + (x_2 - x_1) \frac{Q^2}{K} + k_{ec} \left| \frac{\alpha_2 Q^2}{2gA_2^2} - \frac{\alpha_1 Q^2}{2gA_1^2} \right|$$

donde

$z_m$	elevación del punto mínimo
$\overline{K}$	media de transporte
$x$	ubicación de la sección a lo largo del canal
$k_{ec}$	factor de pérdida en función del sentido de la transición

### ➤ **FLONET/TRANS**

**FLONET / TRANS** es el más fácil y rápido paquete de software para 2-D de corte transversal con el flujo de agua subterránea y modelado del transporte de contaminante. Este único entorno de modelado ofrece todas las ventajas de modelado de elementos finitos (estabilidad numérica y la geometría flexible) junto con una lógica e intuitiva interfaz gráfica que hace el modelado de elementos finitos rápido y fácil, incluso para los usuarios que lo utilicen por primera vez.

**FLONET / TRANS** utiliza la doble formulación de los potenciales hidráulicos y racionaliza para resolver la ecuación de flujo saturado de agua subterránea y crear diagramas exactos de la red de flujo para cualquier sistema saturado de flujo de aguas subterráneas bidimensional. Además, **FLONET / TRANS** también

## APENDICE I

simula problemas de transporte advectivo–dispersivo de contaminantes con un retardo variable espacialmente y múltiples fuentes.

Una vez de empezar a usar **FLONET / TRANS**, usted se sorprenderá de la forma rápida y sencilla se puede montar el modelo, ejecutar la simulación y visualización de los resultados. Este paquete completamente integrado tiene todo lo que necesita para crear modelos de flujo y transporte de contaminantes de aguas subterráneas simples o complejos de sección transversal en 2-D:

- Gráficamente necesario asignar todos los parámetros de flujo y transporte,
- Ejecutar la simulación, y
- Visualizar los resultados a todo color en varios formatos de presentación de informes.

La ecuación gobernante del flujo de agua subterránea en estado estacionario se puede escribir con la formulación dual como:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) = 0$$

y

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{K_{yy}} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{K_{xx}} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = 0$$

donde

x, y	dirección de coordenada horizontal y vertical respectivamente (L),
$K_{xx}, K_{yy}$	componentes principales del tensor de conductividad hidráulica (L/T),
$\phi$	carga hidráulica (L), y
$\psi$	función de la corriente (L <sup>2</sup> /T)

### ➤ FLOWPATH II

**FLOWPATH II**–2–d groundwater flow, remediation, and wellhead protection model – flujo de las aguas subterráneas, reparación, y protección del modelo del manantial en 2–d.

**FLOWPATH II** para Windows es la siguiente generación del más popular del mundo modelo de las aguas subterráneas de 2–D. Esta última versión de **FLOWPATH** ha sido mejorada de forma radical con muchas nuevas características y una mayor pantalla gráfica para darle más poder, flexibilidad y control. Además, **FLOWPATH II** ahora incluye el transporte de contaminante para darle aún más la capacidad de simulación.

### ➤ GFLOW 2000

**GFLOW 2000**–analytic element model–remedial system design, well head protection studies, and local and regional modeling investigations–modelo de

## APENDICE I

elemento de análisis—el diseño de sistemas de recuperación, protección de estudios de pozo, y modelado de investigaciones locales y regionales.

**GFLOW 2000** es un muy eficiente en el sistema de modelado de flujo de aguas subterráneas por etapas. Se trata de un programa de Windows 95/98/2000/NT basado en el método de elemento de análisis. En los modelos de flujo de estado estacionario en un solo acuífero heterogéneo utilizando la hipótesis de Dupuit-Forchheimer. Mientras **GFLOW 2000** apoya algún modelado de flujo local transitorio y tridimensional, es en particular conveniente para modelar el flujo regional horizontal. Con el fin de facilitar el modelado de flujo detallado local, **GFLOW 2000** apoya una opción de MODFLOW-extracto para generar automáticamente archivos MODFLOW en un área definida por el usuario con las propiedades del acuífero y condiciones de frontera proporcionada por el modelo de elementos de análisis GFLOW.

### ➤ **GMS—Groundwater Modeling System**

**GMS—Groundwater Modeling System—Sistema de modelado de Agua Subterránea.**

**GMS** es el software más sofisticado y completo para el modelado de aguas subterráneas, utilizado por miles de personas en E.U. en agencias gubernamentales, empresas privadas, y los sitios internacionales en más de 90 países, ha sido probado para ser un sistema de modelado eficaz y apasionante.

**GMS** proporciona herramientas para cada fase de una simulación de las aguas subterráneas incluyendo caracterización de sitios, el modelo de desarrollo, calibración, post-tratamiento, y visualización. **GMS** apoya modelos por diferencias finitas y elementos finitos en 2D y 3D incluyendo MODFLOW 2000, MODPATH, MT3DMS/RT3D, SEAM3D, ART3D, UTCHEM, FEMWATER y SEEP2D.

### ➤ **GoPhast**

**GoPhast** es una interfaz de usuario gráfico (GUI) para el modelo PHAST de la USGS. PHAST simula el reactivo del transporte de soluto multicomponente, saturado, en sistemas de flujo de agua subterránea tridimensional. PHAST puede modelar tanto equilibrio como cinemática de reacciones geoquímicas. PHAST es derivado de HST3D (el flujo y el transporte) y PHREEQC (los cálculos geoquímicos). Los cálculos de flujo y transporte son restringidos a una constante de densidad del fluido y una constante de temperatura. La complejidad de la entrada requerida por PHAST hace la construcción manual del archivo de entrada tedioso y predispuesto al error. El **GoPhast** aerodinamiza la creación del archivo de entrada y ayuda a reducir los errores. El **GoPhast** permite al usuario definir la entrada espacial del archivo de datos de flujo y transporte en PHAST dibujando puntos, líneas, o polígonos sobre la cima, el frente, y vistas laterales del dominio del modelo. Estos objetos pueden tener hasta dos fórmulas asociadas que definen la extensión perpendicular a la vista del plano, permitiendo a los objetos ser tridimensionales. Las fórmulas también son usadas

## APENDICE I

para especificar los valores de datos espaciales (juegos de datos) tanto a escala global como para objetos individuales. Los objetos pueden ser usados para especificar los valores del conjunto de datos independientes de discretización espacial y temporal del modelo. Así, la malla y los períodos de simulación para el modelo pueden ser cambiados sin especificar de nuevo los datos espaciales que pertenecen al marco hidrogeológico y a las condiciones de frontera. Este informe describe la operación de **GoPhast** y demuestra su empleo con ejemplos. **GoPhast** corre sobre el Windows 2000, Windows XP, y sistemas operativos Linux.

### ➤ **Groundwater Vistas**

**Groundwater Vistas (GV)** es un singular entorno de modelado de aguas subterráneas para Microsoft Windows que combina un poderoso modelo de sistema de diseño gráfico con herramientas de análisis exhaustivo. **GV** es un sistema de diseño gráfico para MODFLOW y otros modelos similares, como MODPATH y MT3D. **GV** muestra el modelo de diseño tanto en los planos como en las secciones transversales, utilizando una fracción de la ventana (las dos opiniones son visibles al mismo tiempo). Los resultados del modelo se presentan utilizando contornos, contornos sombreados (color de inundación), vectores de velocidad, y el análisis detallado del balance de masa. Los rastros de partículas de MODPATH también son mostradas tanto en los planos como en las secciones transversales. Otro aspecto singular de **GV** es su uso de la malla independiente de las condiciones de frontera. La malla independiente de las fronteras no cambia de posición si la malla es modificada. Esto le permite hacer grandes cambios en la malla sin perder tiempo reparando la ubicación de las fronteras.

**GV** está diseñado para ser un modelo de sistema independiente. Esto significa que sólo tendrá que aprender un programa de software con el fin de utilizar una amplia gama de modelos de agua subterránea. En la versión actual, **GV** es compatible con los siguientes modelos: MODFLOW, MODFLOW-2000, MODFLOW-SURFACT, MT3D, MODFLOWT, MODFLOWPATH, PATH3D, PEST, RT3D, Stochastic MODFLOW/MODPATH/MT3D, y SWIFT.

### ➤ **GW Chart**

**GW Chart** es un programa especializado para la creación de gráficos utilizados en estudios de agua subterránea. Se incorpora la funcionalidad de los dos anteriores programas, Budgeteer y Hydrograph Extractor y añade nuevas características adicionales. Hay seis tipos principales de los gráficos creados con **GW Chart**:

- Calibración de trazas
- Realización de cálculos de agua
- Hidrográmas
- Trazas de Lago
- Diagramas de Piper



## APENDICE I

- Calcular celdas de Agua

Los datos se leen de los siguientes programas para la creación de éstos gráficos: HST3D, MOC3D, MODFLOW, MODFLOW200–GWT, MT3D, SUTRA, UCODE–2005 y ZONEBUDGET.

### ➤ HST3D

**HST3D**–Heat and Solute Transport in three Dimensional (Transporte de Calor y Solutos en tres dimensiones).

El Programa de Transporte de Calor y Solutos (HST3D) simula el flujo de agua subterránea y el calor asociado y el transporte de soluto en tres dimensiones. El programa HST3D puede ser usado para el análisis de problemas como aquellos relacionados con la inyección de los residuos de la sub–superficie, la lixiviación de terraplén, la intrusión de agua salada, recarga del agua dulce y la recuperación, la disposición de desechos radiactivos, sistemas geotérmicos de agua caliente, y el almacenaje de energía subsuperficial. Las tres ecuaciones gobernantes son acopladas por la velocidad de poro intersticial, la dependencia de la densidad fluida sobre la presión, la temperatura, y la fracción de masas de soluto, y la dependencia de la viscosidad fluida sobre la fracción de temperaturas y de masas de soluto. La ecuación de transporte de soluto es para sólo una sola especie de soluto con la sorción de equilibrio lineal posible y el decaimiento lineal. Las técnicas de diferencia finita son usadas para discretizar las ecuaciones gobernantes que usando un punto distribuido en la malla. Las ecuaciones de flujo, transporte de calor, soluto son solucionadas, a su turno, después de que un esquema de Reducción de Gauss parcial es usado para modificarlos. Las ecuaciones modificadas son acopladas y tienen mejor estabilidad para las soluciones numéricas.

**HST3D** permite analizar el flujo, transporte de calor y soluto en la zona saturada de un sistema de agua subterránea con la densidad variable o constante y la viscosidad.

- Residuos de inyección en acuíferos salinos.
- Vertedero de movimiento de contaminantes.
- Intrusión del agua salada en las regiones costeras.
- Eliminación de salmueras.
- Almacenamiento de agua dulce en los acuíferos salinos.
- Calor de almacenamiento en acuíferos.
- Fase líquida de los sistemas geotérmicos.
- Transporte de contaminante (una sola especie) en sistemas acuíferos complejos.
- Sólo flujo de agua subterránea, si se desea.
- Sólo el transporte de calor o soluto junto con el flujo de agua subterránea, si así se desea.
- Eficacia de barreras hidráulicas, líneas y sistema de protección de la calidad del agua.

## APENDICE I

La viscosidad de fluidos depende en gran medida de la temperatura, y, en menor medida, de la presión y la concentración de soluto. Una ecuación empírica para la viscosidad de salmueras en función de la presión, temperatura, concentración de solutos fue adaptada a partir de un conjunto de programas de computadora para fluidos del petróleo publicados por Hewlett–Packard (1985, p. 102-107) y se escribe como:

$$\mu_0(p,T) = 243.18 \times 10^{-7} \cdot 10^{[247.8/(T-140)]} \cdot [1 + (P' - P'_{\text{sat}}) 1.0467 \times 10^{-6} (T' - 305)]$$

donde

- $\mu_0$  es la viscosidad del fluido de agua pura (Pa-s);
- $P'$  presión (bar);
- $P'_{\text{sat}}$  saturación de la presión (bar); y
- $T'$  temperatura (K)

### ➤ **HYDROTHERM**

**HT**—El modelo de diferencia finita tridimensional para simular el flujo de agua subterránea polifásica y el transporte de calor en la gama de temperaturas de 0 a 1,200 grados Celsius.

Modelado cuantitativo de sistema magmático hidrotermal ha sido obstaculizado por la carencia de modelos públicamente disponibles para el flujo polifásico, de alta temperatura. El modelo de **HYDROTHERM** descrito aquí es un modelo de diferencia finita para el flujo tridimensional, polifásico de agua pura y calor sobre una gama de temperaturas de 0 a 1,200 grados Celsius y una gama de presión de 0.5 a 10,000 bars. **HYDROTHERM** soluciona aproximaciones numéricas de ecuaciones para masa y balance de energía que son planteadas en términos de presión y entalpía. Las suposiciones son que la matriz de roca puede ser tratada como un medio poroso; aquella agua y roca están en el equilibrio termal; y que la presión capilar es insignificante.

**HYDROTHERM** permite simulaciones en una y dos dimensiones radiales así como simulaciones en una, dos y tres dimensiones en coordenadas Cartesianas. La estructura de programa es modular para permitir la fácil modificación.

### ➤ **HYSEP**

**HYSEP**—Hydrograph separation program (Programa de separación hidrográfica). **HYSEP** realiza separaciones hidrográficas y estimaciones de la base de flujo de las aguas subterráneas o de los componentes del caudal. El programa proporciona un método automatizado y coherente para la estimación del caudal de base. Cualquiera de las tres técnicas de separación hidrográfica de Pettyjohn y Henning (1979) se pueden utilizar en: intervalo fijo, intervalo de deslizamiento, o mínimo local.

## APENDICE I

### ➤ JUPITER API

**JUPITER API**—the Joint Universal Parameter Identification and Evaluation of Reliability Application Programming Interface (el Identificación de Conjunto Universal del Parámetro y Evaluación de la Confiabilidad de la interfaz de programación de aplicaciones).

El **JUPITER API** se ha desarrollado para mejorar la programación de computadoras a disposición de los recursos de desarrollo de aplicaciones (programas de computadora) para el modelo de análisis.

El **JUPITER API** proporciona recursos para la programación de aplicaciones (programas de ordenador), diseñado para el análisis de modelos de procesos. Los modelos de proceso simulan, por ejemplo, los procesos físicos, químicos, y (o) biológicos de un sitio o experimento de interés. El análisis involucrado podría incluir el análisis de sensibilidad, los datos de evaluación de las necesidades, calibración, incertidumbre en la evaluación, optimización, y otros tipos de aplicaciones que requieren capacidades similares.

### ➤ MF2K–GWM y MF2005–GWM

El MF2005–GWM es un Proceso de Dirección del Agua subterránea para la Revisión Geológica de E.U., el MODFLOW–2005 es el modelo modular de agua subterránea tridimensional. El **MF2005–GWM** usa una aproximación a la matriz de respuesta para solucionar varios tipos de formulaciones de dirección de agua subterránea como lineales, no lineales, y binarias mixtas lineales. Cada formulación de dirección consiste en un conjunto de variables de decisión, una función objetivo, y un conjunto de restricciones. Tres tipos de variables de decisión son apoyados por **MF2005–GWM**: variables de decisión de índice de flujo, las cuales son retiradas o inyectadas en los pozos; variables de decisión externas, que son fuentes o sumideros del agua que son externos al modelo de flujo y no afectan directamente a las variables de estado del sistema de agua subterránea simulado (cargas, flujos de corriente, etcétera); y variables binarias, que tienen valores de 0 o 1 y son usadas para definir el estado del índice de flujo o variables de decisión externas. Las variables de decisión de índices de flujo pueden representar los pozos que se extienden sobre una o varios modelos de celdas y estar activos durante uno o varios períodos de tensión modelados; las variables externas también pueden ser activas durante uno o varios períodos de tensión. Una función objetivo solo es apoyada por **MF2005–GWM**, que puede ser especificada para reducir al mínimo o maximizar la suma ponderada de los tres tipos de variables de decisión. Cuatro tipos de reacciones pueden ser especificadas en una formulación **MF2005–GWM**: las cotas superiores e inferiores sobre el índice de flujo y variables de decisión externas; las adiciones lineales de los tres tipos de variables de decisión; reacciones basadas en las cargas hidráulicas, diferencias de carga, y gradientes de carga; y corrientes de flujo y disminución de las reacciones de las corrientes de flujo.

