



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
CENTRO INTERAMERICANO DE RECURSOS DEL AGUA



CIRA

**“Caracterización y Modelación Numérica Unidimensional de la
Infiltración en la Zona Vadosa Fracturada en Santiago
Tianguistenco, México”**

**Tesis que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias del Agua**

Presenta

Javier Salas García

Director de tesis

Jaime M. Gárfias Solíz

Toluca, México

Marzo de 2007

Resumen

En el valle de Toluca, producto de la extracción intensiva del agua subterránea, se han observado importantes desplazamientos del terreno junto a la aparición de fracturas y, localmente, la infiltración de aguas superficiales contaminadas. El caso particular que aborda este trabajo tiene que ver con una zona de fracturas en la región de Santiago Tianguistenco, México, que recibe las descargas de un canal de aguas residuales provenientes de alrededor de 13,757 habitantes. Por tal motivo, este proyecto tiene por objetivo cuantificar el proceso de infiltración en la zona vadosa fracturada de dicha región. Para este fin, se adoptó un enfoque combinado de trabajo de campo, desarrollo tecnológico junto con modelación numérica. Los datos aportados por los sondeos eléctricos verticales calibrados con un pozo de monitoreo, perforado especialmente en la zona de estudio para ese fin, indican un medio conformado por dos estratos principales: arcilla en la parte superior y basalto en el inferior. Se cuantificaron, además, la precipitación, la evaporación, el contenido de humedad así como el nivel freático mediante dispositivos, diseñados por el tesista, para este proyecto con un costo cercano al 20% respecto a equipos comerciales con funciones semejantes. Los equipos diseñados tienen en común la medición continua de los parámetros que monitorean, con la capacidad de almacenar los valores, transferirlos a una computadora además de ser reprogramables en el tiempo entre lecturas. Los resultados de esta instrumentación se emplearon para calibrar, establecer las condiciones iniciales y de frontera en un modelo numérico. Éste conceptualiza la zona de estudio como una serie de capas a través de un enfoque de medio continuo. A su vez, las simulaciones indicaron que la primera capa es determinante en la tasa de infiltración. En los últimos dos meses de observación, las fracturas se sellaron parcialmente, producto de los arrastres de sólidos en suspensión mediante el canal de aguas residuales. Además, en virtud de la naturaleza dinámica de las fracturas, las simulaciones de condiciones extremas mostraron que un contaminante conservativo (sin reacciones) podría atravesar la zona vadosa en un rango de dos a cuatro años para el mejor y peor caso simulado, respectivamente.

Abstract

In Toluca Valley, as a result of the intensive extraction, there have been observed important displacements of the land as well as the generation of fractures and, locally, the infiltration of contaminated surface water. The particular case that points this work has to do with a fractured zone in the region of Santiago Tianguistenco, Mexico. This zone receives the discharges of a wastewater stream from about 13.757 habitants. Due to this fact, this project has the objective to quantify the infiltration process in the vadose zone of such region. Considering this, it was adopted a combined approach of field work, technological development and numerical modeling. The data obtained by the Vertical Electrical Soundings calibrated with the monitoring well, drilled specially in the study zone for this purpose, showed a medium conformed by two main layers: clay in the upper part and basalt in the low one. It was quantified, besides, rainfall, evaporation, water content and the variation of the water table with the use of an amount of devices designed by the author of this thesis, especially for this project. They have a cost near to the 20% respect to commercial equipments with similar functions. The devices designed for this work have some capabilities in common such as continuum monitoring, storage and transferring data to a computer, besides that, all of them are reprogrammable. The results of this instrumentation were used to calibrate and to set the initial and boundary conditions in a numerical model. This model considers the study zone as a group of layers in a continuum medium approach. The simulations showed that the first layer is decisive in the infiltration rate. In the last two months of observation, the fractures were sealed partially, as result of suspension solids that come with the wastewater stream. Besides, due to the dynamic nature of the fractures, the simulations of extreme conditions showed that a conservative contaminant (without chemical reactions) could pass through the vadose zone in a range from two to four years, for the best and worst case, respectively.

Agradecimientos

A **Jehová Dios**, por las leyes que rigen su creación y la capacidad que me ha dado para conocer unos cuantos detalles más de sus obras en estos dos años de maestría.

A mi **amada esposa, Patty**, por ser una motivación en la realización de mis metas, por la paciencia y abnegación para culminar este trabajo.

A mis **padres**, debido a sus consejos para evitar que descuidara otras actividades por la elaboración de esta tesis.

Al Dr. **J. Gárfias Solíz**, por sus acertadas y objetivas observaciones para delimitar, establecer, dirigir y refinar este proyecto.

Al M. en C. **José Luis Expósito**, por su enseñanza, sugerencias y observaciones que me ayudaron a evitar algunos errores en esta investigación.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT)**, por su amplia y determinante participación en el financiamiento a este proyecto, en colaboración con la Comisión Geológica del Canadá, Recursos Naturales Canadá, División Québec (**CGC-Québec/INRS**) así como la Comisión Nacional del Agua (**CNA**) y el **Departamento de Geodinámica del País Vasco**, sin los cuales no se hubiera realizado este proyecto.

Al **COMECYT**, por la beca otorgada para la parte final de esta tesis

Dedicatoria

Con profundo cariño, a mi esposa que tanto amo, aprecio
y admiro. Te dedico esta tesis, Patty.

Índice General

Agradecimientos	i
Dedicatoria	ii
Índice General	iii
Acrónimos y abreviaturas.....	v
Índice de Tablas	vi
Índice de Figuras	vii

Capítulo I. Introducción

1.1. Justificación	2
1.2. Objetivo y metodología general.....	4
1.3. Contenido de la tesis	5

Capítulo II. Descripción de la Zona de Estudio y su Problemática

2.1. Contexto de la zona de estudio	7
2.1.1. Empleo del agua y uso de suelo.....	10
2.1.2. El agua y la salud.....	11
2.2. Zona de Estudio	11

Capítulo III. Estudio de la Zona Vadosa Fracturada: Enfoques y Limitaciones

3.1. Procesos de flujo y transporte en la zona vadosa fracturada.....	17
3.1.1. Consideraciones preliminares para el estudio de la zona vadosa fracturada	19
3.1.2. Escala del problema de interés	20
3.1.3. Caracterización de la geometría de las fracturas	21
3.2. Modelos de flujo y transporte en medios fracturados	21
3.2.1. Modelos de fracturas discretas y activas.....	22
3.2.2. Modelos de medio continuo.....	23
3.2.3. Elección del modelo de flujo para la zona de estudio	28
3.3. Limitaciones: Heterogeneidad y Parametrización	29
3.4. Retos y perspectivas del estudio de la zona vadosa fracturada	30

Capítulo IV. Dispositivos y Métodos para la Caracterización y Modelación de la Zona Vadosa

4.1. Metodología General	33
4.2. Colección de información histórica	33
4.3. Campañas de trabajo de campo en la zona de estudio	34
4.3.1. Caracterización geológica mediante sondeos eléctricos verticales.....	35
4.3.2. Determinación de parámetros hidrológicos en zona vadosa.....	36
4.4. Diseño, construcción e instalación de equipos de monitoreo hidrológico	39
4.4.1. Medidor de contenido de humedad en la zona vadosa	40
4.4.2. Medidor de nivel freático.....	45
4.4.3. Medidor de nivel en canal de aguas residuales.....	48
4.4.4. Pluviógrafo y evaporímetro	50
4.4.5. Unidad de transferencia de datos	53
4.5. Ecuaciones gobernantes para modelar el flujo y transporte en la zona vadosa.....	54

Capítulo V. Resultados y Discusión

5.1. Campañas de trabajo de campo en zona de estudio	72
5.1.1. Caracterización geológica mediante sondeos eléctricos verticales.....	73
5.1.2. Determinación de parámetros hidrológicos en la zona vadosa.....	77
5.2. Desempeño de equipo de monitoreo empleado para la caracterización de la zona de estudio	80
5.2.1. Pluviógrafo y evaporímetro	80
5.2.2. Medidor de contenido de humedad en la zona vadosa	86
5.2.3. Medidor del nivel freático	91
5.2.4. Medidor de nivel en canal de aguas residuales.....	95
5.2.5. Unidad de transferencia de datos	96
5.3. Modelo conceptual de la infiltración en la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco.....	99
5.4. Resultados del modelo numérico unidimensional de la infiltración en la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco.....	102

Capítulo VI. Conclusiones

Bibliografía	116
Apéndice A	126
Apéndice B	127

Acrónimos y Abreviaturas

AFM:	Modelo de Fracturas Activas. <i>Active Fracture Model</i>
cm:	centímetros
ECM:	Modelo Efectivo Continuo. <i>Effective-Continuum Method</i>
EEPROM:	Memoria de sólo lectura eléctricamente borrable y programable. <i>Electrically Erasable Programmable Read-Only Memory</i>
EMI:	Inducción Electromagnética. <i>Electromagnetic Induction</i>
ETP:	Evapotranspiración
kPa:	kilo Pascal
LED:	Diodo Emisor de Luz. <i>Light Emitter Diode</i>
mA:	mili Amper
msnm:	metros sobre el nivel del mar
MINC:	Modelo de Múltiples Medios Interactuantes Continuos. <i>Múltiple Interacting Continua</i>
Ω :	Ohm
UPS:	Fuente ininterrumpible de poder. <i>Uninterruptible Power Supply</i>
TDR:	Reflectometría en el Dominio del Tiempo. <i>Time Domain Reflectometry Methods.</i>

Índice de Tablas

Tabla 5.1.	Parámetros en el cálculo de ETP por el método de Penman para la Estación Tacubaya	85
Tabla 5.2.	Comparación de valores de ETP entre la Estación Tacubaya y la zona de estudio.....	85
Tabla 5.3.	Comparación de conductividad hidráulica para materiales consolidados y no consolidados	108
Tabla 5.4.	Materiales de los estratos para las tres simulaciones de la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco	108

