



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE GEOCIENCIAS

**Modelo numérico de flujo de agua subterránea  
para la cuenca de Celaya**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
**JORGE LÓPEZ ALVIS**

Director de tesis:  
Dr. Jaime Jesús Carrera Hernández  
Centro de Geociencias

Juriquilla, Qro.

Enero 2017



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Jorge López Alvis', with a stylized flourish at the end.

Jorge López Alvis

*A mi familia y a Lorena*

# Agradecimientos

A a mi asesor, el Dr. Jaime Carrera Hernández, por todo su tiempo e interés en el desarrollo del presente trabajo. Siempre tuvo la disposición de revisar y discutir ideas referentes al mismo y ha compartido amablemente muchos de sus conocimientos conmigo.

A los miembros del jurado de examen, el Dr. Gilles Levresse, el Dr. Ángel Nieto Samaniego, el Dr. José Antonio Hernández Espriú y el Dr. José Alfredo Ramos Leal, por su atención y comentarios constructivos en la revisión de esta tesis. Sin duda, sus sugerencias mejoraron la calidad de la misma y motivaron discusiones interesantes para futuros trabajos.

A mis padres, Jorge y Pilar, a mi hermano, Fernando, a Lore y a toda mi familia por todo su apoyo y comprensión durante la realización de este trabajo.

A todos mis amigos por su compañía y apoyo, en especial a Enrique y Tatiana.

Al CONACyT por brindarme apoyo económico durante el estudio de esta maestría.

A todo el personal de la UNAM y el Centro de Geociencias por su apoyo.

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	2
1.2. Área de estudio . . . . .	2
1.3. Estudios previos . . . . .	5
<b>2. Sistema hidrológico</b>	<b>8</b>
2.1. Clima . . . . .	8
2.2. Evapotranspiración potencial . . . . .	9
2.3. Uso de suelo . . . . .	11
2.4. Hidrología superficial . . . . .	13
<b>3. Hidrogeología de la cuenca de Celaya</b>	<b>16</b>
3.1. Marco geológico regional . . . . .	16
3.2. Unidades litoestratigráficas . . . . .	17
3.3. Régimen estructural . . . . .	20
3.4. Modelo tridimensional de la geología . . . . .	22
3.5. Modelo conceptual de flujo de agua en el subsuelo . . . . .	25
<b>4. Modelo numérico de flujo de agua subterránea</b>	<b>30</b>

4.1. Construcción del modelo numérico . . . . .	30
4.1.1. Discretización espacial y temporal . . . . .	31
4.1.2. Condiciones iniciales . . . . .	33
4.1.3. Condiciones de frontera . . . . .	33
4.1.4. Propiedades hidráulicas . . . . .	38
4.2. Calibración del modelo numérico . . . . .	39
4.2.1. Carga hidráulica . . . . .	40
4.2.2. Balance de flujo en estado estacionario . . . . .	42
4.3. Análisis de sensibilidad . . . . .	42
<b>5. Análisis de resultados</b>	<b>44</b>
5.1. Simulación para estado estacionario . . . . .	44
5.2. Simulaciones para estado transitorio . . . . .	48
5.2.1. Estado actual . . . . .	48
5.2.2. Caso base . . . . .	51
5.2.3. Caso aumento en la extracción . . . . .	53
5.3. Manejo sustentable de recursos hídricos . . . . .	54
5.4. Alcances del modelo y sugerencias . . . . .	56
<b>6. Conclusiones</b>	<b>59</b>
Bibliografía	61

# Índice de figuras

1.1. Área de estudio . . . . .	4
2.1. Interpolación con el método Kriging con Deriva Externa (KED) de la precipitación para el periodo de lluvias del año 1996 . . . . .	10
2.2. Uso de suelo para el año 2013 . . . . .	12
2.3. Gasto medio mensual del escurrimiento medido para el periodo 1974-2014 en (A) la estación Tres Guerras y (B) la estación Ameche . . . . .	14
3.1. Distribución espacial en la superficie de las unidades litoestratigráficas y las estructuras principales: <i>FSMA</i> , Falla San Miguel de Allende, <i>FSB</i> , Falla San Bartolomé, <i>FC</i> , Falla Central, <i>Flix</i> , Falla Ixtla, <i>FB</i> , Falla del Bajío. Basada en los trabajos de Nieto-Samaniego et al. (1999), Alaniz-Álvarez et al. (2001) y Soto-Araiza y Lopez-Ojeda (1999). Se muestra también la posición de las secciones auxiliares A,B,C y D . . . . .	21
3.2. Construcción tridimensional del modelo litológico: (A) discretización vertical en capas, y (B) distribución 2D de las unidades litológicas, U, en una capa . . .	22
3.3. Distribución 3D de las unidades litológicas . . . . .	23
3.4. Esquema del sistema de flujo subterráneo en la cuenca de Celaya, previo a la explotación: precipitación ( <i>P</i> ), evapotranspiración ( <i>ET</i> ), flujo en corrientes ( <i>SF</i> ), recarga difusa ( <i>F</i> ), flujo base de corrientes ( <i>BF</i> ), recarga enfocada en corrientes ( <i>SFR</i> ), recarga de bloque de montaña ( <i>MBR</i> ) . . . . .	25
3.5. Distribución espacial de la recarga potencial media para el periodo 1971-2000	27
3.6. Distribución espacial de los pozos, agrupados por uso y volumen de extracción	29

4.1. Malla de discretización espacial para el método de elemento finito: (A) vista en perspectiva, y (B) vista en plano . . . . .	32
4.2. Localización de las condiciones de frontera (CF) asignadas en el modelo . . . . .	35
4.3. Variación temporal de la tasa de extracción usada en el modelo (se muestra la extracción de un solo pozo). Los puntos representan los valores en los años 1910, 2002, 2009 y 2015, y la línea continua es la interpolación lineal entre los mismos . . . . .	37
4.4. Distribución espacial de los valores calibrados de $K$ horizontal, el diagrama superior muestra la traza de los planos de corte . . . . .	39
4.5. (A) Distribución espacial del valor absoluto de los residuales ( $ h_{sim} - h_{obs} $ ) cada color indica una zona de control distinta. (B) Residuales contra valores de carga hidráulica simulada, los colores indican las mismas zonas de control .	41
5.1. Distribución espacial de la carga hidráulica para estado estacionario en la cuenca de Celaya . . . . .	45
5.2. Balance de flujo de agua subterránea: (A) para estado estacionario, y (B) para el año 2016. $R$ es la recarga difusa, $BF/SFR$ es la interacción con corrientes superficiales, $BCE$ es el flujo en la frontera este, $BCW$ es el flujo en la frontera oeste, $ET$ es la evapotranspiración, $Q$ es la extracción por medio de pozos, $\Delta S$ es el cambio de almacenamiento . . . . .	47
5.3. Distribución de los residuales de carga hidráulica para el año 2004: (A) simulando la recarga enfocada en corrientes, y (B) sin la recarga enfocada en corrientes . . . . .	48
5.4. Evolución temporal de la carga hidráulica en la cuenca de Celaya . . . . .	49
5.5. Predicción de la evolución temporal de la carga hidráulica en la cuenca de Celaya para el caso base . . . . .	52
5.6. Predicción de la evolución temporal de la carga hidráulica en la cuenca de Celaya para el caso aumento en la extracción . . . . .	55

# Índice de tablas

2.1. Coeficientes de escurrimiento, C, para los usos de suelo. Se adaptaron a partir de los números de curva del Servicio de Conservación de Suelos (SCS) para condiciones antecedentes promedio (USDA, 1986) . . . . .	12
4.1. Valores de las propiedades hidráulicas para el modelo calibrado . . . . .	40

## Resumen

En el presente trabajo se desarrolló un modelo numérico de flujo de agua subterránea para la cuenca de Celaya. En el desarrollo del modelo se usó e interpretó información geológica e hidrológica. Los límites del modelo se fijaron coincidentes con los de la cuenca superficial y se les asignaron condiciones de frontera de no flujo, excepto a las zonas que se encuentran en conexión con las cuencas adyacentes, en donde se establecieron condiciones de carga constante en el tiempo. Se utilizó el programa FEFLOW, el cual se basa en el método numérico de elemento finito para discretizar y resolver las ecuaciones de flujo de agua subterránea. La aplicación de dicho método permitió usar una malla que se ajustara mejor a las fronteras con geometrías irregulares y que se refinara en los pozos y corrientes superficiales. Se simuló tanto la recarga difusa como la recarga enfocada en corrientes, considerando la hidrología en bloques de montaña. Las propiedades hidráulicas se asignaron de acuerdo a la distribución tridimensional de las unidades litológicas, la cual se construyó usando la información geológica de la región. El modelo se calibró usando mediciones del nivel estático e información cualitativa de algunos procesos hidrológicos. Algunas tendencias en los residuales se explican por las condiciones de frontera de carga constante en el tiempo y se sugiere como posible solución el ensamblar el modelo del presente estudio con modelos de las cuencas adyacentes. Se realizaron simulaciones de la carga hidráulica para las condiciones previas a la explotación, es decir, el estado estacionario, y para las condiciones actuales, es decir, estado transitorio hasta el año 2016. También se realizaron simulaciones predictivas para el año 2050 considerando dos escenarios de explotación a futuro: uno en donde se mantiene la extracción del año 2015 y otro en donde la extracción aumenta de forma lineal. Los resultados de las simulaciones indican que la gestión actual de los recursos hídricos subterráneos no es sustentable a largo plazo, por lo tanto se recomienda cambiar las políticas de explotación de forma que garanticen una fuente de agua a futuro.

# Capítulo 1

## Introducción

El agua es un recurso fundamental para el desarrollo económico y social. El crecimiento y la prosperidad de una sociedad siempre están ligados al acceso continuo y seguro a los recursos hídricos. Por lo tanto, es de suma importancia conocer y entender los procesos que rigen la distribución del agua en el ambiente y así poder proponer las mejores formas para explotarla.

En la actualidad, el crecimiento acelerado de la población y el desarrollo industrial han provocado que en algunas regiones los recursos hídricos se estén explotando de forma desmedida, poniendo en riesgo el abastecimiento a futuro. En dichas regiones se vuelve indispensable contar con una planeación en el manejo del agua que permita garantizar la disponibilidad de la misma en el futuro, es decir, explotar de manera sustentable. A nivel mundial ha surgido una estrategia que pretende auxiliar en el logro de este objetivo, referida como *Gestión Integrada de Recursos Hídricos* (GIRH) a nivel de cuencas (GWP e INBO, 2009). Una herramienta que resulta muy útil para dicha estrategia, puesto que está sustentada en el entendimiento de los procesos físicos que rigen la distribución del agua, es el uso de modelos predictivos.

Un modelo numérico es una simplificación de un sistema real y de los procesos que ocurren en él, usado generalmente para simular una respuesta ante cierto estímulo (Bear y Cheng, 2010). El potencial que tienen los modelos de agua subterránea en la actualidad es grande, ya que se cuenta con tecnología de cómputo e instrumentación que permiten reducir la incertidumbre en la representación que se hace del sistema real. Las predicciones que se hacen con el modelo se pueden usar para: (1) simular el comportamiento del sistema ante la implementación de políticas de gestión, (2) obtener un mejor conocimiento del sistema y sus propiedades, (3) obtener información necesaria para evaluar regulaciones y (4) diseñar redes de monitoreo o experimentos de campo (Bear y Cheng, 2010).

El presente estudio se enfoca en la cuenca de Celaya, Guanajuato, en donde los recursos hídricos se están explotando de forma considerable. En dicha zona, el sector agrícola concentra la mayoría de la actividad económica de la región y es la que consume el mayor porcentaje de agua (Marañón, 1999). El clima semiárido y la mayor facilidad en el acceso han provocado que la fuente más utilizada sea el agua subterránea (Acevedo-Torres, 2004). Es por esto que aquí se propone el uso de un modelo predictivo para dicha fuente, es decir, un modelo de flujo de agua subterránea para la cuenca. Este modelo pretende auxiliar en la aplicación de la *Gestión Integrada de Recursos Hídricos* (GIRH) en la región y constituye un esfuerzo para lograr que la toma de decisiones se haga encaminada hacia una explotación sustentable de los recursos hídricos en la cuenca de Celaya. En el marco de la GIRH, las fuentes de agua (superficiales y subterráneas) se consideran en constante interacción, por lo cual se evalúa de forma integral el impacto de la extracción de agua subterránea en la cuenca.

## 1.1. Objetivos

Con el propósito de auxiliar en el manejo sustentable de los recursos hídricos en la cuenca de Celaya, se desarrollará un modelo numérico de flujo de agua subterránea que represente de forma adecuada la dinámica del sistema real. Considerando la incertidumbre asociada, el modelo será capaz de reproducir las condiciones actuales así como predecir el comportamiento del sistema ante distintos escenarios de explotación a futuro. Los siguientes puntos se consideran en el desarrollo del modelo:

- La construcción del modelo considerando toda la extensión de la cuenca, es decir, los bloques de montaña y el valle adyacente
- El uso de un método simplificado para la estimación de la recarga difusa
- El efecto de simular la recarga enfocada en corrientes superficiales
- El uso de una parametrización basada en la distribución litológica en tres dimensiones

## 1.2. Área de estudio

En el presente estudio se definió como cuenca de Celaya a la región que contiene a la localidad de Celaya y que está limitada por el parteaguas superficial de los ríos Apaseo y Laja hacia el norte, sur y este, mientras que al oeste se utilizó un límite arbitrario (Figura

1.1). Este último límite se estableció con una línea recta N-S cuyas coordenadas de longitud corresponden a la selección de dos parteaguas en las sierras al norte (Sierra de Guanajuato) y sur (Volcán Cerro Grande) del valle; se escogieron dichos parteaguas para cubrir en su totalidad la localidad de Celaya y para coincidir con un mínimo de la extensión transversal del valle. La cuenca así definida está ubicada en la parte oriental de un conjunto de valles escalonados caracterizados por formar extensas planicies y poseer suelos fértiles, conocido como el Bajío de Guanajuato (Marañón, 1999). El límite arbitrario al oeste se fijó así porque el Bajío puede ser considerado una gran cuenca en la cual queda contenida en su totalidad la cuenca de Celaya. La extensión del Bajío es demasiado grande para ser abordada en un solo estudio hidrológico con una resolución que permita obtener resultados útiles. Sin embargo, de manera ideal y para cumplir con la GIRH en cuencas, el modelo aquí desarrollado podría ser una pieza de un conjunto que cubra toda la extensión del Bajío (GWP e INBO, 2009).

La cuenca de Celaya se ubica en la frontera entre dos provincias fisiográficas: la Mesa Central (MC) y el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (Alaniz-Álvarez et al., 2001). La Sierra de Guanajuato, que limita la cuenca en el noroeste, es parte de la MC mientras que los volcanes Palo Huerfano, La Joya y Cerro Grande, así como otras estructuras volcánicas menores pertenecen al CVTM. Estas estructuras forman una cuenca de depósito limitada al norte por un escarpe de falla con tendencia NW y al sur por un conjunto de aparatos volcánicos (Alaniz-Álvarez et al., 2001). En el extremo oriental, un escarpe de falla con dirección N-S, forma el límite con la cuenca del valle de Querétaro (Carrera-Hernández et al., 2016). El piso del valle tiene una cota promedio de 1750 msnm y las elevaciones que lo rodean presentan desniveles entre los 400 y 800 m con respecto a éste.

En la región, el mayor volumen de agua para abastecimiento se extrae del subsuelo a través de pozos. Esto se debe al clima semiárido y a la capacidad de los acuíferos de actuar como almacenes y sistemas de distribución (Bear y Cheng, 2010). El sector agrícola es el que demanda el mayor suministro, alcanzando a nivel estatal volúmenes que representan más del 80 por ciento del consumo total (CONAGUA, 2015c). Sumado a esto, en la región existen diversas localidades con necesidad de abastecimiento público, siendo la más importante de éstas la ciudad de Celaya, cuya población es mayor a los 500 mil habitantes y se enlista dentro de las 59 zonas metropolitanas más grandes del país (CONAGUA, 2015c).

A nivel nacional, la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) es el organismo encargado de supervisar y dictar las leyes federales del manejo del agua. Dicho organismo divide al país en 731 cuencas hidrológicas y en 653 acuíferos (CONAGUA, 2015c). El área de estudio coincide parcialmente (pero casi en su totalidad) con el acuífero denominado Valle de Celaya y con la cuenca nombrada Río Laja 2. Actualmente, tanto el agua superficial como subterránea están sobreexplotadas, es decir, se extrae más agua de lo que se recarga o escurre de forma

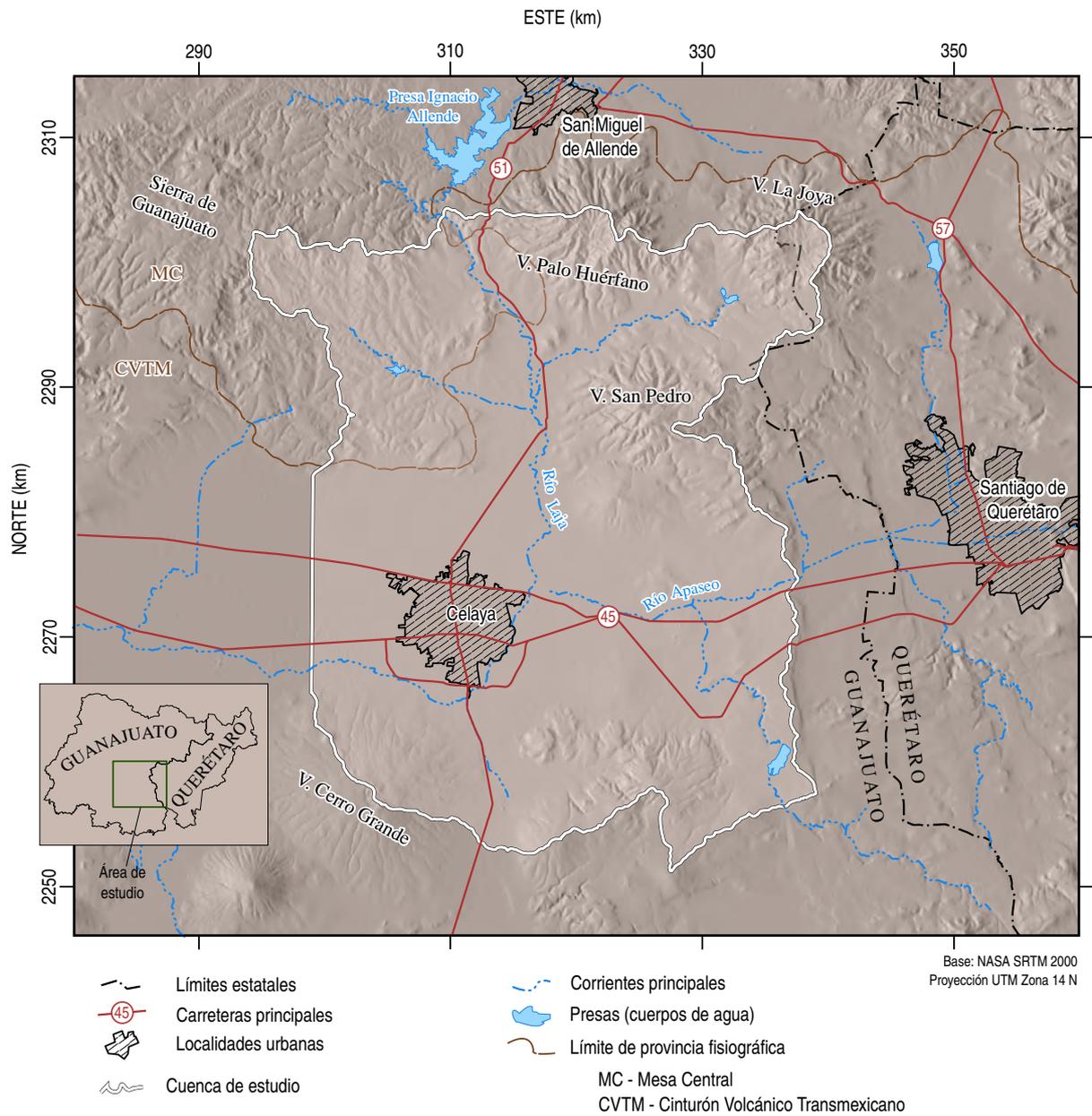


Figura 1.1: Área de estudio

natural. Para poder evaluar dichas condiciones, la CONAGUA ha publicado la disponibilidad media anual para cuencas y acuíferos. El presente estudio pretende determinar la dinámica del acuífero considerando los volúmenes de extracción, así como la variación espacial de la recarga potencial al acuífero. Este modelo permitirá analizar el efecto que puede tener la disminución de las extracciones en el acuífero.

### **1.3. Estudios previos**

Trabajos anteriores para la zona de interés han usado límites administrativos para estudiar el flujo de agua subterránea. En el año 2002, la CONAGUA publicó un estudio del Valle de Celaya (CONAGUA, 2002) en el cual se reconoce que los límites físicos del acuífero se extienden desde Querétaro hasta Irapuato pero que por cuestiones administrativas ha sido dividido en varias secciones. En el presente estudio se pretende usar los límites físicos y no los administrativos, lo que resulta en una mejor representación de los procesos hidrológicos subterráneos y en la posibilidad de usar el modelo en conjunto con los modelos de las cuencas adyacentes, es decir el valle de Querétaro y el resto del Bajío. Otros estudios han seleccionado límites físicos (IGC, 1998; Lesser y Asociados, 2000) pero en algunas de sus fronteras se hacen suposiciones que probablemente no sean válidas, p. ej. la selección del Río Laja como una frontera de no flujo podría haber sido válida cuando el sistema se encontraba en estado estacionario pero actualmente los abatimientos medidos cerca de dicha corriente indican que ya no existe una conexión directa entre la misma y el sistema subterráneo. Para evitar estas suposiciones, el presente trabajo usa límites físicos que no están alterados por el régimen de explotación actual, es decir, fronteras de no flujo para el parteaguas superficial.

En estudios previos, los métodos usados para estimar algunas componentes de flujo han provocado resultados erróneos del balance de agua subterránea, p. ej. la ecuación de balance no se cumple ya que la diferencia entre las entradas y las salidas no es igual al cambio de almacenamiento (CONAGUA, 2002). El uso de un modelo numérico, como en el presente estudio, garantiza que las componentes de flujo sean consideradas explícitamente y se cumpla la ecuación de balance. Algunos estudios anteriores han estimado la recarga proveniente de las sierras usando mediciones de la carga hidráulica, a partir de las cuales se establecen celdas en las que se aplica la ley de Darcy y se calculan volúmenes de flujo (IGC, 1998; Lesser y Asociados, 2000). Estudios recientes (Ball et al., 2014; Gleeson y Manning, 2008) han demostrado que resulta más conveniente modelar toda la cuenca, ya que la estimación de la recarga de las montañas puede ser más precisa e independiente de las mediciones de carga hidráulica en los extremos del valle. Por este motivo en el presente estudio se realiza un mo-

delo que abarca tanto el valle como las elevaciones topográficas y considera explícitamente los procesos de recarga.

Para estimar la distribución de las propiedades hidráulicas, estudios previos han utilizado agrupaciones de unidades litológicas con propiedades hidráulicas similares. IGC (1998) describen siete unidades geológicas en la zona de estudio y usan sólo cinco unidades para asignar los valores de las propiedades hidráulicas. Las variaciones verticales son las que han sido mayormente simplificadas, p. ej. Lesser y Asociados (2000) usaron tres capas en el modelo para representar el sistema de flujo subterráneo, mientras que IGC (1998) definieron una sola capa en el modelo. En el presente estudio se decidió conservar el mayor grado de heterogeneidad representado por las distintas unidades litoestratigráficas, asignando valores distintos (aunque constantes) para cada una de éstas. Para representar de forma adecuada las variaciones verticales se definieron 15 capas usando un método que permite ajustarse adecuadamente a la estratigrafía.