El Paquete de **MF2005–GWM** para la Solución de la Matriz de Respuesta (RMS) usa el Proceso de Flujo de Agua subterránea de MODFLOW para calcular el

## APENDICE I

cambio de la carga en cada posición de la reacción que es resultado de una perturbación de una variable de índice de flujo; estos cambios son usados para calcular los coeficientes de respuesta. Para las formulaciones de dirección lineal, los coeficientes de la matriz de resultados es combinada con otros componentes de la formulación de dirección lineal para formar una formulación lineal completa; la formulación es solucionada por el empleo de un algoritmo simple, que es incorporado en el Paquete de RMS. Las formulaciones no lineales surgen para las condiciones simuladas que incluyen el nivel freático del acuífero (no confinado) o condiciones de frontera de cargas dependientes (como corrientes, alcantarillado, o evapotranspiración del nivel freático). Las formulaciones no lineales son solucionadas por el programa secuencial lineal; es decir linealización repetida de los rasgos no lineales al problema de dirección. En este acercamiento, los coeficientes de respuesta son calculados de nuevo para cada iteración del proceso de solución. Las formulaciones del binario mixto lineal (o ligeramente no lineal) son solucionadas por el empleo del algoritmo de salto y branch, que también es incorporado en el Paquete de RMS.

La ecuación diferencial parcial del flujo de agua subterránea utilizada en MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

donde

H	carga potenciométrica (L);
K <sub>xx</sub> , K <sub>yy</sub> , K <sub>zz</sub>	valores de conductividad hidráulica a lo largo de los ejes coordenados x, y, z ejes, que se supone están paralelos a los ejes principales de la conductividad hidráulica (L / T);
W	razón de flujo volumétrico por unidad de volumen, y representa a las fuentes y/o sumideros de agua (T-1);
S <sub>s</sub>	almacenamiento específico del material poroso (L-1), y
t	tiempo (T).

GWM apoya una única función objetivo, que es el de minimizar o maximizar la suma ponderada de los tres tipos de variables de decisión:

$$\sum_{n=1}^N \beta_n Q_{w_n} T_{Q_{w_n}} + \sum_{m=1}^M \gamma_m E_{x_m} T_{E_{x_m}} + \sum_{l=1}^L k_l I_l$$

donde

$\beta_n$	costo o beneficio por unidad de volumen de agua inyectada o retirada del pozo n;
$\gamma_m$	costo o beneficio por unidad de volumen de agua importados o exportados en el sitio externo m;
$k_l$	costo unitario o beneficio asociado a la variable binaria;
$T_{Q_{w_n}}$	duración total de flujo en el pozo n;
$T_{E_{x_m}}$	duración total de flujo en el sitio externo m, y

## APENDICE I

N, M, L      número total del flujo, externo, y las variables de decisión binaria, respectivamente.

$T_{Q_{w_n}}$  y  $T_{Ex_m}$  se calculan por GWM sumando la duración de todos los períodos de estrés durante el cual la n-ésima o m-ésima variable de decisión está activa. (Una vez más, note que GWM no requiere que se especifiquen los períodos de estrés en una simulación en MODFLOW de ser de igual longitud.) Los coeficientes  $\beta_n$ ,  $\gamma_m$ , y  $k_l$  son llamados los coeficientes de la función objetivo.

### ➤ MF2K-GWT

El Paquete de GWT está basado en el modelo de MOC3D, que fue integrado en MODFLOW-96. La versión del Paquete de GWT fue construido combinando la versión 3.5 de MOC3D con la versión 1.1 de mf2k y añadiendo los cálculos de solutos compatibles con los nuevos paquetes Lake y Gage.

El modelo de transporte de soluto en tres dimensiones (**MODFLOW-GWT**), se incorpora en el modelo de agua subterránea de MODFLOW de USGS como Proceso de Transporte de Agua Subterránea (GWT). Las modificaciones se hicieron para crear la compatibilidad entre el paquete del Pozo Multi-Nodo (MNW) de MODFLOW y el modelo **MODFLOW-GWT**. Esta compatibilidad mejora de la capacidad de **MODFLOW-GWT** que reproduce con exactitud las simulaciones del transporte de soluto que incluyen pozos multi-nodo, porque los pozos de pantalla larga o perforaciones abiertas que se extienden a través de modelos de múltiples capas pueden facilitar las vías de solutos para moverse de un lugar a otro en el sistema de flujo de agua subterránea. Para los pozos multi-nodo de no bombeo (que se utiliza para simular perforaciones abiertas o pozos de observación, por ejemplo), una simple ruta y mezcla del modelo local se ha desarrollado para calcular las concentraciones nodales en el pozo. Una profundidad promedio de la concentración es calculada de los pozos de no bombeo. Para el bombeo de los pozos multi-nodo (ya sea el retiro o inyección), en la que el flujo entre el pozo y el sistema de agua subterránea es en el mismo sentido en todos los nodos, el promedio de la concentración en el pozo se calcula como la media de un flujo base suponiéndolo completo y mezclando todas las entradas del pozo instantáneamente. Para bombeo de los pozos multi-nodo (ya sea el retiro o inyección), en la que el flujo entre el pozo y el sistema de agua subterránea no es unidireccional, la distribución de la concentración en el pozo se calcula utilizando la misma ruta y modelo de pozo multi-nodo de no bombeo de mezcla local, añadido la suposición que el flujo bombeado dentro o fuera del pozo es añadido o eliminado por encima del primer nodo del pozo.

### ➤ MF2K-VSF

**VSF**–Variably Saturated Flow–El modelo del flujo de agua subterránea variablemente saturada en tres dimensiones.

El proceso de Flujo Variablemente Saturado (**VSF**) en MODFLOW (MF2K v15) permite simular el flujo en medios poroso variablemente saturados en tres dimensiones. El Proceso **VSF** incluye únicamente cinco flujos no saturados; el

## APENDICE I

paquete de la Ecuación de Flujo de Richard (REF1), el Paquete de Filtración, el Paquete de la Superficie del Agua (PND1), el paquete de la Evaporación Superficial (SEV1), el paquete de la Zona de Raíz de la Evapotranspiración (RZE1). Además el nuevo Paquete de Paso de tiempo Adaptable es presentado para el empleo tanto del Flujo de Aguas subterráneas (GWF) como el Proceso **VSF**. Los procesos pueden ser activos o inactivos, dependiendo de los objetivos de la simulación; sin embargo, ningún proceso es compatible.

El modelo de desempeño es evaluado para comparación de una solución analítica en una dimensión (1-D) con carga de infiltración constante (condición de frontera Dirichlet), el campo de los datos experimentales para 1-D con carga de infiltración constante, los datos experimentales de laboratorio de flujo de infiltración constante en dos dimensiones (2-D) (condición de frontera Neumann), los datos experimentales de laboratorio de filtración transitoria a través de drenaje en 2-D, y los resultados de los modelos numéricos (VS2DT) de la simulación de la trayectoria de flujo 2-D utilizando condiciones de frontera en una superficie real. Un ejemplo de un caso hipotético en 3-D también se presenta para demostrar la capacidad de uso de las nuevas condiciones de frontera periódicas (por ejemplo, precipitación diaria) y superficie topográfica variada a mayor escala espacial (0,133 kilómetros cuadrados). La nueva capacidad del modelo capacidad de mantener la estructura modular del código MODFLOW y preservar la capacidad existente en MODFLOW, así como la compatibilidad comercial de pre/post procesadores. El éxito general del proceso de VSF en la simulación de condiciones de frontera mixtas y los tipos variables de suelos demuestra su utilidad para futuras investigaciones hidrológicas.

La ecuación gobernante del flujo variablemente saturado en tres dimensiones, de isotermas del flujo de fluidos variablemente saturados en un medio poroso heterogéneo es descrito por una ecuación que se deriva de la la ley de Darcy en la ecuación de conservación de la masa para el flujo de fluidos (Lappala y otros, 1987). La ley de Darcy para medios variablemente saturados se puede expresar como:

$$v_i = k_r(\psi) \frac{k_i}{n_e} \frac{\rho g}{\mu} \frac{\partial h}{\partial x_i} = \frac{K_i(\psi)}{n_e} \frac{\partial h}{\partial x_i}$$

donde

- i        índices de coordenada (i = 1, 2, 3);
- v        velocidad promedio del fluido en el poro [L / T];
- $k_r(\psi)$  permeabilidad relativa de un determinado medio (tipo de suelo) en función de la carga de presión,  $\psi$  [adimensional];
- $\Psi$         carga de presión de agua - poro ( $\psi = h-z$ ) [L];
- z        carga de elevación [L];
- $k_i$         permeabilidad intrínseca del medio [L<sup>2</sup>];
- $\rho$         densidad del fluido activo (es decir, agua) [M/L<sup>3</sup>];
- g        aceleración gravitacional [L/T<sup>2</sup>];
- h        carga hidráulica total (igual a la suma del promedio de la carga de presión de agua - poro,  $\psi$ , y la carga de elevación, z [L];
- $n_e$         porosidad del medio (volumen de vacíos / volumen total del medio) [adimensional];

## APENDICE I

- $\mu$  viscosidad dinámica del agua [M / LT];
- $x_i$  coordenada espacial [L], y
- $k_i(\psi)$  conductividad hidráulica en función de la carga de presión de agua –poro [L / T].

La ecuación de continuidad representa la conservación de la masa en el flujo del fluido a través de un volumen elemental del medio poroso. Esta ecuación tiene la forma (Freeze, 1978):

$$\frac{\partial(n_e \rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(n_e \rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(n_e \rho v_z)}{\partial z} = \frac{\partial h}{\partial t} \left[ \rho n_e \frac{\partial \Theta}{\partial h} + \rho \Theta \frac{\partial n_e}{\partial h} + n_e \Theta \frac{\partial \rho}{\partial h} \right]$$

donde

- $\Theta$  saturación de la tierra (volumen de agua / volumen de vacíos) [adimensional], y
- t tiempo [T].

Los términos entre corchetes en la parte derecha de la ecuación de continuidad describe las propiedades del almacenamiento del medio. Estas cuenta de los cambios de líquidos almacenados en el volumen elemental debido a los cambios en la saturación del suelo ( $\Theta$ ), los cambios en el espacio poroso del suelo ( $n_e$ ), y la compresión o la expansión del líquido (cambios en la densidad del fluido,  $\rho$ ).

### ➤ MFI

**Melt Flow Index (MFI)**, índice de fluidez o índice de fluencia.

**MFI**—Datos de entrada para los programas MODFLOW, MODPATH, y MOC3D.

El programa **MFI** es la entrada de datos del modelo modular de flujo de agua subterránea de diferencia finita tridimensional comúnmente mencionada en MODFLOW para la Revisión Geológica de E.U. **MFI** es diseñado por su fácil uso y por ser portátil. Esto también puede ser usado en conjunción con otros programas de modo que las partes diferentes de un conjunto de datos del modelo puedan ser usadas en el programa más conveniente. Los datos entran interactivamente en MFI por una serie de pantallas muestra.

### ➤ Micro FEM

Programa de elementos finitos para acuíferos múltiples en estado estacionario y modelado de flujo transitorio de agua subterránea.

**Micro FEM** es un conjunto de varios programas que le llevará a través de todo el proceso de modelado de las aguas subterráneas, a partir de la generación de una malla a través de las fases de pre–procesamiento, cálculo, post–proceso, y el trazado de la interpretación gráfica. Acuíferos confinados, semiconfinados, freáticos y sistemas de acuíferos múltiples semiconfinados se pueden simular con un máximo de 16 acuíferos. El número máximo de nodos es 12,500. No se establecen limitaciones para el número de pozos.

Una de las principales características de **Micro FEM** es la interfaz de uso fácil. El completo control de los gráficos hace de alguna manera que se consuma

## APENDICE I

mucho tiempo y sea propenso a errores en el proceso de modelo de parámetros de entrada más fácil. Lo mismo es cierto para la interpretación de los resultados, la visualización de los contornos, líneas de flujo, vectores de flujo, etc., se logra con un par de pulsaciones de teclado. Los resultados se pueden guardar en formato HPGL y DXF.

Su capacidad, flexibilidad y facilidad de uso han hecho de **Micro FEM** uno de los paquetes de modelado de aguas subterráneas más utilizados.

### ➤ **MMA**

**MMA**—A Computer Code for Multi-Model Analysis (Código del Ordenador para el Análisis del Multi-modelo).

**MMA** puede ser usado para evaluar los resultados de los modelos alternativos de un solo sistema usando el mismo conjunto de observaciones para todos los modelos. Mientras las observaciones, la ponderación de la observación, y el sistema representado son los mismos, los modelos pueden diferenciarse de casi cualquier modo imaginable. Múltiples modelos pueden ser calibrados por la regresión no lineal o por otro método. Cualquier calibración tiene que ser completada antes del uso del **MMA**.

**MMA** puede ser usado para clasificar los modelos y calcular las probabilidades de modelos posteriores. Estos pueden ser usados para (1) determinar la importancia relativa de las características incorporadas en los modelos alternativos, (2) calcular el promedio de las estimaciones del parámetro y las predicciones del modelo, y (3) cuantificar la incertidumbre de las estimaciones del parámetro y las predicciones en una trayectoria que integra las variaciones representadas por los modelos alternativos.

### ➤ **MOC**

**MOC**—Two-dimensional method-of-characteristics groundwater flow and transport model—Método de características del modelo de flujo y transporte de aguas subterráneas en dos dimensiones.

Este modelo simula el transporte de solutos en corrientes de aguas subterráneas. Es aplicable en problemas que implican el flujo en estado estacionario o transitorio en una o dos dimensiones. El modelo calcula los cambios en la concentración con el tiempo causada por los procesos de transporte advectivo, dispersión hidrodinámica, mezclando o diluyendo las fuentes del fluido, y ciertos tipos de reacciones químicas (la reacción de gasto irreversible de primer orden o la desorción/sorción controlada por equilibrio y el cambio de ion). Los gradientes de densidad, viscosidad, y temperatura del fluido son asumidos para no afectar la distribución de la velocidad. Sin embargo, el acuífero puede ser heterogéneo y anisotrópico. Este es uno de los modelos más usados para problemas de transporte de solutos.



## APENDICE I

### ➤ MOC3D

**MOC3D**—Three—dimensional method—of—characteristics groundwater flow and transport model—Método de características del modelo de flujo y transporte de aguas subterráneas en tres dimensiones.

Este modelo simula el transporte de solutos en corrientes de aguas subterráneas. El modelo calcula los cambios en la concentración de una sustancia química disuelta con el tiempo que son causados por transporte advectivo, dispersión hidrodinámica (incluyendo tanto dispersión mecánica como difusión), mezclando (o diluyendo) el fluido en las fuentes, y reacciones químicas matemáticamente simples (incluyendo la sorción lineal, que es representada por un factor de retraso, y decaimiento). El modelo también puede simular la edad del transporte de agua subterránea y los efectos de doble porosidad y el crecimiento/pérdida de orden cero.

Las ecuaciones de flujo de agua subterránea y velocidad intersticial usada en MOC3D están dadas por Konikow et al. (1996), la cual es:

$$\frac{\partial(\varepsilon C)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_b \bar{C})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\varepsilon C V_i) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \varepsilon D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \sum C' W + \lambda(\varepsilon C + \rho_b \bar{C}) = 0$$

donde

- C concentración volumétrica (masa de sólidos por unidad de volumen del fluido)
- $\rho_b$  densidad del material del acuífero (masa de sólidos por unidad de volumen del acuífero)
- $\bar{C}$  concentración de masa de solutos sorbidos contenidos sobre o dentro del material sólido del acuífero (masa del soluto por unidad de masa del material del acuífero)
- $\varepsilon$  porosidad efectiva (adimensional)
- V vector de componentes intersticiales del fluido en la velocidad
- D tensor de coeficientes de dispersión de segundo grado
- W sumidero volumétrico del fluido ( $W < 0$ ), o fuente del fluido ( $W > 0$ )  
gasto por unidad de volumen del acuífero.
- C' concentración volumétrica en el sumidero/fuente del fluido
- $\lambda$  razón de decaimiento
- t tiempo
- $x_i$  coordenadas cartesianas

### ➤ MOC DENSE

**MOC DENSE**—A two—constituent solute transport model for ground water having variable density—Modelo de transporte de solutos de dos componentes que tienen densidad variable para aguas subterráneas.

Este modelo simula el transporte de soluto en corrientes de aguas subterráneas. Es aplicable a problemas de secciones transversales en dos dimensiones, que implican aguas subterráneas con densidad constante o variable. El modelo

## APENDICE I

calcula cambios en la concentración causadas con el tiempo por los procesos de transporte advectivo, dispersión hidrodinámica, mezclando o diluyendo fluidos fuentes. Las concentraciones de dos solutos independientes pueden ser modeladas simultáneamente. La temperatura se asume constante, pero la densidad y viscosidad del fluido son asumidas para una función lineal del primer soluto especificado. Si un segundo soluto es especificado, se asume ser una cantidad de rastro tal que esto no afecta la densidad o viscosidad del fluido. El acuífero puede ser heterogéneo y anisotrópico. El modelo ha sido usado sobre todo en los estudios de intrusión salina o plumas de contaminación densa. El modelo fue documentado por Sanford y Konikow (1985).