Índice de Figuras

Figura 1.1.	Mapa de la República Mexicana indicando la localización del Estado de México y la Cuenca Alta del Río Lerma	4
Figura 2.1.	Contexto nacional y estatal de la zona de estudio. Se puede apreciar la Cuenca Alta del Río Lerma, indicando la división de la Cuenca del Valle de Toluca al sur y la Cuenca Atlacomulco/Ixtlahuaca al norte. En la figura se muestran también los principales volcanes y montañas que rodean a estas cuencas, así como la ubicación de la zona de estudio, en la parte sureste de la Cuenca del Valle de Toluca.	9
Figura 2.2.	Casa afectada en San Pedro Totoltepec, Estado de México, por la subsidencia asociada a la disminución del almacenamiento del acuífero y la consiguiente pérdida de presión en los estratos inferiores, lo que produce colapsos en superficie.	10
Figura 2.3.	Ubicación de la zona de estudio a nivel estatal con sus coordenadas de ubicación y la sección correspondiente en un modelo de elevación (modificado de <i>Google Earth</i> , 2006).	12
Figura 2.4.	Panorama global de la zona de estudio. En (a) se indican sobre una fotografía los principales elementos mencionados en la descripción de la zona de estudio: (b) el canal de aguas residuales 900 metros antes de la zona de descarga, (c) el mismo canal 2 km antes de dicha zona, (d) el pozo de extracción de agua potable y (e) la zona de fracturas en el año 2006. Nótese que para el año 2000, en que se tomó la fotografía aérea (a), no había fracturas en esta zona.	13
Figura 2.5.	Cambio de geometría en fractura superficial de la zona de estudio por efecto de una lluvia intensa. En la fotografía de la derecha no aparece la parte donde está de pie el tesista. La diferencia temporal entre ambas fotografías es de siete días.	15
Figura 3.1.	Delimitación de la zona vadosa. En la ampliación, nótese cómo en condiciones de no saturación la fractura actúa como barrera al flujo en lugar de una vía preferencial.	18
Figura 3.2.	Un sistema fracturado heterogéneo real puede ser modelado como: (a) un modelo de doble porosidad, (b) un medio continuo, o (c) conjunto de medios continuos.	24
Figura 3.3.	Diagrama esquemático de una malla de bloque unidimensional modelado como (a) ECM, (b) Modelo de doble porosidad (c) Modelo de doble permeabilidad y (d) MINC.	26

Figura 3.4.	Modelos de doble porosidad: a) bloques rectangulares, b) modelo de esferas.....	27
Figura 3.5.	Comparación gráfica entre modelo de doble porosidad y el MINC.....	28
Figura 4.1.	Disposición de electrodos y fuente de alimentación en arreglo <i>Schlumberger</i>	36
Figura 4.2.	Orientación de los sondeos eléctricos verticales en la zona de estudio. Se optó por estas direcciones para obtener una mayor profundidad de prospección.....	37
Figura 4.3.	(a) Infiltrómetro que permite estimar el caudal Q que atraviesa el área transversal A al medir el volumen de líquido dentro de la bolsa de plástico antes y después de un tiempo t . Con el minipiezómetro mostrado en (b) se obtiene el gradiente dh/dl	38
Figura 4.4.	Diagrama simplificado de oscilador con frecuencia en función de la resistividad del cilindro de yeso y los tres componentes que determinan la frecuencia de operación del oscilador (R_f , C y R_y), así como los valores de dos de ellos para obtener sólo una variable: la resistividad del cilindro de yeso.....	43
Figura 4.5.	Ubicación de medidor de contenido de humedad. El contenedor 1 contiene el medidor y su batería. Dado que la tapa 2 de éste no es hermética, queda en la parte inferior del contenedor 1 para mantener un volumen de aire capturado y de ese modo evitar que se moje el dispositivo. El contenedor 1 con su tapa se introduce en el contenedor 3 y se cierra con la tapa 4 y se cubre con tierra. Para descargar los datos, se retira la tierra de la tapa 4, después ésta y se extrae el contenedor 1 con su tapa.....	46
Figura 4.6.	Diagrama simplificado del medidor de nivel freático. El tubo de medición es un tubo de cobre que se sumerge en el agua. Cuando la terminal del sensor 1 entra en contacto con el agua, el microprocesador activa el <i>LED</i> y el motor vibrador para indicar al usuario que el dispositivo está en posición. Al mismo tiempo, se almacena la lectura del sensor de presión para efectos de calibración.....	47
Figura 4.7.	Diagrama simplificado del sistema mecánico del medidor de nivel en canal de aguas residuales.....	49
Figura 4.8.	Corte transversal de elementos involucrados en la instalación del medidor de nivel en canal de aguas residuales. El medidor y la batería que lo alimenta se encuentran dentro de una tina con el lado descubierto hacia abajo, lo que evita que se moje el medidor al quedar atrapado un volumen de aire. La estructura de soporte sustenta la batería, el medidor y la tina. Se mantiene unida al puente del canal mediante taquetes expansivos.....	51

Figura 4.9.	Diagrama simplificado de pluviógrafo y evaporímetro. El vaso 2 contiene el transductor de presión. Para medir la precipitación se trasvasa del vaso 1 al vaso 2 mediante la bomba 1. Para medir evaporación, se abre la válvula para que el vaso 3 tenga el mismo nivel que el tanque de evaporación y se trasvasa del vaso 3 al vaso 2 para su medición. Al terminar cada medición, o cuando el vaso 2 se llena, se activa la bomba 2 para desaguar hacia el tanque de evaporación.	52
Figura 4.10.	Diagrama simplificado de unidad de transferencia de datos. Después conectar la unidad de transferencia y el dispositivo del que se deseen extraer los datos se pulsa el botón de inicio. El microprocesador indica el estado de la transferencia mediante el <i>LED</i> y la pantalla de cristal líquido.	54
Figura 4.11.	Elemento general de volumen, v , usado para el desarrollo del balance de masa del fluido. Se denota por \hat{u}_n el flujo del fluido normal a cada cara.	56
Figura 4.12.	Relación entre elevación (z), potencial de elevación (h_z), potencial de presión (h) y potencial total (H) en función de distintos niveles de saturación (modificado de Lappala <i>et al.</i> , 1987).	59
Figura 4.13.	Dispersividad longitudinal <i>versus</i> escala del transporte modelado. (Gelhar <i>et al.</i> , 1992).	70
Figura 5.1.	(a) Ubicación y orientación de los sondeos eléctricos verticales. La longitud AB de dichas líneas es de 390 metros. (b) Resistividad para los dos sondeos eléctricos verticales.	74
Figura 5.2.	Obras del perforación de pozo de monitoreo en la zona de estudio durante diciembre de 2005. Su profundidad es de 80.35 metros. La localización en el plano del área se mostró en la Figura 5.1 (a).	75
Figura 5.3.	Cortes litológicos proporcionales verticalmente de los primeros 35 metros de: (a) pozo de monitoreo perforado en zona de estudio, (b) y (c) pozo de extracción de agua potable a 900 m y 2 km de la zona de fracturas, respectivamente.	76
Figura 5.4.	Ubicación de los pozos cuyo corte litológico aparece en la Figura 5.3. Los tres pozos siguen la trayectoria del canal de aguas residuales.	76
Figura 5.5.	Calibración de sondeos eléctricos verticales generados por el programa <i>Qwseln</i> . (a) Sondeo 1 y (b) Sondeo 2. Nótese el bajo error en ambas aproximaciones (8.2% y 3.7% respectivamente). Las líneas continuas son resultado de la calibración y los rombos y cuadrados son las mediciones del campo.	78
Figura 5.6.	En (a) se muestra la “zona A”, que representa el área de 6.5 km ² que contribuye al canal de aguas residuales antes del “punto A”. En	

	(b) se muestra la “zona B” de 0.464 km ² , junto con otras regiones de la zona de estudio. La zona máxima de inundación tiene un área de 0.156 km ²	79
Figura 5.7.	Instalación de los aparatos de medición de la precipitación y evaporación en la zona de estudio: (a) pluviómetro y tanque de evaporación y (b) derivación que se realizó en los cables de alta tensión para alimentar el sistema.	82
Figura 5.8.	En la gráfica se muestra la calibración del sensor de presión empleado en el evaporímetro y en el pluviógrafo. Como se indicó en la sección 4.4.4, el error al medir la evaporación se reduce en un factor de 5 debido al sistema de medición empleado. Se puede apreciar el alto grado de linealidad para los primeros 15 centímetros.	83
Figura 5.9.	(a) Precipitación medida mediante pluviógrafo instalado en la zona de estudio en “punto A” de Figura 5.6. (b) Evapotranspiración obtenida en el mismo punto al multiplicar la evaporación del tanque instalado por un factor de 0.56 (=0.7 debido al tanque para obtener evaporación y luego por 0.8 debido a la cubierta vegetal).	84
Figura 5.10.	Comparación entre la precipitación en la zona de estudio y en dos estaciones metereológicas cercanas a ésta. Si bien es cierto que los valores son distintos, se encuentran en el mismo orden de magnitud y son cualitativamente similares. Esto se debe a la heterogeneidad en las precipitaciones en diferentes puntos.	85
Figura 5.11.	Respuesta de bloques de yeso. En (a) se muestran algunas de las curvas empleadas para selección y calibración de bloques de yeso. (b) Respuesta del oscilador en función de la resistividad de los bloques de yeso.	87
Figura 5.12.	Influencia de la temperatura en la resistencia de bloques de yeso: (a) cinco bloques de yeso de la empresa <i>Delmhorst Instruments Co.</i> (Dela, 2001) y (b) los que se emplearon en la zona de estudio. En (a) se puede ver el amplio rango de valores que pueden tener bloques de yeso tomados al azar y que los cilindros construidos para este proyecto están en un rango de variación entre ellos mucho menor, lo que proporciona una mejor respuesta.....	88
Figura 5.13.	Instalación de medidor de contenido de humedad en el campo. En (a) se muestra la unidad con el primer cilindro contenedor. Después de cerrarse, se introduce en el segundo contenedor que ya está enterrado (para los detalles véase Figura 4.5). En (b) se ven tres de los bloques de yeso enterrados. Ambas, (c) y (d), son fotografías de la instalación en la fractura más grande y en superficie, respectivamente. En (d) se puede apreciar la bentonita empleada para que haya buen contacto entre el bloque de yeso y la matriz porosa.	90

Figura 5.14.	Variación del contenido de humedad en función del tiempo obtenida a partir del medidor instalado en la vecindad de la fractura principal.	91
Figura 5.15.	Instalación de medidor del nivel freático en el campo. A la izquierda se muestra el medidor y sus partes principales (para los detalles, refiérase a la Figura 4.6). En el centro su tamaño comparativo en el pozo. A la derecha se puede ver la tapa del pozo de monitoreo y un colchón inflable que se empleó como balsa para descargar los datos del medidor de monitoreo regularmente. La “balsa” se comenzó a usar a partir de agosto, cuando la zona se inundó por completo.	93
Figura 5.16.	Respuesta del nivel freático comparado con la precipitación. Nótese que al principio ambos comportamientos tienen tendencia ascendente, sin embargo, después del 4 de agosto el nivel freático desciende, a pesar de que la precipitación continúa y de que la recarga tiene un retraso debido al tránsito por la zona vadosa.	94
Figura 5.17.	Curva de respuesta del medidor de nivel en el canal de aguas residuales. La no linealidad se debe a que al subir el <i>peso</i> del sistema el enrollamiento del hilo provoca un incremento en el diámetro del eje de la transmisión (en la Figura 4.7 se muestra un esquema con las partes del dispositivo).	96
Figura 5.18.	Instalación de medidor de nivel en canal de aguas residuales. A la izquierda se muestra su ubicación debajo del puente mostrado a la derecha. En el extremo inferior derecho se muestran las partes principales del medidor.	97
Figura 5.19.	(a) Caudal del canal de aguas residuales medido en el <i>punto A</i> de la Figura 5.6. (b) Comparación de caudal con la precipitación. Se puede apreciar la consistencia de las mediciones entre ambas variables, dada la evidencia de un caudal proporcional a la precipitación, cuya respuesta tiene una duración menor a 24 horas.	98
Figura 5.20.	Unidad de transferencia de datos. El peso de esta unidad es de 230 gramos y se alimenta con una pila cuadrada de 9 Volts (para un diagrama simplificado de sus componentes, véase la Figura 4.10). Esta unidad es compatible con el medidor de contenido de humedad, de nivel freático, de nivel en canal de aguas residuales, así como el pluviógrafo y evaporímetro.	99
Figura 5.21.	Representación del modelo conceptual de la zona de estudio. Las figuras referidas contienen las gráficas de los valores de los distintos parámetros medidos en la zona de estudio empleados para la calibración del modelo numérico. Los materiales indicados se pueden ver en la Tabla 5.4 y sus respectivos parámetros en la Tabla A.1.	100