En cuanto al método numérico usado para resolver las ecuaciones de flujo de agua subterránea, los estudios anteriores (IGC, 1998; Lesser y Asociados, 2000) han utilizado el programa Modflow, que está basado en el método de diferencias finitas. Dicho método tiene la desventaja de requerir una malla rectangular, lo que dificulta el ajuste a las geometrías irregulares de los acuíferos. Además, la discretización horizontal en ambos estudios es uniforme y de gran tamaño (1000 m) lo que dificulta la correcta representación de fenómenos hidrológicos de escalas menores, p. ej. los conos de abatimiento. En el presente estudio, se usa el método de elemento finito para resolver las ecuaciones de flujo, el cual permite el uso de una malla que se ajusta mejor a la estructura del sistema de flujo subterráneo. La discretización de la malla permite refinarla cerca de los pozos y por tanto, representar adecuadamente las variaciones de carga hidráulica de menor escala.

El presente estudio sigue las recomendaciones y la metodología propuestas por Carrera-Hernández et al. (2016). En dicho estudio, se elaboró un modelo numérico de flujo de agua subterránea para el acuífero del valle de Querétaro. La distribución de las propiedades hidráulicas se basó en la localización en tres dimensiones de las unidades geológicas presentes en el subsuelo, de forma que cada unidad fuera una zona con valores constantes de conductividad hidráulica ( $K$ ), almacenamiento específico ( $S_s$ ) y rendimiento específico ( $S_y$ ). La extensión del modelo cubre la extensión de toda la cuenca del Río Querétaro, es decir, no se restringe a límites administrativos o a la zona del valle. Se usa el software FEFLOW, el cual se basa en el método de elemento finito para discretizar y resolver las ecuaciones de flujo. Para la discretización horizontal se construye una malla triangular refinada a una distancia máxima de 60 m cerca de los pozos y las fallas, mientras que en la vertical se usan 20 capas, de las cuales las nueve más someras tienen espesor variable para ajustarse de mejor forma a

la variación vertical de la geología.

En el estudio mencionado, la recarga potencial ( $R$ ) se estima como la diferencia de la precipitación menos la evapotranspiración potencial ( $PET$ ) y el escurrimiento ( $S$ ) usando valores agregados mensuales. La  $PET$  se calcula con la relación de Malmström (Malmström, 1969) y el escurrimiento se estima asignando coeficientes a los distintos usos de suelo que hay en la cuenca. La distribución espacial de las variables climatológicas de precipitación ( $P$ ) y temperatura ( $T$ ) se interpolan usando el método de *Kriging con deriva externa* tomando como variable auxiliar la elevación. Algo que se destaca en la metodología es el uso de bases de datos relacionales para la información de estaciones climatológicas y pozos, y el uso del Sistema de Información Geográfica (SIG) GRASS para el manejo espacial de los datos. El modelo se calibró para las mediciones potenciométricas de 2010, y se validó con las observaciones de 1970, 1980, 1990 y 2000. Finalmente, se hicieron predicciones para casos futuros en los que se contempla una reducción en la extracción, observando el comportamiento de los niveles de agua hasta el año de 2050. En el presente estudio se propone, de igual forma, hacer predicciones para dos escenarios de explotación a futuro.

# Capítulo 2

## Sistema hidrológico

La distribución natural del agua dentro de la cuenca de Celaya está determinada por diversos factores climáticos, fisiográficos y geológicos. Sumado a esto, en la región se han construido diversas estructuras hidráulicas principalmente para el suministro a la industria agrícola y el control de avenidas. En este capítulo se busca describir la dinámica del flujo del agua en la cuenca, con énfasis en el agua superficial y su posible interacción con el agua subterránea. En el siguiente capítulo se abordará a detalle el comportamiento del agua en el subsuelo.

### 2.1. Clima

De acuerdo a la información de las estaciones climatológicas que están dentro de la zona de estudio, el clima en la cuenca de Celaya es semiárido (*BS*, según la clasificación de Köppen) con lluvias en verano. Dentro de los cuatro tipos de zonas secas, la región de interés se puede categorizar como zona semiárida, porque tiene una precipitación promedio anual entre 250 y 600 mm. En dichas zonas, la precipitación es menor que la evapotranspiración potencial (*PET*) para todo el año o para una parte del mismo, y ocurren condiciones permanentes o estacionales de déficit de agua en el suelo (D'Odorico y Porporato, 2006).

Para determinar la variación espacial de la precipitación y la temperatura en la zona de estudio se consideraron las estaciones climatológicas que estaban dentro de la cuenca, así como las que se encontraban en un radio de 200 km de distancia. Esto permite contar con un número suficiente de estaciones para poder hacer una estimación adecuada de la distribución espacial de la temperatura y la precipitación, la cual es necesaria para calcular la recarga potencial (Capítulo 3). Para estimar la variación espacial de las variables climatológicas, se

utilizan los promedios mensuales del periodo 1971-2000, el cual corresponde a las normales climatológicas. Los datos de las estaciones climatológicas se organizaron en la base de datos relacional PostgreSQL, lo que permite realizar consultas y comparaciones de información de manera más eficiente (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008).

La distribución espacial de las variables meteorológicas (precipitación y temperaturas máxima y mínima) se obtuvo mediante *Kriging con deriva externa* (KED) usando como variable auxiliar la elevación del terreno (Carrera-Hernández y Gaskin, 2006). La información sobre la elevación se obtuvo a partir de un modelo digital de elevación (MDE) SRTM con resolución de 30 m, el cual se ajustó a una resolución de 100 m usando promedios espaciales. Los datos se procesaron dentro de *R* (R Development Core Team, 2008) usando el paquete de geostatística *gstat* (Pebesma y Wesseling, 1998) para realizar la interpolación por el método de Kriging. Este método requiere que se construyan los semivariogramas experimentales a partir de las mediciones de cada una de las variables climatológicas. Después se debe ajustar un modelo teórico de variabilidad espacial, en este caso el semivariograma teórico (Tabios y Salas, 1985). La librería *gstat* permite ajustar el semivariograma teórico por medio de un algoritmo de optimización (Pebesma y Wesseling, 1998). Usando los semivariogramas teóricos, se realiza la interpolación de las distintas variables y se obtiene como resultado archivos ráster con la misma resolución de la elevación, es decir, 100 m.

El uso de la elevación como variable auxiliar para estimar la distribución espacial de la precipitación resulta especialmente útil para los meses en que los datos son escasos y dispersos, y ha demostrado ser una estrategia válida y ampliamente usada (Carrera-Hernández y Gaskin, 2006; Goovaerts, 2000). Al aplicar esta metodología se obtienen archivos ráster que pueden ser utilizados en un SIG. Para la zona de estudio se aplicó este método a los valores mensuales de 1971-2000, los cuales luego fueron promediados para calcular los valores mensuales del periodo considerado, es decir, se obtiene un ráster promedio para cada uno de los 12 meses del año. Como ejemplo, la Figura 2.1 muestra los ráster obtenidos para la precipitación en el periodo de lluvias del año 1996.

## 2.2. Evapotranspiración potencial

Con la información anterior, se puede estimar una evapotranspiración potencial, *PET*, mensual para el mismo periodo 1971-2001. Para esto se usa la relación de Malmström (Malmström, 1969),

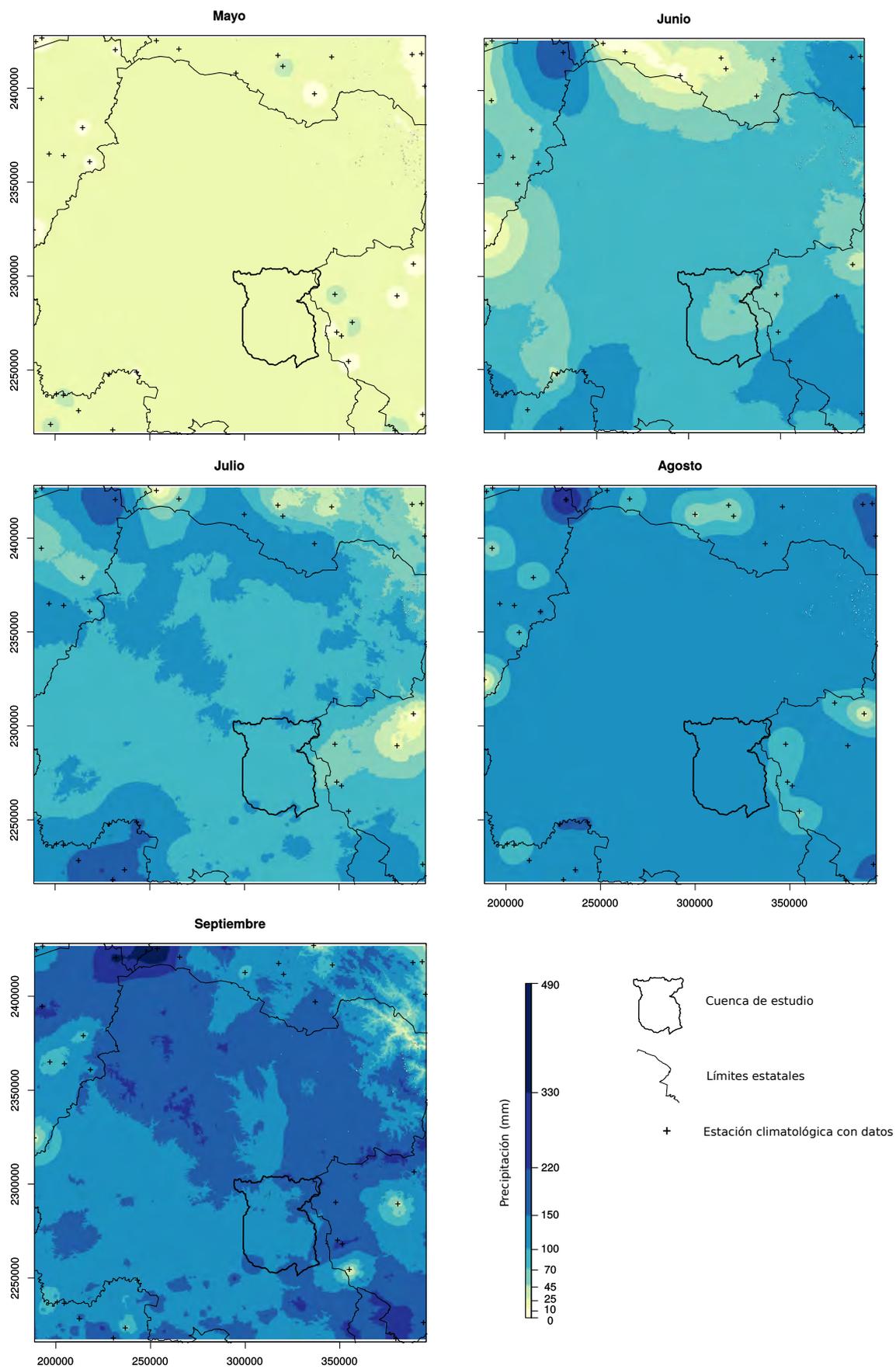


Figura 2.1: Interpolación con el método Kriging con Deriva Externa (KED) de la precipitación para el periodo de lluvias del año 1996

$$PET = 40.9 \times 0.611 \exp\left(\frac{17.3T}{T + 237.3}\right) \quad (2.1)$$

donde  $T$  es la temperatura promedio ( $^{\circ}\text{C}$ ), la cual se calcula a partir de las temperaturas mínima y máxima. Es importante mencionar que, si se consideran valores anuales para la precipitación y la evapotranspiración, no habrá agua disponible para infiltrarse y recargar el acuífero, por lo que se deben usar valores mensuales (Carrera-Hernández et al., 2016). La obtención de la recarga se detallará en el Capítulo 3.

La evapotranspiración potencial ( $PET$ ) es la evapotranspiración que sucedería en caso de que hubiera suficiente agua disponible cerca de la superficie, proveniente de la precipitación y la humedad del suelo. La evapotranspiración real,  $AET$ , por otra parte, es la que ocurre dada la cantidad real de agua disponible en el suelo para evaporarse o transpirarse. Debido a la falta de información necesaria para poder calcular la  $AET$  (R. Allen et al., 1998) se optó por trabajar con la  $PET$ .

### 2.3. Uso de suelo

La cantidad de precipitación que se convierte en escurrimiento y que se infiltra depende en gran medida del uso de suelo. En la cuenca de Celaya, los usos de suelos se dividen en agrícolas, urbanos y los que ocurren de forma natural. Para definir los distintos usos de suelo se usó la información del *Instituto Nacional de Estadística y Geografía* (INEGI) para el año 2013, disponible en formato ráster (INEGI, 2014). Estos datos tienen una clasificación jerárquica, lo cual se aprovechó para definir los usos de suelo en ocho categorías principales presentes en la región de interés. Primero, se dividieron en suelos de uso agrícola, urbano y cubiertos por vegetación. Posteriormente, los suelos cubiertos por vegetación se clasificaron de acuerdo al tipo de vegetación. A esta clasificación se le asignó un coeficiente de escurrimiento, como se muestra en la Tabla 2.1.

La distribución espacial del uso de suelo para la cuenca se muestra en la Figura 2.2 y representa las condiciones para el año de 2013. Es evidente que esta distribución es resultado de una evolución en los usos de suelo, iniciada con el desarrollo agrícola y urbano de la región. La tendencia principal es el cambio de vegetación natural en el piso del valle por suelos de tipo agrícola y urbano. Esto implica que el escurrimiento ha aumentado (o la infiltración ha disminuido), como se puede observar al comparar los coeficientes de escurrimiento de los respectivos usos de suelo.

Uso de suelo	C (%)
Urbano	90
Agrícola	50
Matorral	15
Pastizales	25

Tabla 2.1: Coeficientes de escurrimiento, C, para los usos de suelo. Se adaptaron a partir de los números de curva del Servicio de Conservación de Suelos (SCS) para condiciones antecedentes promedio (USDA, 1986)

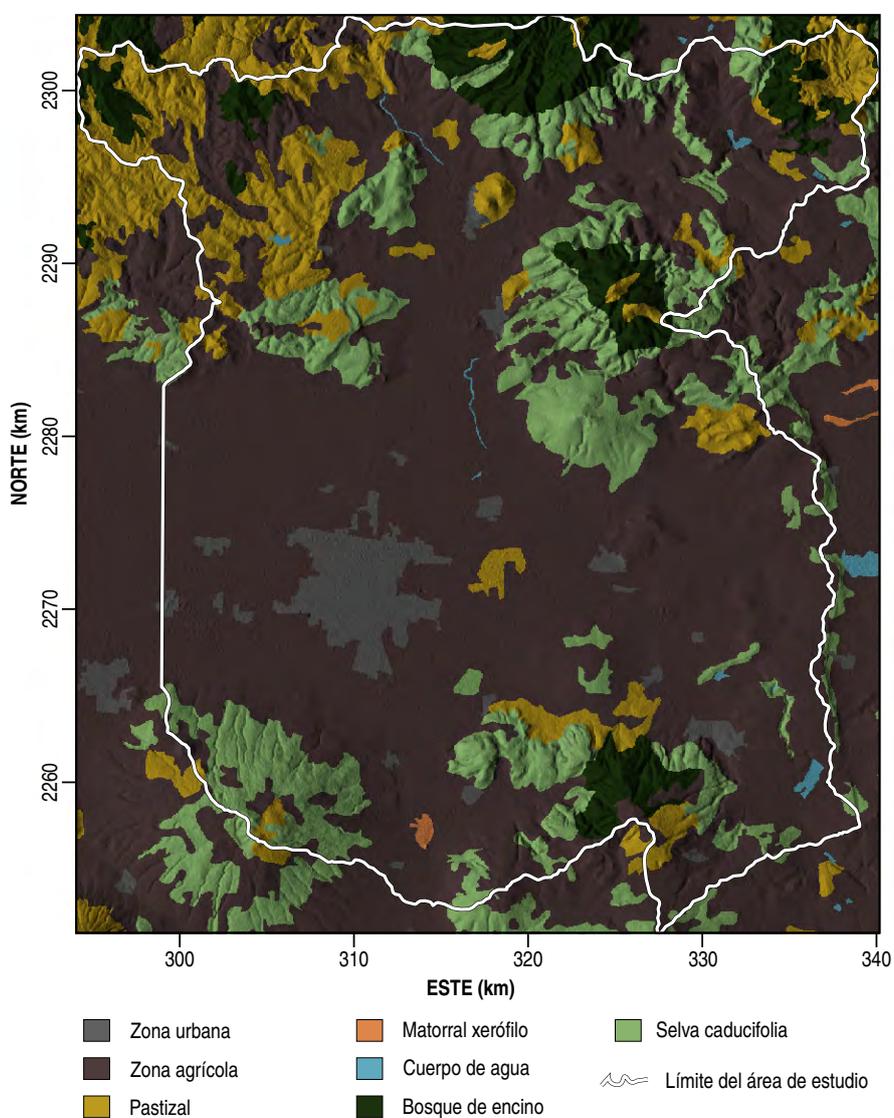


Figura 2.2: Uso de suelo para el año 2013

## 2.4. Hidrología superficial

Las dos corrientes principales presentes en la zona de estudio son el Río Laja y el Río Apaseo. La segunda corriente fluye con sentido E-W, desde el valle de Querétaro, y es afluente del Río Laja, el cual entra a la cuenca por el extremo norte con una dirección N-S, misma que conserva hasta llegar a la parte central del valle, en la periferia de la ciudad de Celaya, donde cambia a un sentido E-W para salir de la cuenca por el extremo oeste (Figura 1.1). Ambas corrientes son intermitentes en la mayoría de su longitud y forman parte de la Región Hidrológica 12 (CONAGUA, 2015c), cuya corriente principal es el Río Lerma-Santiago. Dentro de la zona de estudio existen otras corrientes intermitentes que constituyen tributarios para los ríos Laja y Apaseo, las más importantes provienen de las sierras al NE, NW y SE.

El modelo digital de elevación (MDE) es un archivo ráster que sirve para definir la cuenca hidrológica en la zona de estudio y para determinar el comportamiento del escurrimiento superficial dentro de la misma. La extensión de la cuenca se define a partir de un algoritmo que calcula la acumulación del escurrimiento en cada una de las celdas, usando el criterio de *flujo en direcciones múltiples* (multiple flow direction, MFD). Este algoritmo está codificado en el comando `r.watershed` del Sistema de Información Geográfica (SIG) GRASS. El código usa un valor umbral para las cuencas, que declara el número de celdas mínimo que drenan a una zona. Para el procesamiento en la cuenca de Celaya, fue necesario un valor umbral de 2000 celdas para determinar adecuadamente el parteaguas que se observan en la morfología del terreno y definir un límite artificial al oeste, puesto que la cuenca se extiende fuera del área de interés.

Dentro de la cuenca existen dos estaciones hidrométricas operadas por CONAGUA: la estación Tres Guerras y la estación Ameche, ubicadas en el Río Laja y el Río Apaseo, respectivamente. Además, hay una estación hidrométrica localizada cerca de la entrada del Río Laja en el norte, nombrada La Begoña. Las dos primeras tienen datos para los años 1975–2014, mientras que la última tiene dos periodos de medición, 1940–1964 y 1965–1989, debido a que fue reubicada tras la construcción de la presa Ignacio Allende (en el segundo periodo se renombró dicha estación como La Begoña II para hacer énfasis en el cambio de posición). En la estación Tres Guerras se ha registrado un gasto medio mensual de  $2.85 \text{ m}^3/\text{s}$  para todo el periodo de medición, mientras que en las estaciones Ameche y La Begoña se obtuvieron gastos medios mensuales de  $1.15$  y  $5.90 \text{ m}^3$ , respectivamente (CONAGUA, 2016). El escurrimiento presenta fuertes variaciones estacionales, de manera que la mayoría sucede entre los meses de mayo y octubre (Figura 2.3).

La diferencia del gasto medio mensual entre las estaciones La Begoña y Tres Guerras

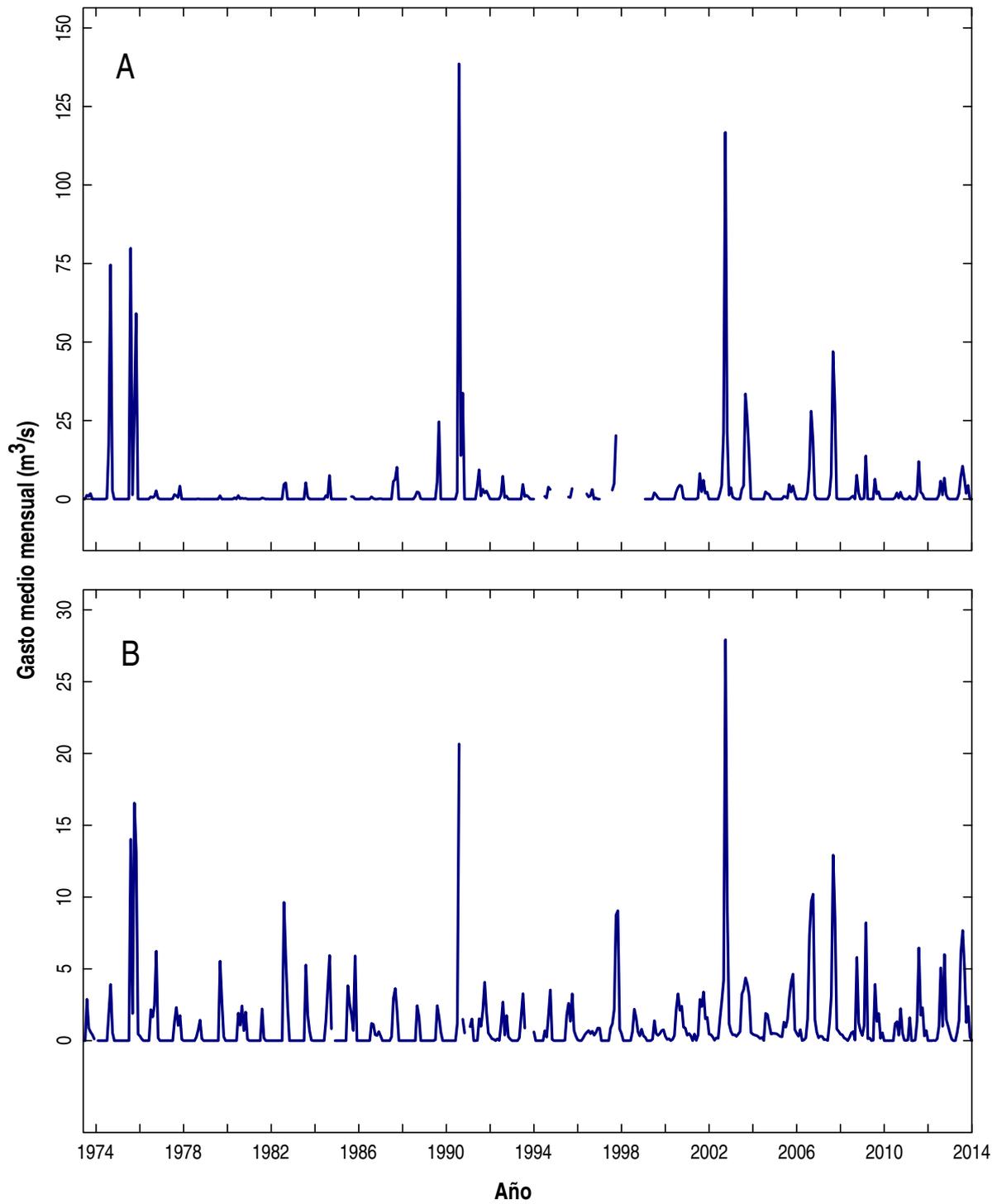


Figura 2.3: Gasto medio mensual del escurrimiento medido para el periodo 1974-2014 en (A) la estación Tres Guerras y (B) la estación Ameche

(ambas ubicadas en el Río Laja) indica que hay una pérdida de flujo aguas abajo, lo que probablemente sea resultado de la evaporación directa de la corriente y la infiltración de agua en el lecho del río. Dicha infiltración significa que hay una interacción entre el agua superficial de las corrientes y el agua subterránea, en otras palabras, hay un aporte del agua superficial a los acuíferos.