**MOC DENSE** es un modelo de flujo de agua subterránea de densidad variable y transporte de soluto. Esta versión de MOC DENSE simula el flujo en un plano transversal, en lugar de la zona en avión.

**MOC DENSE** es un modelo de corte transversal de dos dimensiones, para el análisis de la intrusión de agua salada. Se simula conservador el transporte de soluto y dispersión de uno o dos componentes en un sistema de agua subterránea que dependen de la densidad del flujo. El modelo es una versión modificada del modelo USGS-2D-TRANSPORT/MOC por Konikow y Bredehoeft (1978), que utiliza métodos de diferencias finitas y el método de características para resolver las ecuaciones de flujo y transporte, respectivamente. **MOC DENSE** se resuelve por la presión de fluido en lugar de la carga hidráulica a causa de la inclusión de la densidad variable. Las ecuaciones de flujo y transporte se resuelven en un acoplamiento así la densidad se considera una función de la concentración de uno de los constituyentes. Puede manejar recargas variables, acuíferos no homogéneos, espesor variable del acuífero, y condiciones de frontera complejas. **MOC DENSE** se puso a prueba en un problema idealizado de intrusión de agua de mar para el cual Henry (1964) desarrolló una solución analítica. Los resultados fueron casi idénticos a los de otros modelos numéricos de prueba sobre el mismo problema.

### ➤ MODBRNCH

**MODBRNCH-MODFLOW/BRANCH** coupled flow model-Modelo de flujo MODFLOW/BRANCH acoplado.

Las interacciones superficie-agua subterránea pueden ser simuladas por la pareja modular BRANCH y USGS, tridimensional, modelos de flujo en diferencias finitas de agua subterránea (MODFLOW-96), llamado MODBRNCH. MODFLOW-96 simula el flujo estable y no estable en un sistema de flujo irregularmente formado en el cual las capas del acuífero pueden ser confinado, no confinado, o una combinación de confinado y no confinado. BRANCH simula el flujo estable o inestable solo en un alcance de canal abierto (rama) o en todas partes del sistema de ramas (red) conectadas a un modelo dentrítico o de ciclos solucionando las ecuaciones de continuidad e ímpetu para el flujo del río en una dimensión. Los flujos del canal del acuífero son el escape a través de una capa confinada o el nivel del río. El cómputo de este escape en el agua subterránea y

## APENDICE I

la red fluvial superficial permite a estos procesos ser acoplados para objetivos de simulación.

### ➤ **Model Viewer**

**Model Viewer** es un programa de computadora que muestra los resultados en tres dimensiones de los modelos de agua subterránea. Los datos escalares (como la carga hidráulica o la concentración de soluto) se pueden mostrar como un sólido o un conjunto de mismas superficies, utilizando un espectro de color rojo–azul que represente un rango de valores escalares. El vector de datos (como la velocidad o descarga específica) están representados por las líneas orientadas a la dirección del vector y a escala de la magnitud de los vectores. El **Model Viewer** también puede mostrar trayectorias, celdas o nodos que representan el modelo de características tales como arroyos y pozos, y auxiliares de objetos gráficos tales como la red de líneas y ejes de coordenadas. Los usuarios pueden marcar en el modelo de red las diferentes orientaciones para examinar la estructura interior de los datos. Por simulaciones transitorias, el **Model Viewer** puede estimular el tiempo en la evolución de la simulación de cantidades. La versión actual (1.0) del **Model Viewer** se ejecuta en Microsoft Windows 95, 98, NT y los sistemas operativos 2000, y apoya a los siguientes modelos: MODFLOW–2000, MODFLOW–2000 con Proceso de Transporte de Agua Subterránea, MODFLOW-96, MOC3D (Versión 3.5), MODPATH, MT3DMS, y SUTRA (Versión 2D3D.1). El **Model Viewer** está diseñado para leer directamente archivos de entrada y salida de estos modelos, por lo tanto, reducir al mínimo la necesidad de post-proceso adicional. Este informe ofrece una visión general del **Model Viewer**.

### ➤ **MODFE**

**MODFE**–Modular finite element model for areal and axisymmetric groundwater flow problems–Modelo modular de elemento finito para problemas de flujo y ejes simétricos de agua subterránea regionales.

El programa Modular de Elemento Finito de ordenador digital (**MODFE**) fue desarrollado para proporcionar soluciones a los problemas de agua subterránea basados en las ecuaciones gobernantes que describen dos dimensiones y el flujo radial del eje simétrico en medios porosos. La documentación se divide en tres partes y describe las características hidrológicas y las funciones de **MODFE**, las ecuaciones de elemento finito utilizadas en el modelo y las descripciones de las sub-rutinas y programas utilizados.

**MODFE** es un modelo modular de elementos finitos en 2D para la simulación de flujo de agua subterránea en estado estacionario o transitorio regional, transversal, y eje simétrico. Las características geométricas e hidrológicas del acuífero en dos dimensiones espaciales son representadas por elementos finitos triangulares y funciones de base lineales; elementos finitos y funciones de base lineales representan el tiempo. Las ecuaciones de la matriz de elementos finitos

## APENDICE I

se resuelven por el método directo simétrico Doolittle o por Choleski iterativo modificado, incompleto, el método del gradiente conjugado.

### ➤ **MODFLOW, MODFLOW-2005 y programas relacionados**

**MODFLOW**–Modular three-dimensional finite-difference groundwater model–Modelo modular de agua subterránea de diferencia finita tridimensional.

**MODFLOW–2005** simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregular formado en el cual las capas acuíferas pueden ser confinadas, no confinadas, o una combinación de confinado y no confinado. Las presiones externas del flujo, como el flujo de pozos, recarga regional, evapotranspiración, flujo de alcantarillado, y el flujo a través del cause, pueden ser simulados. Las conductividades hidráulicas o transmisividades para cualquier capa pueden diferenciarse espacialmente y ser anisotrópicos (restringiendo las direcciones principales alineadas con los ejes de la malla), y el coeficiente de almacenamiento puede ser heterogéneo. Las cargas específicas y fronteras de flujo específicas pueden ser simuladas como carga de flujo dependiente a través de la frontera externa del modelo que permite al agua ser suministrada a un bloque de frontera en el área modelada con un gasto proporcional a la carga de corriente diferenciada entre "una fuente" de agua fuera del área modelada y el bloque de frontera. Además de simular el flujo de agua subterránea, el alcance de **MODFLOW–2005** se ha ampliado para incorporar capacidades relacionadas como el transporte de soluto y la dirección de agua subterránea; sin embargo, esta distribución incorpora sólo las partes de flujo de agua subterránea en **MODFLOW**.

El modelo de flujo de agua subterránea (**MODFLOW**) por Harbaugh y otros (2000) y Harbaugh (2005) es un programa modular del ordenador diseñado para permitir la adición de la capacidad de simulación sin la modificación a fondo del actual programa. Hoffmann y otros (2003) documentó que el paquete SUB para **MODFLOW** es para simular la compactación y hundimiento del sistema acuífero. Una premisa fundamental del paquete SUB es que una disminución en la carga en un acuífero resulta en un aumento de la igualdad efectiva de estrés,  $\sigma$ . En el nivel del agua en los acuíferos (no confinados), un cambio en los cambios de carga tanto la presión de los poros, y estrés geostático,  $\sigma$ , y un cambio en la carga no produce igual pero en sentido opuesto, el cambio en el estrés efectivo. Leake (1991, 1992) desarrolló el Paquete de almacenamiento intercapa versión 3 (IBS3) para **MODFLOW** para simular en el sistema acuífero mejor la compactación de los acuíferos en que el estrés puede variar. Para este estudio, el paquete IBS3 ha sido modificado y actualizado como la el paquete de Subsistencia y Sistema Acuífero (SUB–WT) para los niveles del agua para el uso con MODFLOW–2000 (Harbaugh y otros, 2000) y **MODFLOW–2005** (Harbaugh, 2005). El programa **MODFLOW** resuelve una forma tridimensional de la ecuación de flujo de agua subterránea:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

## APENDICE I

donde

$x, y, z$  las coordenadas cartesianas, alineadas a lo largo de los ejes principales del tensor de la conductividad hidráulica;

$K_{xx}, K_{yy}, K_{zz}$ , las principales componentes del tensor de conductividad hidráulica;

$h$  carga hidráulica;

$W$  flujo volumétrico por unidad de volumen de las fuentes y (o) sumideros de agua;

$S_s$  almacenamiento específico de los acuíferos, y

$T$  tiempo.

$S_s$  se toma como un escalar implícitamente requiere de compresibilidad del esqueleto que se isotrópica (Helm, 1987). En **MODFLOW**, la ecuación se aproximó con diferencias finitas.

### ➤ **MODFLOW-88**

**MODFLOW** es un modelo de flujo de agua subterránea de diferencia finita tridimensional. Esto tiene una estructura modular que le permite ser fácilmente modificado para adaptar el código de uso particular. Muchas nuevas capacidades han sido añadidas al modelo original. Esta versión incluye todas las capacidades principales que fueron documentadas desde septiembre de 1996.

**MODFLOW** simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregularmente formado en el cual las capas acuíferas pueden ser confinadas, no confinadas, o una combinación de confinado y no confinado. Las presiones externas del flujo, como el flujo de pozos, recarga regional, evapotranspiración, flujo de alcantarillado, y el flujo a través del cauce, pueden ser simulados. Las conductividades hidráulicas o transmisividades para cualquier capa pueden diferenciarse espacialmente y ser anisotrópicas (restringiendo las direcciones principales alineadas con los ejes de la malla y la proporción de anisotropía entre direcciones de coordenadas horizontales que es fijada en cualquier capa), y el coeficiente de almacenamiento puede ser heterogéneo. El modelo requiere la entrada de la proporción de conductividad hidráulica vertical para la distancia entre centros de bloque verticalmente adyacentes. Las cargas específicas y fronteras de flujo específicas pueden ser simuladas como carga dependientes del flujo a través de la frontera externa del modelo que permite al agua ser suministrada a un bloque de frontera en el área modelada con una razón proporcional a la carga de corriente a diferencia entre "una fuente" de agua fuera del área modelada y el bloque de frontera. **MODFLOW** es actualmente el modelo numérico más usado en la Revisión Geológica de E.U. para problemas de flujo de agua subterránea. Un programa de contorno eficiente está disponible (Harbaugh, 1990) para visualizar cargas y niveles de salida para el modelo.

## APENDICE I

### ➤ MODFLOW-96

**MODFLOW** es un modelo de flujo de agua subterránea de diferencia finita tridimensional. Esto tiene una estructura modular que le permite ser fácilmente modificado para adaptar el código de uso particular. Muchas nuevas capacidades han sido añadidas al modelo original. OFR 96-485 documenta una actualización general a **MODFLOW**, que llaman **MODFLOW-96** para distinguirlo de versiones anteriores.

**MODFLOW** simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregularmente formado en el cual las capas acuíferas pueden ser confinadas, no confinadas, o una combinación de confinado y no confinado. Las presiones externas del flujo, como el flujo de pozos, recarga regional, evapotranspiración, flujo de alcantarillado, y el flujo a través del cause, pueden ser simulados. Las conductividades hidráulicas o transmisividades para cualquier capa pueden diferenciarse espacialmente y ser anisotrópicas (restringiendo las direcciones principales alineadas con los ejes de la malla y la proporción de anisotropía entre direcciones de coordenada horizontales fijada en cualquier capa), y el coeficiente de almacenamiento puede ser heterogéneo. El modelo requiere la entrada de la proporción de conductividad hidráulica vertical para la distancia entre los centros de bloque verticalmente adyacentes. Las cargas específicas y fronteras de flujo específicas pueden ser simuladas como carga de flujo dependiente a través de la frontera externa del modelo que permite al agua ser suministrada a un bloque de frontera en el área modelada en una razón proporcional a la carga de corriente a diferencia entre "una fuente" de agua fuera del área modelada y el bloque de frontera. **MODFLOW** es actualmente el modelo numérico más usado en la Revisión Geológica de E.U. para problemas de flujo de agua subterránea. Un programa de contorno eficiente está disponible (Harbaugh, 1990) para visualizar cargas y niveles de salida para el modelo.

### ➤ MODFLOWP

**MODFLOWP-Parameter-estimation** version of the modular model-Versión de valoración del parámetro del modelo modular.

Este programa es una nueva versión de la Revisión Geológica de E.U., tridimensional, de diferencia finita, el modelo de flujo de agua subterránea (MODFLOW), que, con el nuevo Paquete de Valoración de parámetro, puede ser usado para estimar parámetros por regresión no lineal. Lllaman **MODFLOWP** a la nueva versión de MODFLOW y funciona casi de modo idéntico a MODFLOW cuando el Paquete de Valoración de parámetro no es usado. Los parámetros se usaban para calcular las entradas del modelo siguiente de MODFLOW que pueden ser estimadas por: capas de transmisividad, almacenamiento, coeficiente de almacenamiento, conductividad hidráulica, y rendimiento específico; filtración vertical; anisotropía horizontal y vertical; conductancia hidráulica del Río, rutas del flujo de corriente, Frontera General de Carga, y Paquetes de Desagüe; recarga regional; máxima evapotranspiración; bombeo; y

## APENDICE I

carga hidráulica en fronteras de carga constante. Casi cualquier variación espacial en parámetros puede ser definida por el usuario. Los datos se usaron para estimar los parámetros que pueden incluir las estimaciones independientes de valores de parámetros existentes, observaciones de cargas hidráulicas o cambios temporales de cargas hidráulicas, y observar beneficios y pérdidas a lo largo de las fronteras de cargas dependientes. El modelo de salida incluye la estadística para analizar los parámetros estimados del modelo; éstas estadísticas pueden ser usadas para cuantificar la fiabilidad de los resultados del modelo, sugerir cambios en la construcción del modelo, y comparar los resultados del modelo contruidos de diferentes maneras.

### ➤ **MODFLOW–SURFACT**

**MODFLOW–SURFACT**–Flujo de agua subterránea y modelo de transporte de contaminantes basado en MODFLOW.

Un nuevo modelo de flujo y transporte, **MODFLOW–SURFACT**, se basa en el código MODFLOW USGS, el más usado en el código de flujo de agua subterránea en el mundo. MODFLOW, sin embargo, tiene ciertas limitaciones en el campo de la simulación de problemas complejos. Módulos computacionales adicionales han sido incorporados para aumentar la capacidad de simulación y de la robustez. **MODFLOW–SURFACT** es una perfecta integración de los módulos de flujo y de transporte.

### ➤ **MODFLOWT**

**MODFLOWT** es una versión mejorada del modelo MODFLOW de la USGS que incluye paquetes para simular transporte de contaminantes advectivo–dispersivo. Completamente tridimensional, **MODFLOWT** simula el transporte de uno o más especies objeto de adsorción y decaimiento a través de advección y dispersión. **MODFLOWT** realiza simulaciones de agua subterránea utilizando transporte transitorio con flujo en estado estacionario, transitorio, o períodos sucesivos de flujo en estado de estacionario. El conjunto de datos de flujo de agua subterránea fue creada para el programa MODFLOW original sin alteración en la función **MODFLOWT**; por lo tanto, la extensión de los proyectos de modelado para simular el transporte de contaminantes es mucho más fácil utilizando **MODFLOWT** que cualquier otro modelo disponible comercialmente. **MODFLOWT** está ampliamente probado, y se ha marcado puntos de referencia en contra de otros códigos de transporte incluidos MT3D, SWIFT y FTWORK. Un enfoque pragmático y transporte de contaminantes se ha incorporado en **MODFLOWT** que permite tres valores distintos de dispersividad direccional, de múltiples productos químicos y un tratamiento riguroso del tensor de dispersión hidrodinámica.