- Figura 5.22.** Comparación de datos del medidor de humedad instalado en la zona de fracturas respecto a la respuesta de las simulaciones. Se modeló para 1 y 5 capas empleando el modelo de van Genuchten (1980) y el de Brooks-Corey (1964).103
- Figura 5.23.** Calibración del modelo en la zona vadosa empleado el modelo de van Genuchten (1980). Los rombos indican las lecturas medidas y la línea continua representa la respuesta del modelo calibrado.....105
- Figura 5.24.** Saturación a 40 cm de profundidad. A comienzos de agosto el modelo indica un descenso en la saturación después de alcanzar su punto máximo.105
- Figura 5.25.** Resultados de modelación de (a) flujo y (b) transporte del escenario denominado “actual”, donde se indica cómo el contaminante alcanza el nivel freático en tres años. La columna de la derecha (c) representa el corte estratigráfico asociado.....110
- Figura 5.26.** Resultados de modelación de (a) flujo y (b) transporte del escenario denominado “alto riesgo”, donde se indica cómo el contaminante alcanza el nivel freático en dos años. La columna de la derecha (c) representa el corte estratigráfico asociado.112
- Figura 5.27.** Resultados de modelación de (a) flujo y (b) transporte del escenario denominado “bajo riesgo”, donde se indica cómo el contaminante alcanza el nivel freático en cuatro años. La columna de la derecha (c) representa el corte estratigráfico asociado.113

Capítulo I

Introducción

Desde la antigüedad el hombre ha satisfecho en gran parte sus necesidades de abastecimiento de agua a partir de fuentes subterráneas mediante manantiales y pozos. Debido a la baja densidad de población, así como de las limitaciones tecnológicas, al principio el abastecimiento era principalmente a partir de manantiales. Hasta a mediados del siglo XX fue posible la explotación intensiva de las aguas subterráneas, gracias al avance en el conocimiento geológico, perforación de pozos y electrificación rural. En la actualidad, la extracción de agua oscila alrededor de 700 km³ de agua anualmente, lo que convierte a este vital líquido en el recurso más explotado de la Tierra (IAH, 2003).

Esta extracción intensiva presenta un riesgo en la cantidad de agua disponible; mientras que su calidad se ve amenazada por el uso que se le da a fin de satisfacer las necesidades humanas. Por si esto fuera poco, la calidad de las aguas subterráneas también peligra debido al estrecho vínculo que poseen con las aguas superficiales que, con frecuencia, se encuentran contaminadas. La zona vadosa juega un papel determinante en ese vínculo, puesto que un contaminante en superficie debe atravesar esta zona para llegar al agua subterránea. En virtud de lo anterior, es preciso entender los efectos de la zona vadosa en el agua de la superficie antes de su incorporación a un acuífero (Wurster *et al.*, 2003). Con

objeto de explicar estos efectos, varios investigadores han desarrollado teorías que se pueden agrupar en dos categorías principales: flujo y transporte. El primero describe la forma en la que se desplaza el agua en el medio, mientras que el transporte está asociado a su composición. En sus inicios, la mayoría de las investigaciones de flujo y transporte en el subsuelo se han desarrollado por líneas separadas. Recientemente, ha sido posible la integración de múltiples procesos que ocurren en esta zona debido, en gran parte, a la mayor capacidad computacional, los avances en métodos numéricos y un enfoque multidisciplinario de los procesos de flujo y transporte (Wu y Pruess, 2005).

1.1. Justificación

A pesar de lo anterior, se han desarrollado muy pocas investigaciones sobre sistemas naturales, en particular de la zona vadosa, limitándose en muchos casos a simulaciones ideales que no guardan relación alguna con la realidad que se está analizando. Este desbalance ocurre porque la mayor parte de estos estudios se realizan a nivel teórico. De modo que, aunque representen importantes avances en la investigación, existe un desfase entre el desarrollo de técnicas y su aplicación a sistemas concretos (Gárfias, *et al.*, 2002). Es por eso que el estudio de los mecanismos de infiltración en la zona vadosa, sustentado con modelos matemáticos, así como el uso de dispositivos y modelos para caracterizar la infiltración, permiten enriquecer los conocimientos de una parte fundamental, aunque frecuentemente ignorada, del ciclo hidrológico. A menudo, el desconocimiento de la dinámica de los procesos naturales, aunado a una mala administración de éstos, ocasiona problemas ambientales; en este contexto en particular, problemas de abastecimiento de agua de buena calidad. Es por esto que el presente estudio aborda el estudio de la zona vadosa conservando el balance entre los aspectos teóricos de las formulaciones matemáticas y las características reales de un medio natural.

A tenor de este marco, un caso de estudio publicado por la UNESCO, apunta a uno de los problemas que experimenta la República Mexicana, a saber, la grave escasez de agua debido a la alta densidad de población y a su acelerado crecimiento, sobre todo en su parte central (UNESCO, 2006). Esta escasez no sólo obedece a una extracción excesiva o a la disminución de la recarga natural; también se debe a la contaminación de las fuentes de

abastecimiento. Para un manejo sustentable de éstas se requiere del conocimiento de los procesos implicados. Varios casos dramáticos han sido documentados alrededor de las grandes ciudades mexicanas, uno de los cuales es el objetivo del presente estudio. En lo que respecta a investigaciones en México en materia de flujo y transporte, en su mayoría se limitan a la zona saturada y no consideran procesos que tienen lugar en la zona vadosa. El desconocimiento en este campo se ve reflejado, por citar un ejemplo, en los lineamientos técnicos generales para pozos de absorción. El único parámetro de la zona vadosa a considerar para su construcción es un espesor arbitrario de cinco metros o más a partir del punto más bajo del pozo hasta el nivel freático (CNA, 2004). La combinación del limitado número de estudios hechos en México en materia de flujo y transporte en la zona vadosa, aunado a los problemas hídricos, presentan un escenario crítico para el manejo sustentable de las fuentes de abastecimiento de agua. Uno de estos problemas tiene que ver con la cuenca del Valle de Toluca, ubicada dentro del estado de México, aproximadamente a 100 *km* al Oeste del Valle de México (Figura 1.1).

Desde 1942, la cuenca del Valle de Toluca ha provisto de agua potable a la ciudad de México. La excesiva extracción del agua subterránea en dicha cuenca ha ocasionado, entre otros efectos, el abatimiento del nivel freático, lo que ha dado lugar a significativos descensos del terreno en los últimos 20 años, que se han materializado puntualmente en múltiples fracturas y colapsos en superficie.

La problemática de la subsidencia asociada a la extracción del agua subterránea ha sido bien documentada en otras cuencas de la República Mexicana (Ortega *et al.*, 1993; Lesser y Cortés, 1998; Ortega *et al.*, 1999; Rudolph y Frind, 1991; Rivera *et al.*, 1991; Rudolph *et al.*, 2004), sin embargo, hay muy pocos estudios enfocados al Valle de Toluca, en donde se han observado importantes desplazamientos del terreno junto a la aparición de fracturas y, localmente, la infiltración de aguas superficiales contaminadas a favor de vías preferenciales creadas por el comportamiento dinámico de las fracturas mencionadas. Un caso concreto de este hecho se localiza en el municipio de Santiago Tianguistenco, en el cual un canal que colecta las aguas residuales de alrededor de 13,757 habitantes de diferentes poblaciones se vierte en una zona de fracturas. Cabe señalar que existe un pozo de abastecimiento de agua potable a tan solo 900 metros de la zona fracturada donde se

descargan las aguas residuales. Dada la importancia de esta fuente de agua para el abastecimiento de los núcleos poblacionales asentados en dicho municipio, se requiere identificar y cuantificar los procesos de la zona como herramienta para un asesoramiento adecuado a las autoridades municipales y de este modo proveer un sustento para las medidas recomendadas.

1.2. Objetivo y metodología general

Para tal efecto, la presente investigación tiene como objetivo cuantificar el proceso de infiltración en la zona vadosa consistente en un medio combinado de matriz porosa y fracturas en la región de Santiago Tianguistenco, México.

A fin de lograr lo anterior, algunos objetivos específicos incluyen determinar las características geológicas de la zona vadosa fracturada; desarrollar la instrumentación de fabricación nacional que permita la caracterización de ciertos parámetros hidráulicos mencionados más adelante; cuantificar los volúmenes de infiltración en diferentes épocas

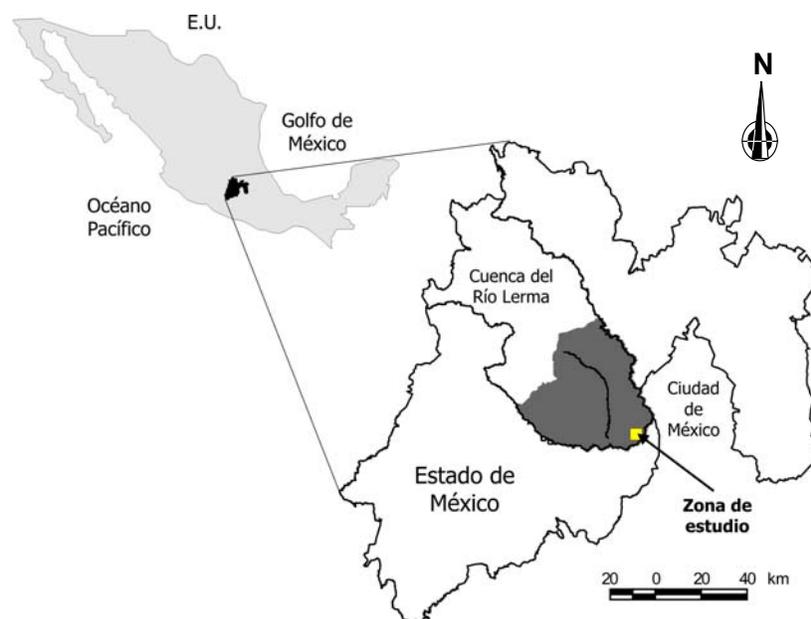


Figura 1.1. Mapa de la República Mexicana indicando la localización del Estado de México y la Cuenca Alta del Río Lerma.

del año; plantear un modelo conceptual que describa el régimen de flujo del agua infiltrada como base para su simulación posterior; determinar los principales parámetros de la zona de estudio para la modelación numérica para finalmente desarrollar un modelo numérico de flujo y transporte conservativo que permita determinar el tiempo en el que el acuífero subyacente puede recibir los contaminantes que se vierten en superficie.