En la cuenca se han construido algunas estructuras reguladoras sobre las corrientes superficiales, cuyos principales objetivos son el control de avenidas y el abastecimiento agrícola. Dentro de la cuenca existen dos presas menores ubicadas en las corrientes intermitentes al NW y NE: la presa Neutla y la presa de Jalpa, respectivamente. Fuera de la cuenca, pero cercana al límite norte, se encuentra la presa Ignacio Allende, con una capacidad de  $150 \times 10^6$  m<sup>3</sup> (CONAGUA, 2015c), la cual regula el escurrimiento que entra a la cuenca por el extremo norte. La infiltración que ocurre en el fondo de dichas presas constituye un aporte para el agua subterránea, sin embargo, para las primeras dos presas mencionadas se considera que el volumen aportado no es significativo a escala regional. El volumen infiltrado por la presa Ignacio Allende, al encontrarse fuera del área de estudio, probablemente tampoco sea significativo para los acuíferos en la cuenca de Celaya.

En el norte de la cuenca de Celaya, se encuentra el Distrito de Riego 85, La Begoña (CONAGUA, 2015c). Este distrito es una zona agrícola que recibe agua para irrigación, proveniente en su mayoría de pozos de extracción y de la presa Ignacio Allende. Dentro del mismo se han construido algunos canales como infraestructura de irrigación, los cuales dirigen (junto con las corrientes naturales) el escurrimiento en la región y constituyen zonas de recarga enfocada para el sistema de agua subterránea. Dentro de la cuenca, fuera del distrito de riego, también existen algunos de estos canales artificiales.

## Capítulo 3

# Hidrogeología de la cuenca de Celaya

La evolución geológica en la cuenca de Celaya sigue la propia de las provincias fisiográficas mencionadas: la Mesa Central (MC) y el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). En particular, como basamento del sistema hidrogeológico se consideran las rocas mesozoicas que afloran en algunas localidades en la sierra del NW, por lo cual, es necesario conocer la historia geológica posterior al depósito de dichas unidades. La evolución geológica permitió proponer de forma aproximada la distribución tridimensional de las distintas litologías en el subsuelo, la cual es fundamental para entender el comportamiento del flujo de agua subterránea.

### 3.1. Marco geológico regional

La evolución geológica en el Mesozoico se infiere a través de un registro litológico que indica la presencia de condiciones marinas en la parte sur de la Mesa Central (MC), en donde se depositaron sedimentos y rocas volcánicas marinas de edad Jurásica. Estas condiciones marinas se mantuvieron hasta el Cretácico, siendo característicos los depósitos de calizas, y es encima de las rocas cretácicas que aparece una discordancia angular que ha sido interpretada como producto de la orogenia Laramide (Nieto-Samaniego et al., 2005).

En el Eoceno, se depositaron conglomerados continentales (Aranda-Gómez y McDowell, 1998), se desarrolló un arco volcánico al oeste de la MC y hubo una fase extensional NE-SW. Posteriormente, existe un cambio en la composición y localización del volcanismo en el Oligoceno, evidenciado por los domos e ignimbritas riolíticas en la parte sur de la MC. Este volcanismo fue sincrónico a una extensión en las direcciones E-W y N-S, provocando adelgazamiento y levantamiento de la corteza (Nieto-Samaniego et al., 1997), y la formación de

cuencas sedimentarias continentales rellenas por depósitos aluviales. Durante el Mioceno, el volcanismo y la deformación migraron fuera de la MC, hacia el sur y el occidente. Para este periodo, las rocas volcánicas en el límite meridional de la MC, están representadas por aparatos centrales y derrames fisurales. Estas rocas han sido consideradas parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Existe también extensión y fallamiento normal asociados a este volcanismo (Alaniz-Álvarez et al., 2001).

A partir del Mioceno y hasta el Holoceno, el volcanismo migró hacia el CVTM, el cual se ha interpretado como un arco volcánico relacionado a la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana (Ferrari et al., 1999). Los productos volcánicos dominantes del CVTM en la zona de estudio son andesitas.

### **3.2. Unidades litoestratigráficas**

La estratigrafía en la cuenca de Celaya se puede representar con un basamento mesozoico cubierto por una secuencia de rocas volcánicas de composición variada, alternadas con depósitos sedimentarios. A continuación se presenta un resumen de las unidades estratigráficas, desde la base hacia la cima:

- Kvs. Esta unidad se compone de una secuencia volcanosedimentaria del Mesozoico. Aflora en las elevaciones del noroeste de la cuenca de Celaya. La parte sedimentaria está compuesta de arenisca, lutita y pedernal. Estas rocas se intercalan con lavas, diques y material piroclástico de composición básica. Se observa un metamorfismo de grado bajo (Alaniz-Álvarez et al., 2001). El contacto de esta unidad con las rocas que la sobreyacen es discordante, ocasionalmente marcado por la presencia de fallas.
- KiCz. Está formada por caliza con intercalaciones de arenisca calcárea, marga y lutita. Aflora al norte de Celaya y se observa en contacto con la unidad volcanosedimentaria. Se le asigna una edad perteneciente al Cretácico Inferior. Se observa cubierta por conglomerados y rocas volcánicas del Oligoceno.
- TeCg. Está compuesta de conglomerado y arenisca, los cuales exhiben un color rojo. Esta unidad no aflora dentro de la cuenca de Celaya, sin embargo, está expuesta muy cerca del límite en el noroeste. Es correlacionable con el conglomerado rojo de Guanajuato fechado con edad del Eoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Sobreyace al basamento mesozoico y está cubierta por la secuencia volcánica del Oligoceno; ambos contactos son discordantes.

- ToA. Son rocas volcánicas que incluyen lavas y algunas tobas. Su composición varía de basáltica a andesítica. Estas rocas afloran al norte de Celaya y la edad que se les asigna es del Oligoceno medio (Cerca-Martínez et al., 2000). Se observan muy fracturadas y en muchos afloramientos presentan alteración hidrotermal. Presenta un espesor variable que en algunos lugares supera los 100 m. En relación con otras unidades, se las observa sobre el basamento mesozoico, intercalada con lavas y rocas piroclásticas de la base de ToR o bien yaciendo sobre el conglomerado TeCg.
- ToR. Está compuesta por domos y derrames de composición ácida, que cubren predominantemente el sur de la MC. Los domos están formados por lavas, ignimbritas, tobas y brechas asociadas. Se reportan espesores entre 100 y 150 m, y un espesor máximo de 400 m (Alaniz-Álvarez et al., 2001). Es común observar derrames cubriendo discordantemente a las rocas del Mesozoico. Algunos derrames de la base se intercalan con lavas de la unidad ToA. Se le ha asignado una edad oligocénica, cercana a los 30 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1996).
- TmIg. Está compuesta principalmente de ignimbritas de composición ácida y presenta distintos grados de piroconsolidación, aunque en su mayoría se observa poco soldada. Las ignimbritas están intercaladas con depósitos de toba y vitrófidos. Afloran ampliamente en casi toda la zona de estudio. Los espesores más comunes no superan los 100 m, y su espesor máximo es de 200 m. Yacen discordantemente sobre el basamento mesozoico, o bien sobre ToR. Se las observa intercaladas con ToA y cubiertas por los domos y derrames de TmR. Las rocas de esta unidad pertenecen al Oligoceno tardío (Cerca-Martínez et al., 2000; Nieto-Samaniego et al., 1996).
- TmR. Son domos y derrames de riolita que afloran al norte y al sureste de Celaya. Por su posición estratigráfica se les asigna una edad entre el Oligoceno y el Mioceno medio (Alaniz-Álvarez et al., 2001). El espesor de estas rocas en las partes más gruesas es cercano a los 150 m. Yace discordantemente sobre la riolita ToR.
- TmD. Son rocas efusivas que forman domos de composición dacítica. Se clasifica como dacita por su bajo contenido en cuarzo y la composición de las plagioclasas presentes (Alaniz-Álvarez et al., 2001). Están expuestas al noreste de la cuenca de Celaya. Los domos alcanzan alturas entre 150 y 200 m desde su base hasta la cima. Está cubierta discordantemente por los derrames de TmJ y TAB. Se le asigna una edad entre el Oligoceno y el Mioceno medio.
- TDcc. Está asociada al domo Cerro Colorado, que aflora al oriente del volcán Palo Huér-fano y está formado por derrames, depósitos de lahar y brechas de composición andesítica a dacítica. Presenta espesores mayores a 20 m y subyace a los derrames del volcán

palo Huérfano (Pérez-Venzor et al., 1996).

- TmJ. Se compone de rocas volcánicas de composición básica e intermedia provenientes de los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya, San Pedro y otros aparatos menores ubicados en la parte sur de la MC. Los volcanes Palo Huérfano y San Pedro alcanzan alturas mayores a los 800 m con respecto al valle y el volcán La Joya alcanza los 550 m, con espesores de los derrames menores a los 70 m. Descansa discordantemente sobre las unidades TmIg, TmR, TmD y al basamento mesozoico, y es cubierta por TAB. Es común observar intercalaciones de estas rocas con los sedimentos de ArCg. Se le asigna una edad en el Mioceno medio (Pérez-Venzor et al., 1996).
- TmTq. Son depósitos fluviales, lacustres, aluviales y piroclásticos no consolidados compuestos principalmente de pómez y otros materiales volcánicos. El espesor máximo medido fue cercano a los 100 m. Subyace a la unidad TAB y está depositada sobre las unidades TmD, ToA y TmJ. Está asociada al volcanismo del Mioceno Medio y Tardío (Alaniz-Álvarez et al., 2001).
- TAB. Está formada por derrames fisurales y domos de composición basáltica. Estas rocas tienen una gran cantidad de vesículas y presentan fracturamiento. Esta unidad aflora al este de la cuenca de Celaya, y es adyacente al escarpe de la falla San Bartolomé. Sobreyace a ToA y TmD, y subyace a depósitos de la unidad ArCg. La edad de las rocas se ubica a finales del Mioceno (Alaniz-Álvarez et al., 2001).
- TmRA. Son depósitos piroclásticos, derrames e ignimbritas de composición riolítica asociados a la caldera de Apaseo. La secuencia piroclástica tiene espesores de más de 60 m y los derrames tienen espesores entre 20 y 30 m. Los derrames presentan fracturamiento columnar. La edad de estas rocas se ubica en el Mioceno tardío. Subyace a los domos y derrames de la unidad TpAB (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).
- TpAB. Esta unidad incluye los domos y derrames más jóvenes en la cuenca de Celaya. Su composición va de andesítica a basáltica. Su emplazamiento fue a lo largo de la porción sur de la falla San Miguel de Allende, p. ej., el volcán El Jocoque. Estas rocas también se emplazaron al sur de Celaya formando los volcanes Culiacán y Cerro Grande. Tienen edades pertenecientes a finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno (Alaniz-Álvarez et al., 2001).
- ArCg. Se incluye en esta unidad a todos los depósitos aluviales y lacustres que rellenan las depresiones en la cuenca de Celaya. Estos sedimentos sólo afloran en las partes bajas, y de esto se deduce que constituyen el relleno de cuencas continentales. La litología de la unidad incluye areniscas y conglomerados, algunas margas y lutitas, y en distintos niveles hay intercalaciones con tobas y material piroclástico re TRABAJADO. La unidad

está cubierta casi totalmente por suelo. Cerca de las sierras, las rocas de esta unidad se intercalan con las rocas de TmIg y TmJ. El depósito de esta unidad cubre desde finales del Oligoceno hasta el Pleistoceno. El espesor es muy variable y en los alrededores de Celaya se han reportado espesores desde 16 hasta 240 m (Trujillo-Candelaria, 1985).

La Figura 3.1 muestra la distribución espacial en la superficie de las unidades descritas. Dicha distribución se retomó de los trabajos de Nieto-Samaniego et al. (1999), Alaniz-Álvarez et al. (2001) y Soto-Araiza y Lopez-Ojeda (1999). La ubicación de las estructuras principales se basó en Nieto-Samaniego et al. (1999), Huizar-Álvarez et al. (2011) y algunas se supusieron con base en la información geológica y lineamientos observados en el modelo digital de elevación (MDE). Toda esta información se georeferenció y digitalizó en el Sistema de Información Geográfica (SIG) de código abierto GRASS (GRASS Development Team, 2015).

### 3.3. Régimen estructural

En la cuenca de Celaya existen diversas estructuras tectónicas que pueden tener una influencia importante sobre el sistema de flujo de agua subterránea. Dichas estructuras presentan tres orientaciones preferenciales: N-S, NE-SW y NW-SE. Existen fallas principales y fallas asociadas de menor escala. El desplazamiento en las fallas está relacionado a tres eventos de deformación extensional que ocurrieron en distintos tiempos (Alaniz-Álvarez et al., 2001). A continuación se describen las estructuras principales:

- Falla de San Miguel de Allende (SMA). Es una falla con orientación N-S. Se divide en tres segmentos, y sólo el que está más al sur se encuentra dentro de la cuenca de Celaya. Dicho segmento comienza en el volcán Palo Huérfano y está sepultado por los productos de este volcán y por sedimentos. No se conoce el desplazamiento en la porción sur, pero en el segmento central se ha calculado un desplazamiento vertical de 450 m (Alaniz-Álvarez et al., 2001). El curso del Río Laja permite inferir que la falla de SMA continúa hasta la ciudad de Celaya. Dentro la ciudad, se tiene registro de la misma a profundidad en pozos (Trujillo-Candelaria, 1985).
- Falla de San Bartolomé. Tiene una orientación que varía de NNW a N-S y es de tipo normal. Se extiende desde el afloramiento de TmD hasta 27 km al sur. Hay presencia de manantiales termales a lo largo de su traza (López-Hernández, 1996). Es cortada por la Falla Central y se divide en dos segmentos, norte y sur, que presentan escarpes de 100 y 50 m respectivamente. El desplazamiento máximo se estimó mayor a los 100 m en el segmento norte (Alaniz-Álvarez et al., 2001).

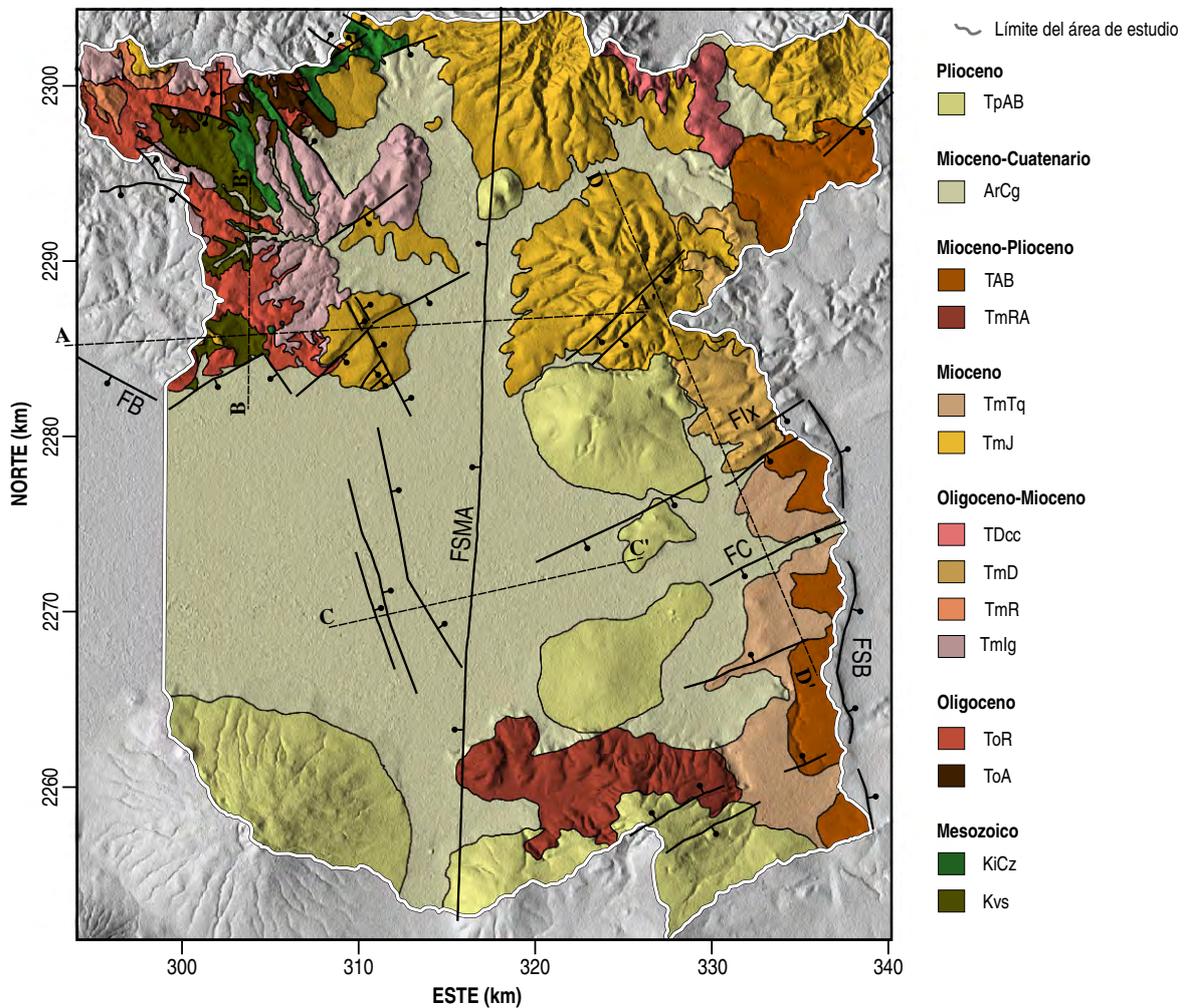


Figura 3.1: Distribución espacial en la superficie de las unidades litoestratigráficas y las estructuras principales: *FSMA*, Falla San Miguel de Allende, *FSB*, Falla San Bartolomé, *FC*, Falla Central, *Flix*, Falla Ixtla, *FB*, Falla del Bajío. Basada en los trabajos de Nieto-Samaniego et al. (1999), Alaniz-Álvarez et al. (2001) y Soto-Araiza y Lopez-Ojeda (1999). Se muestra también la posición de las secciones auxiliares A,B,C y D

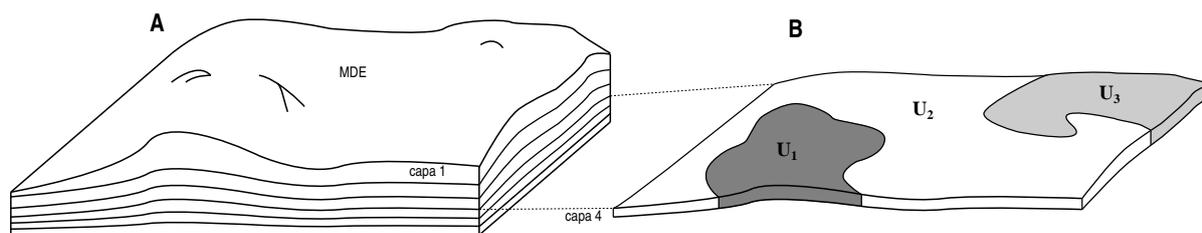


Figura 3.2: Construcción tridimensional del modelo litológico: (A) discretización vertical en capas, y (B) distribución 2D de las unidades litológicas, U, en una capa

- Falla Central. Su rumbo es N65°E y forma un escarpe de 30 a 50 m. Tiene un buzamiento al SE. Es cortada por la falla San Bartolomé.
- Falla Ixtla. Tiene orientación N50°E y está constituida por varios segmentos. Los escarpes cortan a la unidad TAB y por su orientación se sugiere que la unidad TmD se emplazó a lo largo de esta falla (Alaniz-Álvarez et al., 2001).
- Sistema de fallas del Bajío. Presenta una orientación NW-SE y forma el frente de la Sierra de Guanajuato, exponiendo el basamento y las rocas del Oligoceno. Se han calculado desplazamientos mayores a 500 m (Alaniz-Álvarez et al., 2001).
- Fallas locales de Celaya. Dentro de la ciudad de Celaya se han reportado fallas de menor tamaño, originadas por la subsidencia del terreno. Estas tienen diversas orientaciones y su desplazamiento se ha registrado dentro de la zona urbana (Huizar-Álvarez et al., 2011). Estas fallas tienen un desplazamiento máximo sólo de unos cuantos metros pero se considera que son la expresión superficial de estructuras regionales.

### 3.4. Modelo tridimensional de la geología

La geología superficial junto con información en secciones geológicas propuestas por Nieto-Samaniego et al. (1999) y una sección generada en el presente trabajo, se usaron como base para extender la distribución de las unidades litoestratigráficas a profundidad, obteniendo de esta forma una distribución tridimensional de dichas unidades. La Figura 3.1 muestra la ubicación de las secciones propuestas por Nieto-Samaniego et al. (1999) (secciones A,B y C) y la sección del presente trabajo (sección D).

La construcción del modelo tridimensional se hizo considerando una serie de capas con espesor variable a las que se asignó una distribución en planta de las unidades litológicas, la

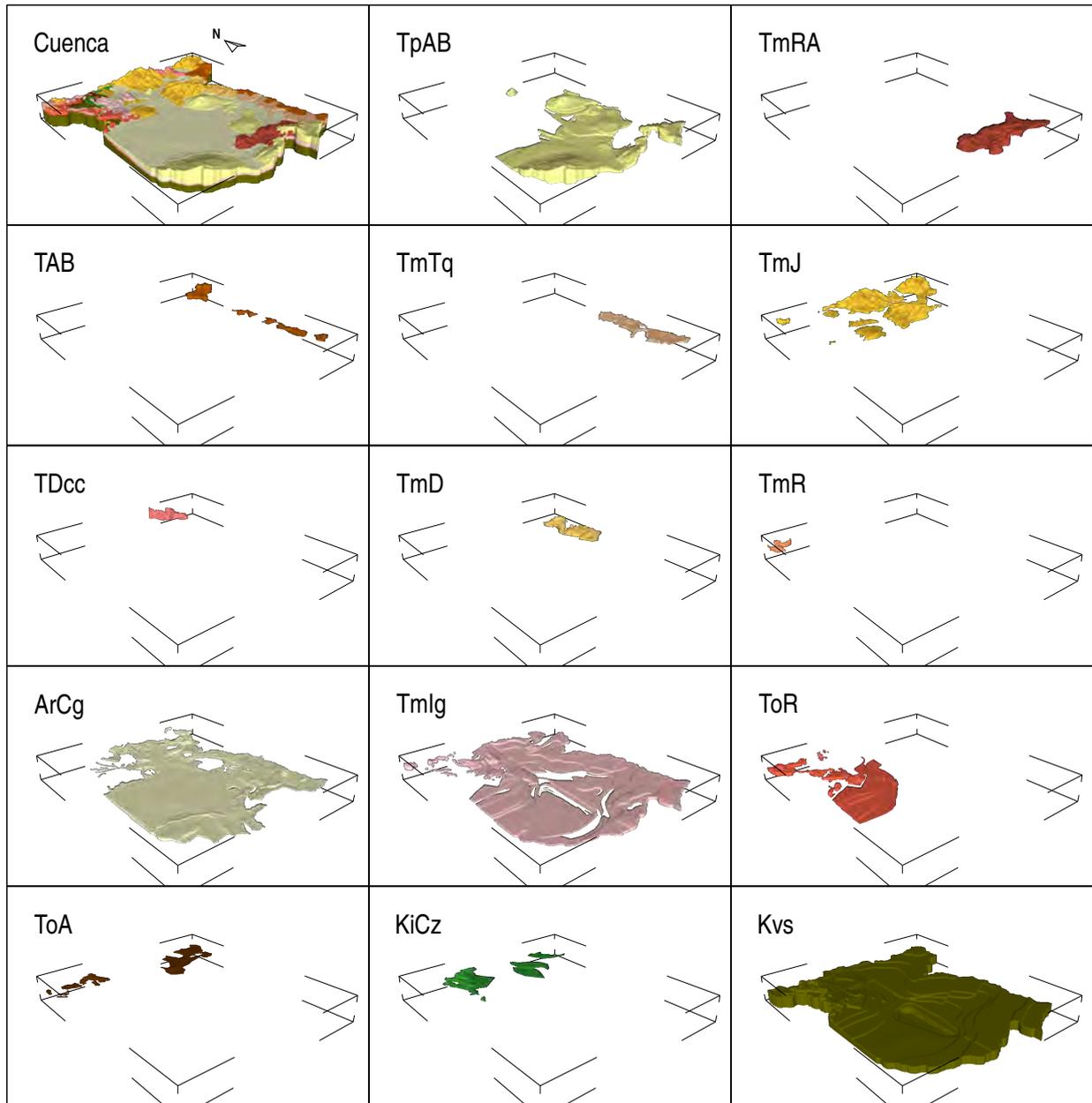


Figura 3.3: Distribución 3D de las unidades litológicas

cual se extendió verticalmente en el espesor de la capa correspondiente (Figura 3.2). Existen otras metodologías que proporcionan la distribución tridimensional de la litología con mayor resolución (McInerney et al., 2005; Russell et al., 2005), sin embargo, requieren una mayor cantidad de información (p. ej. registros litológicos en pozos) y un procesamiento más extenso. En el presente trabajo se eligió el método mencionado debido a que no se contaba con información de registros litológicos en pozos u otros datos que permitan un muestreo con mayor detalle del subsuelo, p. ej., estudios geofísicos. La construcción del modelo de esta forma permite obtener una distribución tridimensional adecuada para el nivel de incertidumbre asociado a la posición de los contactos entre las distintas litologías en el subsuelo.