## APENDICE I

### ➤ **MODEOPTIM**

**MODEOPTIM** es un modelo de calibración y herramienta de direccionamiento no lineal de agua subterránea que simula el flujo con MODFLOW-96 como una subrutina. La función objetivo de la suma de los cuadrados de pesos define soluciones óptimas para problemas de dirección y calibración. Los niveles del agua, descargas, calidad del agua, hundimiento, y gastos de bombeo elevado son los cinco tipos de observación directas que pueden ser comparados en **MODEOPTIM**. Las diferencias entre la observación directa del mismo tipo pueden ser comparadas para encajar los cambios de gradientes temporales y espaciales. Los niveles de agua en los pozos de bombeo, el almacenamiento en la perforación de los pozos de observación, y la traducción de rotación de los pozos de observación también se pueden comprar. Desigualmente pesados son los residuos negativos y positivos así como desiguales las restricciones tales como las concentraciones máximas de cloruro o niveles de agua mínimos se pueden incorporar a la función objetivo. Los parámetros de optimización son definidos con matrices de zonas y parámetros de peso. El cambio de parámetro es estimado interactivamente con un algoritmo cuasi Newton y esta limitado a un usuario definido el cambio máximo de parámetro por iteración. Los parámetros que son menos sensibles que un umbral definido por el usuario no son estimados. **MODEOPTIM** facilita más pruebas a modelos conceptuales mediante la aceleración de la calibración de cada modelo conceptual. **MODEOPTIM** se aplica por ejemplo a los análisis de prueba del acuífero, la dirección de agua subterránea, y problemas de valoración de parámetro son presentados.

### ➤ **MODPATH**

**MODPATH**—A particle-tracking postprocessor model for MODFLOW—Un post-procesador que modela el seguimiento de la partícula para MODFLOW.

**MODPATH** es un paquete que post-procesa el rastreo de la partícula desarrollado para calcular trayectorias de flujo tridimensionales que emplean la salida de simulaciones de flujo de estado estacionario o transitorio de agua subterránea en MODFLOW, para el modelo de flujo de agua subterránea de diferencia finita de la Revisión Geológica de E.U. El paquete del seguimiento de la partícula consiste en dos códigos del ordenador de lenguaje Fortran: (1) **MODPATH**, que calcula trayectorias de la partícula, y (2) el **MODPATH-PLOT**, que muestra los resultados gráficamente.

**MODPATH** usa un esquema semi-analítico del seguimiento de la partícula que permite a la expresión analítica de la trayectoria de flujo de la partícula ser obtenido dentro de cada celda de la malla de diferencia finita. Las trayectorias de partícula son calculadas por el seguimiento de las partículas de una celda a la siguiente hasta que la partícula alcance un límite, un sumidero/fuente interno, o satisfaga algún otro criterio de terminación.

**MODPATH** es un código de seguimiento de partículas que se usa en conjunción con MODFLOW. Después de ejecutar una simulación en MODFLOW, el usuario puede designar la ubicación de un conjunto de partículas. Las partículas son



## APENDICE I

rastreados a través del tiempo suponiendo que se transportan por advección utilizando el campo de flujo calculada por MODFLOW. Las partículas pueden ser rastreados ya sea en el tiempo o retroceder en el tiempo. Debido a la interfaz de uso fácil en el GMS, un conocimiento profundo de **MODPATH** no está obligado a hacerlo de manera eficaz rastreo de partículas en GMS. Partículas de seguimiento de los análisis son especialmente útiles para la delimitación de zonas de captura o de las zonas de influencia de los pozos.

**MODPATH** fue desarrollado por los EE.UU. Geological Survey. La versión 4,2 de **MODPATH** se apoya en GMS. La versión de **MODPATH** GMS es distribuido con la versión original de dominio público distribuidas por la USGS, con ligeras modificaciones para dar cabida a GMS.

### ➤ **MS-VMS**

**MS-VMS** es un proceso del sistema de modelado de flujo de agua subterránea y transporte de contaminante basado en MODFLOW. El modulo de la USGS del modelo de flujo de agua subterránea, MODFLOW, es el más usado en modelos de flujo de agua subterránea en el mundo. Pero en su forma original, MODFLOW tiene ciertas limitaciones y no puede utilizarse para simular algunos problemas complejos que se plantean periódicamente por modeladores, hidrogeólogos, e ingenieros en el campo. En primer lugar, su compleja estructura de datos hace que la entrada / salida sea un proceso sumamente engorroso, sobre todo cuando participan varias simulaciones para la calibración, análisis de sensibilidad, y las investigaciones en curso. En segundo lugar, MODFLOW ha limitado la capacidad en la simulación de varias situaciones que ocurren comúnmente que necesitan de investigación. **MS-VMS** supera estas dificultades al ofrecer un entorno sin fisuras de modelado visual para la preparación rápida de los datos y la interpretación usando Groundwater Vistas para MODFLOW-SURFACT; presentación de gráficos y animaciones de los modelos de datos de dos y tres dimensiones y resultados utilizando una interfaz de Tecplot (TIF) para Tecplot, y módulos adicionales para MODFLOW para mejorar sus capacidades del modelado físico y numérico proporcionada por MODFLOW-SURFACT.

### ➤ **MT3DMS**

El nuevo modelo de transporte de masa se conoce como **MT3DMS**, donde MT3D representa el Modelo de Transporte Modular, y MS denota la estructura de múltiples especies adicionadas al paquete de reacciones. El **MT3DMS** tiene un amplio conjunto y capacidades para la simulación de advección, dispersión/difusión y reacciones químicas bajo condiciones hidrogeológicas generales.

El **MT3DMS** es el único que incluye tres clases principales de técnicas de solución de Transporte (el método estándar de diferencias finitas, la partícula de seguimiento basado en métodos de Euler-Lagrange, y el método de volumen finito de alto orden TVD) en un código único. Dado que ninguna técnica

## APENDICE I

numérica ha sido eficaz para todas las condiciones de transporte, la combinación de éstas técnicas de solución, cada una con sus propias fortalezas y limitaciones, los autores creen que ofrece el mejor enfoque para la solución de la más amplia para los problemas de transporte con eficiencia y precisión.

El **MT3DMS** incluye una formulación implícita que resuelve con un programa de solución eficiente y versátil. El programa de solución iterativa se basa en el gradiente conjugado generalizado (GCG), con tres opciones de métodos de pre-acondicionamiento y el régimen de aceleración Lanczos/ORTHOMIN para matrices no simétricas. Si el solucionador GCG se selecciona, la dispersión, sumidero/fuente, y las condiciones de reacción se resuelven sin ninguna limitación implícita a la estabilidad. Para el término de advección, el usuario tiene la opción de seleccionar cualquiera de los regímenes de solución disponibles, incluido el método estándar de diferencias finitas, la partícula de seguimiento basado en los métodos de Euler-Lagrange, y el método TVD.

**MT3DMS** es implementado con la formulación de dominio dual para modelar el transporte de masa. Con ésta formulación, el medio poroso consta de dos dominios distintos, el dominio móvil, donde el transporte es principalmente por advección y un dominio inmóvil, donde el transporte es predominantemente por difusión molecular. En lugar de una sola porosidad efectiva para cada celda del modelo, se usan dos porosidades, una para el dominio móvil y la otra para el dominio inmóvil, para caracterizar el medio poroso. El intercambio entre los dominios móvil e inmóvil, se especifica por un coeficiente de transferencia de masa. El dominio dual del modelo advectivo-difusivo puede ser más apropiado para modelar el transporte en medios fracturados o medios porosos extremadamente heterogéneos.

**MT3DMS** puede ser utilizado para simular los cambios en las concentraciones de contaminantes en las aguas subterráneas teniendo en cuenta la advección, dispersión, difusión, y algunas de las reacciones químicas básicas, con varios tipos de condiciones de frontera y de fuentes externas o sumideros. Las reacciones químicas incluidas en el modelo son de equilibrio controlado o la tasa de absorción-lineal o no lineal limitada y reacciones cinéticas irreversibles o reversibles de primer orden. Cabe señalar que el paquete de reacción química básico incluida en MT3DMS está destinado a una sola especie de sistemas. Un paquete adicional de reacción como RT3D (Clement 1997) o de SEAM3D (Widdowson y Waddill 1997) se debe utilizar el modelo más sofisticado de reacciones múltiples. MT3DMS puede acomodar esquemas de discretización espacial muy general y condiciones de frontera de transporte, incluyendo: (a) capas de acuíferos confinados, libres o variable de acuífero confinado/libre, (b) capas inclinadas y grosor variable dentro de la misma celda del modelo, (c), concentración específica o fronteras del flujo de masa, y (d) los efectos del transporte de solutos de fuentes hidráulicas externas y de los sumideros, como pozos, desagües, ríos, la recarga de área, y la evapotranspiración.

La ecuación diferencial parcial que describe el destino y transporte de  $k$  especies de contaminantes en 3-D, los sistemas de flujo transitorio del agua subterránea puede ser escrito de la siguiente manera:

## APENDICE I

$$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta v_i C^k) + q_s C_s^k + \sum R_n$$

donde:

- $\theta$  porosidad del medio, adimensional
- $C^k$  concentración disuelta de  $k$  especies,  $ML^{-3}$
- $t$  tiempo,  $T$
- $x_{ij}$  distancia a lo largo de los ejes cartesianos,  $L$
- $D_{ij}$  coeficiente del tensor de dispersión hidrodinámica,  $L^2T^{-1}$
- $v_i$  velocidad de filtración o lineal,  $LT^{-1}$ ; esto es relacionado con la descarga específica o el flujo de Darcy a través de la relación,  $v_i = q_i / \theta$
- $q_s$  velocidad de flujo volumétrico por unidad de volumen del acuífero que representa fuentes (positivo) y sumideros (negativo)
- $C_s^k$  concentración del flujo de la fuente o sumidero para la especie  $k$ ,  $ML^{-3}$
- $\sum R_n$  término de reacción química,  $ML^{-3}T^{-1}$

### ➤ OPR–PPR

**OPR–PPR–A** Computer Program for Assessing Data Importante to Model Predictions Using Linear Statistics–Un Programa del ordenador para Evaluar la Importancia de los Datos para Modelar Predicciones Usando Estadística Lineal. El programa **OPR–PPR** calcula la Predicción de la Observación (**OPR**) y la Predicción de Parámetros (**PPR**) estadísticos que se pueden utilizar para evaluar la importancia relativa de los diversos tipos de datos para simular predicciones. Los datos considerados corresponden a tres categorías: (1) observaciones existentes, (2) posibles observaciones, y (3) la información acerca de los posibles parámetros. Las dos primeras están dirigidas por el **OPR** estadístico, la tercera está dirigida por el **PPR** estadístico. Las estadísticas se basan en la teoría lineal y la medida de la influencia de los datos, que depende de la ubicación, el tipo, y posiblemente el tiempo de los datos que se está considerando. Por ejemplo, en un sistema de agua subterránea del tipo de datos podría ser una medición de carga en un determinado lugar y tiempo. Como medida de presión, las estadísticas no tienen en cuenta el valor de la medición. Como medidas lineales, los estadísticos **OPR** y **PPR** requieren mínimo esfuerzo computacional una vez que se han calculado las sensibilidades. Las sensibilidades necesitan ser calculadas para un solo conjunto de valores de parámetros; comúnmente estos son los valores estimados a través de modelos de calibración. El **OPR–PPR** puede calcular las estadísticas **OPR** y **PPR** para cualquier modelo matemático que produce los archivos de entrada **OPR–PPR** necesarios.

El método utilizado para calcular las estadísticas **OPR** y **PPR** se basa en la ecuación lineal para la predicción de la desviación estándar. El uso de las

## APENDICE I

sensibilidades y otro tipo de información, el **OPR–PPR** calcula (a) el porcentaje de aumento en la predicción de la desviación estándar de los resultados, en la que uno o más observaciones existentes se omiten en el conjunto de datos de la calibración, (b) el porcentaje de disminución en la predicción de la desviación estándar de los resultados cuando uno o más posibles observaciones se añaden a la base de datos de la calibración, o (c) el porcentaje de disminución en la predicción de la desviación estándar de los posibles resultados cuando la información sobre uno o más parámetros, se añade.

### ➤ **PART**

El programa del ordenador **PART** usa flujo de corriente que se divide para estimar el registro diario de descarga de agua subterránea bajo el registro del flujo de corriente. El método designa la descarga del agua subterránea para ser igual al flujo de corriente durante los días que encajan una exigencia de recesión del antecedente, directamente interpola la descarga del agua subterránea para otros días, y es aplicado a un período de protocolo largo para obtener una estimación del gasto medio de descarga de agua subterránea.

### ➤ **PHAST**

El programa del ordenador **PHAST** simula el transporte de soluto multicomponente, reactivo en sistemas de flujo de agua subterránea tridimensionales saturados. **PHAST** es un flujo de agua subterránea versátil y simulador de transporte de solutos con capacidades de modelar una amplia gama de reacciones geoquímicas en equilibrio y cinéticas. Los cálculos de flujo y transporte están basados en una versión modificada de HST3D restringiendo la densidad constante del fluido y la temperatura constante. Las reacciones geoquímicas son simuladas con el modelo geoquímico PHREEQC, que esta integrado en **PHAST**.

### ➤ **PHREEQC, PHREEQCI y modelos relacionados**

**PHREEQC** es un programa del ordenador escrito en el lenguaje de programación C que es diseñado para realizar una amplia variedad de cálculos geoquímicos acuosos a bajas temperaturas. **PHREEQC** está basado en un modelo de una asociación acuosa de ión y tiene capacidades para (1) cálculos de índice de saturación y especialización; (2) la reacción por lotes y los cálculos de transporte unidimensionales implicando reacciones reversibles, que incluyen acuoso, mineral, gas, solución sólida, superficie compleja, y el equilibrio de cambio de ión, y reacciones irreversibles, que incluyen las transferencias de reactantes especificadas en mol, reacciones cinéticamente controladas, mezcla de soluciones, y cambios de temperaturas; y (3) el modelado inverso, que encuentra conjuntos de transferencias de minerales y gas en moles que

## APENDICE I

representan diferencias en composición entre las aguas, dentro de límites de incertidumbre compositivos especificados.

La Versión 2 de **PHREEQCI** es una interfaz gráfica completa para el usuario basada en Windows en el programa del ordenador geoquímico **PHREEQC** (Versión 2). **PHREEQCI** puede ser usado interactivamente para realizar todas las capacidades de modelado de la especialización de **PHREEQC**, reacción por lotes, transporte de reactivos unidimensionales, y el modelado inverso.

Los datos para **PHREEQCI** pueden ser leídos de un archivo de entrada de **PHREEQC**, introducidos por un editor en línea, o introducidos por la pantalla de entrada. Cada bloque de datos de palabra clave de **PHREEQC** tiene una pantalla de entrada correspondiente con cristales etiquetados para la entrada de todos los datos relacionados con la palabra clave. La ecuación advección–reacción–dispersión es:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v \frac{\partial C}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\partial q}{\partial t}$$

donde

- C concentración en el agua (mol / kgw),
- t tiempo (s),
- v velocidad del flujo de agua en el poro (m / s),
- x distancia (m),
- $D_L$  coeficiente de dispersión hidrodinámica [ $m^2 / s$   $D_L = D_e + \alpha_L v$ ,
- $D_e$  coeficiente de difusión efectivo, y
- $\alpha_L$  dispersividad (m)], y
- Q concentración en la fase sólida (expresado en mol / kgw en los poros).

El término  $-v \frac{\partial C}{\partial x}$  representa el transporte advectivo,  $D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$  representa el transporte dispersivo, y  $\frac{\partial q}{\partial t}$  es el cambio en la concentración en la fase sólida, debido a las reacciones (q en las mismas unidades que C). El supuesto es que de costumbre v y  $D_L$  son iguales para todas las especies de soluto, de modo que C puede ser disuelto la concentración total de un elemento, incluyendo todas las especies redox.

### ➤ **PMWIN–Processing MODFLOW**

El software de procesamiento de Modflow para Windows (**PMWIN**) ofrece un sistema totalmente integrado en el modelaje de simulación de flujo de aguas subterráneas y procesos de transporte con MODFLOW–88, MODFLOW–96, PMPATH, MT3D, MT3DMS, MOC3D, PEST y UCODE.

**PMWIN** profesional viene con una interfase gráfica de usuario, el apoyo a los modelos y programas y otras útiles herramientas de modelado. La interfase gráfica de usuario le permite crear y simular modelos con facilidad y diversión.