Para lograr el objetivo planteado, la metodología de este trabajo se integra a través de tres componentes principales. Primero, la colección de información histórica, incluyendo reportes de agencias gubernamentales y consultores, a fin de tener una descripción hidrogeológica de la zona de estudio y su contexto. Posteriormente se realizó un programa de medición de parámetros en el campo divididos en dos grupos: el primero con el objetivo de determinar aspectos geológicos, que describen al medio y, el otro, la cuantificación del régimen de entradas y salidas del sistema. Para llevar a cabo dicha cuantificación, se diseñaron y construyeron cuatro dispositivos para medir de forma automática algunos parámetros hidrológicos. Finalmente, la tercera etapa consistió en el empleo de los datos obtenidos para la generación de un modelo hidrogeológico conceptual. A su vez, éste se integró a un modelo numérico con el propósito de determinar, en términos de flujo y transporte, lo que ocurre dentro de la zona vadosa. Esto permitió evaluar las condiciones de riesgo que presentan las impulsiones de agua contaminada para el acuífero subyacente.

1.3. Contenido de la tesis

En el capítulo dos se muestra el contexto de la zona de estudio en su marco regional, incluyendo una breve descripción del uso del suelo y los recursos hídricos en el Estado de México, así como su relación con la salud de la población. Posteriormente, se presenta la zona de estudio y la problemática asociada en términos de la explotación de los recursos hídricos.

El tercer capítulo consta de una revisión del estado del arte en materia de modelación de flujo en la zona vadosa fracturada. Incluye las consideraciones preliminares al estudio de un área en particular, así como la importancia de la escala de estudio y la caracterización de la geometría de las fracturas. Además, describe las principales diferencias relativas al estudio del flujo en condiciones de saturación y de no saturación. Así mismo, presenta un

panorama global de los principales modelos de flujo en medios porosos fracturados. También se plantean las ecuaciones que gobiernan la dinámica de infiltración en la zona vadosa fracturada empleando un enfoque de medio continuo mencionado en ese capítulo.

El capítulo cuatro describe la metodología empleada. Incluye una descripción de la instrumentación utilizada para cuantificar las impulsiones y la determinación de los parámetros físicos del medio. Dado que se emplearon algunos instrumentos comerciales, cuyas características se pueden obtener de los distintos fabricantes, se hace especial énfasis en los cuatro dispositivos desarrollados especialmente para el proyecto, incluyendo algunos detalles sobre su diseño. También abarca la formulación de las ecuaciones gobernantes empleadas para la modelación del flujo en la zona vadosa.

Los resultados y discusión que se presentan en el capítulo 5 se agrupan en tres categorías: *i)* de la caracterización hidrogeológica de la zona de estudio, *ii)* de resultados en la construcción, calibración e instalación de los equipos mencionados; y *iii)* de los diferentes modelos numéricos concebidos a partir del modelo conceptual generado.

En el último capítulo, correspondiente a las conclusiones, también se incluyen las recomendaciones sobre las acciones que podrían realizar las autoridades del municipio y las posibles líneas de investigación derivadas de este trabajo de tesis.

Capítulo II

Descripción de la Zona de Estudio y su Problemática

En este capítulo se presenta una panorámica de la problemática de la zona de estudio en su contexto regional y local. El primero considera la Cuenca Alta del Río Lerma debido a que, como se explicó en el capítulo anterior, ésta es una de las zonas con mayores problemas hídricos dentro de la República Mexicana, dada su alta densidad de población. Por otro lado, en el contexto local se describen las características principales de la zona de estudio y las circunstancias que plantean un riesgo en la calidad del abastecimiento de agua potable para las comunidades cercanas.

2.1. Contexto de la zona de estudio

La Cuenca Alta del Río Lerma se localiza en el sector central del Estado de México, a una elevación media aproximada de 2,580 *msnm* (Figura 2.1; DGCOH, 1992). Ésta ha sido subdividida en la Cuenca del Valle de Toluca, hacia el Sur, y la Cuenca Atlacomulco/Ixtlahuaca, hacia el Norte, las cuales se encuentran geomorfológicamente separadas por una elevada alineación montañosa, que de Este a Oeste discurre inmediatamente al Norte de Toluca; aunque el río Lerma, originado en el Sur, atraviesa

ambas cuencas. La realización de investigaciones preliminares sugiere que existe una conexión hidráulica directa entre los sistemas de flujo de agua subterránea en cada cuenca (GEM, 1993; Lesser *et al.*, 1992). Desde 1942, la Cuenca del Río Lerma ha provisto de agua potable a la ciudad de México (Sabalcagaray, 1981; UAEM, 1993). Inicialmente, fueron captados los manantiales que afloraban en las montañas que rodean la cuenca, iniciándose en 1951 la extracción del agua subterránea en el sistema Lerma. Una serie de 236 pozos asociados al sistema Lerma proveen en la actualidad aproximadamente $4.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de agua a la ciudad de México, lo que equivale aproximadamente al 7% del total de la demanda (UAEM, 1993).

La mayoría de los pozos han sido instalados a profundidades de entre 200 y 300 m, con extensas secciones de tubo ranurado que captan el agua de los niveles productivos de las series basálticas y de las intercalaciones de depósitos correspondientes a episodios vulcanosedimentarios, asociados a la génesis de las montañas de la Sierra de las Cruces. Esta infraestructura de pozos capta los recursos subterráneos tanto de las áreas montañosas limítrofes como del acuífero subyacente sobre el que en gran parte se asienta la Cuenca del Río Lerma, y constituye un claro dren lineal o sumidero cuya continuidad puede seguirse a lo largo del borde oriental de la cuenca (Legorreta, 1997).

La excesiva extracción del agua subterránea en la Cuenca del Valle de Toluca ha ocasionado el abatimiento del nivel freático, el cambio en los patrones regionales del flujo subterráneo, la reversión de los gradientes hidráulicos verticales en el acuífero y la desaparición progresiva de los manantiales de las regiones montañosas circundantes (UAEM, 1993). Se cree que la extracción masiva de agua subterránea en la cuenca ha contribuido a la lenta desaparición de los cuerpos de agua superficiales y zonas lacustres, como ha ocurrido a lo largo de varios decenios en la parte Sur de ésta (UAEM, 1993; CNA, 1996; Diez, 1998).

Como se indicó en el capítulo anterior, otra de las consecuencias de los abatimientos en los niveles piezométricos es la aparición de fracturas y colapsos en superficie. Se han registrado casos en el Estado de México y sus inmediaciones, tales como los ocurridos en las Haciendas de Echegaray, Naucalpan, en 1966; Xonacatlán, en 1970 y en la ciudad de Toluca ya desde 1986 (Figuroa, 2004).

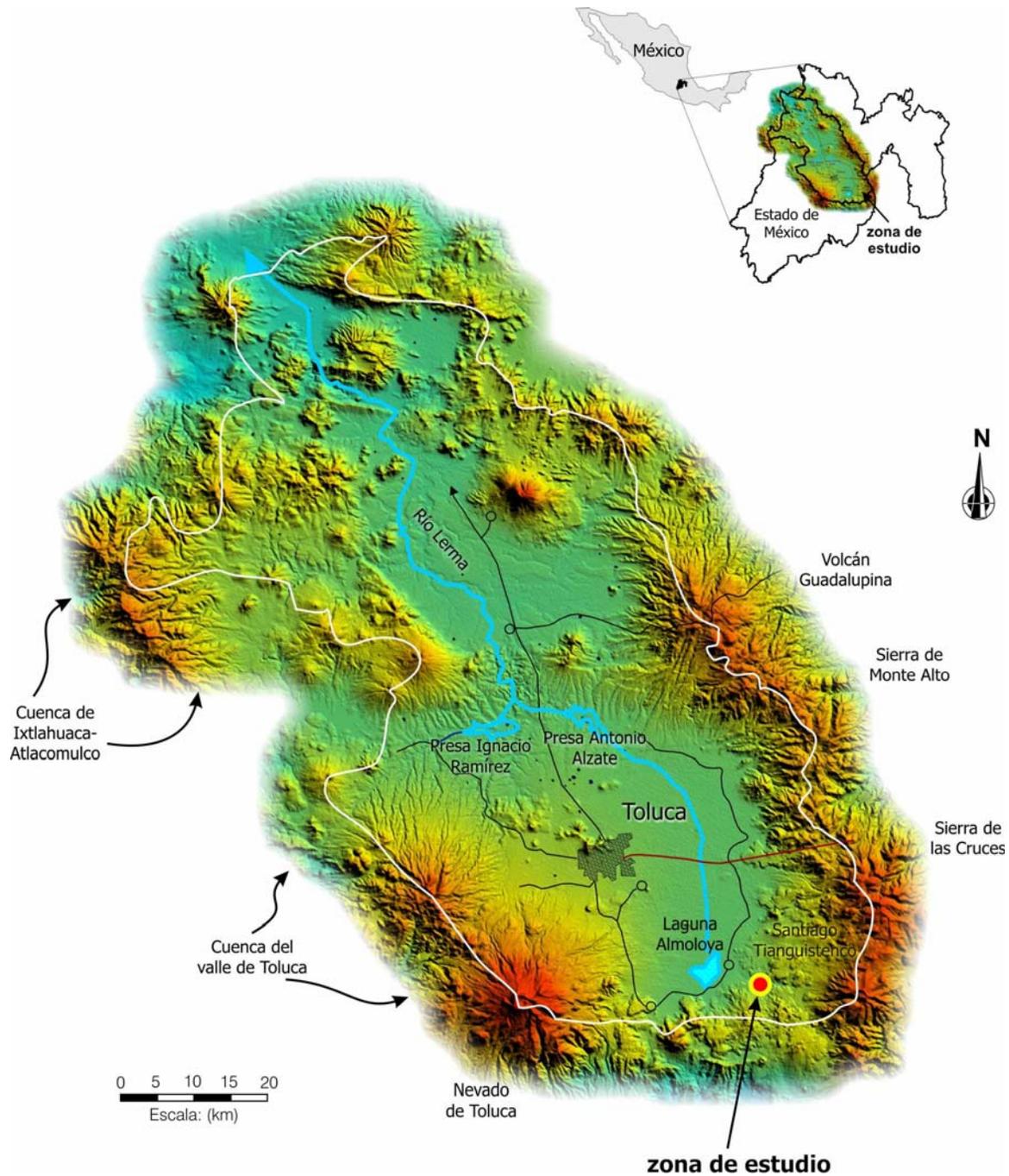


Figura 2.1. Contexto nacional y estatal de la zona de estudio. Se puede apreciar la Cuenca Alta del Río Lerma, indicando la división de la Cuenca del Valle de Toluca al sur y la Cuenca Atacomulco/Ixtlahuaca al norte. En la figura se muestran también los principales volcanes y montañas que rodean a estas cuencas, así como la ubicación de la zona de estudio, en la parte sureste de la Cuenca del Valle de Toluca.