Se decidió que el espesor de cada una de las capas fuera variable, de forma que se pudiera ajustar mejor a las zonas en donde los cambios verticales en la litología son más frecuentes. Para el caso del área de estudio, estos cambios se presentaron en las zonas correspondientes al piso del valle. Por esta razón, se obtuvo la altura de la cima de la capa subyacente como función de la altura del terreno (obtenida del MDE). La relación que resultó más útil fue una exponencial de la forma

$$f(h) = -k \times \left( \frac{h - b}{\text{mín}(h - b)} \right)^p + h \quad (3.1)$$

donde  $f(h)$  es la cima de la capa subyacente,  $h$  es la altura del terreno (obtenida del MDE),  $b$  es un valor de altura para el que la función se vuelve constante (es decir, para el que el espesor deja de ser variable) y  $k$ ,  $p$  son parámetros a ajustar. Esta relación se aplica de forma secuencial para las capas sucesivas, sustituyendo  $h$  por la altura de la capa anterior. Un esquema de la discretización vertical resultante se puede observar en la Figura 3.2A. En el caso de la cuenca de Celaya, se usaron 15 capas, lo que permitió alcanzar el basamento mesozoico y hacer un ajuste adecuado a las unidades litológicas (Figura 3.3).

Como se mencionó anteriormente, la información espacial se procesó usando el SIG GRASS. El uso de SIG ha optimizado el procesamiento inicial de la información espacial necesaria para la construcción de modelos de agua subterránea en dos o tres dimensiones (Almeida et al., 2014; Lachaal, 2012). GRASS se usó para generar la distribución 2D de la litología en cada una de las capas (Figura 3.2, B), tomando como base la litología en la superficie y en las secciones geológicas. De esta forma, la litología tridimensional generada respeta la geología propuesta en las secciones y las relaciones estratigráficas en general. Las fallas se digitalizaron en archivos vectoriales para cada capa, proyectándolas con los buzamientos reportados (Nieto-Samaniego et al., 1999) o usando buzamientos promedio para fallas normales. De esta forma, conociendo la magnitud del desplazamiento ocurrido, se pudo definir la posición de las unidades litológicas a ambos lados de cada una de las fallas.

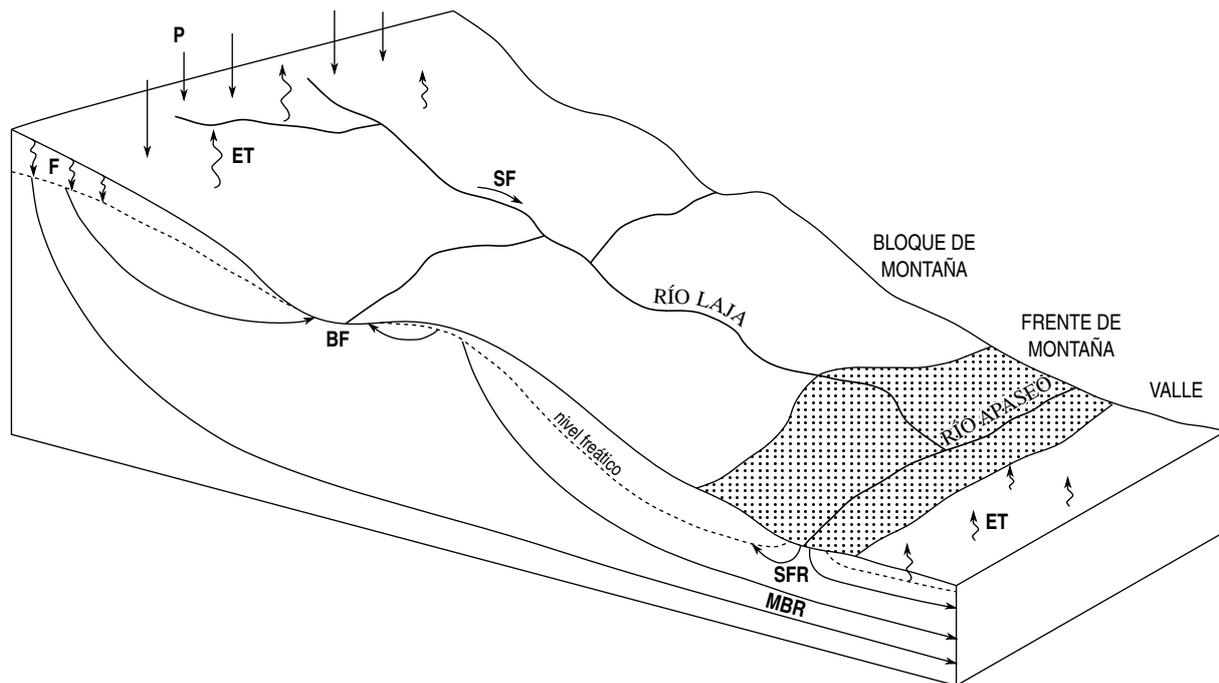


Figura 3.4: Esquema del sistema de flujo subterráneo en la cuenca de Celaya, previo a la explotación: precipitación ( $P$ ), evapotranspiración ( $ET$ ), flujo en corrientes ( $SF$ ), recarga difusa ( $F$ ), flujo base de corrientes ( $BF$ ), recarga enfocada en corrientes ( $SFR$ ), recarga de bloque de montaña ( $MBR$ )

### 3.5. Modelo conceptual de flujo de agua en el subsuelo

Se considera que el sistema de flujo se comporta como un sistema gravitacional (Tóth, 2009) que ha sido modificado por la presencia de conos de abatimiento regionales, producto de una alta explotación a través de pozos de bombeo. Se hace la suposición de que cada una de las unidades litológicas tiene propiedades hidráulicas constantes en toda su extensión. Este enfoque implica evidentemente una simplificación del sistema y existen métodos más complejos que permiten representar las variaciones dentro de una misma unidad litológica, p. ej., usando información del ambiente de depósito (Fogg et al., 1998) o de mediciones directas de la propiedad hidráulica (Doherty, 2003). Sin embargo, en el presente estudio no se contaba con información de este tipo; además la incertidumbre actual en la posición de los contactos entre las unidades vuelve menos útiles estos esfuerzos.

Las unidades litoestratigráficas que poseen una conductividad hidráulica mayor son los depósitos aluviales del valle y algunas unidades volcánicas que presentan alto grado de fracturamiento, como TpAB y TmJ (Cerca-Martínez, 1998). Por lo tanto, dichas unidades constituyen los acuíferos más productivos del sistema de flujo. En cuanto a las rocas volcánicas, se

hace la suposición de que el grado y la homogeneidad del fracturamiento permiten tratarlo como un medio poroso, como ha sido realizado en estudios previos p. ej. Carrera-Hernández et al. (2016) y Ball et al. (2014). Como basamento se consideraron las rocas del mesozoico (unidad Kvs). El flujo de agua en el subsuelo comienza con la infiltración de la precipitación y las corrientes superficiales, percola a través del suelo y la zona no saturada, se transmite a través de las rocas permeables y se descarga a cuerpos de agua o se evapotranspira en el valle (Figura 3.4). Previo a la explotación, se hace la suposición de que el sistema estaba en equilibrio dinámico (estado estacionario), en otras palabras, a largo plazo las entradas eran iguales a las salidas. El inicio del bombeo y su aumento con el tiempo, han puesto al sistema en un estado transitorio, en el cual las salidas superan las entradas.

La recarga de agua subterránea en la cuenca proviene de fuentes naturales y antropogénicas. La contribución antropogénica está constituida por el retorno de agua de riego, principalmente en la zona de de frente de montaña. De forma natural, el sistema se recarga a través de la infiltración directa de la precipitación y del agua en corrientes superficiales.

El sistema de flujo de agua subterránea se encuentra en una cuenca semiárida. Para las cuencas ubicadas en este tipo de climas se considera que la contribución de la recarga proveniente de las sierras es una componente muy importante o la más importante (Stonestrom et al., 2007; Wilson y Guan, 2004), nombrada recarga de frente de montaña (MFR). Para la correcta cuantificación de esta componente se han realizado diversos estudios en los que se revisa la hidrología de los bloques de montaña (Gleeson y Manning, 2008; Welch y D. Allen, 2012; Wilson y Guan, 2004). Dichos estudios explican a detalle el flujo de agua a través de los bloques de montaña, incluyendo las interacciones del agua superficial con la subterránea y la forma en que el agua llega o recarga al sistema acuífero del valle. En el presente estudio se aplican algunos principios de esta teoría para tratar de estimar adecuadamente la recarga del agua subterránea en la cuenca de Celaya.

Considerando la teoría de flujo en bloques de montaña, la mayoría de la recarga difusa se da en las partes más elevadas, donde la precipitación es mayor, a partir de ahí el agua fluye a través de las unidades litológicas que constituyen el bloque de montaña. Posteriormente, el agua puede regresar a las corrientes superficiales que drenan las sierras o puede continuar fluyendo en el subsuelo hasta llegar al frente de montaña y recargar lateralmente a las unidades litológicas del valle. Dicha componente se conoce como recarga de bloque de montaña (MBR). Por otra parte, la infiltración de las corrientes superficiales ocurre principalmente en el frente de montaña y produce la llamada recarga enfocada en corrientes (SFR). Ambas componentes se pueden observar en la Figura 3.4. Cuando el sistema estaba en equilibrio, el acuífero de Querétaro aportaba agua al acuífero de la cuenca de Celaya, sin embargo, el bombeo dentro del primero puede haber invertido el sentido de flujo, de forma que actualmente

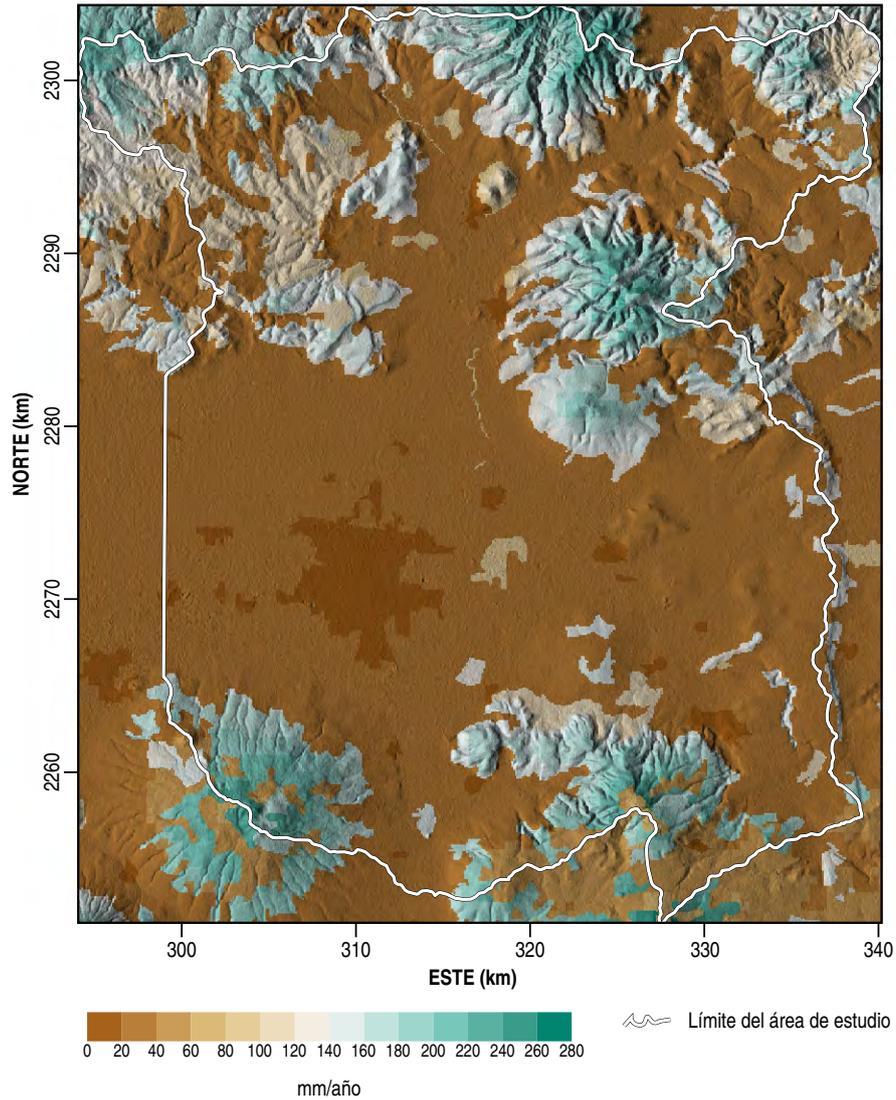


Figura 3.5: Distribución espacial de la recarga potencial media para el periodo 1971-2000

existe un flujo de salida hacia Querétaro (Carrera-Hernández et al., 2016)

La recarga difusa se estimó como recarga potencial, que es la que ocurrirá independientemente de condiciones específicas del sistema de flujo subterráneo, como un nivel freático muy somero. Dicha recarga potencial se calcula con el balance de flujo

$$R = P - PET - S \quad (3.2)$$

donde  $P$  es la precipitación,  $PET$  es la evapotranspiración potencial,  $S$  es el escurrimiento asociado a cada uso de suelo (presentados en el Capítulo 2) y  $R$  es la recarga potencial. Como se mencionó anteriormente, se usaron valores mensuales para calcular el balance, garantizando de esta forma que haya un volumen disponible para infiltrarse y recargar al acuífero.

Una vez calculados todos los balances mensuales, se obtuvieron las medias mensuales para la recarga potencial y finalmente, se hizo un promedio de éstas para el periodo 1971-2000 como se muestra en la Figura 3.5.

Las salidas de agua subterránea que ocurrían previamente a la explotación, estaban constituidas por la descarga natural a corrientes superficiales y la evapotranspiración (*BF* y *ET*, respectivamente, en la Figura 3.4). Se hace la suposición de que la *ET* se presentaba principalmente en el valle, ya sea por medio de vegetación freatofita o por otro tipo de vegetación arbustiva o efímera en lugares donde el nivel freático se encontraba cercano a la superficie (González-Medrano, 2012). Dicha suposición se basa en las condiciones observadas en regiones con un clima similar y que se encuentran en equilibrio natural o de las que se tiene información previa a la explotación (Faunt et al., 2015; Siade et al., 2015), esto también se sustenta con la presencia de vegetación freatofita dispersa en la zona de estudio (Rzedowski y Calderón, 2009). Actualmente, estas salidas se han disminuido al grado de casi anularlas, sustituyéndolas por la extracción a través de pozos de bombeo. El volumen extraído se divide en tres usos distintos, según el REPDA del año 2000 (CONAGUA, 2015b): agrícola, con 83.8 por ciento del volumen, urbano, con 9.9 por ciento, e industrial, con 6.3 por ciento (Figura 3.6). En cuanto al flujo lateral subterráneo de salida a otras cuencas, recordando que el límite al oeste se definió arbitrariamente, es muy probable que exista una salida neta de flujo en esa dirección.

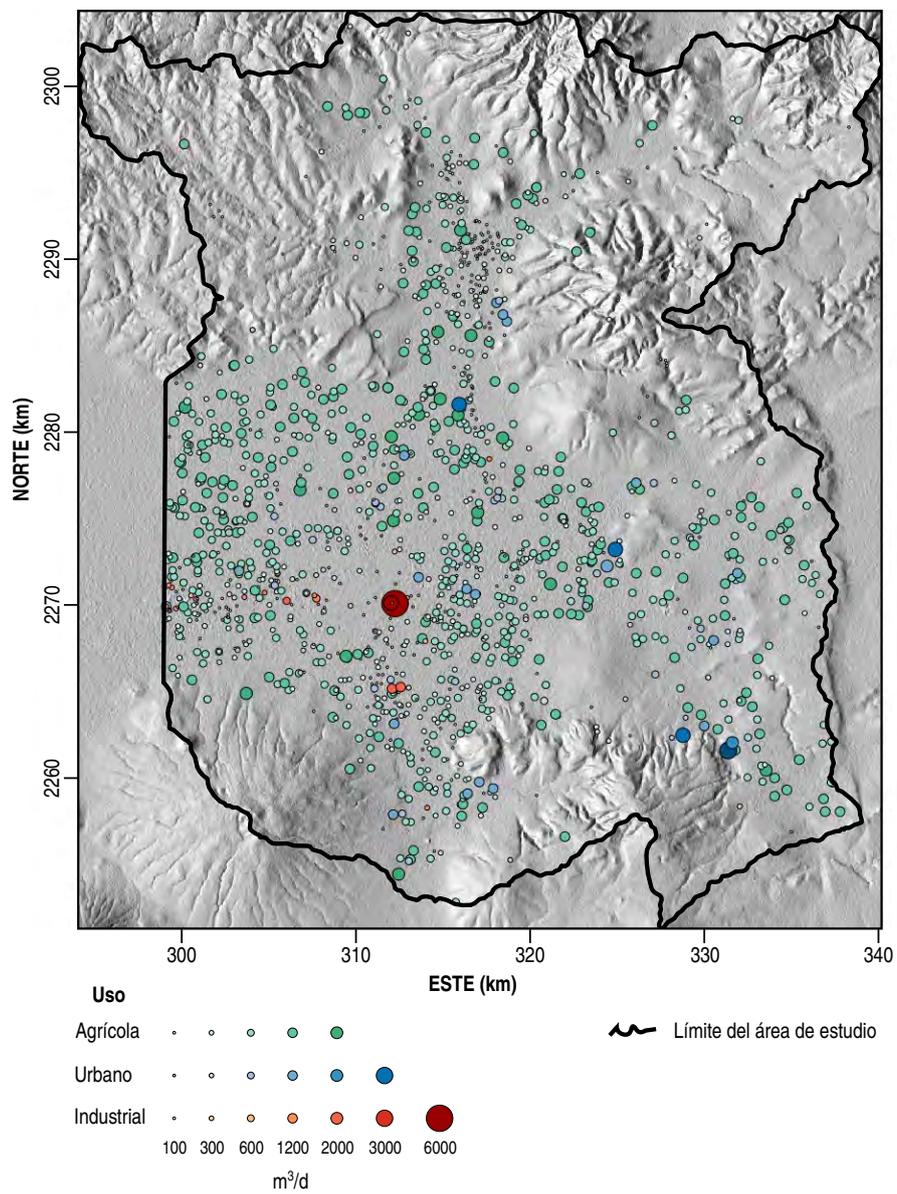


Figura 3.6: Distribución espacial de los pozos, agrupados por uso y volumen de extracción

# Capítulo 4

## Modelo numérico de flujo de agua subterránea

La integración de la información geológica con la hidrológica permitió establecer un modelo conceptual del sistema de flujo de agua subterránea. Los principios de continuidad de masa y momento (Ley de Darcy), junto con ecuaciones constitutivas, se usan para definir las ecuaciones del proceso dinámico de flujo de agua subterránea, generalmente en forma de ecuaciones diferenciales parciales (EDP). Las EDP de flujo de agua subterránea para una gran diversidad de casos han sido aplicadas de forma exitosa en numerosos estudios para evaluar la respuesta de los sistemas subterráneos ante diversos tipos de esfuerzos (Bear y Cheng, 2010; Diersch, 2014), por lo que actualmente la teoría asociada se puede considerar ampliamente validada y precisa si se aplica de forma correcta.

### 4.1. Construcción del modelo numérico

Cuando se estudian sistemas de flujo de agua subterránea reales, los límites tanto del dominio como de las unidades litológicas siguen geometrías irregulares, por lo tanto, se opta por el uso de modelos numéricos. Los modelos numéricos de agua subterránea sirven para comprender el comportamiento dinámico de los acuíferos. En este tipo de modelos se realizan discretizaciones espaciales y temporales para resolver variables de estado de fenómenos físicos que son intrínsecamente continuos.

Uno de dichos métodos numéricos es el de elemento finito (EF), el cual se usó en el presente estudio para resolver las ecuaciones diferenciales parciales (EDP) del sistema de flujo. En particular, se utilizó la implementación del software FEFLOW (DHI-WASY, 2014).

El método de EF se basa en aproximar a cero el residual (que es una medida del error inducido por la aproximación) usando una integración espacial que emplea funciones base y funciones de peso por elemento (Diersch, 2014). Los elementos pueden tener distintas geometrías y en conjunto forman una malla. Una vez aplicada esta discretización se obtiene un sistema de ecuaciones lineales, el cual se puede resolver con un método iterativo. Este sistema de ecuaciones debe resolverse cierto número de veces hasta cumplir una tolerancia de error para cada paso de tiempo, evaluando una norma de error específica (p. ej., la RMS que representa la raíz cuadrada de la media de las diferencias al cuadrado).

Para resolver las EDP de forma numérica, se requiere proponer una discretización espacial y una temporal. También se deben conocer las condiciones iniciales o de frontera, así como la distribución espacial y temporal de los coeficientes presentes en las ecuaciones (p. ej., conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento). La definición de condiciones de frontera implica formular ecuaciones que restrinjan el comportamiento de la solución de las EDP en los límites del dominio. Este proceso requiere una traducción matemática de los procesos físicos que sea formal y se apegue lo más posible a lo que ocurre en el sistema real, p. ej. una condición de no flujo se asigna haciendo la derivada normal igual a cero, y debe usarse únicamente cuando realmente no exista flujo o éste sea prácticamente nulo. El modelo siempre debe usarse recordando que es una simplificación de los procesos reales.