## APENDICE I

Se pueden importar los gráficos en DXF y manejar modelos con hasta 1000 períodos de estrés, 80 capas y 250,000 celdas en cada capa del modelo. Las herramientas del modelado incluyen una herramienta de presentación, un Extractor de Resultados, un Campo Interpolador, un generador de Campo, Cálculo del Balance Hídrico y un Visor Gráfico. El Extractor de Resultados permite al usuario obtener resultados de la simulación de un período a una hoja de cálculo. A continuación, puede ver los resultados o guardarlos en archivos de datos compatibles en ASCII o SURFER. Los resultados de la simulación incluyen cargas hidráulicas, bajadas del nivel de agua, términos de flujo celda por celda, compactación, hundimientos, velocidades de Darcy, y las concentraciones de masas. El campo Interpolador toma los datos de medición e interpola los datos para cada celda del modelo. La malla del modelo puede ser irregularmente espaciada. El Cálculo del Balance Hídrico no sólo calcula el presupuesto de las zonas especificadas por el usuario, sino también el intercambio de flujos entre esas zonas. Permite al usuario determinar el flujo a través de una frontera en particular. El Generador de campo genera campos con transmisividad heterogénea o de los valores de conductividad hidráulica. Permite al usuario simular estadísticamente los efectos e influencias de heterogeneidades desconocidas en pequeña escala. El Generador de campo se basa en el algoritmo de Mejía (1974). El Visor Gráfico muestra las curvas de desarrollo temporal de los resultados de la simulación incluyendo carga hidráulica, bajada del nivel de agua, hundimientos, compactación y concentraciones.

En la actualidad, **PMWIN** apoya siete nuevos paquetes, que se integran con el "original" MODFLOW. Estos son: Time-Variant Specific\_Head-Carga Específica en Tiempo Variable (CHD1), Direct Solución-Solución Directa (DE45), Density-Densidad (DEN1), Horizontal-Flow Barrier - Barrera de Flujo Horizontal (HFB1), Interbed-Storage-Almacenamiento intracapa (IBS1), Reservoir-Reserva (RES1) y Streamflow-Routing-Ruta de Corrientes de Flujo (STR1).

### ➤ **PULSE**

El modelo **PULSE** de la computadora puede ser usado para construir un hidrograma de descarga de agua subterránea para un arroyo. El modelo es aplicable a un sistema de agua subterránea que es impulsada por una recarga uniforme realmente del nivel de agua, y en las descargas de agua subterránea ganando a un arroyo. Una de las dos fórmulas utilizadas por el modelo que permite una recarga instantánea de pulso y la posterior descarga de agua subterránea al arroyo. La otra formulación, que permite una ganancia o pérdida gradual hidrológica además del pulso instantáneo, puede utilizarse para simular los efectos de la recarga gradual al nivel del agua, evapotranspiración de agua subterránea, o la baja de las fugas a un acuífero más profundo.

## APENDICE I

### ➤ PTC

**PTC**—Princeton Transport Code—Código de Transporte Princeton.

**PTC** determina las características de un sistema de flujo de aguas subterráneas por la solución para la carga hidráulica a través de la siguiente ecuación diferencial parcial

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - S \frac{\partial h}{\partial t} + \sum Q_i \delta(x - x_i) \delta(y - y_i) \delta(z - z_i) = 0$$

Donde, utilizando un conjunto de unidades fundamentales indicados por longitud [L], tiempo [T], y masa [M],

- h carga hidráulica [L],
- $K_{xx}$  conductividad hidráulica en la dirección horizontal x [ $LT^{-1}$ ],
- $K_{yy}$  conductividad hidráulica en la dirección horizontal y [ $LT^{-1}$ ],
- $K_{zz}$  conductividad hidráulica en la dirección z (vertical) [ $LT^{-1}$ ],
- S coeficiente de almacenamiento específico [ $L^{-1}$ ],
- $Q_i$  término fuente/sumidero en la ubicación i [ $L^3T^{-1}$ ] (por ejemplo, las bombas; valores positivos implican Inyección),
- $\delta ()$  función delta de Dirac,
- r número de puntos fuente sumidero.

La ecuación se resuelve numéricamente por PTC utilizando los métodos de elementos finitos y diferencias finitas.

### ➤ R-UNSAT

**R-UNSAT** es un modelo del ordenador para la simulación de reactivos, transporte de multi-especies en medios porosos heterogéneos, variablemente saturados. El **R-UNSAT** fue diseñado para simular el transporte de compuestos volátiles orgánicos en la zona no saturada del punto y fuentes de no punto, pero también puede ser aplicada a otros problemas de transporte de zona no saturada que implican la difusión de gas, como la migración de radón y la deposición de compuestos de la atmósfera en aguas subterráneas bajas. En un modo de calibrador, **R-UNSAT** puede ser usado para estimar la razón de transporte de masas, biodegradación y razón de volatilización, o las propiedades de transporte de sedimentos en la zona no saturada. En un modo profético, **R-UNSAT** puede ser usado para predecir la distribución de una especie como una función de tiempo y espacio y estimar la pérdida de masas o razón que cargan aguas subterráneas.

### ➤ RADMOD

**RADMOD**—A preprocessor to the program MODFLOW for simulation of axisymmetric problems—Es un pre-proceso del programa MODFLOW para simulación de problemas de ejes simétricos.

## APENDICE I

Flujo cilíndrico (eje simétrico) de un pozo es un importante tema especializado de sistemas hidráulicos de agua subterránea y aplicado por muchos investigadores a determinar las propiedades del acuífero y determinar las cargas y los flujos en las cercanías del pozo. Una reciente modificación de la Revisión Geológica de EE.UU. del Modelo Modular de Diferencias Finitas del Flujo de Agua Subterránea tridimensional en MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) ofrece la oportunidad de simular el flujo en el eje simétrico de un pozo. La teoría consiste en la conceptualización de un sistema de conchas concéntrico que es capaz de reproducir las grandes variaciones en el gradiente en las proximidades del pozo por la disminución de su superficie en la dirección del pozo. El programa del ordenador **RADMOD** sirve como un pre-procesador del modelo de la Revisión Geológica de E.U. mediante la creación de archivos de datos de entrada necesarios para ejecutar la conceptualización del eje simétrico.

### ➤ RECESS

**RECESS**—A computer program for analysis of streamflow recession—Un programa de ordenador para el análisis de los flujos de recesión.

El programa **RECESS** se utiliza para determinar el índice de recesión y para definir la curva maestra de recesión (MRC) de análisis de los flujos registrados. **RECESS** se puede utilizar independientemente de esta aplicación que requiere el sistema operativo Windows.

**RECESS** es un grupo de seis programas del ordenador (**RECESS**, RORA, PART, TRANS, CURV y STREAM) para la descripción de la recesión de descarga de agua subterránea y para la Estimación promedio de recarga y descarga de agua subterránea de registros de caudales. Estos programas de desarrollo de una expresión matemática para la recesión de la descarga de agua subterránea y la estimación media de recarga y descarga de agua subterránea. **RECESS** se destina para el análisis de los flujos de registro diario de una cuenca donde se puede suponer razonablemente que todas, o casi todas, las descargas de agua subterránea a la corriente con excepción de los que se pierde debido a la evapotranspiración de ribera y la regulación y la desviación de la corriente puede ser consideradas insignificantes. El programa **RECESS** utiliza memoria extendida.

### ➤ RORA

El programa **RORA** estima las recargas de agua subterránea utilizando el método de desplazamiento de la curva de recesión. También conocido como el Método Rorabaugh (Rorabaugh, 1964; Daniel, 1976), el método se basa en el cambio en el potencial total de las descargas de agua subterránea que se produce recarga por cada evento. Los resultados del programa se compararon con los resultados de la aplicación del manual del Método Rorabaugh (Rutledge y Daniel, 1994).

El programa de computadora **RORA** para la estimación de recarga se basa en una condición en la que las el flujo de agua subterránea perpendicular a la



## APENDICE I

corriente más cercana que recibe la descarga de agua subterránea. El método, por lo tanto, no cuenta explícitamente para el componente del flujo de agua subterránea que es paralelo a la corriente. Las simulaciones hipotéticas de diferencias finitas se usan para demostrar los efectos de las complejas condiciones de flujo que constará de dos componentes: uno que es perpendicular a la corriente y que es paralelo a la corriente. Los resultados de las simulaciones indican que el programa **RORA** puede ser usado si se aplican ciertas limitaciones en la estimación del índice de la recesión, una variable de entrada al programa. Estas limitaciones se aplican a una formulación matemática basada en las propiedades del acuífero, la recesión de los niveles de agua subterránea, y la recesión de los flujos.

### ➤ **SEAWAT y SEAWAT-2000**

El programa **SEAWAT** fue desarrollado para simular la densidad variable, el flujo transitorio en medios porosos de agua subterránea en tres dimensiones. El código original para **SEAWAT** fue desarrollado combinando MODFLOW y MT3DMS en un solo programa que soluciona las ecuaciones acopladas de flujo y transporte de solutos. El código de **SEAWAT** sigue una estructura modular, y así, nuevas capacidades pueden ser añadidas con solo modificaciones menores al programa principal. **SEAWAT** lee y escribe el conjunto de datos estándar en MODFLOW y MT3DMS, aunque puedan requerir alguna entrada suplementaria para algunas simulaciones en **SEAWAT**. Esto quiere decir que mucha de la existencia pre y post procesadores pueden ser usados para crear un conjunto de datos de entrada y analizar los resultados de la simulación. Los usuarios familiarizados con MODFLOW Y MT3DMS deberían tener poca dificultad al aplicar **SEAWAT** a los problemas del flujo de agua subterránea de densidad variable.

MODFLOW fue modificado para solucionar la ecuación de flujo de densidad variable formulando de nuevo las ecuaciones de la matriz en términos de la masa del fluido, más bien el volumen del fluido y por la inclusión de las condiciones apropiadas de densidad. La densidad del fluido asume ser una función únicamente de la concentración de componentes disueltos; los efectos de temperatura sobre la densidad del fluido no son considerados. Las concentraciones de sal varían temporalmente y espacialmente las cuales son simuladas en **SEAWAT** utilizando rutinas del programa MT3DMS. **SEAWAT** usa el procedimiento explícito o implícito para acoplar la ecuación de flujo de agua subterránea con la ecuación de transporte de solutos. Con el procedimiento explícito, la ecuación de flujo es primeramente solucionada para cada paso de tiempo, y al pasar al campo de la velocidad advectiva es entonces cuando se usa la solución de la ecuación de transporte de solutos. Este procedimiento para solucionar las ecuaciones de flujo y transporte es repetido hasta que los períodos de tensión y simulación sean completos. Con el procedimiento implícito para el enganche, las ecuaciones de flujo y transporte son solucionados múltiples veces para el mismo paso de tiempo hasta que la diferencia máxima

## APENDICE I

en la densidad del fluido entre las iteraciones consecutivas sea menor que una tolerancia especificada por el usuario.

El código de **SEAWAT** fue probado simulando cinco problemas de banco de pruebas que implican densidad variable del flujo de agua subterránea. Estos problemas incluyen dos problemas de caja, el problema de Henry, el problema de Elder, el problema HYDROCOIN. El objetivo de los problemas de caja es verificar que las velocidades del fluido sean calculadas correctamente por **SEAWAT**. Para cada uno de los problemas de caja, **SEAWAT** calcula la distribución apropiada de la velocidad. **SEAWAT** también simula con exactitud el problema de Henry, y los resultados de **SEAWAT** se comparan con aquellos de SUTRA. El problema de Elder es un sistema complejo de flujo en el cual conducen el flujo del fluido únicamente por variaciones de densidad. Para seis veces diferentes, los resultados de **SEAWAT**, se compara bien con los resultados de la solución original de Elder y los resultados de SUTRA. El problema de HIDROCOIN consiste en aguas subterráneas frescas que fluyen sobre un domo salino. Los contornos simulados de salinidad se comparan bien para **SEAWAT** y MOC DENSE.

La expresión matemática para la conservación de la masa es:

$$-\nabla \cdot (\rho \bar{q}) + \bar{\rho} q_s = \frac{\partial(\rho \theta)}{\partial t}$$

donde

$\nabla$	operador gradiente $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$
$\rho$	densidad del fluido [ $\text{ML}^{-3}$ ]
$\bar{q}$	vector de descarga específica [ $\text{LT}^{-1}$ ]
$\bar{\rho}$	densidad del agua entrando de una fuente o saliendo por un sumidero [ $\text{ML}^{-3}$ ]
$q_s$	razón del flujo volumétrico por unidad de volumen del acuífero representando fuentes o sumideros [ $\text{T}^{-1}$ ]
$\theta$	porosidad [adimensional] y
$t$	tiempo [T]

La masa de solutos es transportada en los medios porosos por el flujo de agua subterránea (advección), difusión molecular, y la dispersión mecánica,. El transporte de solutos en la masa de agua subterránea puede ser descrito por la siguiente ecuación diferencial parcial (1995):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \cdot \nabla C) - \nabla \cdot (vC) - \frac{q_s}{\theta} C_s + \sum_{k=1}^N R_k$$

donde

$D$	coeficiente de dispersión hidrodinámica [ $\text{L}^2\text{T}^{-1}$ ],
$v$	velocidad del fluido [ $\text{LT}^{-1}$ ],

## APENDICE I

- $C_s$  concentración de soluto del agua entrando de fuentes o sumideros [ $ML^{-3}$ ] y
- $R_k$  ( $k=1, \dots, N$ ) razón de producción de solutos o en el decaimiento de la reacción  $k$  de  $N$  diferentes reacciones [ $ML^{-3}T^{-1}$ ]

### ➤ **SHARP**

**SHARP**—A quasi-three-dimensional, numerical finite-difference model to simulate freshwater and saltwater flow separated by a sharp interface in layered coastal aquifer systems—Un modelo numérico cuasi tridimensional de diferencia finita para simular la separación del flujo de agua dulce y agua salada por una interfaz **SHARP** en el sistema de capas acuíferas costeras.

Cuando el ancho de la zona de transición de agua dulce—agua salada es pequeña en relación con el espesor del acuífero, se puede suponer que el agua dulce y de agua salada están separadas por una fuerte interfaz. El fuerte enfoque de la interfaz de modelado, junto con la integración vertical de las ecuaciones de flujo del acuífero, facilita los estudios de las zonas costeras en escala regional. Este enfoque no da información sobre la naturaleza de la zona de transición, pero reproduce la dinámica del flujo regional del sistema y la respuesta de la interfaz al aplicarse destaca. **SHARP** es un método numérico cuasi-tridimensional, que resuelve aproximaciones por diferencias finitas de las ecuaciones de flujo de agua dulce y agua salada separadas por una fuerte capa de interfaz en los sistemas acuíferos costeros. El modelo es cuasi-tridimensional porque cada acuífero está representada por una capa de flujo en el que se supone que es horizontal.

### ➤ **SUTRA y programas relacionados**

**SUTRA** es un modelo para el flujo de agua subterránea saturado—no saturado de densidad variable con el transporte de energía o soluto. La Versión 2D3D.1 de **SUTRA** incluye tanto capacidad de simulación de 2D como de 3D. La parte 2D del código representa los mismos procesos hidrológicos que versiones anteriores y conceptualmente inalterada, y la parte de 3D del código representa los mismos procesos que la parte 2D, pero en tres dimensiones espaciales.

**SUTRA** (Transporte Saturado—No saturado) es un programa del ordenador que simula el movimiento del fluido y el transporte de energía o de sustancias disueltas en un ambiente sub—superficial. Esta versión mejorada de **SUTRA** añade la capacidad de la simulación tridimensional al antiguo código (Voss, 1984), que permitió a la simulación sólo bidimensional. El código emplea elemento finito en dos o tres dimensiones y el método de diferencia finita de aproximación sobre las ecuaciones gobernantes que describen los dos procesos interdependientes que son simulados: (1) dependiendo de la densidad del fluido saturado o no saturado del flujo de agua subterránea; y (2) el uno o el otro, (a) el transporte de un soluto en las aguas subterráneas, en las cuales el soluto puede ser sujeto a: adsorción de equilibrio sobre la matriz porosa, y ambos de primer

## APENDICE I

orden como producción de orden cero o decaimiento; o (b) transporte de energía termal en las aguas subterráneas y matriz sólida del acuífero.

**SUTRA** también puede ser usado para simular los subconjuntos más simples de los susodichos procesos. El código también proporciona un proceso dependiente de la dirección de flujo de dispersión para los medios de comunicación anisotrópicos. **SUTRA** proporciona presiones fluidas y concentraciones de soluto o temperaturas, como ellos varían con el tiempo, por todas partes en el sistema simulado sub-superficial.

La simulación de flujo en **SUTRA** puede ser empleado para dos dimensiones (2D) regional, sección transversal y el modelado de sistemas de flujo de agua subterránea saturados tridimensional (3D), y para el modelado de la sección transversal de flujo no saturado de la zona en 3D. La simulación de transporte de soluto que usa **SUTRA** puede ser empleada para modelar el transporte de especie química natural o inducido por hombre incluyendo los procesos de sorción de soluto, producción, y decaimiento. Por ejemplo, puede ser aplicado para analizar problemas de transporte de contaminante de agua subterránea y diseños de restauración del acuífero. Además, la simulación de transporte de soluto con **SUTRA** puede ser usada para modelar de densidad variable con el movimiento, y para el modelado de la sección transversal de la intrusión de agua salada en acuíferos a escalas regionales o cerca del pozo, con zonas de transición dispersadas o relativamente agudas entre de agua dulce y agua salada. La simulación de transporte de energía de **SUTRA** puede ser empleado para modelar regímenes termales en acuíferos, la conducción de calor sub-superficial, sistemas de almacenamiento de energía termal del acuífero, depósitos geotérmicos, la contaminación termal del acuífero, y sistemas de convección naturales hidrogeológicos.