Un caso particular del efecto de las fracturas en superficie se muestra en la Figura 2.2, donde se aprecia el efecto de una grieta sobre una casa en San Pedro Totoltepec, cerca de la Zona Industrial de Toluca. La fotografía fue tomada en mayo de 2006. En ésta es evidente un descenso diferencial de una mitad de la casa de más de 60 centímetros respecto a la otra parte de la vivienda.

2.1.1. Empleo del agua y uso de suelo

Del total de los recursos hídricos en el Estado de México, el 48% se emplea con fines domésticos, 34% para irrigación, 5% para la industria y el 13% restante se transfiere al Distrito Federal. Como ejemplo del uso industrial está la implantación del nuevo corredor industrial localizado cerca de la ciudad de Toluca (Figura 2.1), el cual se encuentra en gran medida formado por la industria desplazada del Valle de México a raíz del terremoto ocurrido en 1985. Por otra parte, la agricultura es la principal actividad económica del Estado, la cual se practica en aproximadamente la mitad de la superficie de éste. Casi el 80% del agua empleada en irrigación se bombea de los acuíferos (UNESCO, 2006).



Figura 2.2. Casa afectada en San Pedro Totoltepec, Estado de México, por la subsidencia asociada a la disminución del almacenamiento del acuífero y la consiguiente pérdida de presión en los estratos inferiores, lo que produce colapsos en superficie.

Así mismo, no se deben olvidar las necesidades crecientes en esta materia de los diferentes municipios que habitan el Valle de Toluca, los cuales dependen casi exclusivamente de los recursos subterráneos para el abastecimiento de agua potable, por lo que esta extensa área urbana e industrial es razonablemente considerada en la actualidad como una de las de más rápido desarrollo en México.

2.1.2. El agua y la salud

Un caso dramático que afectó al Estado de México, que refleja el estrecho vínculo entre el agua y la salud, tuvo su origen en 1990, cuando un brote de cólera iniciado en Perú se expandió a través del continente. La primera evidencia de cólera vista en el Estado de México fue en junio de 1991, debido a una deficiente cloración. Desde entonces, el gobierno del Estado de México ha asumido la responsabilidad de la producción, distribución del suplemento y equipo de cloración. Como resultado, la efectividad de la cloración se ha incrementado un 300% en la década pasada (UNESCO, 2006).

Esto es sólo una muestra de cómo el gobierno estatal busca constantemente aplicar medidas sanitarias y promover un uso eficaz del agua. Se están aplicando políticas federales y estatales que fomenten un enfoque integrado para favorecer la utilización sostenible de los recursos hídricos, forestales y terrestres. Los programas y proyectos derivados de estas políticas pretenden aumentar la participación de los actores locales, mejorar la infraestructura y fortalecer los marcos legales

2.2. Zona de Estudio

Debido a la problemática que experimenta la Cuenca del Valle de Toluca, este estudio aborda un caso particular que presenta dos problemas simultáneamente: 1) aparición de fracturas en superficie y 2) infiltración de aguas superficiales contaminadas a favor de vías preferenciales creadas por el comportamiento dinámico de las fracturas mencionadas. Cualquiera de los dos problemas por sí mismos requiere atención, sin embargo, esa combinación presenta un escenario especialmente sombrío para la calidad del agua del acuífero subyacente, debido al alto riesgo de que el agua contaminada llegue a la zona saturada a través de las fracturas. Bajo estas especiales circunstancias, el presente trabajo

de tesis tiene como zona de estudio a una región que pertenece al municipio de Santiago Tianguistenco, en el Valle de Toluca. En la Figura 2.3 se muestra su ubicación a nivel estatal. Así mismo, en el área se descargan las aguas residuales de alrededor de 13,757 habitantes en una amplia zona de fracturas. En la Figura 2.4 se muestra parte de la trayectoria que sigue el canal hasta su vertimiento en la zona de fracturas; se muestra el pozo de extracción de agua potable a tan solo 900 m de la zona de descarga.

Como se ha indicado antes, de acuerdo con varios estudios que tratan de las grietas en el Valle de Toluca, dichas fracturas están asociadas al abatimiento de los niveles piezométricos, producto de la explotación de pozos en este valle (Figuroa, 2004; Consultec, 1978).

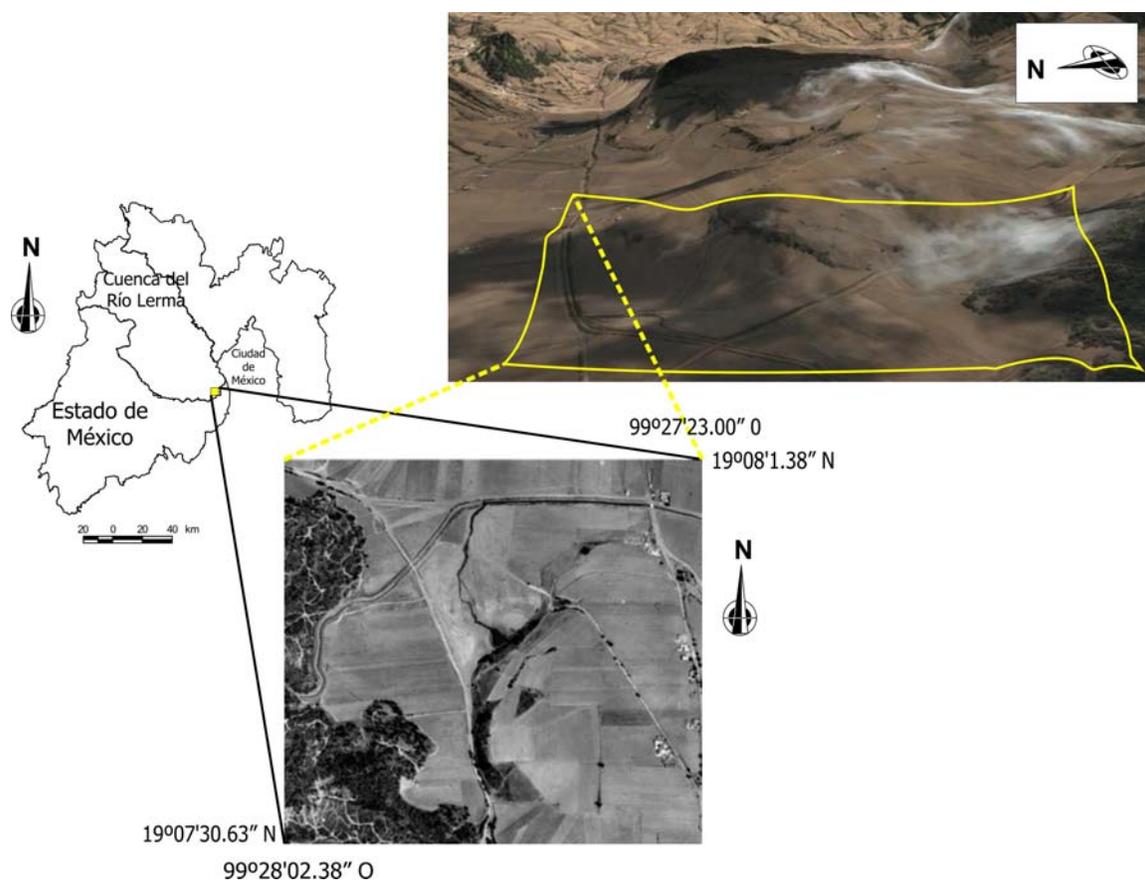


Figura 2.3. Ubicación de la zona de estudio a nivel estatal con sus coordenadas de ubicación y la sección correspondiente en un modelo de elevación (modificado de Google Earth, 2006).