#### **4.1.1. Discretización espacial y temporal**

La discretización espacial consiste en una malla triangular horizontal que se extiende como prismas triangulares en la vertical, coincidiendo con la elevación de las capas definidas en la sección 3.4. La malla triangular se crea usando el algoritmo *triangle* (Shewchuk, 1996), refinando la malla cerca de los pozos y las corrientes. Este refinamiento se hizo para puntos colocados en el centro de los pozos y de manera uniforme a lo largo de las corrientes, con los parámetros de gradación (*gradation*) igual a 4 y tamaño de objetivo (*target size*) igual a 150 m. La malla horizontal resultante está compuesta de 226,303 elementos y 113,721 nodos. Como se mencionó, en la vertical se crearon capas que se ajustan a la discretización vertical definida, de forma que se asigna un valor de elevación a los nodos interpolando a partir de los datos del MDE (resolución de 30 m). De esta forma, quedan definidas en el modelo numérico 15 capas (*layers*) y 16 cortes (*slices*). En total, la malla tridimensional tiene 3,394,545 elementos y 1,819,536 nodos (Figura 4.1).

Se simuló un periodo de tiempo desde 1910 hasta 2015, para tratar de reproducir las configuraciones del nivel estático actuales. Una vez que el modelo fue calibrado y validado,

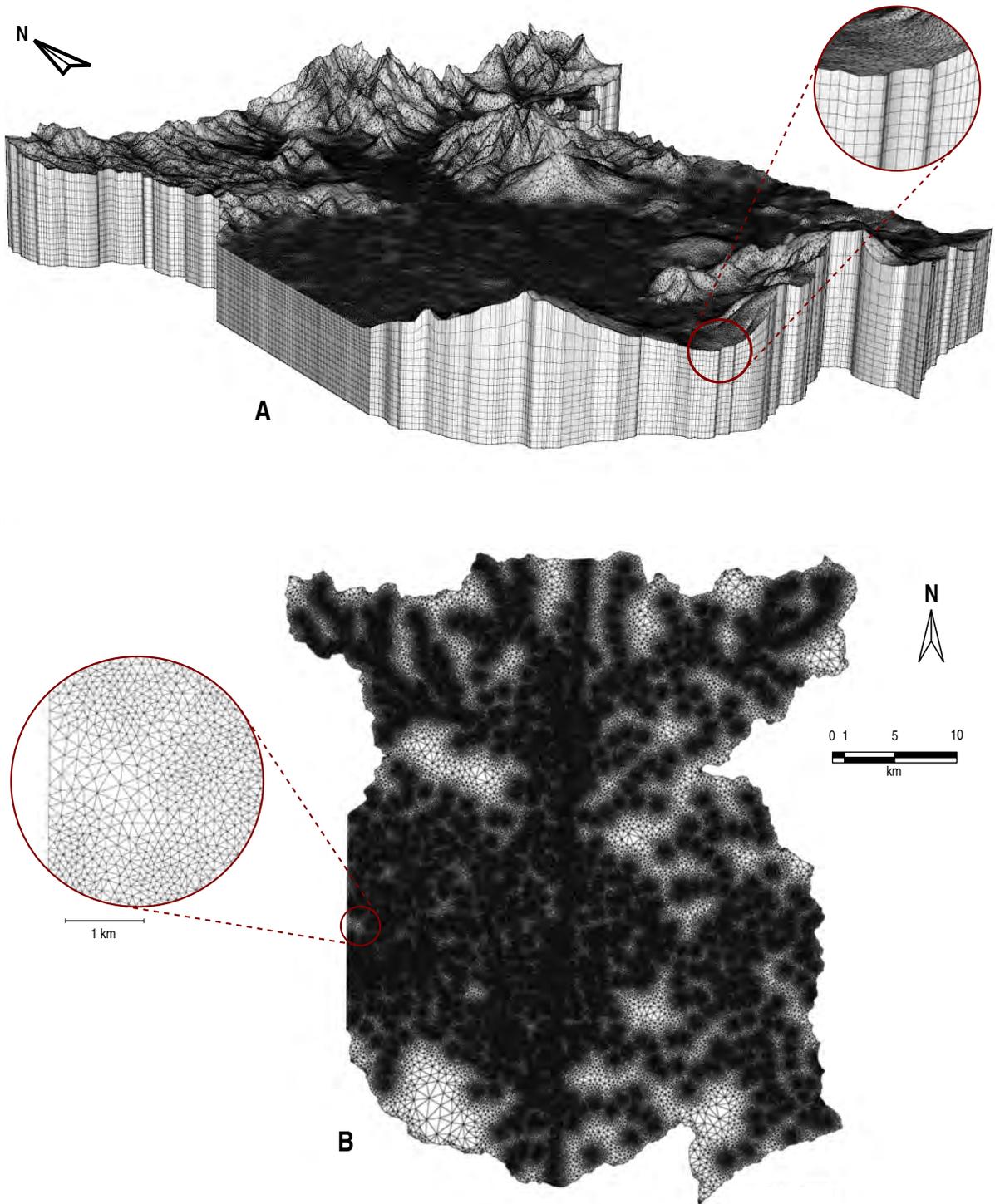


Figura 4.1: Malla de discretización espacial para el método de elemento finito: (A) vista en perspectiva, y (B) vista en plano

se hicieron predicciones hasta el año 2050, con dos escenarios de explotación distintos. El modelo se diseñó para reproducir las variaciones anuales de los niveles del agua subterránea, definiendo adecuadamente las condiciones de frontera. Para obtener la discretización temporal se usó una estrategia adaptativa en la que los pasos de tiempo se hacen lo más largos posibles para optimizar el tiempo de cómputo (Diersch, 2014). El criterio para control del error temporal fue de  $1 \times 10^{-3}$  m. Una restricción en esta estrategia es que la discretización temporal debe pasar por ciertos instantes de tiempo que coincidan con los años en los que se hicieron mediciones del nivel estático, facilitando de esta forma la comparación de los valores observados con los valores simulados.

#### **4.1.2. Condiciones iniciales**

Para poder resolver la ecuación de flujo en estado estacionario, se propone una distribución de la carga hidráulica ( $h$ ). La solución en estado estacionario es independiente de la selección inicial de la carga hidráulica, y sólo se debe garantizar la estabilidad del método numérico usado para resolver el sistema de ecuaciones lineales resultante. Debido a lo anterior, se seleccionó una configuración inicial de la carga hidráulica igual a la elevación del terreno. Una vez obtenida la solución de la carga hidráulica en estado estacionario, ésta se usa como condición inicial para resolver la ecuación de flujo en estado transitorio. Esto permite que las condiciones iniciales sean coherentes con las condiciones de frontera definidas en el modelo numérico de flujo de agua subterránea.

#### **4.1.3. Condiciones de frontera**

En el modelo numérico del presente estudio se usan distintos tipos de condiciones de frontera (CF), que incluyen condiciones tipo Dirichlet (se asignan valores de carga hidráulica) y tipo Neumann (se asignan valores de flujo). Algunas CF de tipo Dirichlet se usan con restricciones de flujo máximo. También se usa una condición especial para superficie libre, es decir, para el nivel freático. Estas condiciones pueden aplicarse por zonas, definiendo conjuntos de nodos adyacentes en los que se asigne cierta CF, o de forma puntual, asignando la condición a un solo nodo.

Se asignó una condición impermeable (o de *no flujo*), que es una condición tipo Neumann, a todos los nodos de la superficie inferior. De esta forma, se simula que no hay flujo desde o hacia el fondo del dominio y que corresponde al basamento en el modelo litológico (unidad Kvs). Esta asignación se hizo bajo la suposición de que el basamento es lo suficiente-

mente impermeable para evitar el flujo desde o hacia unidades subyacentes. También se usa una condición impermeable para las fronteras laterales que coinciden con el parteguas subterráneo, aplicando dicha condición para todas las capas del modelo. Se hace la suposición de que el parteguas subterráneo se aproxima con la posición del parteguas superficial. Esta condición de frontera (CF) significa que no habrá flujo de entrada o salida a otras cuencas, excepto en las porciones en donde se fije otro tipo de CF.

Existe conexión hidráulica subterránea con las cuencas adyacentes de Querétaro y el Bajío. Idealmente, dicha conexión se representaría cubriendo con un solo modelo toda la extensión del conjunto de cuencas. En el presente estudio se decidió simular esta conexión con condiciones de carga asignada (tipo Dirichlet), con el propósito de que a futuro se modifiquen y se use un modelo que integre las dos cuencas. Las condiciones de frontera (CF) de carga asignada, se usaron constantes en el tiempo. Para la conexión con la cuenca de Querétaro al Este, se tomaron los cuatro nodos más próximos a la corriente principal y se extendieron para las cuatro capas más someras, sumando un total de 16 nodos con este tipo de CF. De la misma forma, para el límite hacia el resto del Bajío al Oeste, se asignaron 16 nodos con una CF de carga asignada (Figura 4.2).

Para simular la recarga difusa la cual es resultado de la infiltración directa de la precipitación, se usó la distribución espacial calculada en la sección 3.5. Esta distribución tiene una resolución de 100 m en celdas cuadradas y se aplica a la malla triangular de forma que los elementos de la primera capa reciben proporcionalmente las contribuciones de las celdas cuadradas que se traslapan con el elemento. El flujo a través de la zona no saturada no se simula explícitamente y se supone que no hay un retraso del agua que se infiltra, lo cual es válido si se considera la recarga como un proceso estable a largo plazo. En el nivel freático se establece una CF de superficie libre. Es importante mencionar que se usó una estrategia de malla móvil para la solución de la ecuación de flujo, lo que significa que la cima del modelo numérico se ajusta al abatimiento del nivel freático (Diersch, 2014).

Los pozos de extracción se consideran como condiciones de frontera que aplican en un punto. De esta forma, cada pozo tiene una posición (Figura 4.2) y una tasa de bombeo, en unidades de volumen por tiempo unitario. Esta información se obtuvo del *Registro Público de Derechos de Agua* (REPDA) (CONAGUA, 2015c) del año 2000 para los pozos ubicados dentro de la cuenca de estudio, que fueron en total 1399 pozos de bombeo. En el REPDA se presentan los volúmenes concesionados anuales por pozo, los cuales están regulados e idealmente no deben excederse. Se usó esta información puesto que no existe información completa de mediciones de las extracciones reales. Tampoco existe un registro histórico completo del REPDA en donde se muestre el volumen concesionado por pozo a lo largo del tiempo (desde que comenzaron las extracciones) o la existencia del pozo en tiempos anteriores al año 2000.

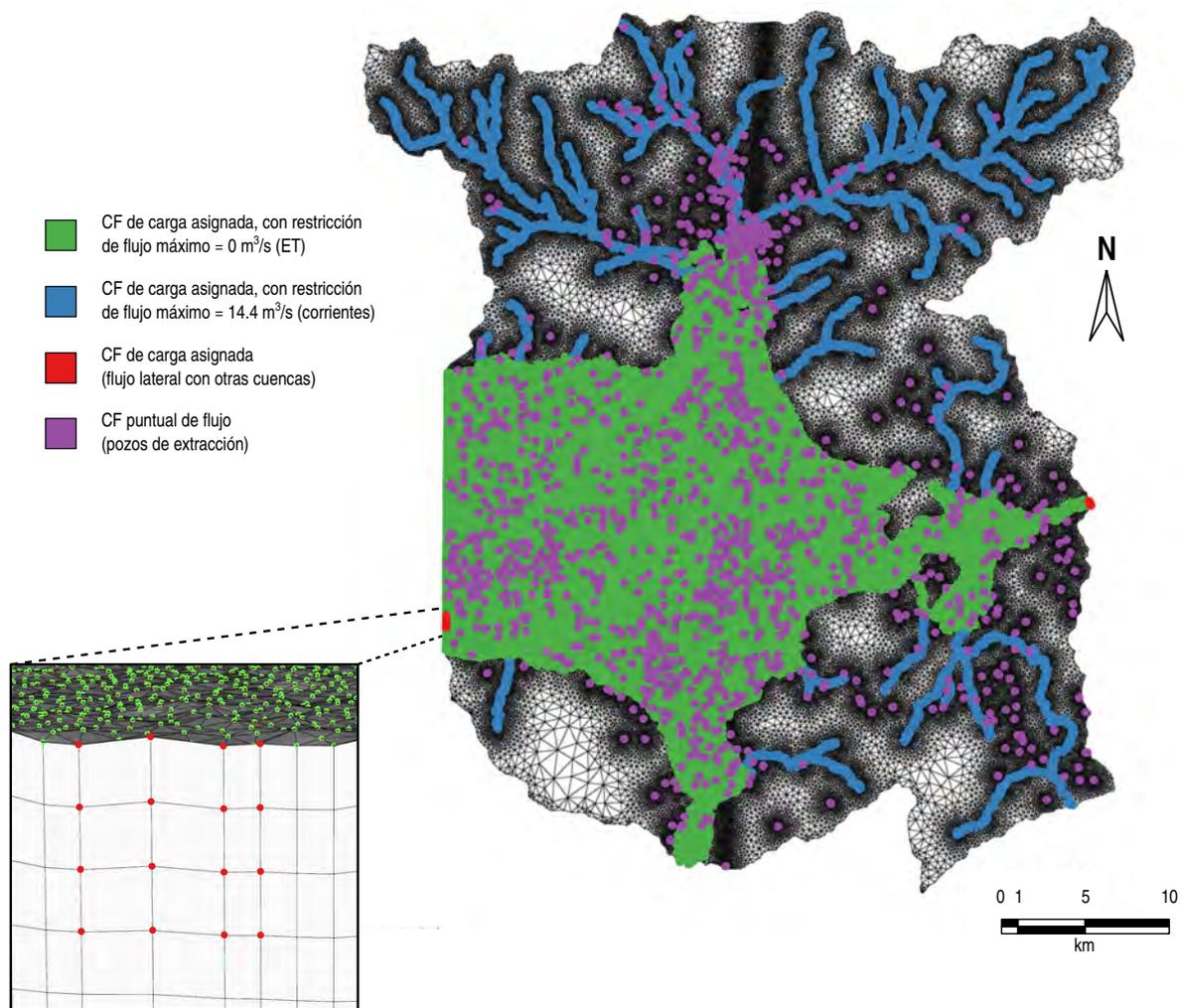


Figura 4.2: Localización de las condiciones de frontera (CF) asignadas en el modelo

Debido a esto se estimaron las tasas de extracción bajo la suposición de que el aumento en las mismas se distribuye en todos los pozos del REPDA del año 2000, es decir, que todos los pozos existentes en el 2000 extraen agua desde el inicio de la explotación.

Para estimar el volumen de extracción en los pozos a lo largo del periodo de simulación se usaron datos del volumen total extraído y el REPDA del año 2000. También se consideró que la extracción real es mayor al volumen concesionado en el REPDA y usando valores reportados (CONAGUA, 2002; Huizar-Álvarez et al., 2011) se calculó que dicha extracción es aproximadamente 50 por ciento mayor al volumen concesionado. Conociendo esto se escalaron todos los datos del volumen concesionado (multiplicando por el factor 1.5) y se estimó una relación entre el volumen extraído en el año 2000 y los volúmenes extraídos en los años 2002, 2009 y 2015, para los que se tienen reportados valores del volumen total concesionado (CONAGUA, 2002, 2009, 2015a). Además se consideró que las extracciones comenzaron en el año de 1910 (Huizar-Álvarez et al., 2011) y se hizo la suposición de que entonces el valor extraído era 0.01 por ciento del extraído actualmente, es decir, prácticamente nulo. Usando las relaciones de los cuatro años mencionados con el REPDA del 2000, se estimaron las extracciones multiplicando por la relación correspondiente a cada uno de estos años. Para el resto de los años se realizó una interpolación lineal de las tasas de extracción (Figura 4.3).

Una condición de frontera que se estudió de forma específica en el presente estudio, fue la recarga enfocada en las corrientes superficiales. La teoría de flujo subterránea en los bloques de montaña (Wilson y Guan, 2004), indica que dicha recarga constituye una fuente importante para los acuíferos del valle, en regiones de clima semiárido. Esta condición se simuló con una condición de carga hidráulica (tipo Dirichlet) igual a la elevación del terreno con una restricción de flujo máximo de  $14.4 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figura 4.2). Este flujo es dependiente de la discretización y se calculó considerando una longitud promedio de tránsito de la corriente por elemento de 45 m y un nivel de río (*river stage*) promedio de 0.3 m. Dicha condición se asignó a los nodos cercanos a las corrientes principales, con un radio de 75 m.

Se usó también una condición de superficie de filtrado (*seepage face*), la cual se aplica únicamente cuando el nivel freático se iguala a la elevación de la superficie del terreno y simula un flujo hacia afuera del sistema subterráneo. Esta última condición de frontera se asignó a todos los nodos con una elevación menor a 1790 m, los cuales se consideraron como parte del piso del valle. Utilizar esta condición de frontera puede simular la evapotranspiración debida a la vegetación en las zonas donde el nivel freático es muy próximo a la superficie del terreno (Figura 4.2). Esto fue útil para el modelo en estado estacionario, posteriormente, el abatimiento provocado por la extracción disminuyó esta contribución porque el nivel freático descendió por debajo de la elevación del terreno en todo el valle.

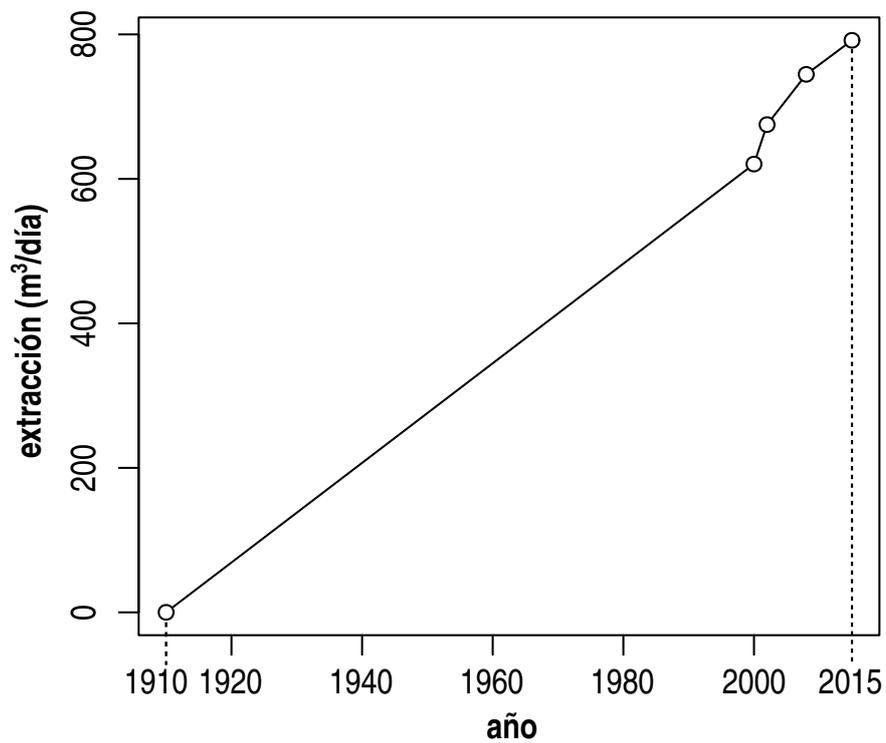


Figura 4.3: Variación temporal de la tasa de extracción usada en el modelo (se muestra la extracción de un solo pozo). Los puntos representan los valores en los años 1910, 2002, 2009 y 2015, y la línea continua es la interpolación lineal entre los mismos

#### 4.1.4. Propiedades hidráulicas

Las propiedades hidráulicas necesarias para un modelo numérico de flujo de agua subterránea son la conductividad hidráulica ( $K$ ), el rendimiento específico ( $S_y$ ) y el almacenamiento específico ( $S_s$ ). La  $K$  indica la facilidad con la que el agua se transmite en el espacio poroso, el coeficiente  $S_s$  indica el volumen de agua almacenada (o cedida) por unidad de volumen debido a la compresibilidad del agua y del medio poroso, y el coeficiente  $S_y$  cuantifica el volumen de agua almacenada (o cedida) por área unitaria en el espacio poroso. El coeficiente  $S_s$  se usa para las capas totalmente saturadas de agua en el modelo numérico, mientras que  $S_y$  se usa únicamente para las unidades en donde se encuentre el nivel freático. La distribución de las propiedades hidráulicas se estimó a partir del modelo litológico tridimensional construido en la sección 3.4 (el modelo litológico se discretiza sobreponiéndolo a la malla tridimensional definida anteriormente). De forma vertical, la malla coincide exactamente con el modelo litológico, por lo tanto, no se introduce ninguna modificación. En la horizontal, a la malla se le asigna el valor de la litología que cubre el mayor porcentaje de área del elemento, y se introduce un error de discretización. La malla se construyó con la resolución suficiente para hacer despreciable dicho error a nivel regional. Las propiedades hidráulicas que se correlacionaron con las distintas litologías fueron la conductividad hidráulica, el almacenamiento específico y el rendimiento específico.

La conductividad hidráulica ( $K$ ) se consideró constante dentro de cada unidad litoestratigráfica pero toma valores distintos para cada unidad. Se hizo la suposición de que algunas unidades presentan anisotropía vertical, por lo que se tienen valores de conductividad horizontal ( $K_{xx} = K_{yy}$ ) y conductividad vertical ( $K_{zz}$ ) para cada unidad. Estos valores se asignaron de acuerdo a: (1) estudios en los que se trabajó con litologías similares (Carrera-Hernández et al., 2016; Gleeson et al., 2011) y (2) algunos valores estimados en pruebas de bombeo para la región de estudio (IGC, 1998; Lesser y Asociados, 2000). Estos valores iniciales fueron calibrados como se explica en la sección 4.2 siendo estos últimos los que se usaron para realizar las simulaciones finales del flujo de agua subterránea (Figura 4.4).

Los valores del almacenamiento específico ( $S_s$ ) y el rendimiento específico ( $S_y$ ) se asignaron a conjuntos de unidades litológicas. El uso del coeficiente adecuado depende de la saturación de la unidad, es decir, si el nivel freático se encuentra en alguna de las unidades que la sobreyacen.  $S_y$  se usará para la unidad si el nivel freático desciende en dicha unidad, mientras que  $S_s$  se usará para el resto de las unidades que la subyacen. De igual forma que para  $K$ , los valores iniciales se calibraron. Es importante mencionar que durante la solución de la EDP de flujo, la estrategia de malla móvil se usa en conjunto con la técnica de mejor adaptación a los datos estratigráficos (BASD), la cual ajusta la malla para que las propieda-

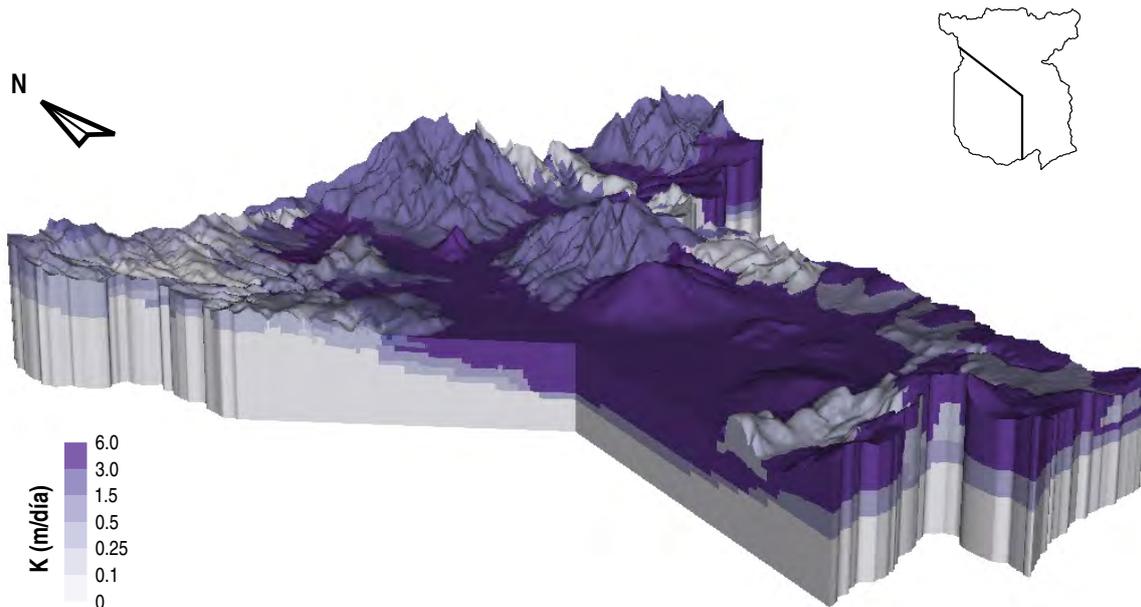


Figura 4.4: Distribución espacial de los valores calibrados de  $K$  horizontal, el diagrama superior muestra la traza de los planos de corte

des hidráulicas queden alineadas apropiadamente dentro de las capas del modelo (Diersch, 2014).