Las ecuaciones que ocupa **SUTRA** para el transporte de energía es:

$$\rho = \rho(T) \cong \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial T}(T - T_0)$$

donde

$\rho_0$	[M/L <sup>3</sup> <sub>f</sub> ]	densidad base del fluido en T=T <sub>0</sub>
$T_0$	[°C]	temperatura base del fluido

Además  $\rho_0$  es la base de la densidad del fluido en una base (de referencia) de la temperatura T<sub>0</sub>, y  $\frac{\partial \rho}{\partial T}$  es un valor constante del cambio de densidad con la

temperatura. Para el rango de 20°C a 60°C,  $\frac{\partial \rho}{\partial T}$  es de aproximadamente -0,375 [kg/(m<sup>3</sup> · °C)]; sin embargo, este factor varía y debe ser cuidadosamente elegido para el rango de temperatura de interés. Para el transporte de solutos:

$$\rho = \rho(C) \cong \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial C}(C - C_0)$$

donde

$\rho_0$	[M/L <sup>3</sup> <sub>f</sub> ]	densidad base del fluido en C=C <sub>0</sub>
----------	----------------------------------	--

## APENDICE I

$C_0$  [M<sub>s</sub>/M] base de la concentración del soluto en el fluido

$\rho_0$  es la base de la densidad del fluido en la base de concentración,  $C_0$ . (Por lo general,  $C_0=0$ , y la base es que la densidad de agua pura). El factor  $\frac{\partial \rho}{\partial C}$  es un valor constante del cambio de la densidad con la concentración. Por ejemplo, para las mezclas de agua dulce y agua del mar a 20 ° C, cuando  $C$  es una fracción de la masa total de sólidos disueltos,  $C_0=0$ , y  $\rho_0 = 998.2$  [kg/m<sup>3</sup>], entonces el factor,  $\frac{\partial \rho}{\partial C}$ , es aproximadamente 700 [kg/m<sup>3</sup>].

### ➤ SUTRA-MS

**SUTRA-MS** es una versión modificada de SUTRA para simular el calor y transporte de soluto múltiple. Las modificaciones para **SUTRA-MS** fueron hechas a la Versión 2D3D.1 de SUTRA que incluyó tanto capacidad de simulación de 2D como de 3D (Voss y el Prevost, 2002). **SUTRA-MS** fue modificado tal que las simulaciones estándar de SUTRA podrían ser controladas en adición a las simulaciones para el calor y transporte de soluto múltiple. La versión 2004.1 de **SUTRA-MS** fue verificada para simular correctamente todos los procesos representados en condiciones saturadas en un número de pruebas. La distribución del paquete **SUTRA-MS** Version 2004.1 contiene el código original en Fortran-90 y Windows TM ejecutable; este archivo informativo; y documentación para **SUTRA-MS**. Un paquete de instalación adicional que contiene tres ejemplos de simulaciones en 2D y un ejemplo en 3D de **SUTRA-MS** son descritos en la documentación que también esta disponible. **SUTRA-MS** es distribuido como un código ejecutable (compilado con la Versión 6.6 compaq Visual Fortran. C) que corre bajo Windows Microsoft XP, 2000, Nt, o sistemas operativos 95/98.

La ecuación de balance de masa del fluido, que suele ser denominado la ecuación de flujo de agua subterránea, es:

$$\left( S_w \rho \mathcal{S}_{op} + \varepsilon \frac{\partial S_w}{\partial p} \right) \frac{\partial p}{\partial t} + \left( \varepsilon \mathcal{S}_w \frac{\partial p}{\partial U} \right) \frac{\partial U}{\partial t} - \nabla \cdot \left[ \left( \frac{k k_r}{\mu} \right) \cdot (\nabla p - \rho g) \right] = Q_p$$

donde

$S_w$	saturación de agua [-],
$\varepsilon$	porosidad [-],
$p$	presión del fluido [M/LT <sup>2</sup> ],
$t$	tiempo [T],
$U$	temperatura [° C] o fracción en masa soluto [M <sub>solute</sub> / M <sub>fluid</sub> ],
$k$	tensor de permeabilidad [L <sup>2</sup> ],
$k_r$	permeabilidad relativa de flujo no saturado [-],
$\mu$	viscosidad del fluido [M / LT],
$\rho$	densidad del fluido [M/L <sup>3</sup> ],

## APENDICE I

- g** vector gravitacional [L/T<sup>2</sup>],  
**Q<sub>p</sub>** fuente de masa de fluido [M/L<sup>3</sup>T], y  
**S<sub>op</sub>** almacenamiento de presión específica [M/LT<sup>2</sup>]<sup>-1</sup>.

El almacenamiento de presión específica, **S<sub>op</sub>**, se define como

$$S_{op} = (1 - \varepsilon)\alpha + \varepsilon\beta$$

donde

- α** compresibilidad de la matriz porosa [M/LT<sup>2</sup>]<sup>-1</sup>, y  
**β** compresibilidad del fluido [M/LT<sup>2</sup>]<sup>-1</sup>.

### ➤ **TopoDrive y ParticleFlow**

Los modelos del ordenador bidimensionales, **TopoDrive** y **ParticleFlow**, son diseñados para simular dos procesos de agua subterránea: flujo conducido por topografía y transporte de partículas del fluido. En ambos casos, el flujo es bajo el estado estacionario. El objetivo de los dos modelos es de proporcionar la simulación interactiva y las capacidades de visualización que permiten al usuario explorar fácil y rápidamente el comportamiento del modelo, y así entender mejor los procesos del flujo de agua subterránea. En cuanto a esto, **TopoDrive** y **ParticleFlow** no son queridos para ser instrumentos del modelado comprensivo, pero son diseñados para modelar en el nivel exploratorio o conceptual, para demostraciones visuales, y para objetivos educacionales.

El estado de equilibrio de flujo de las aguas subterráneas en la sección vertical se rige por la ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0$$

Donde **h** es la carga hidráulica, y **K<sub>xx</sub>** y **K<sub>zz</sub>** son los principales valores del tensor de la conductividad hidráulica. Las principales direcciones se suponen paralelas a los ejes cartesianos **x** y **z**.

### ➤ **TWODAN**

**TWODAN**—Modelo analítico de flujo de agua subterránea para Windows en 2–D—remediación del diseño, zona de captura de análisis y modelado de los problemas regionales.

**TWODAN** es un popular y versátil modelo de análisis de flujo de agua subterránea para Windows. **TWODAN** tiene una serie de características avanzadas del modelado analítico que permite a todo modelo de un solo pozo en un campo de flujo uniforme para esquemas complejos de remediación con numerosos pozos, barreras, aguas superficiales, y heterogeneidades. En **TWODAN**, encontrará muchas poderosas capacidades que les falta a los otros modelos 2–D, como: heterogeneidades, barreras impermeables, barreras resistentes y soluciones transitorias, por nombrar algunos. El método analítico de **TWODAN** exige una entrada mínima, y puede ser rápidamente dominada la nueva interfaz de flujo de Windows. Como testimonio de cientos de usuarios, **TWODAN** es una gran opción para el modelado de diseño de alternativas de

## APENDICE I

reparación, zonas de captura del pozo, y flujo del acuífero regional. Con esta nueva versión, **TWODAN** combina elementos analíticos avanzados con una excelente interfaz de usuario.

### ➤ **UCODE**

**UCODE\_2005** y seis post procesadores para el modelado inverso universal, incluyendo el análisis de sensibilidad, los datos necesitan la evaluación, la calibración, la predicción, y el análisis de incertidumbre.

**UCODE** es un modelo de código universal inversa desarrollado por el USGS para resolver problemas de estimación de parámetros. Además de la evaluación de valores de los parámetros estimados, que se pueden utilizar para evaluar el modelo de representación, diagnóstico de la insuficiencia de datos y cuantificar la probabilidad de incertidumbre de los valores simulados en el modelo.

**UCODE\_2005** y seis post-procesadores se incluyen en la distribución. Estos programas se pueden utilizar con los modelos de procesos para llevar a cabo análisis de sensibilidad, los datos de evaluación de las necesidades, de calibración, predicción, y análisis de incertidumbre. Cualquier proceso de modelo o conjunto de modelos pueden ser utilizados; los únicos requisitos son los modelos numéricos (sólo texto o ASCII) archivos de entrada y salida, que el número de estos archivos tienen suficientes dígitos significativos, requiere que todos los modelos se puede ejecutar desde una Único archivo por lotes o script, y que los valores simulados son funciones continuas de los valores de los parámetros. Los modelos de procesos pueden incluir pre-procesadores y post-procesadores, así como uno o más modelos relacionadas con los procesos de interés (físicos, químicos, etc), haciendo **UCODE\_2005** muy potente. Se estima que puede ser un parámetro de la cantidad que aparece en los archivos de entrada del modelo de proceso (s), o una cantidad utilizada en una ecuación que produce un valor que aparece en los archivos de entrada. En esta última situación, la ecuación es definida por el usuario.

### ➤ **Utility PIEs**

**Utility PIEs**—Programas para la Simplificación del Análisis de Información Geográfica de Modelos de Agua subterránea de la Revisión Geológica de E.U. para el empleo de Argus Open Numerical Environments (Argus ONE).

Los programas son en forma de librerías de enlace dinámico que añadir métodos de interpolación, comandos, y funciones para Argus ONE TM mediante el uso de Plug-In Extensions (**PIEs**). Los métodos de interpolación, comandos, y las funciones no son especificadas de un determinado tipo de modelo, sino que pueden encontrar aplicación en diversas circunstancias. Los nuevos métodos de interpolación proporcionan resultados mucho más rápidas que los actuales métodos de interpolación en Argus ONE mientras todavía dando resultados razonables. Algunos de ellos también incorporan anisotropía. Esto puede ser especialmente útil en los modelos de la sección transversal. Los comandos son útiles para la copia, edición, conversión, o de la importación de información. Se

## APENDICE I

incluyen comandos para la creación o modificación de redes de distribución, la edición de la ubicación exacta de los nodos a lo largo de los contornos, de la importación de datos, ya sea como contornos o puntos de datos, la fijación de parámetros para múltiples expresiones, y la importación de Modelos Digitales de Elevación (DEMs). Las funciones convenientemente proporcionan métodos para la evaluación, conversión, o almacenamiento de información. Muchas de las funciones que están ocultas ya que podrían causar pérdidas de memoria si se utiliza de forma inadecuada o no proporcionar funciones especializadas que puedan resultar de interés para la mayoría de los usuarios. Sin embargo, estas funciones proporcionan un método conveniente de la realización del Sistema de Información Geográfica (SIG), funciones que serían difíciles de hacer con solo Argus ONE.

### ➤ **VAM2D**

**VAM2D** (Modelo de Análisis Variablemente saturado en Dos Dimensiones) es un modelo de elementos finitos de dos dimensiones (2-D) que simula el flujo del agua en estado estacionario o transitorio y transporte de contaminantes en medios porosos. **VAM2D** analiza los problemas de flujo no confinado mediante un riguroso enfoque de modelado de saturados–no saturados utilizando técnicas numéricas eficientes. Balance de masa exacta se mantiene incluso cuando la simulación de la humedad de los suelos es altamente no lineal. Los efectos de histéresis en la curva de retención de agua también puede ser simulada. Una amplia gama de condiciones de frontera se puede tratar incluyendo fases de filtración, condiciones del nivel del agua, recarga, infiltración, evapotranspiración, y el bombeo y pozos de inyección. Una opción del transporte de contaminantes puede ser advección, dispersión hidrodinámica, equilibrio de sorción, y decaimiento de primer orden. Transporte de una sola especie o varias componentes padre–hija de una cadena de decaimiento se puede simular. El código puede realizar simulaciones utilizando un plano de áreas, sección transversal, o configuración de eje simétrico. Un examen independiente del flujo y transporte realizado por ordenador códigos NRC de los E.U. (Kozak et al., 1989).

### ➤ **VS2DH**

**VS2DH** es una versión de **VS2DT** que ha sido modificado para simular el transporte de energía en vez del transporte de soluto. Tanto **VS2DT** como **VS2DH** son escritos en Fortran 90. Aunque estos sean integrados en el paquete de software gráfico, sus códigos originales son mantenidos como programas individuales de Fortran que pueden ser compilados y controlados separadamente de la interfaz gráfica del usuario.



## APENDICE I

### ➤ VS2DI

**VS2DI** es un paquete de software gráfico para simular el flujo y el transporte en medios porosos variablemente saturados en una o dos dimensiones que usan sistemas de coordenadas cartesianas o radiales. Este paquete de software consiste en tres componentes:

- VS2DTI, para simular el flujo del fluido y el transporte de soluto.
- VS2DHI, para simular el flujo del fluido y el transporte de energía (calor).
- VS2POST, un post procesador independiente, para ver resultados de corridas de simulación anteriores.

Tanto VS2DTI como VS2DHI combinan una interfaz de usuario gráfico con un modelo numérico para crear un ambiente de modelado integrado, a base de una ventana. Los usuarios fácilmente pueden especificar o cambiar el dominio del modelo, propiedades hidráulicas y de transporte, condiciones iniciales y de frontera, el espaciado de la malla, y otros parámetros de los modelos. Los resultados de simulación pueden ser mostrados como los contornos de carga de presión, el contenido de humedad, saturación, concentración o temperatura, y la velocidad de flujo para cada paso de tiempo, así creando una animación simple.

### ➤ VS2DT

**VS2DT– Variably–Saturated 2–D flow and solute Transport model.**

El programa del ordenador **VS2DT** resuelve problemas de agua y solutos en el movimiento de varias formas de medios porosos saturados. El método de diferencias finitas se utiliza para la aproximación de la ecuación de flujo, que se desarrolla mediante la combinación de la ley de conservación de la masa del fluido con una forma no lineal de la ecuación de Darcy, y la ecuación de advección-dispersión. El modelo puede analizar los problemas en una y dos dimensiones con geometrías planas o cilíndricas. Hay varias opciones para el uso de condiciones de frontera que son específicos de flujo bajo condiciones no saturadas: infiltración por encharcamiento, evaporación, transpiración de la planta, y filtración. El transporte de soluto incluye opciones de decaimiento de primer orden, adsorción e intercambio de iones.

**VS2DT** es un modelo de diferencia finita que soluciona la ecuación de Richard para el flujo del fluido, y la ecuación de advección–dispersión del transporte de solutos. El modelo puede analizar problemas en una o dos dimensiones que usan sistemas de coordenadas cartesianas o radiales. Las relaciones entre la carga de presión, el contenido de humedad, y la conductividad hidráulica relativa pueden ser representadas por funciones desarrolladas o por datos de puntos por Van Genuchten, Brooks y Corey, Haverkamp y otros.

### ➤ WinFlow

**WinFlow**–modelo analítico del flujo de agua subterránea en estado estacionario y transitorio–acuíferos confinados y libres.

## APENDICE I

**WinFlow** es poderoso y fácil de utilizar en modelos de flujo de aguas subterráneas. **WinFlow** es similar al modelo popular Geraghty & Miller QuickFlow, que fue desarrollado por uno de los autores de QuickFlow. El mejoramiento más notable de **WinFlow** más QuickFlow es su compatibilidad con Windows. **WinFlow** es un verdadero programa de Windows que incorpora una interfaz de documento múltiple (MDI). Se asocia con el modelo de flujo de agua subterránea en estado estacionario para **WinFlow** con un modelo de transporte de contaminantes.

**WinFlow** es un modelo de análisis interactivo que simula el flujo de agua subterránea en estado estacionario y transitorio en dos dimensiones. El módulo de estado estacionario de **WinFlow** simula el flujo de agua subterránea en un plano horizontal utilizando funciones analíticas desarrolladas por Strack (1989). El módulo transitorio de **WinFlow** utiliza ecuaciones desarrolladas por Theis (1935) y por Hantush y Jacob (1955) para acuíferos confinados y semiconfinados, respectivamente. Cada módulo utiliza el principio de superposición para evaluar los efectos de funciones analíticas múltiples (pozos, etc.) en un campo de flujo uniforme a nivel regional.