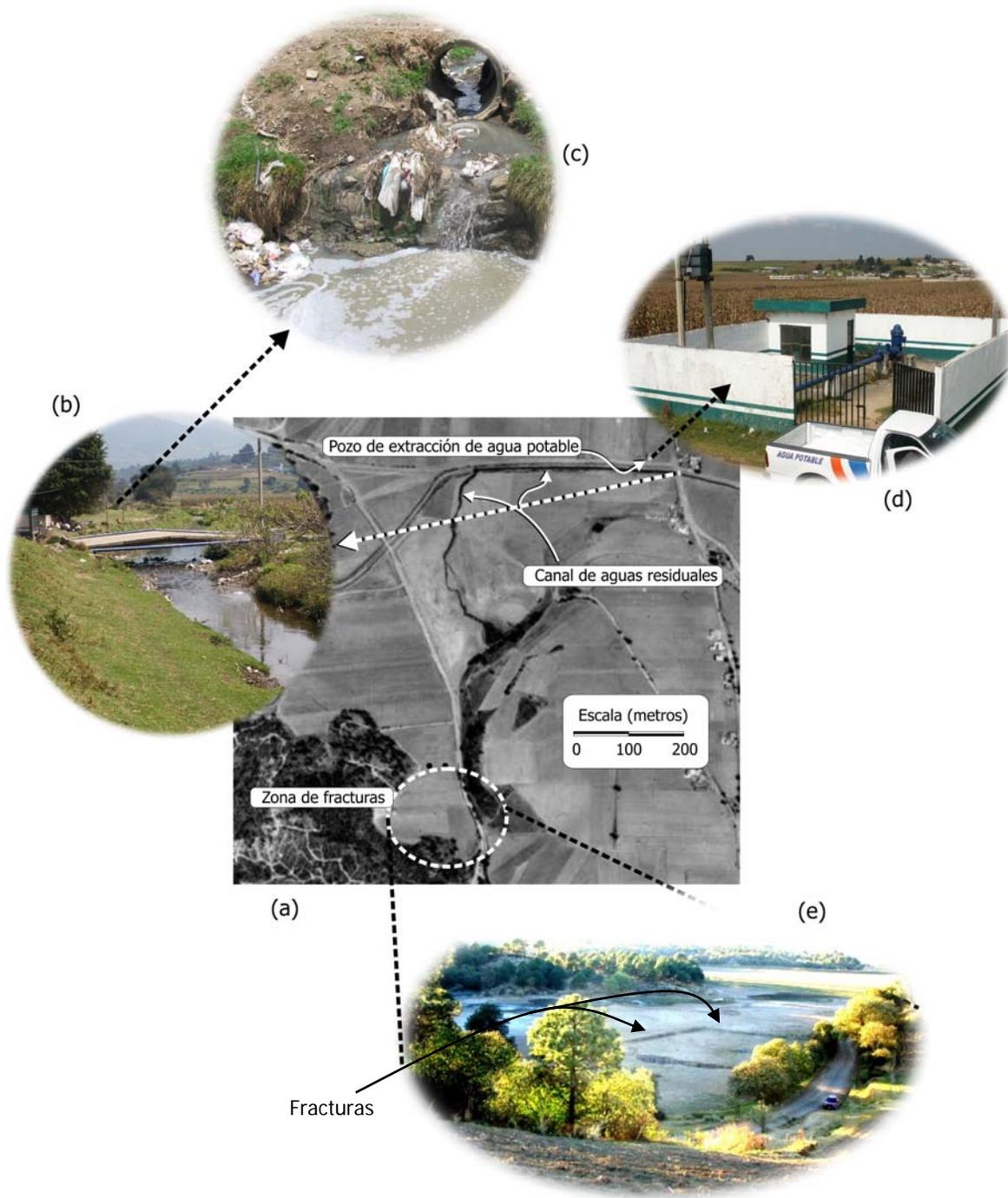


Figura 2.4. Panorama global de la zona de estudio. En (a) se indican sobre una fotografía los principales elementos mencionados en la descripción de la zona de estudio: (b) el canal de aguas residuales 900 metros antes de la zona de descarga, (c) el mismo canal 2 km antes de dicha zona, (d) el pozo de extracción de agua potable y (e) la zona de fracturas en el año 2006. Nótese que para el año 2000, en que se tomó la fotografía aérea (a), no había fracturas en esta zona.

Hace algunos años el municipio de Santiago Tianguistenco comenzó el proyecto de un canal que habría de colectar las aguas residuales de la población mencionada. Sin embargo, actualmente ya una gran porción de este canal ya está en desuso, debido a que se ha azolvado, aun cuando no se ha terminado por completo. Una solución es concluir estas obras y ponerlo en marcha, sin embargo, esto es costoso dada la topografía local, que favorece el escurrimiento desde los núcleos poblacionales circundantes hacia la zona de fracturas.

En este marco, se requiere una solución alternativa. Debido al costo de la inversión necesaria, una a largo plazo sería el diseño e implementación de una planta tratadora de aguas en la zona de fracturas para inyectar agua de determinada calidad al acuífero. Esta opción presenta ciertas ventajas como el bajo costo en la infraestructura para llevar el agua residual a la zona de fracturas, puesto que ya fluyen en esa dirección debido a la topografía y los canales ya construidos. Además, en lugar de enviarlas a otro lugar, con la contaminación resultante, podrían tratarlas y evitar el abatimiento de los niveles piezométricos en esa zona, previniendo así el fenómeno de subsidencia así como la posible formación de más fracturas.

En el caso particular a estudiar, las fracturas superficiales son dinámicas. Una prueba de esto es la fotografía aérea mostrada en las Figura 2.3 y 2.4(a), correspondiente al año 2000, en la que no aparece fractura alguna en la zona de estudio. Asimismo, las cartas geológicas del INEGI correspondientes al año 2000 muestran agrietamientos cartografiados en superficie a unos cuantos kilómetros, que coinciden con la orientación de las fracturas de la zona de estudio. Sin embargo, hasta ese año no se habían presentado en superficie en un radio de tres kilómetros en torno a la zona. Otra prueba de la naturaleza dinámica de las fracturas es la Figura 2.5, donde se muestra el cambio en las dimensiones de una de las fracturas en tan solo un día por efecto de una lluvia intensa. En la fotografía derecha de esa figura se puede apreciar que no aparece el lugar donde está de pie el testista, a la izquierda.

Una de las actividades económicas relacionadas con la zona de estudio es la extracción de piedra para construcción, ya que hay formaciones de basalto que rodean esta zona. El buzamiento de las formaciones indica que la zona de fracturas es una especie de concavidad constituida por basalto que ha sido rellenada por material sedimentario. Este material es

arrastrado como consecuencia de la topografía local, que favorece los escurrimientos hacia la zona de fracturas.

Por todo lo anterior, es evidente que las circunstancias de la zona de estudio suponen un peligro para el único suministro de agua potable de las comunidades cercanas a la zona de fracturas. Dada la importancia de la comprensión de los procesos que ocurren dentro de la zona vadosa para generar soluciones prácticas a esta problemática, en el próximo capítulo se explican los principales procesos de flujo dentro de la zona vadosa fracturada, para después presentar los distintos enfoques desarrollados con el objetivo de modelarlos matemáticamente. Además, se mostrarán las razones por las cuales el comportamiento dinámico de las fracturas juega un papel importante en el tipo de modelo que se puede emplear para su caracterización.



Figura 2.5. Cambio de geometría en fractura superficial de la zona de estudio por efecto de una lluvia intensa. En la fotografía de la derecha no aparece la parte donde está de pie el tesista. La diferencia temporal entre ambas fotografías es de siete días.

Capítulo III

Estudio de la Zona Vadosa Fracturada: Enfoques y Limitaciones

Según se expuso en el capítulo anterior, el problema de la zona de estudio consiste en un medio no saturado fracturado que presenta el riesgo de que aguas residuales contaminen el acuífero subyacente. Para entender la dinámica de la infiltración de dichas aguas, se requiere el conocimiento de los procesos principales en materia de flujo y transporte en la zona vadosa. Hasta hace algunos años, se la consideraba como simplemente una capa que retiene los contaminantes y protege el acuífero (Looney y Falta, 2000). Sin embargo, cada vez se le da más atención a los complejos procesos que tienen lugar en ella.

En este capítulo se exponen los procesos físicos característicos del flujo que hacen exclusiva a la zona vadosa fracturada. Por consiguiente, se omiten aquellos asociados a la zona saturada, sea que se traten de flujo o de transporte. Lo anterior con el objeto de no oscurecer las secciones subsecuentes, en las que se presentan los distintos enfoques que pretenden modelar precisamente esas características concernientes a la zona vadosa fracturada.

3.1. Procesos de flujo y transporte en la zona vadosa fracturada

Los medios geológicos son inherentemente heterogéneos y presentan un alto grado de variación espacial en sus propiedades, incluso más pronunciada en medios fracturados. Además de esta complejidad, las propiedades hidráulicas de los medios, tales como la permeabilidad y la porosidad, generalmente solo se miden en algunos lugares debido al alto costo asociado a la caracterización del subsuelo (Liu y Zhang, 2003). A pesar de estas dificultades, es ampliamente reconocido que las fracturas juegan un papel muy importante en los procesos de flujo y transporte a través de la zona vadosa (Zhang, *et al.*, 2004).

En la Figura 3.1 se contrasta el efecto que ocurre en medios saturados y no saturados. En los primeros, la conductividad hidráulica se incrementa con la apertura de las fracturas; mientras que en medios no saturados decrece a medida que su apertura es mayor. Las fuerzas capilares, una de las principales variables que controlan el flujo de agua en la zona vadosa, drenan los poros más grandes primero, de este modo reducen su permeabilidad y se convierten en barreras del flujo (Dahan, 1999). Bajo estas condiciones, éste queda restringido a puntos de la matriz de contacto, disminuyendo su presencia en las fracturas. Como consecuencia, la conductividad hidráulica total del medio fracturado no saturado se reduce (Wang y Narasimhan, 1985; Martínez *et al.*, 1992). También se debe notar, sin embargo, que aunque las fracturas típicamente formen barreras de flujo, el agua aún puede migrar a través o hacia una fractura en fase gaseosa (Scanlon, 1992).

El papel de las fracturas como barreras de flujo en el medio vadoso no es obvio, puesto que dicho fenómeno a través de tales medios depende de complejas relaciones entre las propiedades tanto de las fracturas como de la matriz porosa y del potencial hidráulico. Bajo condiciones de saturación, generadas por lluvias intermitentes, cuando la capacidad entrada del agua de la fractura es temporalmente más grande que la capacidad de imbibición de la matriz porosa (debido a la baja permeabilidad de la matriz o el alto potencial hidráulico de la matriz), puede ocurrir el flujo a través de las fracturas más bien que a través de la matriz porosa (Rasmussen y Evans, 1993; Dahan, 1993; Nitao y Buscheck, 1991).

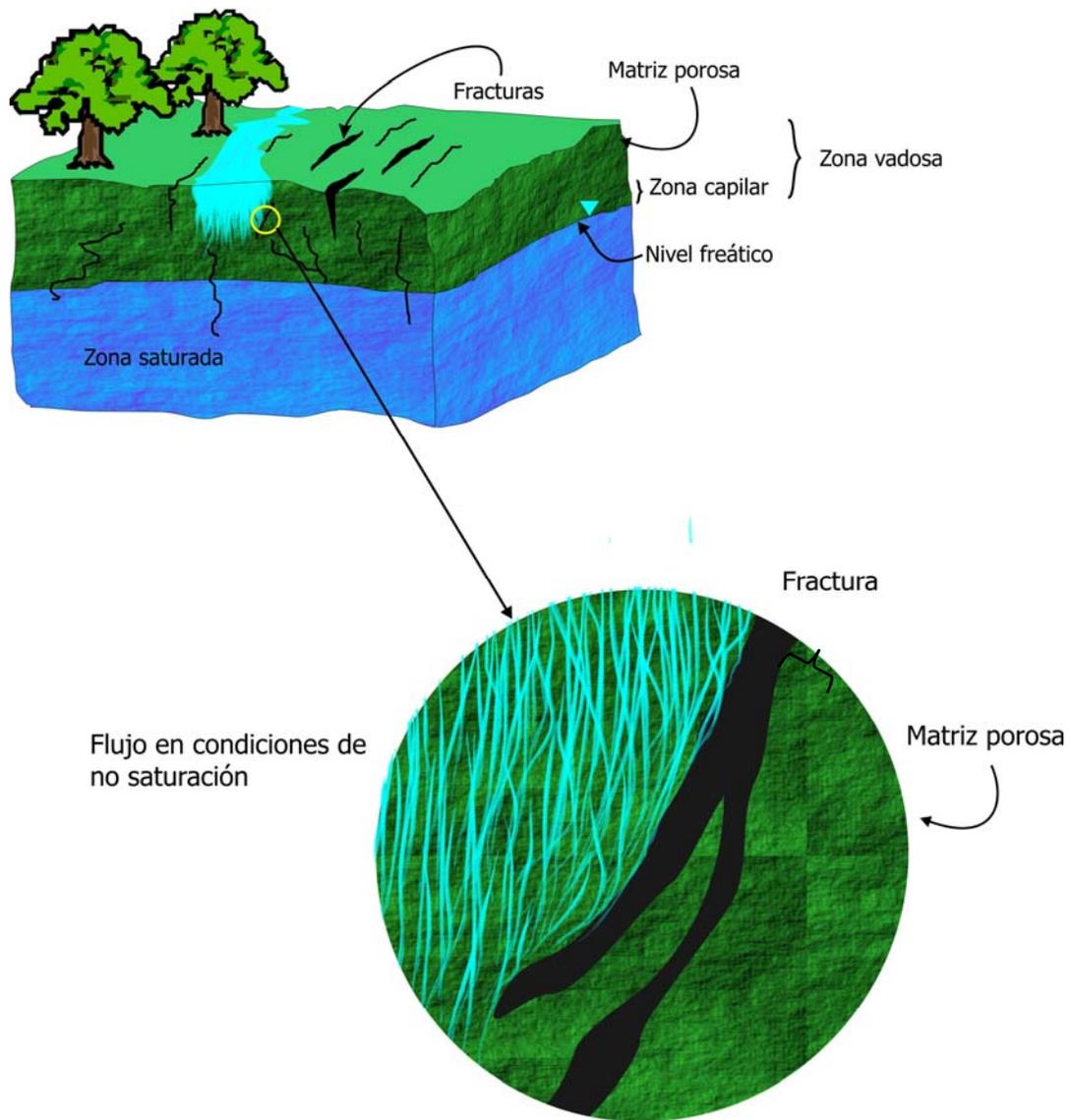


Figura 3.1. Delimitación de la zona vadosa. En la ampliación, nótese cómo en condiciones de no saturación la fractura actúa como barrera al flujo en lugar de una vía preferencial.