## 4.2. Calibración del modelo numérico

Una vez construido el modelo se debe hacer un ajuste de los valores de las propiedades hidráulicas e incluso de la geometría de las unidades litoestratigráficas. Este proceso, denominado calibración, se justifica en el hecho de que la información que se usó para definir estos parámetros posee cierto grado de incertidumbre. El modelo construido provee un marco para acotar el rango de posibles valores de dichos parámetros, usando mediciones de variables de estado (como la carga hidráulica) o información cualitativa del sistema hidrológico (como el sentido de flujo regional), obtenidas en campo. Se procedió de forma en que se calibraran los dos tipos de información de forma simultánea. Existen diversas estrategias para realizar la calibración, las cuales se clasifican en dos grupos: manuales (prueba y error) y automáticas (basados en modelación inversa). En el presente estudio se usa una estrategia manual, puesto que es la más eficiente en tiempos de cómputo y permite incluir fácilmente información cualitativa.

Unidad	Litología	$K_x = K_y$ (m/día)	$K_z$ (m/día)	$S_y$ (1/m)	$S_s$
1	TpAB	6.0	3.0	$5 \times 10^{-6}$	0.07
2	TAB	6.0	3.0	$5 \times 10^{-6}$	0.07
3	TmJ	2.9	1.45	$5 \times 10^{-6}$	0.07
4	TmD	0.225	0.075	$5 \times 10^{-6}$	0.07
5	TmR	0.555	0.055	$5 \times 10^{-6}$	0.07
6	ArCg	5.0	2.5	$5 \times 10^{-5}$	0.12
7	TmIg	0.555	0.055	$5 \times 10^{-6}$	0.07
8	ToR	0.375	0.075	$5 \times 10^{-6}$	0.07
9	ToA	0.375	0.075	$5 \times 10^{-6}$	0.07
11	KiCz	0.105	0.105	$5 \times 10^{-6}$	0.07
12	Kvs	0.015	0.015	$5 \times 10^{-6}$	0.07
13	TmTq	1.0	0.5	$5 \times 10^{-5}$	0.12
14	TDcc	0.225	0.06	$5 \times 10^{-6}$	0.07
15	TmRA	0.3	0.12	$5 \times 10^{-6}$	0.07

Tabla 4.1: Valores de las propiedades hidráulicas para el modelo calibrado

#### 4.2.1. Carga hidráulica

Las mediciones del nivel estático se consideran equivalentes a mediciones de la carga hidráulica. Se usaron datos de la elevación del nivel estático para calibrar el modelo, los cuales están disponibles de forma regular a partir del año 2000. En algunos puntos de monitoreo se realizaron mediciones en el periodo de lluvias y de estiaje las cuales fueron utilizadas en la calibración ya que se consideró que las fluctuaciones estacionales no varían mucho con respecto a las condiciones a largo plazo. Se decidió calibrar el modelo para las observaciones de carga hidráulica registrada del año 2004, puesto que es el año con mayor número de mediciones (139). La calibración se hizo calculando los residuales como la diferencia  $h_{sim} - h_{obs}$  donde  $h_{sim}$  son las cargas simuladas con el modelo y  $h_{obs}$  son las cargas medidas u observadas (Figura 4.5). Para auxiliar en la calibración se definieron zonas de control considerando la topografía y la proximidad con respecto a las condiciones de frontera (CF): (1) la zona 1, cerca de las sierras del N, (2) la zona 2, en el valle cerca a la CF del W, (3) la zona 3, en el valle cerca a la CF del E, (4) la zona 4, cerca de las sierras del SW y (5) la zona 5, cerca de la sierra del SE.

Una vez obtenidos los residuales, el proceso de calibración implica tratar de minimizar la magnitud de los mismos, reduciendo las tendencias que éstos tengan (Hill y Tiedeman,

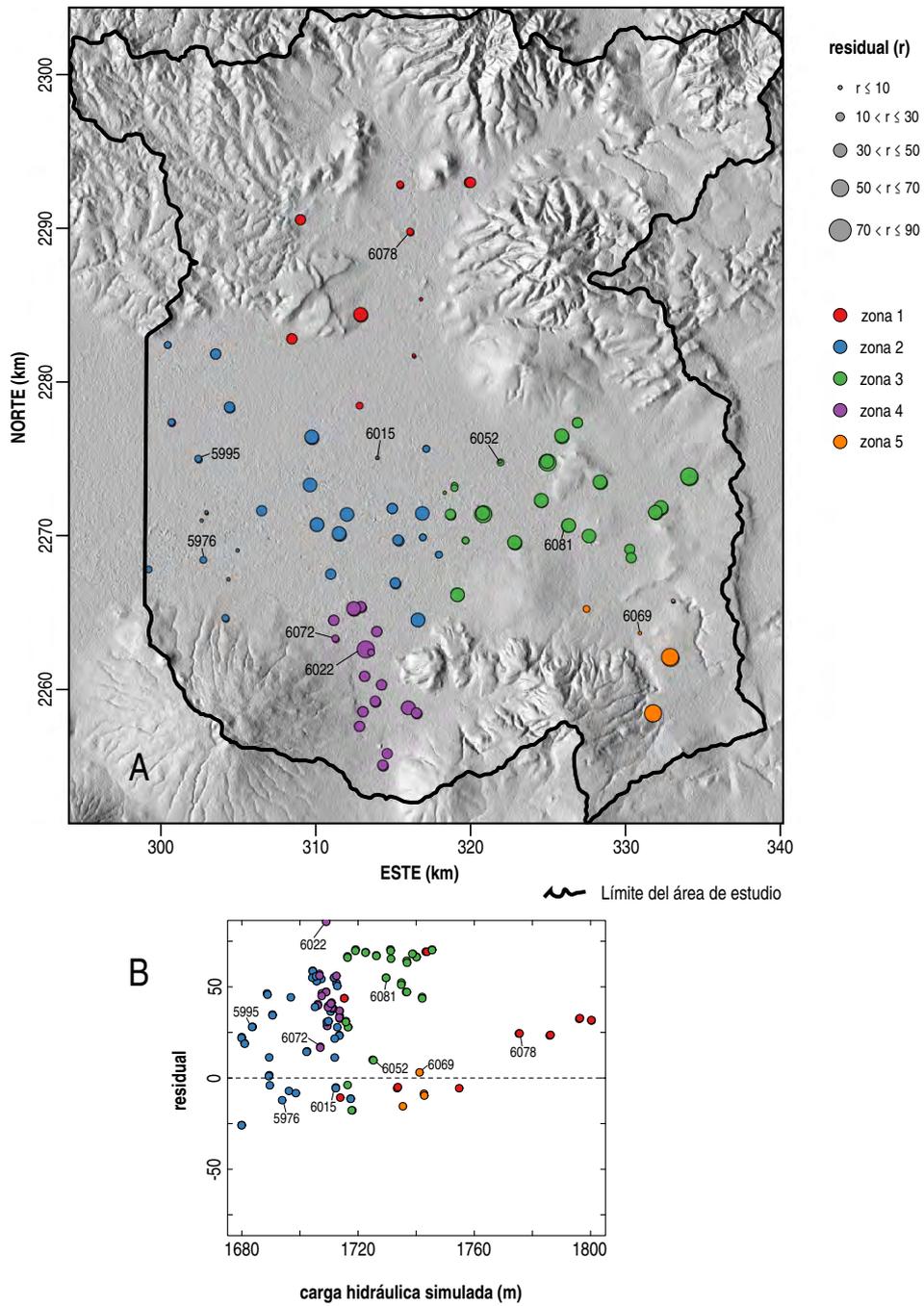


Figura 4.5: (A) Distribución espacial del valor absoluto de los residuales ( $|h_{sim} - h_{obs}|$ ) cada color indica una zona de control distinta. (B) Residuales contra valores de carga hidráulica simulada, los colores indican las mismas zonas de control

2007). Dichas tendencias fueron reducidas y se obtuvo una media más cercana a cero probando un total 81 configuraciones distintas del modelo. Las diferentes configuraciones del modelo incluyeron cambios en: (1) los valores de los parámetros  $K$ ,  $S_s$  y  $S_y$ , (2) los valores de las condiciones de frontera de carga asignada para las conexiones con las cuencas de Querétaro y el Bajío, (3) el volumen máximo de las condiciones de frontera de recarga enfocada en corrientes, y (4) en la geometría de algunas unidades litoestratigráficas. La distribución espacial de los residuales se muestra en la Figura 4.5, con los valores finales de las propiedades hidráulicas en la Tabla 4.1. Aún se observan ciertas tendencias en estos residuales en las distintas zonas de control las cuales están relacionadas a la definición de las condiciones de frontera y serán discutidas en el Capítulo 5.

#### 4.2.2. Balance de flujo en estado estacionario

Se usaron los resultados del balance de flujos en estado estacionario para evaluar si el modelo reproduce ciertos procesos hidrológicos. Se buscó garantizar, en particular: (1) un sentido de flujo E-W en la parte central de la cuenca, (2) un comportamiento hidráulico de corrientes con pérdidas (*loosing streams*) en la zona del frente de montaña (Figura 3.4; Wilson y Guan, 2004) y, (3) que el nivel freático estuviera por debajo de la superficie del terreno. Para lograr esto, se probaron las 81 configuraciones del modelo ya mencionadas, y se calibraron los procesos hidrológicos de forma simultánea con los residuales de carga hidráulica. Se usó la herramienta de balance de flujos (*rate budget*) de FEFLOW, para cuantificar los flujos, así como la visualización integrada en la interfaz gráfica para observar el comportamiento del nivel freático (DHI-WASY, 2014).

### 4.3. Análisis de sensibilidad

El método más común para hacer un análisis de sensibilidad de un modelo numérico de flujo de agua subterránea consiste en evaluar el comportamiento de la carga hidráulica variando los parámetros dentro un rango de valores posibles. En el proceso de calibración está implícito un proceso de análisis de sensibilidad, en el que se identifican los parámetros más sensibles con respecto a la carga hidráulica y los procesos hidrológicos simulados. Se decidió trabajar con este tipo de análisis, y no con el primer método, debido a que los tiempos de cómputo para el modelo en estado estacionario eran extensos (en promedio 50 min, con un procesador de 4 núcleos a 2.20 GHz) y también porque esta estrategia permitió incluir la información cualitativa del sistema hidrológico.

Los parámetros más sensibles para la configuración de la carga hidráulica medida en el año 2004 fueron: (1) El rendimiento específico ( $S_y$ ) y la conductividad hidráulica ( $K$ ) de la unidad ArCg, (2)  $K$  de las unidades volcánicas TpAB y TmJ, y (3) los valores de carga asignada para las condiciones de frontera en los límites con Querétaro y el Bajío. Para los procesos hidrológicos descritos en la sección anterior, los parámetros más sensibles fueron: (1)  $K$  de los depósitos del valle ArCg, (2)  $K$  de las unidades volcánicas TpAB y TmJ, (3)  $K$  del basamento Kvs, y (4) los valores de carga asignada para las conexiones con las cuencas mencionadas.

# Capítulo 5

## Análisis de resultados

Una vez construido el modelo numérico, éste puede usarse para simular la respuesta del sistema ante distintos escenarios de explotación. En este capítulo se presentan los resultados del modelo calibrado para las condiciones actuales lo cual requirió de una simulación inicial en estado estacionario y posteriormente, condiciones transitorias desde el inicio de la explotación. También se presentan los resultados para dos escenarios de explotación a futuro y se analizan desde la perspectiva de un manejo sustentable del agua en la cuenca de Celaya. Por último, se revisan los alcances del modelo desarrollado en el presente estudio y se hacen sugerencias para mejorar su utilidad.

### 5.1. Simulación para estado estacionario

Como se mencionó anteriormente, para realizar la simulación en estado estacionario se usó el método de malla deformable, el cual ajusta la elevación de la capa más somera para que coincida con el nivel freático (DHI-WASY, 2014). Esto permite modelar adecuadamente el sistema subterráneo como un sistema acuífero libre. Para resolver la carga hidráulica se usó una tolerancia de error de  $1 \times 10^{-4}$  utilizando la norma RMS (Diersch, 2014), lo que redujo el error en el balance de flujo a un nivel aceptable ( $\approx 2\%$  del flujo total). El máximo número de iteraciones externas se fijó en 12, mientras que el método para resolver el sistema lineal resultante fue el gradiente conjugado preconditionado (PCG) con un número máximo de iteraciones igual a 1000 (Axelsson, 1994). La solución espacial de la carga hidráulica para la tercera capa del modelo se muestra en la Figura 5.1. Los resultados del balance de flujo se pueden observar en la Figura 5.2.

La distribución espacial de la carga hidráulica muestra un sistema gravitacional contro-

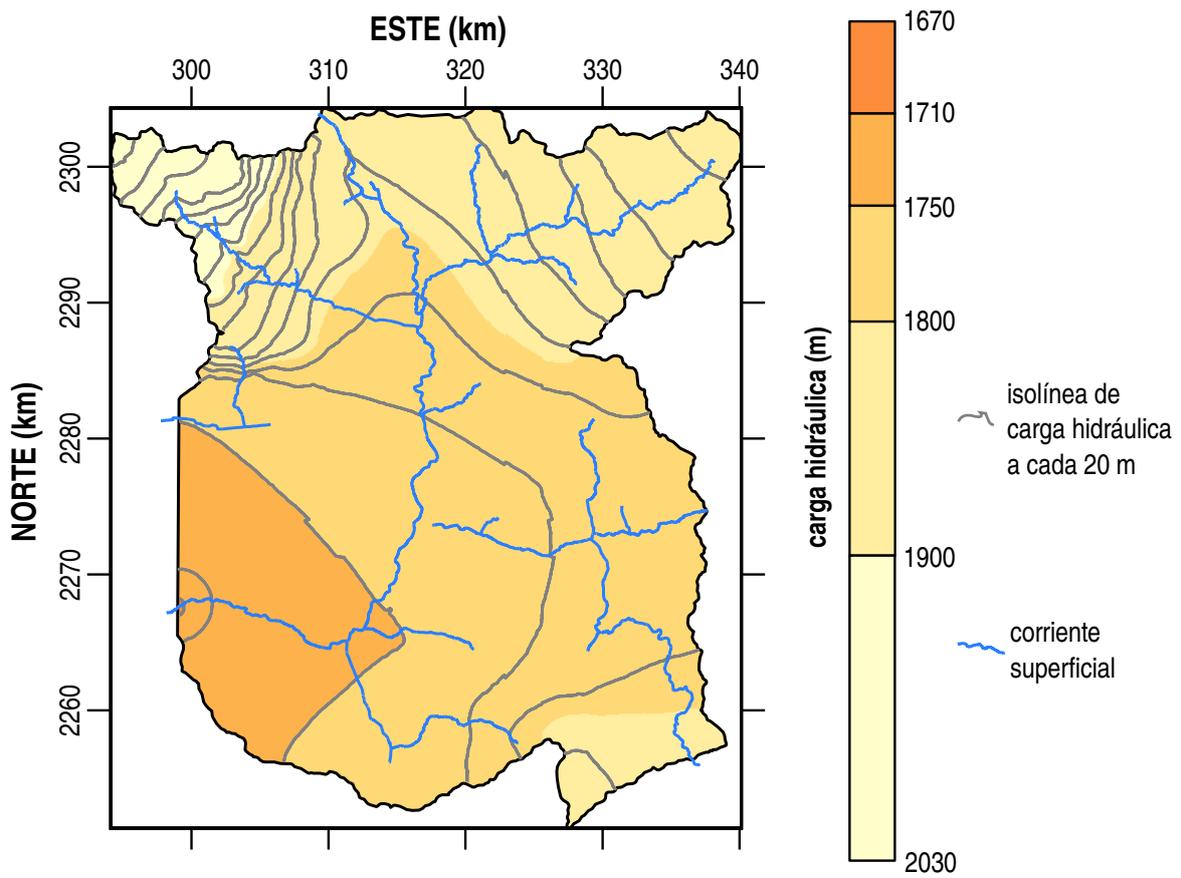


Figura 5.1: Distribución espacial de la carga hidráulica para estado estacionario en la cuenca de Celaya

lado por la recarga en las partes más elevadas de la cuenca. Considerando los gradientes hidráulicos, el flujo proviene del N y E, y sale por el extremo W. Las elevaciones de los niveles potenciométricos están dentro del rango de 1670 m, en la región cercana a la salida por el W, y los 2030 m, en la sierra al NW de la cuenca. La configuración potenciométrica se asemeja a la topografía pero con suavizado, controlado principalmente por la conductividad hidráulica ( $K$ ). Esto se puede ver reflejado en los gradientes hidráulicos mayores cercanos a la sierra del NW, la cual está compuesta en su mayoría por rocas del basamento, con una  $K$  menor. Algunas de las rocas volcánicas permiten que haya una mayor conexión hidráulica entre las unidades de las sierras y las del piso del valle: la conexión con el aparato volcánico al SW, la cual puede deducirse de las isolíneas de carga hidráulica perpendiculares al gradiente topográfico.

Como se mencionó en la sección 4.1.3, una condición de frontera (CF) que se estudió en particular, fue la que simula la interacción del acuífero con las corrientes superficiales. Para esto, se simuló dos casos: (1) haciendo la suposición de recarga enfocada en corrientes (SFR), con una restricción de flujo máximo igual a  $14.4 \text{ m}^3/\text{s}$  (descrita en la sección 4.1.3), y (2) sin simular la SFR. Se evaluaron los residuales de cada caso y se observó que el segundo tenía un mejor ajuste a las observaciones, presentando una distribución de residuales con una media más cercana a cero (Figura 5.3). Sin embargo, por la teoría del flujo de agua subterránea en bloques de montaña (sección 3.5), se considera que este proceso debe presentarse en la cuenca de estudio. Probablemente, el ajuste a los residuales esté relacionado a otras entradas del modelo que tienen incertidumbre como la recarga difusa, los volúmenes de extracción y la distribución de las unidades litológicas.

Debido a lo anterior, todas las simulaciones se hicieron asumiendo que hay conexión hidráulica entre el acuífero y las corrientes superficiales. Este proceso se puede ver reflejado en la presencia de corrientes con ganancia (*gaining streams*) como la parte superior de la corriente principal proveniente de la sierra al NW, y corrientes con pérdida (*losing streams*) como la corriente principal proveniente de la sierra al NE (Figura 5.1). En la parte del valle, el flujo de agua subterránea sigue aproximadamente la dirección de flujo de las corrientes superficiales, lo cual se observa en la orientación de las isolíneas de carga hidráulica, que es perpendicular a las corrientes principales de la cuenca. El balance de flujo muestra que en la cuenca hay un aporte neto positivo del sistema subterráneo a las corrientes superficiales (Figura 5.2A).

El balance de flujo obtenido para la simulación en estado estacionario (Figura 5.2A) muestra que el mayor flujo de entrada es la recarga difusa ( $R$ ), mientras que la mayor salida se da a través de la evapotranspiración en donde el nivel freático es somero ( $ET$ ). El flujo proveniente de las cuencas adyacentes es de entrada al E (cuenca de Querétaro) y de salida al

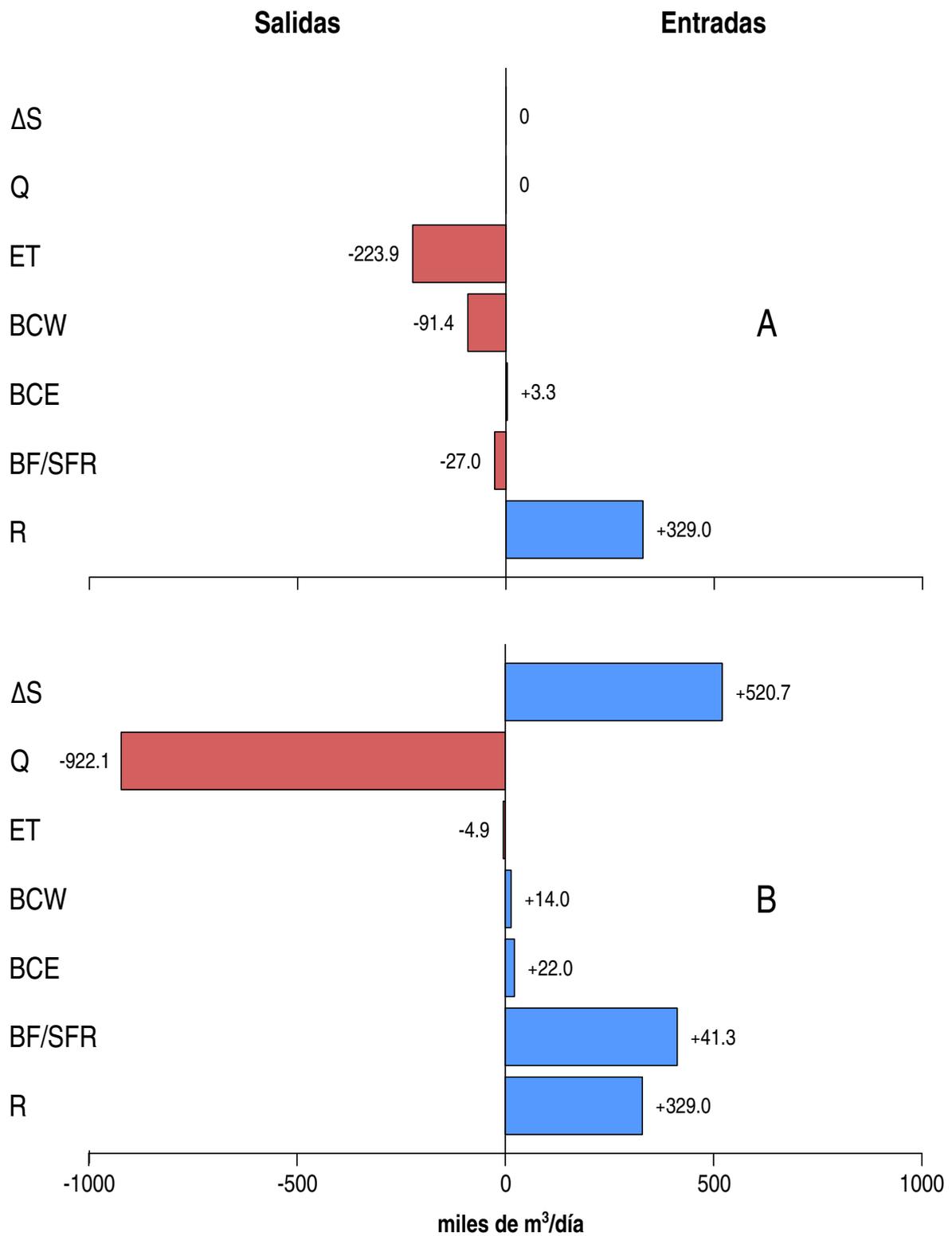


Figura 5.2: Balance de flujo de agua subterránea: (A) para estado estacionario, y (B) para el año 2016. *R* es la recarga difusa, *BF/SFR* es la interacción con corrientes superficiales, *BCE* es el flujo en la frontera este, *BCW* es el flujo en la frontera oeste, *ET* es la evapotranspiración, *Q* es la extracción por medio de pozos,  $\Delta S$  es el cambio de almacenamiento

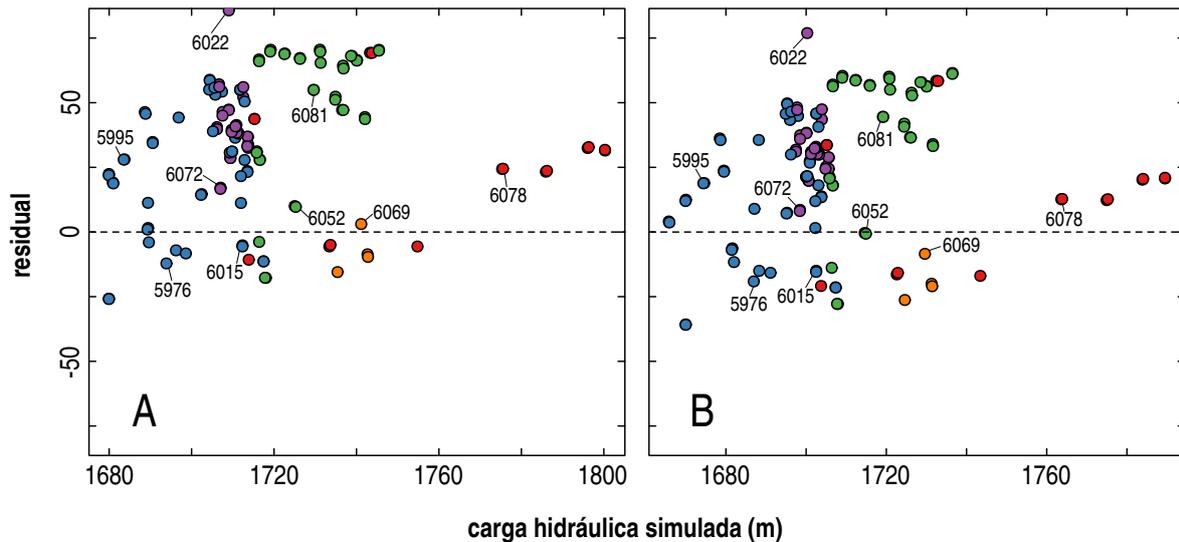


Figura 5.3: Distribución de los residuales de carga hidráulica para el año 2004: (A) simulando la recarga enfocada en corrientes, y (B) sin la recarga enfocada en corrientes

W (cuenca del Bajío). Debido a que se simuló el estado estacionario la extracción a través de pozos (Q) era igual a cero, previo al inicio de la explotación.