El módulo de estado estacionario de **WinFlow** simula los efectos de los siguientes elementos de análisis de flujo en dos dimensiones: pozos, recarga uniforme, recarga circular / áreas de descarga, y la línea de fuentes o sumideros. Cualquier número de estos elementos se podrán añadir al modelo incluyendo un gradiente hidráulico uniforme regional. **WinFlow** representa el campo de flujo usando líneas de flujo, rastros de partículas, y el contorno de la carga hidráulica. Las líneas de flujo son calculadas semi-analíticamente para ilustrar las direcciones de flujo de aguas subterráneas. Las técnicas del seguimiento de partículas se aplican para calcular numéricamente la duración del viaje y las direcciones de flujo. Ambos acuíferos confinados y no confinado son simulados con el módulo de estado estacionario.

El módulo transitorio en **WinFlow** simula los efectos de los pozos, estanques circulares, línea de sumideros, y un gradiente regional uniforme para los acuíferos confinados y semiconfinados. Numéricamente también está disponible el seguimiento de partículas en el módulo transitorio de **WinFlow**. El módulo transitorio calcula la carga hidráulica utilizando la ecuación de Theis (1935) para acuíferos confinados y la ecuación de Hantush y Jacob (1955) para acuíferos semiconfinados.

### ➤ **WTAQ**

**WTAQ**—A computer program for calculating drawdowns and estimating hydraulic properties for confined and water-table aquifers – Programa del ordenador para calcular niveles y estimar propiedades hidráulicas para acuíferos confinados y nivel hidrostático.

El programa del ordenador **WTAQ** calcula el nivel de la carga hidráulica en un acuífero confinado o nivel hidrostático que es resultado del bombeo de un pozo de diámetro finito o infinitesimal. El programa está basado en un modelo analítico del flujo de agua subterránea de eje simétrico en un acuífero

## APENDICE I

homogéneo y anisotrópico (Moench, 1997). Para el nivel hidrostático del acuífero, el programa permite el drenaje retrasado o instantáneo de la zona no saturada. **WTAQ** calcula niveles de dimensiones teóricas o adimensional que pueden ser usados con niveles moderados en los puntos de observación para estimar las propiedades hidráulicas del acuífero confinado y nivel hidrostático.

### ➤ **ZONEBDGT**

**ZONEBDGT**—Program for computing subregional water budgets for MODFLOW ground-water flow models—Programa para calcular el presupuesto del agua sub-regional para modelos de flujo de agua subterránea para MODFLOW.

El programa de ordenador ZONEBUDGET, está escrito en FORTRAN, calcula los presupuestos de agua sub-regionales utilizando los resultados del Modelo de Diferencias Finitas de Agua Subterránea Modular tridimensional de la Revisión Geológica de E.U. ZONEBUDGET utiliza los datos flujo guardados celda por celda por el modelo con el fin de calcular los presupuestos. Las sub-regiones del modelo de la región son designadas por los números de la zona. El usuario asigna un número a la zona para cada celda en el modelo.

## REFERENCIAS

- Ahlfeld, D.A., Barlow, P.M. y Mulligan, A.E. *GWM—A Ground–Water Management Process for the U.S. Geological Survey Modular Ground–Water Model (MODFLOW–2000)*. U.S. Geological Survey Open–File Report 2005–1072, 2005, 124 p.
- Anderman, E.R. y Hill, M.C. *Advective–Transport Observation (ADV) Package, A Computer Program for Adding Advective–Transport Observations of Steady–State Flow Fields to the Three-Dimensional Ground–Water Flow Parameter–Estimation Model MODFLOWP*. U.S. Geological Survey Open–File Report 97–14, 199–767 p.
- Anderson, M.P., y Woessner, W.W. *Applied Groundwater Modeling*. Ed. Academic Press, 1992, San Diego.
- Angeles–Serrano G., Carrillo–Rivera J. y Hernández G., 2003. Groundwater recharge processes in the Central Region of Mexico. *RMZ–Materials and Geoenvironment*, vol. 50, n. 1, 5–8 p.
- Armineta H., M.A, y Rodríguez C., R. *Monitoreo de agua subterránea del Sur de la Cuenca de México*. ICyT GDF, IGF UNAM, 2009, Reporte Técnico, 104 p.
- Asteroide, Ingeniería S.A. de C.V. Estudio para la actualización de los parámetros del modelo de flujo Modflow al año 2002. Gobierno del Distrito Federal, Sistema de Aguas de la Ciudad de México, 2003, Contrato No. 06–PD–SA–10–0464–1–03.
- Babu, D.K., Pinder, G.F., Niemi, A., Ahlfeld, D.P., Stothff, S.A. *Chemical Transport by Three-Dimensional Groundwater Flows*. Ed. Princenton University, 84–WR–3.
- Barlow, P.M. y Moench A.F. *WTAQ—A Computer Program for Calculating Drawdowns and Estimating Hydraulic Properties for Confined and Water–Table Aquifers*. U.S. Geol. Survey Water–Resources Investigations Report 99–4227, 1999, 74 p.
- Bear J. *Hydraulics of Groundwater*. New York, Ed. McGraw–Hill Inc., 1979, 569 p.
- Birkle, P., Torres–Rodríguez V., González–Partida E., 1995. Effects of evapotranspiration on the water balance of the Valley of Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 35, n. 1, 63–72 p.
- Birkle, P., Torres, V., González, E., 1995. Evaluación preliminar del potencial de acuíferos profundos en la cuenca del Valle de México. *Ingeniería hidráulica*, vol. X, n. 3, 47–53 p.

- Birkle, P., Torres–Rodríguez V., González–Partida E., 1998. The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption. *Hydrogeology Journal*, vol. 6, 500–517p.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J. y Macias J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, Northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, vol. 22, 399–411 p.
- Campos–Enríquez, J.O., Delgado–Rodríguez, O., Chávez–Segura, R., Gómez–Contreras, P., Flores–Márquez, E.L. y Birch, F.S., 1997. The subsurface structure of the Chalco sub–basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, vol. 62, n. 1, 23–35 p.
- Campos E., J.O., Alatrister V., D.R., Huizar A., R., Marines C., R., Alatorre Z., M.A., 2003. Subsurface structure of the Tecocomulco sub–basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*, vol. 42, n. 1, 3–24 p.
- Cardona, A. y Hernández, N., 1995. Modelo geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en el valle de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. X, núm. 3, 71–90 p.
- Carreón–Freyre, D., Cerca, M., Hernández–Marín M., 2003. Correlation of near–surface stratigraphy and physical properties of clayey sediments from Chalco Basin, Mexico, using Ground Penetrating Radar. *Journal of Applied Geophysics*, vol.53, 121–136 p.
- Carrera–Hernández, J.J., Gaskin S.J., 2007. The Basin of Mexico aquifer system: regional groundwater level dynamics and database development. *Hydrogeology Journal*, vol. 15, 1577–1590 p.
- Carrera–Hernández J.J., Gaskin S.J., 2008. Spatio–temporal análisis de potencial acuífero recarga: Aplicación al Valle de México. *Journal of Hydrology*, vol. 353, 228–246 p.
- Cheng, A.H. *Multilayered Aquifer Systems. Fundamentals and Applications*. New York, Ed. Marcel Dekker, Inc., 2000, 384 p.
- CIBERHIDROGEOFÍSICA, S.A. de C.V. Estudio mediante modelación para la evolución de la calidad del agua en el acuífero de la zona sur del Valle de México. Gobierno del Distrito Federal, Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica, 1999, Contrato No. 9–07–CO–04–1–0415.
- CIGSA (Consultores en Ingeniería Geofísica, S.A. de C.V.). *Integración de los estudios de resistividad eléctrica por SEV, tendidos de refracción sísmica y gravimetría levantados en la Cuenca del Valle de México*. Instituto Tecnológico de Sonora, CONAGUA, 2000, 82 p.

- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2002. Subdirección General Técnica. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México, 2002.
- CONAGUA. *Estadísticas del Agua en México 2008*. 1ª ed., México, Ed. Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), 2008, 228 p.
- Connor, J.J. y Brebbia, C.A. *Finite Element Techniques For Fluid Flow*. Ed. NEWNES–BUTTERWORTHS, 1976, London, 310 p.
- Cooley, R.L. *A MODular Finite–Element model (MODFE) for areal and axisymmetric ground–water–flow problems, part 2—derivation of finite–element equations and comparisons with analytical solutions*. U.S. Geological Survey Techniques of Water–Resources Investigations, 1992, book 6, chap. A4.
- Cortés, A.; Arizabalo, R.D. y Rocha, R., 1989. Estudio hidrogeoquímico isotópico de manantiales en la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2. 265–282 p.
- Cortés, A.; Jaimes, L.R. y Farvolden, R.N., 1989. Hidrología isotópica de la influencia de una tormenta de la descarga natural del agua subterránea en la Sierra de Monte Alto. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2, 435–449 p.
- Cruickshank V., C.; Herrera R., I.; Yates, R.; Hennart, J.P.; Balarezo, D.; Magaña del T., R. *Modelo de predicción del hundimiento del subsuelo del valle de México*. Anexos. Departamento del Distrito Federal, Instituto de Ingeniería, UNAM, 1979, Proyecto 9138, AIII–7 p.
- Cruickshank V., C., 1982. *Modelos matemáticos para acuíferos del valle de México*, en Sistema Hidráulico del Distrito Federal, capítulo 6. Ed. Departamento del Distrito Federal, México, 6.1–6.23 p.
- Cruickshank V., C.; Finch, R.H.; Rosengaus M., M.M. *Simulación de la Contaminación de Acuíferos mediante Modelos Matemáticos*. Departamento del Distrito Federal, 1982, proyecto 1325, 95 p.
- Cuickshank, C.; Martínez, J.L.; Padilla, J.; Aíza, M. *Modelo tridimensional de dispersión de contaminantes en acuíferos y su aplicación al Distrito Federal*. Comisión e Ecología, Departamento del Distrito Federa, 1985, proyecto 3322, 192 p.
- Custodio Emilio y Llamas Manuel Ramón. *Hidrología Subterránea*. 1ª ed., Barcelona, Ed. Ediciones Omega S.A., 1976, Tomo I, 1157 p.
- De Boer, R. *Trends in Continuum Mechanics of Porous Media*. Ed. Springer, 2005, vol. 18, 279 p.

- De Cserna, Z.; De la Fuente–Duch, M.; Palacios–Nieto, M; Triay, L.; Miltre–Salazar, L.M.; Mota–Palomino, R. 1988. Estructura geológica gravimétrica, sismicidad y relaciones geotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, Boletín 104, 71 p.
- Deming David. *Introduction to hydrogeology*. Boston, Ed. McGraw–Hill, 1954, 468 p.
- Diersch, H.J.G. *FEFLOW 5.3. Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. User's Manual version 5.3*. WASY GmbH, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Belin, 2006.
- Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica–Secretaría General de Obras–DDF; Lesser y Asociados, S. A. de C. V., 1991. Recarga artificial de agua residual tratada al acuífero del valle de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. 6, n. 2, 65–70 p.
- Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica, 2000. Zona de Recarga Artificial del Acuífero en la Sierra de Santa Catarina con Agua Residual Tratada. “Planta de Tratamiento Avanzado de Agua para la Recarga del Acuífero por Inyección Directa a través del Pozo 6”.
- DITAPSA Consultores, S.A. de C.V. Estudio para Actualizar la Base de Datos de la Modelación del Acuífero y Simulación Mediante Modelos Aplicando Diferentes Políticas de Explotación en el Distrito Federal. Gobierno del Distrito Federal, Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica, 1999, Contrato No. 9–07–CO–04–1–0409.
- Domínguez–Mariani, E. *Geoquímica del agua salina del acuitardo lacustre y riesgo de contaminación al acuífero subyacente que abastece a la Ciudad de México*. Tesis de Maestría (Maestría en Ingeniería Ambiental) presentada en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1996.
- Durazo, J., 1996. Ciudad de México. Acuitardo superficial y contaminación Acuífera. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XI, n. 2, 5–14 p.
- Edmunds, W.M.; Carrillo–Rivera, J.J. y Cardona, A., 2002. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *Journal of Hydrology*, vol. 258, 1–24 p.
- Essaid, H.I. *The computer model SHARP, a quasi–three–dimensional finite–difference model to simulate freshwater and saltwater flow in layered coastal aquifer systems*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 90–4130, 1990, 181 p.
- Essaid, H.I. y Bekins, B.A., 1997. *BIOMOC–A Multispecies Solute–Transport Model with Biodegradation*. U.S. Geol. Survey Water–Resources Investigations Report 97–4022, 1997.

- Fetter C. W. *Applied Hydrogeology*. 4a. ed., Ed. Prentice Hall, 2001, 598 p.
- Freeze R., A. y Cherry J.A. *Groundwater*. Ed. Prentice Hall, 1979, 604 p.
- Fries, C. Jr. 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central y meridional de México. *Inst. Geol.*, UNAM, Bol. 60, 236 p.
- González–Morán, T.; Rodríguez, R.; Cortés, S.A., 1999. The Basin of Mexico and its metropolitana area: water abstraction and related environmental problems. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 12, 607–613 p.
- Guo, W. y Langevin, C.D. *User's Guide to SEAWAT: A Computer Program for Simulation of Three–Dimensional Variable–Density Ground–Water Flow*. Techniques of Water–Resources Investigations, Book 6, Chapter A7, 2002, 77 p.
- Gutiérrez M., M.T.; González S., J. y Zamorano O., J.J. 2005. La Cuenca de México y sus cambios demográfico–espaciales. Temas Selectos de Geografía de México. *Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México*, 152 p.
- Halford, K.J. y Kuniatsky, E.L. *Documentaion of Spreadsheets for the Analysis of Aquifer–Test and Slug–Test Data*. U.S. Geological Survey Open–File Report 02–197, 2002, 51 p.
- Harbaugh, A.W. A Computer Program for Calculating Subregional Water Budgets Using Results from the U.S. Geological Survey Modular Three–dimensional Finite–difference Ground–water Flow Model. U.S. Geological Survey. Open–File Report 90–392, Reston, Virginia, 1990, 24 p.
- Harbaugh, A.W. *A simple contouring program for gridded data*. U.S. Geological Survey Open–File Report 90–144, 1990, 37 p.
- Harbaugh, A.W. *MODFLOW–2005. The U.S. Geological Survey Modular Ground–Water Model—the Ground–Water Flow Process*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A16, 2005, variously p.
- Harbaugh, A.W. y McDonald, M.G., 1996. User's Documentation for MODFLOW–96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite–Difference Ground–Water Flow Model. U.S. Geological Survey Open–File Report 96–485, 56 p.
- Hayba, D.O., y Ingebritsen, S.E. *The computer model HYDROTHERM, a three–dimensional finite–difference model to simulate ground–water flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1,200 degrees Celsius*. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 94–4045, 1994, 85 p.



- Healy, R.W. *Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the U.S. Geological Survey's computer program VS2D*. Water–Resources Investigations Report 90–4025, 1990.
- Healy, R.W. y Ronan, A.D. *Documentation of computer program VS2DH for simulation of energy transport in variably saturated porous media—modification of the U.S. Geological Survey's computer program VS2DT*. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 96–4230, 1996, 36 p.
- Heberton, C.I.; Russell, T.F.; Konikow, L.F. y Hornberger, G.Z. A Three–Dimensional Finite–Volume Eulerian–Lagrangian Localized Adjoint Method (ELLAM) for Solute–Transport Modeling. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 00–4087, 2000, 63 p.
- Herrera R., I. y Cortés S., A., 1989. El sistema acuífero de la Cuenca de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 60–66 p.
- Herrera R., I.; Martínez, R.; Hernández, G.; 1989. Contribución para la administración científica del agua subterránea de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2, 297–334 p.
- Herrera R., I.; Yates, R.; Henneart, J.P. *Estudio de hundimiento y balance de los acuíferos subterráneos a la ciudad de México*. Departamento del Distrito Federal, Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas (I.I.M.A.S.), UNAM, 1982, contrato núm. 0–33–1–246, 77 p.
- Herrera–Zamarrón, G; Cardona–Benavides, A.; Escalante–Sandoval, C.; González–Hita, L.; Gutiérrez–Ojeda, C; Hernández–Laloth, N.; López–Hernández, R.I.; Sánchez–Díaz, L.F.; Báez–Durán, J.A.; De la Cruz–Bartolón, J. *Estudio para obtener la disponibilidad del Acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), contrato núm. 06–CD–03–10–0267–1–05., 2005, 300 p.
- Herrera–Zamarrón, G.; González H., L.; Gutiérrez O., C.; Hernández C., R.; Hernández G., G.; Hernández L., N.; López H., R.I.; Martínez M., M. Pita de la P., C.; Sánchez D., L.F.; Báez D., J.A. *Modelo hidrodinámico del acuífero de la Zona Metropolitana de la ciudad de México. Informe Final*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), Volumen I, contrato núm. 06–CD–03–1º–0272–1–06., 2006, 285 p.
- Hill, M.C. *Methods and guidelines for effective model calibration*. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 98–4005, 1998, 90 p.
- Hsieh, P.A.; Wingle, W. y Healy R.W. *VS2DI—A Graphical Software Package for Simulating Fluid Flow and Solute or Energy Transport in Variably Saturated Porous Media*. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 99–1030, 2000, 16 p.