El flujo a través de medios fracturados naturales no saturados a menudo ha sido investigado mediante *i)* Comparar las propiedades hidroquímicas de la matriz porosa respecto a la precipitación local y el agua subterránea (Wolfsberg *et al.*, 1999; Nativ *et al.*, 1995; Dahan, 1993). *ii)* Contrastar la medición global de las propiedades hidráulicas de la unidad fracturada con respecto a la matriz porosa (Sidle *et al.*, 1998; Rasmussen y Evans, 1993). Estos métodos de inferencia solo pueden indicar la contribución general de las fracturas a la unidad estudiada desde un punto de vista global.

El transporte en una matriz porosa fracturada es un complejo proceso que integra propiedades de flujo de la fase de transporte (el agua) a través de una fase sólida (la matriz porosa) y procesos físicos y químicos de la sustancia transportada a través del medio. El intercambio de soluto entre la fractura y la matriz porosa tiene lugar por difusión (Gentier *et al.*, 1999; Birgersson y Neretnieks, 1990) así como por advección, si existe un gradiente hidráulico entre la matriz y la fractura. La advección desde las fracturas a la matriz puede ser significativa, especialmente bajo condiciones no saturadas donde el potencial hidráulico de la matriz puede ser más pequeño que el de la fractura (por ejemplo, durante inundaciones) (Liu *et al.*, 1998; Zimmerman *et al.*, 1990). La tasa de transporte entre la fractura y la matriz porosa, y viceversa, es una función de la conductividad hidráulica de la matriz, el gradiente hidráulico entre la fractura y la matriz, concentración de soluto y de los coeficientes de difusión y dispersión hidrodinámica. La naturaleza de los solutos y sus interacciones con la fase sólida, incluyendo precipitación, disolución, degradación química o biológica, sorción, entre otras, también afectan la tasa de transporte (Dijk y Berkowitz, 1998; Bkri *et al.*, 1997; Berkowitz y Zhou, 1996; Wels *et al.*, 1996; Wels y Smith, 1994).

3.1.1. Consideraciones preliminares para el estudio de la zona vadosa fracturada

En la literatura relacionada con el campo de la hidrogeología de la zona vadosa se pueden apreciar varios enfoques de estudio con base en el fundamento de la información. Si bien es cierto que algunos autores clasifican los enfoques de estudio de otras maneras (véase, por ejemplo: Berkowitz, 2002; Selker, 1999; Bear *et al.*, 1993). La primera, representada en su mayor parte por los manuales, consiste en desarrollar e implementar métodos y técnicas para el monitoreo además de caracterización. Una segunda corriente es la deducción, explicación, comparación o hasta contribución a modelos matemáticos y su

implementación numérica. La tercera es la combinación parcial de los dos esquemas anteriores.

La última corriente ha cobrado más relevancia en la actualidad sobre todo por los avances en la tecnología en términos de desarrollo de equipos para monitoreo y caracterización. Además, gracias a la mayor capacidad computacional, los datos obtenidos a partir de dicha instrumentación pueden ser integrados con más facilidad a un modelo numérico que hace unos años. Para incursionar en esta tercera línea es necesario generar un modelo conceptual e integrarlo en un modelo matemático; ambos deben estar enriquecidos con datos obtenidos en el terreno.

Para comprender los fenómenos de flujo y transporte en una zona vadosa fracturada concreta se debe: a) definir el problema, b) establecer la escala del problema de interés, c) caracterizar la geometría de las fracturas y d) seleccionar el modelo de flujo y transporte más adecuado con base en los puntos precedentes (Berkowitz, 2002; NAP, 2001; Selker, 1999; NAP, 1996 y Bear, 1993). A continuación se muestra un panorama general de los últimos tres puntos para después definir el enfoque a emplear en el caso particular de Santiago Tianguistenco.

3.1.2. Escala del problema de interés

Bear (1993) divide el escalamiento de los problemas de flujo y transporte de contaminantes en cuatro tipos de zonas: de campo muy cercano, de campo cercano, de campo lejano y de campo muy lejano. Los primeros dos tipos requieren de la determinación geométrica exacta de cada fractura que forma el sistema y en el tercero el flujo y transporte se considera que tiene lugar en dos medios continuos superpuestos: uno de las fracturas y otro del medio poroso. En el último tipo todo se considera como un solo medio continuo, semejante al concepto de “caja negra”.

Otros autores hacen la división entre estudios microscópicos y macroscópicos para clasificar procesos dentro de la zona vadosa. Sin embargo, para el estudio de zonas (no procesos), la mayoría sigue el criterio de Bear (1993) (Berkowitz, 2002).

3.1.3. Caracterización de la geometría de las fracturas

El entendimiento de la presencia, distribución y conectividad de las fracturas es crítica para la caracterización del flujo y transporte. La detección de las fracturas depende de encontrar una propiedad que cambie en dirección transversal o dentro de las mismas. Existen una gran variedad de métodos que se pueden clasificar en lejanos (sin tocar la superficie del terreno tales como reflexión multiespectral, fotografías infrarrojas, etc.), no invasivos (en la superficie) e invasivos (mediante pozos). La aplicación de éstos es función del objetivo de estudio, de la estratigrafía, costo, grado de resolución y limitaciones del método (NAP, 2000).

Uno de los métodos empleados son los sondeos eléctricos verticales, los cuales consisten en medir la resistencia eléctrica del suelo, mediante el paso de una corriente eléctrica a través del mismo, y la corriente resultante. El principio físico que se emplea está basado en la relación entre la resistencia eléctrica y las características de la zona a analizar.

3.2. Modelos de flujo y transporte en medios fracturados

Para modelar procesos de flujo y transporte desde un punto de vista matemático hay dos vertientes. La primera se basa en la inclusión de diferentes términos en ecuaciones diferenciales que describen procesos que tienen lugar en el medio. Para resolver dichas ecuaciones, se determinan soluciones analíticas o se plantean métodos numéricos. La otra vertiente consiste en métodos alternativos de modelación, tales como modelos estocásticos (Gelhar, 1993), de funciones de transferencia (Jury, 1982) y rastreo de partículas (Thompson y Gelhar, 1990). Aunque estos últimos han recibido atención en los últimos años, un problema es que se han hecho pocos estudios para la verificación de sus resultados, lo cual es extremadamente importante en aplicaciones prácticas. (Looney y Falta, 2000).

Conceptualmente, los modelos de flujo y transporte se pueden clasificar en: 1) de fracturas discretas y 2) de doble medio continuo, incluyendo los modelos de doble y múltiple porosidad, doble permeabilidad o el más general “multiple interacción continua” (MINC) (Pruess y Narasimhan, 1985; Kazemi, 1969; Warren y Root, 1963; Barenblatt *et al.*, 1960)

y 3) el modelo efectivo continuo (ECM por sus siglas en inglés [*effective-continuum method*], Wu *et al.*, 1999).

3.2.1. Modelos de fracturas discretas y activas

El enfoque explícito de fracturas discretas es, en principio, un modelo riguroso. Sin embargo, la aplicación actual de este método es limitada debido a los elevados requerimientos computacionales involucrados y la falta de conocimiento detallado de la geometría de las fracturas y la matriz porosa, así como su distribución espacial en un sitio determinado. Se basa en la premisa de que el flujo es predecible a partir del conocimiento de la geometría de las fracturas y de sus propiedades hidráulicas. Estas consideraciones involucran la generación de redes sintéticas de fracturas y la subsiguiente modelación de flujo en cada fractura individualmente. Este enfoque ha sido ampliamente usado para flujos en dos o tres dimensiones de una fase determinísticos, estocásticas, artificiales o con redes de fracturas específicas en sitios de estudio (NRC, 1996). Recientemente, el mismo enfoque ha sido aplicado a condiciones no saturadas (Kwicklis y Healy, 1993).

Una variante del modelo de fracturas discretas es el modelo de fracturas activas (AFM, por sus siglas en inglés de *Active Fracture Model*). Este modelo se emplea con mayor frecuencia incluso que el de fracturas discretas para describir un tipo de flujo preferencial denominado “*fingering flow*” (NRC, 1996). Lo anterior se debe principalmente a la escala de estudio.

Aparentemente, el patrón de flujo no saturado en rocas fracturadas debería ser tratado desde una óptica de fracturas discretas debido a la no linealidad que predomina en estos casos. Sin embargo, el modelo de fracturas activas es más apropiado porque considera la razón que origina un flujo *fingering flow*, es decir, que solo una porción de las fracturas que están conectadas contribuyen al flujo de líquido, mientras que otras simplemente no participan. Las fracturas conectadas que activamente conducen el flujo de agua son llamadas fracturas activas; mismas que se deben considerar para el modelo numérico, más bien que todas las fracturas existentes. Una segunda hipótesis es que el número de fracturas activas en un bloque del modelo es grande.

Tal como en el enfoque de medio continuo, esta consideración es aún válida para describir el flujo a través de las fracturas. Estas hipótesis son consistentes considerando que las fracturas que contribuyen al flujo son muchas y ampliamente dispersas (NRC, 1996).