## 5.2. Simulaciones para estado transitorio

Para las simulaciones en estado transitorio se usaron los mismos parámetros numéricos que en estado estacionario, excepto la tolerancia de error la cual se aumentó a  $1 \times 10^{-3}$ . Este valor se modificó para lograr una convergencia más rápida de la solución, debido a que en estado transitorio se requiere resolver las ecuaciones diferenciales parciales (EDP) de flujo en varios pasos de tiempo. Primero, se resolvieron las ecuaciones de flujo subterráneo para tratar de reproducir las condiciones actuales del sistema real. Posteriormente, se simularon dos casos a futuro para evaluar la respuesta del sistema ante distintos escenarios de explotación: (1) suponiendo que la extracción se mantenga igual a la que se realizó en el año 2015, y (2) suponiendo un aumento lineal de la extracción considerando una proyección de la población para el 2050.

### 5.2.1. Estado actual

Para resolver el estado transitorio y obtener la distribución actual (principios del año 2016) de los niveles potenciométricos, se usó la estrategia de paso de tiempo adaptativo

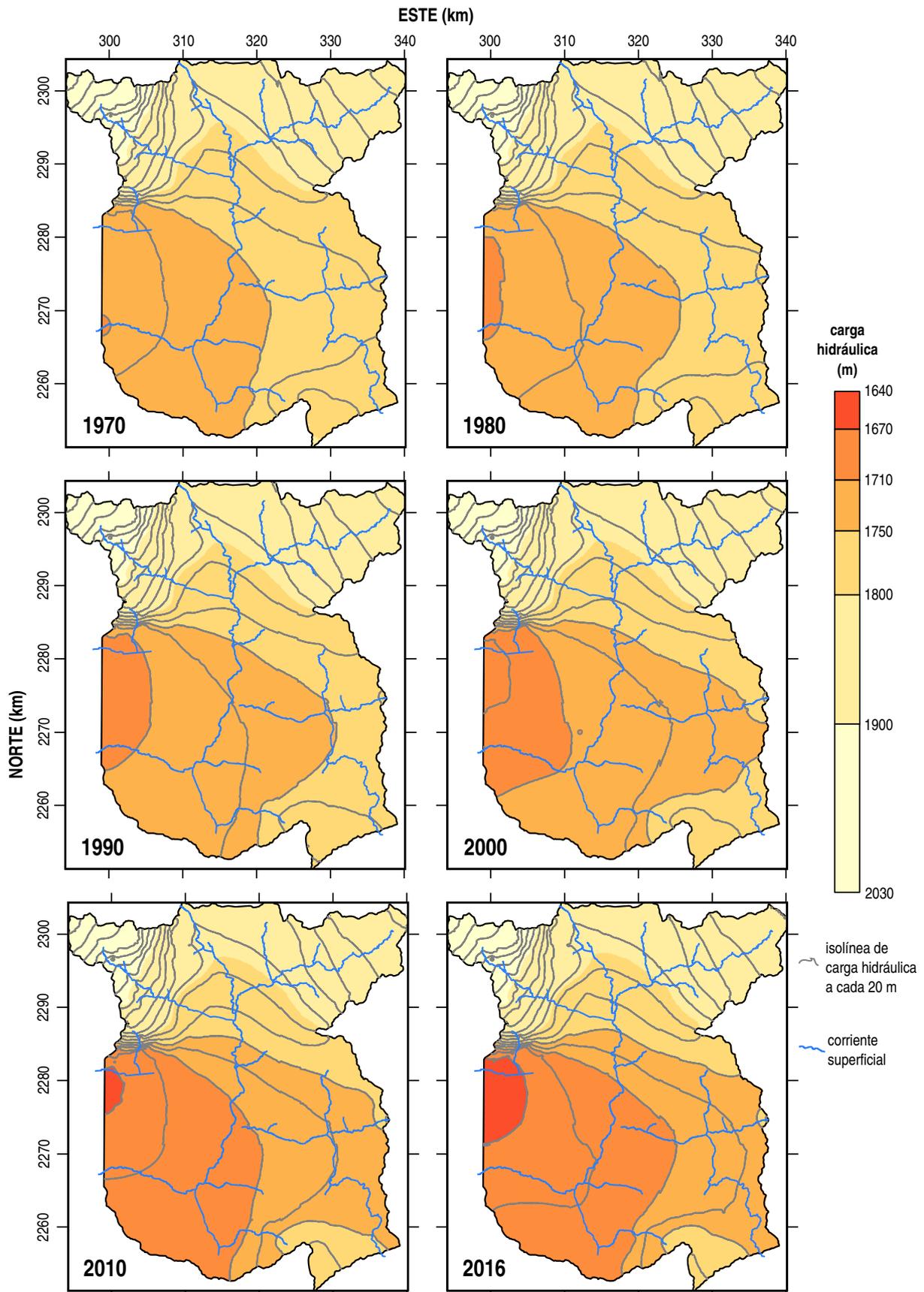


Figura 5.4: Evolución temporal de la carga hidráulica en la cuenca de Celaya

(Sección 4.1.1) y se tomó como condición inicial la solución del estado estacionario. Adicionalmente, se fijaron tiempos específicos para obtener la solución de las EDP de flujo subterráneo: los años 1970, 1980, 1990, 2000 y 2010. La Figura 5.4 muestra la distribución espacial de la carga hidráulica para dichos años y para el año 2016. El balance de flujo de agua para el año 2015 se muestra en la Figura 5.2B.

La evolución de la carga hidráulica muestra un claro descenso de los niveles potenciométricos en la cuenca de estudio (Figura 5.4). En general, los niveles descienden en todas las zonas que corresponden al piso del valle, alcanzando profundidades mayores a los 60 m. Una tendencia principal es la aparición de un cono de abatimiento regional en la parte central del límite W. Esta región corresponde a una frontera estructural definida por la falla del Bajío, que separa a los depósitos aluviales de las rocas del basamento y otras unidades volcánicas. Probablemente, este comportamiento de los niveles potenciométricos esté influenciado por la condición de frontera (CF) de no flujo en el límite W a esa latitud. Sin embargo, esta CF podría estar compensando los efectos de la extracción que ocurre al W del límite definido en este estudio y por esta razón los residuales en la zona de control cercana (zona de control 2 en la Figura 4.5). Para confirmar estas suposiciones se requiere que se integre un modelo continuo hacia el W, que cubra toda la extensión de la cuenca del Bajío.

En la evolución de la carga hidráulica también se puede observar que la CF de carga constante asignada al W (sección 4.1.3) tiene un efecto significativo en el control del flujo de salida de la cuenca para el estado estacionario y tiempos iniciales (p. ej., para el año 1970). Con el paso del tiempo, el abatimiento regional tuvo un mayor control del flujo de salida, provocando incluso la inversión del flujo en la CF de carga asignada al W (Figura 5.2). Dicha inversión podría no ser correcta, debido a que se fijaron condiciones de carga asignada constantes en el tiempo, cuando es muy probable que esto no ocurra. Por la misma razón, es importante revisar la condición de carga asignada que se fijó en el límite al E. Ahí se puede observar que el balance indica un aumento en el flujo de entrada, cuando la mejor estimación sería una disminución (e incluso un flujo de salida) debido a la extracción intensiva en la cuenca de Querétaro. La tendencia positiva de los residuales cercanos a esta frontera confirma esta suposición (zona de control 3 en la Figura 4.5). Como se mencionó anteriormente, esto podría resolverse construyendo un modelo que incorpore las cuencas adyacentes.

Se puede observar que las condiciones de flujo subterráneo en la sierra del NW se ven prácticamente inalteradas en el tiempo por la extracción a través de pozos. Por otra parte, las sierras formadas por unidades más permeables muestran abatimiento de los niveles potenciométricos, aunque de menor magnitud a los del piso del valle. Como lo indica el balance de flujo, la interacción neta con las corrientes superficiales pasa de un aporte subterráneo

a las corrientes en estado estacionario, a un aporte de las corrientes al sistema subterráneo para el año 2016. La corriente proveniente de la sierra NW presenta un comportamiento con poca variabilidad en el periodo de simulación: en la parte superior es una corriente con ganancia mientras que al llegar al frente de montaña se convierte en corriente con pérdida. La corriente principal del NE se comporta como corriente con pérdidas (debido a la mayor permeabilidad de las unidades litológicas) tanto en estado estacionario como para el año 2016, pero aumenta su volumen neto de pérdida. Las corrientes provenientes del sur tienen un comportamiento similar ya que aumentan la magnitud de su aporte hacia el sistema subterráneo.

El balance para el año 2015 muestra que el mayor flujo de salida es la extracción a través de pozos ( $Q$ ), mientras que la principal entrada sigue siendo la recarga difusa, que se da principalmente en las elevaciones de la cuenca (sección 3.5). Existe aún una salida mínima por evapotranspiración ( $ET$ ), pero los flujos restantes se convirtieron en entradas. Los flujos a través de las fronteras E y W son ambos positivos, aunque, como ya se mencionó, están sujetos a cierto error. Las corrientes ( $BF/SFR$ ) representan ahora una entrada neta para el sistema subterráneo. El volumen restante para cumplir con la demanda de extracción proviene del cambio en el almacenamiento ( $\Delta S$ ), el cual representa el mayor porcentaje de dicha demanda. Esto último, tiene consecuencias importantes para el manejo y el abastecimiento de agua en la cuenca a futuro ya que el almacenamiento representa un volumen finito y se puede agotar (sección 5.3).

### 5.2.2. Caso base

Para tratar de evaluar las condiciones del sistema de flujo subterráneo en el futuro, se propone un escenario base que supone que las extracciones anuales se mantendrán constantes con el paso del tiempo. Este escenario, aunque es optimista, implica una explotación excesiva ya que las condiciones actuales de extracción no se podrán mantener a largo plazo, como consecuencia de que la extracción supera por mucho la recarga natural del sistema (Figura 5.2). Debido a lo anterior, estas simulaciones predictivas proporcionan una estimación de los efectos negativos de la extracción excesiva a largo plazo y de los posibles problemas a enfrentar en la explotación del agua subterránea en la cuenca de Celaya en el futuro. Para este caso, se simuló la evolución de la carga hidráulica hasta el año 2050, obteniendo también la distribución para los años 2020, 2030 y 2040.

La distribución de la carga hidráulica para esta simulación predictiva se muestra en la Figura 5.5 en la cual se puede observar que las tendencias de los abatimientos hasta el 2015

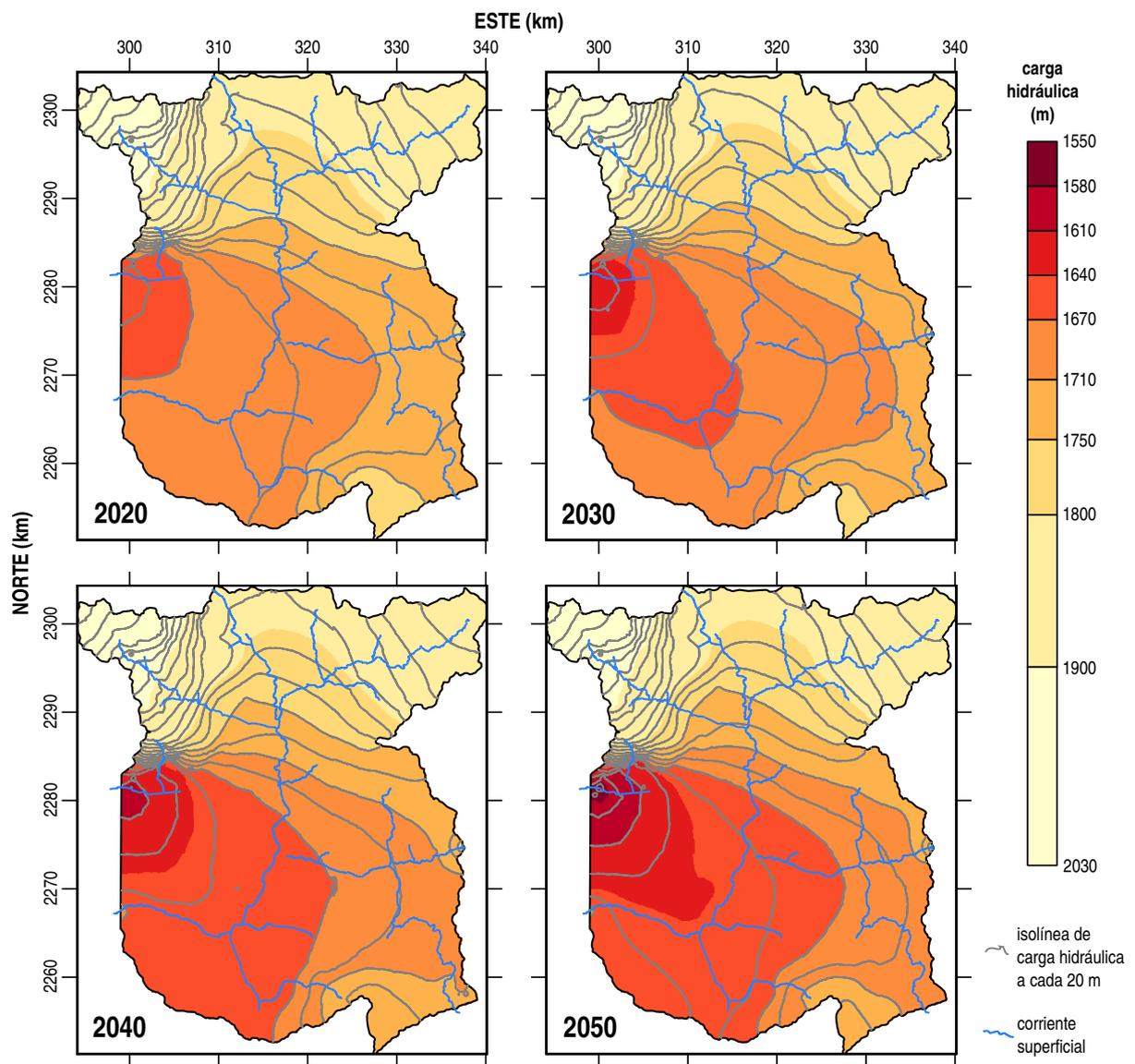


Figura 5.5: Predicción de la evolución temporal de la carga hidráulica en la cuenca de Celaya para el caso base

se mantienen a futuro, aún cuando no se esté aumentando la extracción (como se hizo para el periodo hasta 2015). El cono de abatimiento regional en la parte central del límite W sigue aumentando a profundidad y de manera lateral. Para el año 2040, el proceso parece acelerarse porque el abatimiento alcanza el fondo de las unidades más permeables, convirtiéndolas en zonas no saturadas. Este efecto se puede observar en el comportamiento de la carga hidráulica cerca a algunos pozos en esta región: se producen gradientes hidráulicos muy pronunciados para mantener las tasas de bombeo, representados por tendencias circulares de menor escala en las isolíneas de carga hidráulica (años 2040 y 2050 en la Figura 5.5). El escenario más probable para dichos pozos es que queden secos en tiempos anteriores a la formación de estos gradientes.

Para el año 2050, se pueden observar niveles potenciométricos con profundidades mayores a los 100 m para todas las zonas correspondientes al piso del valle. Los niveles en la sierra del NW no presentan abatimiento perceptible y los de la sierra al NE parecen abatirse muy lentamente. Por su parte, las sierras al S, presentan un abatimiento significativo. Las corrientes superficiales en la sierra del NW parecen tener la misma interacción con el sistema subterráneo, mientras que el resto de las corrientes parecen haber alcanzado su nivel máximo de pérdida (recordando la condición de frontera con la restricción de flujo máximo). Adicionalmente, las condiciones de frontera de carga asignada al E y W ahora aportan flujos de entrada que parecen ser irreales. Considerando esto, el abatimiento real para el año 2050 (de continuar con esta explotación) será mucho mayor y cubrirá una zona más extensa. Considerando la explotación en el valle de Querétaro posiblemente se formen dos conos de abatimiento regionales, cercanos a las fronteras E y W respectivamente, y con el paso del tiempo se unan causando un abatimiento de mayor escala.

### **5.2.3. Caso aumento en la extracción**

Con la finalidad de simular un escenario más realista, se analiza el caso en que las extracciones a través de pozos sigan aumentando con la misma tendencia de los últimos años. Para lograrlo se usó la proyección de la población de Guanajuato para el año 2050 (CONAPO, 2012) y se hizo la suposición de una relación lineal entre la población y la extracción total en la región, para estimar un volumen de extracción en el mismo año. Este último dato se usó junto con la extracción en 2015 para calcular un aumento lineal de las extracciones en el periodo 2016-2050, mismo que se usó para realizar la simulación. Se supone que la recarga potencial media se mantiene constante en el tiempo, es decir, no se ve afectada por cambios climáticos importantes o por cambios en el uso de suelo. De igual forma que el caso anterior, este escenario nos permite evaluar los efectos asociados a la explotación del agua

subterránea y predecir algunos problemas que podrían ocurrir en el futuro.

En la Figura 5.6 se puede observar la distribución espacial de la carga hidráulica para los años 2020, 2030, 2040 y 2050 para el caso de aumento lineal en la extracción. Si se compara con el caso base (Figura 5.5) se observa claramente la diferencia en los abatimientos, siendo de mucho mayor magnitud los del caso de aumento en la extracción. Las profundidades del nivel freático en la zona del piso del valle son mayores a los 140 m y en el cono de abatimiento regional cercano al límite W la profundidad es cercana a los 200 m, lo que significa que las unidades más permeables ya no están saturadas y el nivel freático ha alcanzado el basamento. De igual forma que en el caso base, hay pozos que producen gradientes irreales para mantener su tasa de extracción, pero lo más probable es que queden secos antes de que esto ocurra.

Una tendencia importante en los abatimientos es que estos parecen acelerar su extensión alrededor de la frontera W después del año 2040, lo que probablemente esté asociado a la pérdida total de saturación de las unidades más permeables en esta zona. Esto es notable en el límite SW, en donde el nivel freático descendió y se igualó con los niveles del piso del valle. Comparando la distribución de carga hidráulica para el año 2040 y la distribución del año 2050 para el caso base, se observa una gran similitud, por lo que el aumento en la extracción está evidentemente disminuyendo el almacenamiento de forma más rápida. De la misma manera que en el caso base, es importante considerar que las condiciones de frontera al E y W no se mantendrán constantes (como se hizo en la simulación) sino que descenderán. Esto significará un mayor abatimiento cercano a estas fronteras y en todo el valle en general.