- Hsieh, P.A. *TopoDrive and ParticleFlow—Two Computer Models for Simulation and Visualization of Ground-Water Flow and Transport of Fluid Particles in Two Dimensions*. U.S. Geological Survey Open–File Report 01–286, 2001, 30 p.
- Hughes, J.D. y Sanford, W.E. *SUTRA—MS A Version of SUTRA Modified to Simulate Heat and Multiple-Solute Transport*. U.S. Geological Survey Open–File Report 2004–1207, 2004, 141 p.
- Huizar A., R.; Campos E., O.; Miltre S., L.M.; Alatraste V., D.; Méndez G., T.; Juárez S., F.; 2001. Evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, Estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 18, n. 1, 55–73 p.
- Huizar–Álvarez, R.; Hernández, G.; Carrillo–Martínez, M.; Carrillo–Rivera, J.J.; Hergt, T.; Ángeles, G.; 2003. Geologic structure and groundwater flow in the Pachuca–Zumpango sub–basin, central Mexico. *Environmental Geology*, vol. 43, 385–399 p.
- Huizar–Álvarez, R.; Carrillo–Rivera, J.J.; Ángeles–Serrano, G.; Hergt, T.; Cardona, A.; 2004. Chemical response to groundwater extraction southeast of Mexico City. *Hydrogeology Journal*, vol. 12, 436–450 p.
- INEGI. *Producto Interno Bruto por Entidad Federativa 2001–2006*. Ed. Sistema de Cuentas Nacionales de México, 221 p.
- INEGI. *Estadísticas del Medio Ambiente del Distrito Federal y Zona Metropolitana 2002*. México, Ed. Gobierno del Distrito Federal, 2005, 420 p.
- Instituto de Geofísica (IGF) –UNAM. *Diagnostico del estado presente de las aguas subterráneas de la ciudad de México y determinación de sus condiciones futuras*. Departamento del Distrito Federal, contrato núm. 3–33–1–0689, 1994, 110 p.
- Jáuregui O., E. *El Clima de la Ciudad de México*. Instituto de Geografía, UNAM y Plaza y Valdez editores. Temas selectos de Geografía de México, textos monográficos: urbanización, México, 2000, 127 p.
- Joss, C.J. y Baehr, A.L. *Documentation of AIR3D, an adaptation of the ground–water–flow code MODFLOW to simulate three–dimensional air flow in the unsaturated zone*. U.S. Geological Survey Open–File Report 94–533, 1995, 154 p.
- Joss, C. J. y Baehr, A.L. *Documentation of AIR2D, a computer program to simulate two–dimensional axisymmetric air flow in the unsaturated zone*. U.S. Geological Survey Open–File Report 97–588, 1997, 106 p.

- Kipp, K.L. Jr. HST3D: A Computer Code for Simulation of Heat and Solute Transport in Three-Dimensional Groundwater Flow Systems. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 86-4095, 1987.
- Kipp, K.L. Jr. *Guide to the Revised Heat and Solute Transport Simulator: HST3D Version 2*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 97-4157, 1997, 149 p.
- Lahvis, M.A. y Baehr, A.L. *Documentation of R-UNSAT, A computer model for the simulation of reactive, multispecies transport in the unsaturated zone*. U.S. Geological Survey Open-File Report 97-630, 1997, 104 p.
- Langevin, C.D.; Barclay S., W. y Guo, W. *MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-Documentation of the SEAWAT-2000 Version with the Variable-Density Flow Process (VDF) and the Integrated MT3DMS Transport Process (IMT)*. U.S. Geological Survey Office of Ground Water Open-File Report 03-426, Tallahassee, Florida, 2003, 43 p.
- Lara G., F. *Informe Climatológico Ambiental del Valle de México 2003*. México, Ed. Gobierno del Distrito Federal. Secretaría del Medio Ambiente, colaboradores: Ramírez T., A.; Pérez M., S.; Alba F., L.E.; 158 p.
- Leake, S.A. y Galloway, D.L. MODFLOW Ground-Water Model—User Guide to the Subsidence and Aquifer-System Compaction Package (SUB-WT) for Water-Table Aquifers. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6-A23, 2007, 42 p.
- Leake, S.A.; Leahy, P. y Navoy, A.S. Documentation of a computer program to simulate transient leakage from confining units using the modular finite-difference ground-water flow model. U.S. Geological Survey Open-File Report 94-59, 1994, 70 p.
- Lesser I., J.M.; Sánchez D., F. y González P., D.; 1990. Aspectos geohidrológicos de la ciudad de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. 5, núm. 1, 52-60 p.
- Lesser y Asociados, S.A. de C.V. *Piezometría y Balance Geohidrológico Zona Metropolitana de la Ciudad de México, 1995*. Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica-DF, 1995, 56 p.
- Lesser I., J.M.; Cortés P., M.A.; 1998. El hundimiento del terreno de la ciudad de México y sus implicaciones en el sistema drenaje. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XIII, n. 3, 13-18 p.
- Lesser y Asociados S. A. de C. V. *Estudio de mediciones en la red de pozos piloto para la parte sur de la cuenca del Valle de México y actualización de balance hidrogeológico, año 2000. Sinopsis de la piezometría del Valle de México año 2000*. Departamento del Distrito Federal, Contrato núm. 0-07-CO-04-1-0328, 51 p.

- Lesser I., J.M.; González P., D.; 2005. Evolución piezométrica del acuífero de la Ciudad de México. V Congreso de Aguas Subterráneas, Hermosillo, Sonora, 1–9 p.
- Llopis L., N. *Fundamentos de Hidrogeología Cárstica. Introducción a la geoespeleología*. 1ª ed., España, Ed. Blume, 1970, 269 p.
- Lozano–García, S., 1989. Palinología y paleoambientes pleistocénicos de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2, 335–362 p.
- Mazari–Hiriart, M.; Hernández–Eugenio, C.; Rojo–Callejas, F.; Lozano–Santacruz, R., 2000. Vertical variability of PCE sorption in the lacustrine clays of Mexico City. *Environmental Geology*, vol. 39, n. 6, 595–602 p.
- McDonald, M.G. y Harbaugh, A.W. A Modular Three–Dimensional Finite–Difference Ground–Water Flow Model. U.S. Geological Survey Techniques of Water–Resources Investigations, Chapter A1, 1988.
- Montgomery Watson México, S.A. de C.V. *Modelo de calidad del agua del acuífero de la parte sur de la cuenca de México. Informe Final*. Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica, volumen 1, núm. de contrato 6–C04–1–0253, 1996, 8–2 p.
- Mooser, F. 1961. Informe sobre la Geología de la Cuenca de México. *Mex. Secretaría de Recursos Hidráulicos*. C.H.C.V.M., 99 pp.
- Mooser, F. 1962. Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México. XX Congreso Geología Internacional, México, libreto guía, exc. C–9, 9–16.
- Mooser, F., y C.Molina. 1993. Nuevo Modelo Hidrogeológico para la Cuenca de México. *Boletín del Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Javier Barros Sierra*, México D.F., vol. 3, n. 1, 68–84 p.
- Morales L., R.; Palacios V., O.L.; Marín S., L.; Peña D., S.; 2000. Dirección de flujo y clasificación del agua subterránea, en Monte Alegre, Sierra del Ajusco, México. *Agrociencia*, vol. 34, n. 6, 677–687 p.
- Mukherjee, S. y Mukherjee, Y.X. *Boundary Methods. Elements, Contours, and Nodes*. Ed. Taylor & Francis Group, 2005, Boca Raton, 217 p.
- Ortega G., M.A. y Farvolden, R.N. 1989. Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the Basin of Mexico. *Journal of Hydrology*, vol. 110, 271–294 p.
- Ortega G., M. A. 1989. Las condiciones de frontera hidráulicas naturales en la Cuenca de México, usando modelado matemático. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2, 283–295 p.

- Ortega G., A.; Cherry, J.A.; Aravena, R.; 1997. Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City. *Journal of Hydrology*, vol. 197, 47–69 p.
- Ortega G., M. A., 2000. Predicciones numéricas de los hundimientos regionales de Chalco, Distrito Federal y Estado de México. *GEOS*, vol. 20, n. 3, p. 191.
- Ortiz Z., D. C. *Migración de compuesto orgánicos derivados de un canal de aguas residuales de origen urbano e industrial a través de arcillas fracturadas hacia el acuífero subyacente, Chalco–Ixtapaluca, México*. Tesis de Maestría (Maestría en Ingeniería Ambiental) presentada en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1996.
- Parkhurst, D.L.; Kipp, K.L.; Engesgaard, P. y Charlton, S.R. *PHAST—A Program for Simulating Ground–Water Flow, Solute Transport, and Multicomponent Geochemical Reactions*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, Chap. 8, 2004, 154 p.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. *User’s guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, reaction–path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations*. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 99–4259, 1999, 312 p.
- Pinder, G.F. *Groundwater Modeling Using Geographical Informations Systems*. United States of America, Ed. John Wiley & sons, Inc., 2002, 233 p.
- Pinder, G.F. y Celia, M.A. *Subsurface hydrology*. United States of America, Ed. John Wiley & Sons, 2006, 468 p.
- Plata–Torres, J.L., 2002-2003. Investigación de parámetros hidrodinámicos y geométricos en acuíferos aluviales de la cuenca del Ebro mediante sondeos de resonancia magnética. *Línea Geofísica Aplicada*.
- Pollock, D.W., 1994. User’s guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post–processing package for MODFLOW, the U. S. Geological Survey finite–difference ground–water flow model. U.S. Geological Survey Open-File Report 94–464, 249 p.
- Prince, M. *Agua Subterránea*. 1ª ed., México, Ed. Limusa, 2003, 330 p.
- Ramírez–Esquivel, W.G. *Variación tioraria de la carga hidráulica en el acuitardo lacustre del exlago de Chalco D.F. y Estado de México*. Tesis de Licenciatura (Ingeniero Geólogo) presentada en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1995.
- Reilly, T.E., y Harbaugh, A.W. *Simulation of cylindrical flow to a well using the U.S. Geological Survey Modular Finite–Difference Ground–Water Flow Model*. *Ground Water*, 1993, v. 31, no. 3, 489–494 p.

- Rivera, A.; Ledoux, E.; De Marsily, G.; 1991. Nonlinear Modeling of Groundwater Flow and Total Subsidence of the Mexico City Aquifer–Aquitard System. *Land Subsidence, IAHS Publ.*, No. 200, 45–58 p.
- Rodríguez C., R. y Ochoa A., C., 1989. Estudio geoelectrico del Sistema Acuífero de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2, 191–205 p.
- Rudolph, D.L.; Herrera, I. y Yates, R., 1989. Groundwater flow and solute transport in the industrial well fields of the Texcoco saline aquifer system near Mexico city. *Geofísica Internacional*, vol. 28–2, 363–408 p.
- Rutledge, A.T. *User Guide for the PULSE Program*. U.S. Geological Survey Open–File Report 02–455, 2002, 34 p.
- Rutledge, A.T. *Program User Guide for PART*. Geological Survey, 2007a, 8 p.
- Rutledge, A.T. *Program User Guide for RORA*. Geological Survey, 2007b, 10 p.
- Rutledge, A.T. *Program User Guide for RECESS*. U.S. Geological Survey, 2007c, 19 p.
- Schlaepfer, C.J. 1968. Hoja México 14Q–h(5), con resumen de la geología de la hoja México. Distrito Federal y estados de México y Morelos. Instituto de Geología, UNAM, Serie 1:100000, mapa con texto al reverso.
- Secretaría del Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca (SEMARNAP). *Estudios de uso actual del suelo en la Cuenca Tributaria Oriental del ex-lago de Texcoco*: México, Secretaria de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca; Comisión Nacional del Agua, Gerencia de Aguas del Valle de México, Gerencia del Lago de Texcoco, Consultoria en Planeación y Desarrollo Agropecuario, 1996, 142 p.
- Secretaria del Medio Ambiente. *Informe Climatológico Ambiental del Valle de México*. Secretaria del Medio Ambiente, Gobierno del Distrito Federal, 2003, 158 p.
- Singh, V.P. y Frevert, D.K. *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications* Ed. Water Resources Publications, LLC, 2002, 950 p.
- Sloto, R.A. y Crouse, M.Y. *HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis*. U.S. Geological Survey Water–Resources Investigations Report 96–4040, 1996, 46 p.

- Soto G., E.; Mazari H., M.; Borjórquez T., L.A.; 2000. Entidades de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México propensas a la contaminación de agua subterránea. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, n. 43, 60–75 p.
- Tapia–Varela, G. y López–Blanco, J., 2002. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 19, n. 1, 50–65 p.
- Thoms, R.B.; Johnson, R.L. y Healy, R.W. *User's Guide to the Variably Saturated Flow (VSF) Process to MODFLOW*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6–A–18, 2006, 58 p.
- Tonkin, M.J.; Tiedeman, C. R.; Ely, D.M. y Hill, M.C. *OPR–PPR, a Computer Program for Assessing Data Importance to Model Predictions Using Linear Statistics*. Reston Virginia, U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report TM–6E2, 2006, book 6, chap. E2, 115 p.
- Torak, L.J. *A MODular Finite-Element model (MODFE) for areal and axisymmetric ground–water–flow problems, part 1—model description and user's manual*. U.S. Geological Survey Techniques of Water–Resources Investigations, 1993a, book 6, chap. A3, 136 p.
- Torak, L.J. *A MODular Finite-Element model (MODFE) for areal and axisymmetric ground–water–flow problems, part 3—design philosophy and programming detail*. U.S. Geological Survey Techniques of Water–Resources Investigations, 1993b, book 6, chap. A5, 243 p.
- Vargas–Cabrera, C. *Distribución de la conductividad hidráulica en el acuitardo lacustre de la Subcuenca de Chalco, D.F. y Estado de México*. Tesis de Licenciatura (Ingeniero Geólogo) presentada en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1995.
- Vargas–Cabrera, C. y Ortega Guerero, M.A., 2002. Propiedades y comportamiento hidráulico de los depósitos lacustres de la Cuenca de México, *GEOS*, vol. 22, n. 2, 123–124 p.
- Vargas, C. y Ortega Guerrero, M. A., 2004. Fracture hydraulic conductivity in the Mexico City clayey aquitard: Field piezometer rising–head tests. *Hydrogeology Journal*, vol. 12, 336–344 p.
- Vázquez–Sánchez, E. y Jaimes–Palomera, R. 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, vol. 28, núm. 2, 133–189 p.
- Vázquez–Sánchez, E. *Modelo conceptual hidrológico y características hidráulicas del acuífero en explotación en la parte meridional de la Cuenca de México*. Tesis de Maestría, UNAM, México, 1995.

- Voss, C.I. y Provost, A.M. *A Model for Saturated–Unsaturated Variable–Density Groundwater Flow with Solute or Energy Transport*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2003, Manual No. 02–4231.
- Winston, R.B. *Graphical User Interface for MODFLOW, Version 4*. U.S. Geological Survey Open–File Report 00–315, 2000, 27 p.
- Winston, R.B. *Programs for Simplifying the Analysis of Geographic Information in U.S. Geological Survey Ground–Water Models*. U.S. Geological Survey Open–File Report 01–392, 2001, 67 p.
- Winston, R.B. *GoPhast: A Graphical User Interface for PHAST*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6–A20, 2006, 98 p.
- Winston, R.B. y Shapiro, A.M. *BAT Analyzer: Real–Time Data Display and Interpretation Software for the Multifunction Bedrock–Aquifer Transportable Testing Tool (BAT3)*. U.S. Geological Survey Open–File Report 2007–1105, 2007, 65 p.
- Zheng, C. y Wang, P.P. *MT3DMS: A Modular Three–Dimensional Multispecies Transport Model for Simulation of Advection, Dispersion, and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems; Documentation and User’s Guide*. Strategic Environmental Research and Development Program (SERDP), Contract Report SERDP–99–1, 1999, 203 p.