### **5.3. Manejo sustentable de recursos hídricos**

El modelo de flujo de agua subterránea construido en el presente estudio permite evaluar los efectos de la explotación sobre el sistema acuífero y los resultados pueden ser de gran utilidad para lograr una gestión más adecuada de los recursos hídricos subterráneos. La explotación sustentable es el principal objetivo, puesto que el alcanzarla significa contar con una fuente segura de agua a futuro. Para lograr dicho objetivo se requiere que se establezcan regulaciones a todos los usuarios, las cuales deben considerar las condiciones socioeconómicas de los mismos así como el estado físico del sistema acuífero. Es en este último aspecto donde el modelo representa una herramienta eficiente para la toma de decisiones. El presente modelo sirve para comunicar cuantitativamente y, si se requiere, de una forma simple (p. ej. usando herramientas de visualización) a los administradores del recurso en la cuenca de Celaya, los efectos que tienen o tendrían distintas políticas de explotación. El presente modelo permite diagnosticar claramente que la gestión actual del sistema subterráneo

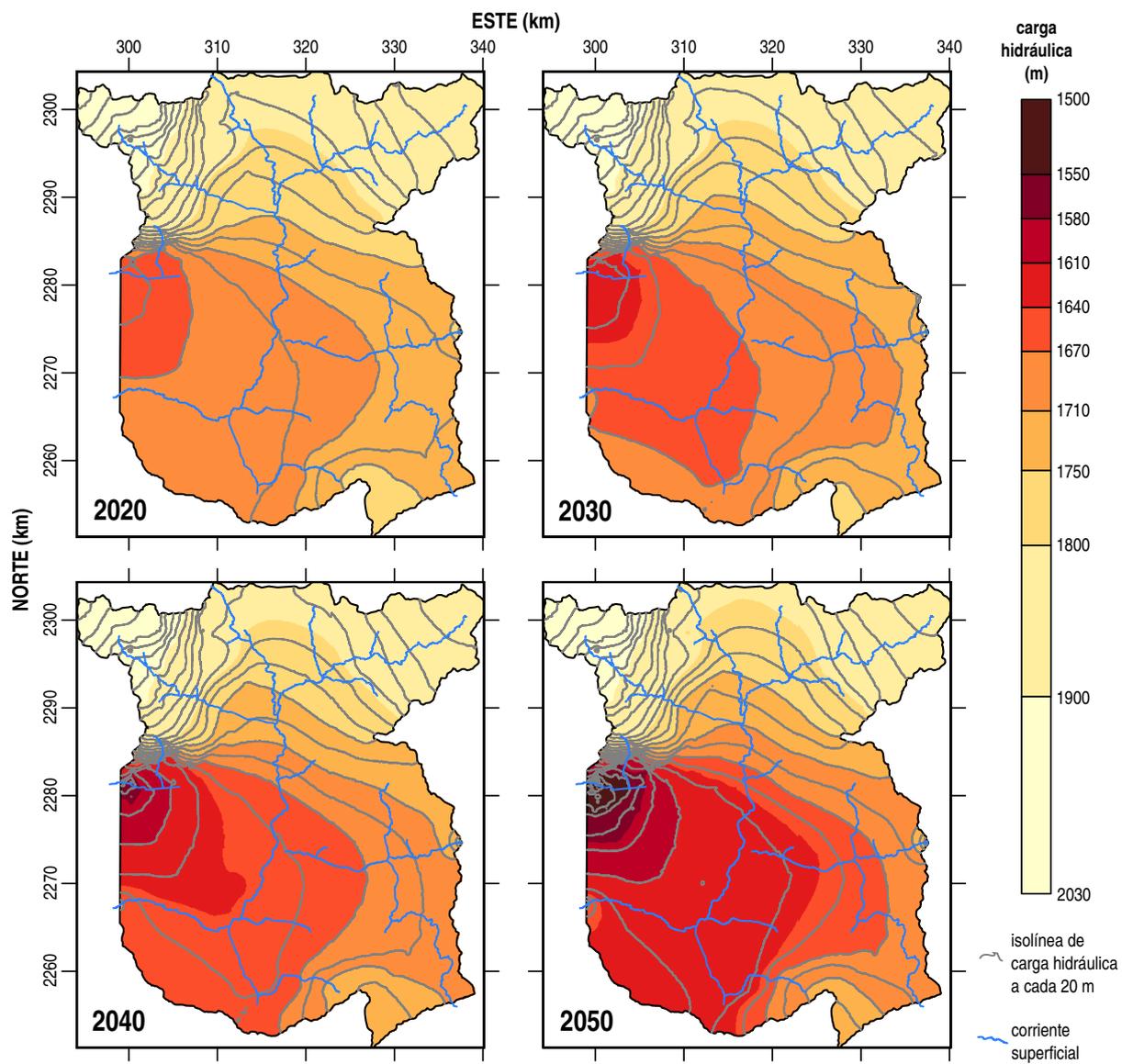


Figura 5.6: Predicción de la evolución temporal de la carga hidráulica en la cuenca de Celaya para el caso aumento en la extracción

no es sustentable a largo plazo.

Las regulaciones mencionadas se deben aplicar en conjunto con acciones tecnológicas que permitan un uso óptimo del agua subterránea, p. ej., una tecnificación efectiva del riego en toda la región o la construcción de una red de monitoreo más densa y funcional. El modelo de flujo del presente estudio se puede utilizar para justificar la inversión en dichos proyectos tecnológicos, mostrando que a largo plazo la implementación de los mismos puede evitar costos más altos en la construcción de nueva infraestructura hidráulica o pérdidas económicas por efectos adversos como la subsidencia del terreno y la pérdida de cultivos. Algunos efectos negativos ya son evidentes en la cuenca ya que los niveles estáticos profundos en todo el valle generan un mayor consumo de energía eléctrica de los equipos de bombeo y en algunos casos los pozos han quedado secos en todo su intervalo ranurado.

El modelo también muestra la interacción que existe entre el sistema subterráneo y las corrientes superficiales. Los ríos y arroyos de la cuenca actualmente reciben un aporte prácticamente nulo del sistema subterráneo (con excepción de la sierra NW), el aporte inverso es, por el contrario, significativo (Figura 5.2B). Esto significa que mucha del agua de las corrientes se infiltra y recarga al sistema subterráneo. Este aporte es positivo para el sistema acuífero, pero cuando el agua de los ríos está contaminada significa que ésta puede contaminar también al agua subterránea. Los acuíferos ayudan en muchas ocasiones a filtrar ciertos residuos y los tiempos de residencia del agua en el subsuelo permiten que otros se desintegren. Sin embargo, los pozos ubicados cerca a las corrientes pueden extraer agua con un grado alto de contaminación, además algunos desechos industriales no se filtran o descomponen de forma tan fácil por lo que pueden contaminar amplios volúmenes de agua en el subsuelo. De acuerdo a lo anterior, el modelo permite estimar que hay cierta vulnerabilidad del sistema subterráneo a la contaminación de las corrientes superficiales, lo que suma un problema de calidad a la gestión de agua subterránea en la cuenca de estudio.

## **5.4. Alcances del modelo y sugerencias**

En el desarrollo del modelo de flujo de agua subterránea del presente trabajo, se trató de usar la información disponible en forma exhaustiva, es decir, conjuntando la información a la que se tuvo acceso (estudios geológicos, datos hidrológicos, modelo digital de elevación, etc.), y tratando de mantener una resolución máxima de acuerdo a dicha información, en otras palabras, que los errores resultantes de la discretización (necesaria para un modelo numérico) fueran mínimos. El uso del método de elemento finito fue fundamental para lograr esto último. Sin embargo, es importante mencionar que la información disponible en la

cuenca de Celaya no es suficiente para tener un nivel de incertidumbre que permita simular procesos hidrológicos a detalle (p. ej., el transporte de algún contaminante desde algún punto de derrame superficial).

Se sugiere para trabajos futuros en el área de estudio contar con un mayor número de datos que permita delimitar la extensión vertical y horizontal de las unidades litológicas en el subsuelo, p. ej., registros litológicos en los pozos de agua, datos geofísicos de superficie y registros geofísicos de pozo. Es probable que al momento de perforar los pozos no se haya tomado información de la litología o que ésta se haya perdido con el tiempo, por lo que se sugiere tratar de obtener información a través de registros geofísicos de pozo, en particular, aquellos que pueden ser asociados a la permeabilidad de las unidades (p. ej., resistividad y potencial espontáneo). Es importante analizar toda esta información en términos de la evolución geológica en la cuenca, la cual se encuentra actualmente bien documentada (referencias en el capítulo 3).

De igual importancia que la disponibilidad de información es el manejo de la misma. En la construcción de un modelo numérico de agua subterránea se requiere procesar una gran cantidad de información espacial, por lo tanto, es fundamental contar con herramientas de cómputo que ayuden a operar con dichos datos y almacenarlos de manera coherente. En el presente estudio se usó una metodología que resultó muy eficiente y que implica el uso de distintas herramientas de código abierto, p. ej., GRASS, R y PostgreSQL, la cual se retomó en gran parte del estudio realizado por Carrera-Hernández et al. (2016). Un aspecto fundamental es el mantenimiento de una base de datos organizada y actualizada y que esté disponible a cualquier usuario que requiera información, como la propuesta de Carrera-Hernández y Gaskin (2008). Para lograr lo anterior se requiere de la existencia de una red de monitoreo funcional, que registre datos climatológicos, hidrológicos y de extracción. Las extracciones son una variable cuya incertidumbre puede ser muy grande si no se tienen registros adecuados, como en el presente estudio.

Para mejorar la asignación de las propiedades hidráulicas dentro del modelo, haciendo uso de la posible nueva información del subsuelo antes mencionada, se recomienda usar una herramienta que permita el manejo de información tridimensional. De esta forma se podrán generar superficies que representen los contactos entre las unidades litológicas basadas en información obtenida de pozos. El SIG GRASS, en conjunto con otros paquetes de software de código abierto, permite el manejo de información tridimensional. De igual forma, FEFLOW proporciona un manejo de información tridimensional que facilita la asignación de las propiedades hidráulicas asociadas a la litología. Para estimar mejores valores de las propiedades hidráulicas se sugiere: (1) realizar estudios de laboratorio usando muestras de las distintas unidades para estimar su permeabilidad, y (2) realizar pruebas de campo para estimar

las propiedades hidráulicas *in situ*. Esto no proporcionará valores exactos para las distintas litologías pero permitirá acotar el rango de valores que éstas pueden tomar.

La estimación de la recarga, aunque es uno de los parámetros con menor incertidumbre en el presente estudio, se puede mejorar usando métodos más precisos para calcular algunos componentes de la ecuación de balance. P. ej., se puede usar un método para estimar la evapotranspiración real y no la evapotranspiración potencial. Esto debe ocurrir en conjunto con la implementación de una red de monitoreo más densa (es decir, una mayor cantidad de estaciones climatológicas con registros continuos). Con esta misma red también se podría mejorar la estimación de la distribución espacial de la precipitación y, como consecuencia, la estimación del escurrimiento superficial.

El modelo desarrollado en el presente estudio, permitió evidenciar las deficiencias de usar un modelo separado para simular el flujo de agua subterránea en la cuenca de Celaya. Como se mencionó anteriormente, muchas de las tendencias de los residuales que no se pudieron eliminar en la calibración son consecuencia de esta limitación. Para mejorar el modelo, se sugiere ensamblar el modelo existente para la cuenca de Querétaro (Carrera-Hernández et al., 2016) que fue construido con una metodología y una resolución muy similares a la del presente estudio. De la misma forma, se propone la construcción de un modelo numérico para el resto de la cuenca del Bajío usando una metodología similar, para que posteriormente sea acoplado a los otros dos modelos. El modelo así construido será de gran utilidad para la gestión integrada de recursos hídricos (GIRH) a nivel cuenca (mencionada en el capítulo 1) en el Bajío, que es una zona agrícola muy importante para el país.

# Capítulo 6

## Conclusiones

En el presente estudio se desarrolló un modelo de flujo de agua subterránea para la cuenca de Celaya a partir de información geológica e hidrológica. Para definir la extensión del modelo se usó un modelo digital de elevación y se delimitó una cuenca hidrológica superficial, cuyos límites se supusieron coincidentes con el parteaguas subterráneo y se usaron para establecer las condiciones de frontera necesarias para resolver las ecuaciones de flujo. Considerar la extensión de toda la cuenca permitió usar la teoría referente a la hidrología en bloques de montaña para conceptualizar adecuadamente los procesos hidrológicos que ocurren en el subsuelo de una cuenca en clima semiárido. Adicionalmente, se pudo simular la interacción de las corrientes superficiales con el sistema subterráneo, mostrando las variaciones temporales y espaciales de dicha interacción en la cuenca de Celaya.

Se revisaron y evaluaron los métodos para generar entradas necesarias en la construcción del modelo. Para la estimación de la recarga difusa se usó un método que consiste en una ecuación de balance de flujos de agua en la superficie. Se mostró que la aplicación de dicho método es posible cuando se interpolan las variables espaciales asociados a estos flujos de agua. La recarga enfocada en las corrientes se aproximó usando una condición de frontera de carga asignada con una restricción de flujo máximo, la cual se calculó considerando la geometría de los canales y algunos datos hidrométricos medidos en las corrientes superficiales. Los datos de volúmenes de extracción se estimaron tomando como base volúmenes concesionados y una relación lineal con la población en la cuenca de estudio.

Las propiedades hidráulicas se estimaron con base en unidades litológicas definidas a partir de la evolución geológica en la cuenca. Se usó una metodología que simplifica la complejidad geológica pero que permite conservar muchos detalles de su estructura, la cual consiste en el apilamiento de capas con litologías constantes en la vertical. Esto permitió construir

un modelo litológico tridimensional. El uso del método de elemento finito para resolver las ecuaciones de flujo hizo posible la construcción de una malla que se ajustó correctamente a las fronteras irregulares y que se pudo refinar cerca de los pozos y las corrientes superficiales.

Para la calibración del modelo se usaron datos de niveles estáticos medidos así como información hidrológica cualitativa, p. ej., la interacción con las corrientes superficiales en los bloques de montaña. Dicha calibración permitió deducir la conexión hidráulica con otras cuencas, lo que se evidenció a partir de las tendencias de los residuales cerca de las fronteras al E y W. Considerando esto, se evaluaron las limitaciones del modelo para simular el comportamiento hidráulico cerca a estas fronteras y en toda la cuenca. Estos resultados indican la necesidad de un modelo conjunto que se extienda hacia las cuencas adyacentes, lo cual se puede lograr ensamblando el presente modelo con modelos ya construidos o que podrían ser desarrollados en el futuro.

Los resultados de las simulaciones para las condiciones actuales muestran que ocurrió un ajuste en los componentes del balance de flujo con respecto al estado estacionario (p. ej., los ríos pasaron de ser un flujo neto de salida a ser un flujo neto de entrada). Estos cambios fueron consecuencia de la extracción excesiva del agua subterránea. Las simulaciones muestran abatimientos de gran magnitud en el piso del valle con respecto a las condiciones iniciales lo cual se extiende también en algunas de las sierras con mayor permeabilidad. Las simulaciones predictivas evidencian que esta tendencia del abatimiento continuará a futuro, aún cuando no haya un aumento en las tasas de extracción. Estos resultados demuestran que la gestión actual de la recursos hídricos en la cuenca de Celaya no es sustentable a largo plazo.

# Bibliografía

- Acevedo-Torres, B. (2004). «Evolución del abatimiento en el nivel estático de los acuíferos de Guanajuato». *Aqua forum* 37, pp. 5-8.
- Aguirre-Díaz, G. y López-Martínez, M. (2001). «La caldera de Apaseo, Guanajuato. Geología y geocronología de una nueva caldera en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano». *Geos* 20. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, pp. 308-309.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C. y Vassallo, L.F. (2001). «Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México». *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18.2, pp. 129-148.
- Allen, R., Pereira, L.S., Raes, D. y Smith, M. (1998). «Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements». *Irrigation and Drainage Paper no. 56. FAO, Rome.*
- Almeida, C., Roehrig, J. y Wendland, E. (2014). «Development and integration of a groundwater simulation model to an open Geographic Information System». *Journal of the American Water Resources Association* 50.1, pp. 101-110.
- Aranda-Gómez, J.J. y McDowell, F.W. (1998). «Paleogene Extension in the Southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional Tilting of Eocene Red Beds and Oligocene Volcanic Rocks in the Guanajuato Mining District». *International Geology Review* 40, pp. 116-134.
- Axelsson, O. (1994). *Iterative Solution Methods*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ball, L. B., Caine, J. S. y Ge, S. (2014). «Controls on groundwater flow in a semiarid folded and faulted intermountain basin». *Water Resources Research* 50, pp. 6788-6809.
- Bear, J. y Cheng, A.H.D. (2010). *Modeling Groudwater Flow and Contaminant Transport*. Springer.
- Carrera-Hernández, J.J., Carreón-Freyre, D., Cerca-Martínez, M. y Levresse, G. (2016). «Groundwater flow in a transboundary fault-dominated aquifer and the importance of regional modeling: the case of the city of Querétaro, Mexico». *Hydrogeology Journal* 24, pp. 373-393.
- Carrera-Hernández, J.J. y Gaskin, S.J. (2006). «Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico». *Journal of Hydrology* 336, pp. 231-249.

- Carrera-Hernández, J.J. y Gaskin, S.J. (2008). «The Basin of Mexico Hydrogeological Database (BMHDB): Implementation, queries and interaction with open source software». *Environmental Modelling and Software* 23, pp. 1271-1279.
- Cerca-Martínez, L.M. (1998). «Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato, Implicaciones geocronológicas y tectónicas». Inédita. Tesis de maestría. Ensenada, B.C.: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.J. y López-Martínez, M. (2000). «The Geologic Evolution of the Southern Sierra de Guanajuato, Mexico: A Documented Example of the Transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt». *International Geology Review* 42, pp. 131-151.
- CONAGUA (2002). «Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de Celaya, Estado de Guanajuato».
- (2009). «Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea en el acuífero (1115) Valle de Celaya, Estado de Guanajuato». *Diario Oficial de la Federación*.
- (2015a). «Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea en el acuífero (1115) Valle de Celaya, Estado de Guanajuato». *Diario Oficial de la Federación*.
- (2015b). *Base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDA)*. Consultado en 20/08/2015. URL: <http://app.conagua.gob.mx/Repda.aspx>.
- (2015c). *Estadísticas del Agua en México*. Ed. por Comisión Nacional del Agua.
- (2016). *Base de datos estaciones hidrométricas*. Consultado en 10/10/2016. URL: [http://ftp.conagua.gob.mx/Bandas/Bases\\_Datos\\_Bandas/](http://ftp.conagua.gob.mx/Bandas/Bases_Datos_Bandas/).
- CONAPO (2012). *Proyecciones de la población de México 2010-2050*. México, D.F.: Consejo Nacional de Población.
- DHI-WASY, Ltd (2014). *Finite element subsurface flow and transport simulation system*. Berlin: DHI-WASY, pp. 202.
- Diersch, H.G. (2014). *FEFLOW. Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*. Berlin: Springer-Verlag.
- D'Odorico, Paolo y Porporato, Amilcare (2006). *Dryland Ecohydrology*. Springer Netherlands, pp. 341.
- Doherty, J. (2003). «Ground Water Model Calibration Using Pilot Points and Regularization». *Ground Water* 41.2, pp. 170-177.
- Faunt, C.C., Stamos, C.L., Flint, L.E., Wright, M.T., Burgess, M.K., Sneed, M., Brandt, J., Martin, P. y Coes, A.L. (2015). *Hydrogeology, Hydrologic Effects of Development, and Simulation of Groundwater Flow in the Borrego Valley, San Diego County, California*. Scientific Investigations Report 2015-5150. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey.

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco-Núñez, G. (1999). «Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt». *Geology* 27.4, pp. 303-306.
- Fogg, G.E., Noyes, C.D. y Carle, S.F. (1998). «Geologically based model of heterogeneous hydraulic conductivity in an alluvial setting». *Hydrogeology Journal* 6, pp. 131-143.
- Gleeson, T. y Manning, A.H. (2008). «Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls». *Water Resources Research* 44.10. W10403.
- Gleeson, T., Smith, L., Moosdorf, N., Hartmann, J., Dürr, H.H., Manning, A.H., Beek, L.P.H. van y Jellinek, A.M. (2011). «Mapping permeability over the surface of the Earth». *Geophysical Research Letters* 38. L02401.
- González-Medrano, F. (2012). *Las zonas áridas y semiáridas de México y su vegetación*. México, D.F.: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT).
- Goovaerts, P. (2000). «Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall». *Journal of Hydrology* 228, pp. 113-129.
- GRASS Development Team (2015). *Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) software 7.0*. San Michele all'Adige, Italy: GRASS.
- GWP e INBO (2009). *A Handbook for Integrated Water Resources Management in Basins*. Global Water Partnership & International Network of Basin Organizations.
- Hill, M.C. y Tiedeman, C.R. (2007). *Effective groundwater model calibration: with analysis of data, sensitivities, predictions and uncertainty*. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, pp. 455.
- Huizar-Álvarez, R., Mitre-Salazar, L.M., Marín-Córdova, S., Trujillo-Candelaria, J. y Martínez-Reyes, J. (2011). «SubsMéxico in Celaya, Guanajuato, Central Mexico: implications for groundwater extraction and the neotectonic regime». *Geofísica Internacional* 50.3, pp. 255-270.
- IGC, SA de CV (1998). *Estudio hidrogeológico y modelo matemático del acuífero del Valle de los Apaseos, Gto.* Ed. por Ingeniería Geológica Computarizada SA de CV. Comisión Estatal del Agua y Saneamiento de Guanajuato.
- INEGI (2014). *Guía para la interpretación cartográfica: uso de suelo y vegetación; escala 1:250,000: serie V*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (México), pp. 195.
- Lachaal, Fethi (2012). «Implementation of 3D groundwater flow model in a semi-arid region using MODFLOW and GIS tools: The Zeramdine-Beni Hassen Miocene aquifer system (east-central Tunisia)». *Computers and Geosciences* 48, pp. 187-198.
- Lesser y Asociados, SA de CV (2000). *Seguimiento del estudio hidrogeológico y modelo matemático del acuífero del Valle de Celaya, Gto.* Comisión Estatal del Agua de Guanajuato.
- López-Hernández, A. (1996). «Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Gto., México». *Geotermia* 12, pp. 19-32.

- Malmström, V.H. (1969). «A new approach to the classification of climate». *Journal of Geography* 68.6, pp. 570-571.
- Marañón, B. (1999). «La gestión del agua subterránea en Guanajuato. La experiencia de los COTAS». *Transiciones en materia de tenencia de la tierra y cambio social, Ciudad de México*.
- McInerney, P, Guillen, A., Courrioux, G., Calcagno, P y Lees, Terry (2005). «Building 3D Geological Models Directly from the Data? A new approach applied to Broken Hill, Australia». *Digital Mapping Techniques*.
- Nieto-Samaniego, A.F, Alaniz-Álvarez, S.A. y Camprubí-Cano, A. (2005). «La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica mesozoica». *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57.3, pp. 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F, Alaniz-Álvarez, S.A. y Cerca-Martínez, L.M. (1999). «Carta Geologica Minera Celaya F14-C64». *Servicio Geologico Mexicano*.
- Nieto-Samaniego, A.F, Alaniz-Álvarez, S.A. y Labarthe-Hernandez, G. (1997). «La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México». *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14.1, pp. 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F, Macías-Romo, C. y Alaniz-Álvarez, S.A. (1996). «Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México». *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, pp. 117-122.
- Pebesma, E.J. y Wesseling, C.G. (1998). «GSTAT: a program for geostatistical modeling, prediction and simulation». *Computers and Geosciences* 24, pp. 17-31.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W. y Solorio-Munguía, J.G. (1996). «Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México». *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13.2, pp. 174-183.
- R Development Core Team (2008). *R: A language and environment for statistical computing*. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- Russell, H., Berg, R.C. y Thorleifson, L.H. (2005). *Three-dimensional Geological Mapping for Groundwater Applications*. Open File 5048. Geological Survey of Canada, pp. 119.
- Rzedowski, J. y Calderón, G. (2009). *Lista preliminar de árboles silvestres del estado de Guanajuato*. Fascículo complementario XXIV. Flora del Bajío y de regiones adyacentes. Pátzcuaro, Michoacán.
- Shewchuk, J.R. (1996). «Applied computational geometry: towards geometric engineering». Ed. por M.C. Lin y D. Manocha. Springer. Cap. Triangle: engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator, pp. 203-222.
- Siade, A., Nishikawa, T. y Martin, P. (2015). «Natural recharge estimation and uncertainty analysis of an adjudicated groundwater basin using a regional-scale flow and subsidence model (Antelope Valley, California, USA)». *Hydrogeology Journal* 23, pp. 1267-1291.

- Soto-Araiza, R. y Lopez-Ojeda, A. (1999). «Carta Geologica Minera Queretaro F14-10». *Servicio Geologico Mexicano*.
- Stonestrom, D.A., Constantz, J., Ferré, T.P.A. y Leake, S.A. (2007). *Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States*. 1703. USGS Professional Paper. Reston, Virginia: United States Geological Survey, pp. 414.
- Tabios, G.Q. y Salas, J.D. (1985). «A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation». *Water Resources Bulletin* 21.3, pp. 365-380.
- Tóth, J. (2009). *Gravitational Systems of Groundwater Flow: Theory, Evaluation, Utilization*. Cambridge University Press.
- Trujillo-Candelaria, J.A. (1985). «Origen del fallamiento». *Fallamiento de terrenos en Celaya*. Asociación Geohidrológica Mexicana, pp. 3-21.
- USDA (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds*. Technical Release 55. United States Department of Agriculture, pp. 164.
- Welch, L.A. y Allen, D.M. (2012). «Consistency of groundwater flow patterns in mountainous topography: Implications for valley bottom water replenishment and for defining groundwater boundaries». *Water Resources Research* 48. W05526.
- Wilson, J.L. y Guan, H. (2004). «Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States». Vol. 9. *Water Science And Application*. American Geophysical Union. Cap. Mountain-Block Hydrology and Mountain-Front Recharge.