3.2.2. Modelos de medio continuo

Son conceptualmente más simples que los de fracturas discretas, requieren menos recursos computacionales y son capaces de incluir más fácilmente la interacción entre las fracturas y la matriz circundante (Wu y Pruess, 2005). Como caso particular del modelo de doble medio continuo, en los modelos de doble porosidad (Figura 3.2 (a)), no se requiere el conocimiento de la geometría actual y de las características hidrogeológicas de la red de fracturas, pero sí de las propiedades típicas, tales como su apertura promedio (Zimmerman *et al.*, 1993). En estos modelos, las fracturas conectadas y la matriz porosa son vistas como dos o más medios superpuestos continuos, siendo esta otra variante, como se ilustra en la Figura 3.2 (b). En otras palabras, en un mismo “punto” se considera la coexistencia de dos o más medios continuos. En este caso, las formulaciones de mecanismos para medios continuos, tales como aquellas para medios porosos, pueden ser usadas para describir el flujo en cada medio (Bear *et al.*, 1993). En la Figura 3.2 (c) se muestra cómo un medio heterogéneo puede ser considerado como la unión de distintos medios continuos. A continuación se presentan algunos modelos específicos dentro de esta categoría.

a) Modelo Efectivo Continuo (ECM)

En el modelo ECM, las fracturas y la matriz porosa son reemplazadas con un único medio continuo efectivo (Figura 3.3 (a)). En el ECM tradicional (Pruess *et al.*, 1999), el flujo en la fractura no ocurre sino hasta que la matriz porosa se satura completamente, lo cual ocurre después del llamado umbral de saturación. En el concepto generalizado de ECM (Wu *et al.*, 1999), no se menciona el concepto de umbral de saturación. En lugar de eso la saturación del líquido se divide entre la matriz porosa y la fractura de acuerdo con el

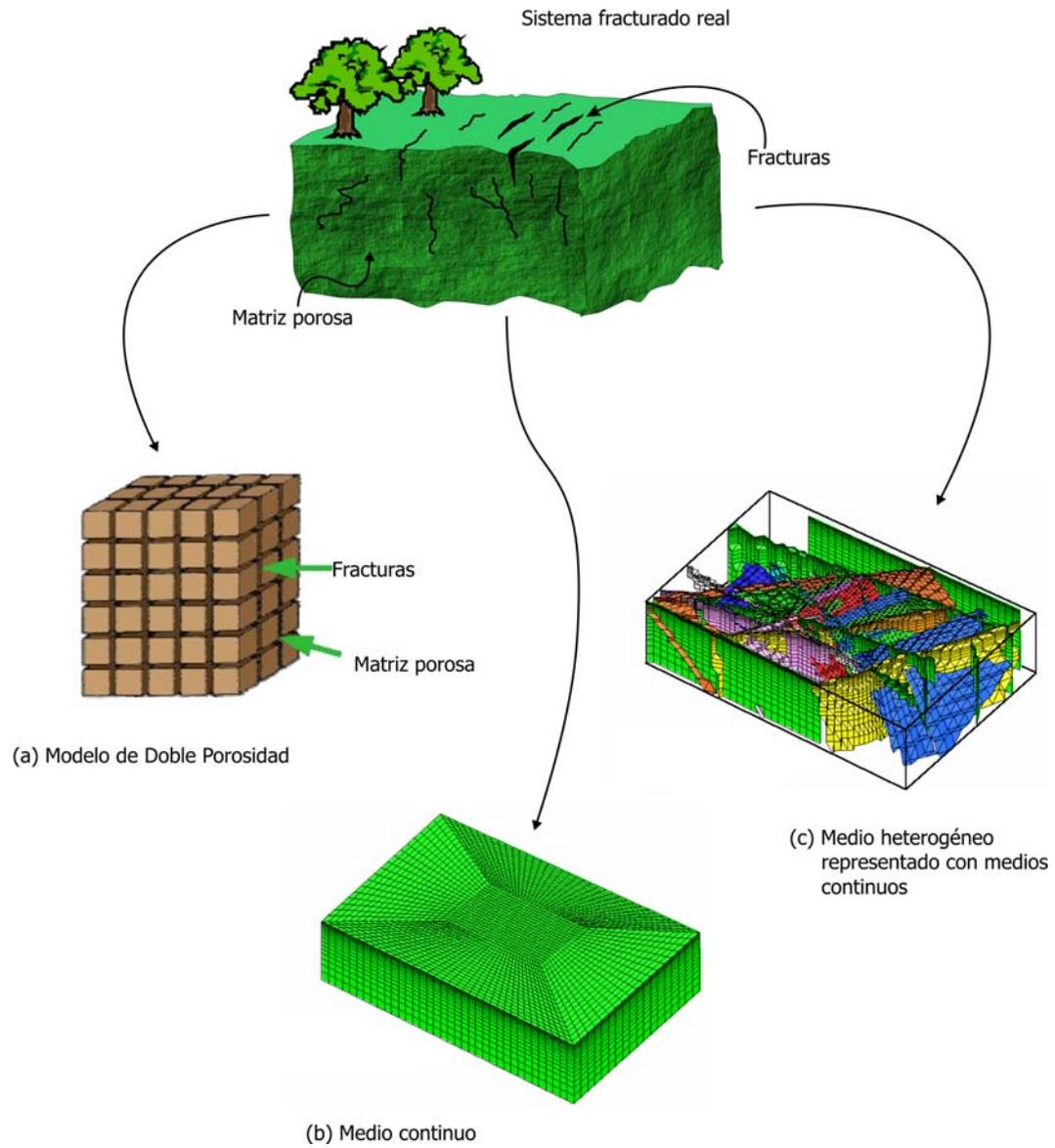


Figura 3.2. Un sistema fracturado heterogéneo real puede ser modelado como: (a) un modelo de doble porosidad, (b) un medio continuo, o (c) conjunto de medios continuos.

principio de equilibrio termodinámico, el cual requiere que la presión capilar sea igual en las componentes de la matriz y de las fracturas de cada bloque de la malla del modelo. Por consiguiente, en la formulación del ECM generalizado, el flujo a través de la fractura ocurre a diferentes grados de saturación, aunque el flujo en pequeñas fracturas se calcula desde niveles de baja saturación. Además, es de interés notar que en cada bloque de la malla del modelo el ECM también asume que el agua en las fracturas y en la matriz tiene la misma concentración química y temperatura (Wu *et al.*, 1999).

El ECM proporciona una simplificación sustancial para describir el flujo en el medio poroso fracturado y es, en términos computacionales, eficiente al ser capaz de manejar una fina malla en el modelo. Sin embargo, las consideraciones en las cuales se basa el ECM disminuyen su fiabilidad cuando se requiere un largo período de tiempo para alcanzar condiciones de equilibrio local entre la fractura y la matriz porosa. Esto es especialmente cierto para matrices porosas muy comprimidas y de baja permeabilidad con un flujo a través de las fracturas significativamente más rápido con respecto al flujo a través de la matriz porosa (Wu *et al.*, 1999).

b) Modelo de Doble Medio Continuo

En este enfoque, las fracturas y la matriz porosa son tratadas como dos medios separados pero que aún interactúan y cada división de la malla se subdivide en un bloque para la fractura y otro asociado a la matriz porosa. El flujo a través de la matriz es aproximado como cuasi-estacionario. Si el flujo global ocurre únicamente entre los bloques asociados a las fracturas, el enfoque es conocido como de doble porosidad (Figura 3.3 (b)), debido a que solo las fracturas controlan el flujo del fluido a gran escala y la matriz porosa únicamente contribuye con un término adicional de almacenamiento. Si el flujo global ocurre entre ambos, el medio poroso y las fracturas, el esquema es conocido como de doble permeabilidad (Figura 3.3 (c)), (Wu *et al.*, 1999). Por otra parte, para describir el flujo preferencial *fingering flow* se emplea el modelo de fracturas activas, previamente descrito en la sección 3.2.1.

De acuerdo con el modelo de doble porosidad, existen dos formas de idealizar un sistema, bien mediante un esquema de bloques rectangulares o asimilándolo como un sistema de

esferas, como se ilustra en la Figura 3.4. En ambos casos, dichos elementos son modelados como dos medios superpuestos de carácter continuo con una función de transferencia que permite el intercambio entre ambos medios (Gárfias *et al.*, 2002).

Comparado con el ECM, el enfoque de doble medio continuo puede predecir con mayor exactitud el flujo debido a que en el primero considera condiciones de no equilibrio entre la fractura y la matriz porosa. El modelo de doble porosidad es válido sólo cuando el flujo a través de la matriz no es tan importante. Cuando tanto el flujo a través de la matriz como el de la fractura son relevantes, el esquema de doble permeabilidad es más exacto. Por otro lado, como solamente un bloque de la matriz se usa para cada bloque de la malla, y como se considera un flujo cuasi-estacionario entre la fractura y la matriz porosa, únicamente se pueden predecir con poca exactitud los gradientes de presión capilar de la matriz, temperatura y concentración cerca de la interfaz fractura-matriz usando el esquema de doble medio continuo. Esto es especialmente cierto durante un flujo transitorio rápido en un sistema con bloques de matriz porosa de baja permeabilidad. Por lo tanto, el enfoque de doble medio continuo podría emitir soluciones con poca exactitud en condiciones de flujo rápido a través de fracturas. Sin embargo, bajo condiciones de flujo estacionario, los gradientes cerca de la superficie de la matriz llegan a ser mínimos, y estas aproximaciones pueden producir soluciones aceptables.

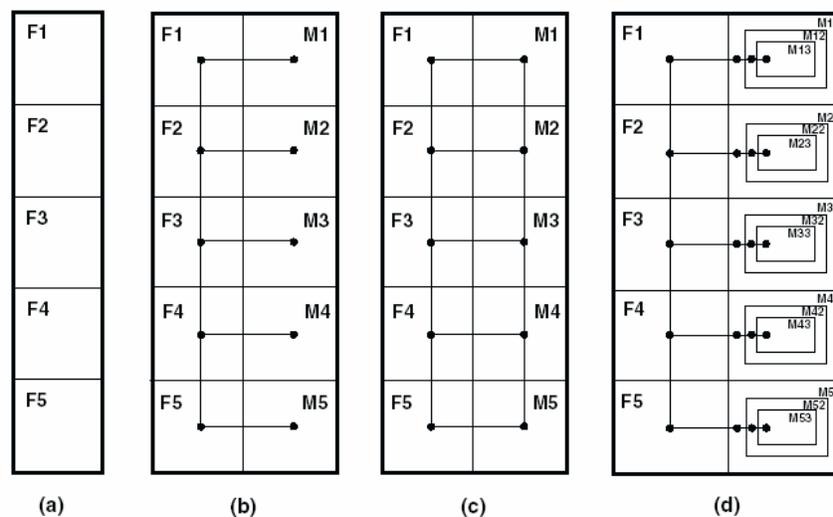


Figura 3.3. Diagrama esquemático de una malla de bloque unidimensional modelado como (a) ECM, (b) Modelo de doble porosidad (c) Modelo de doble permeabilidad y (d) MINC.

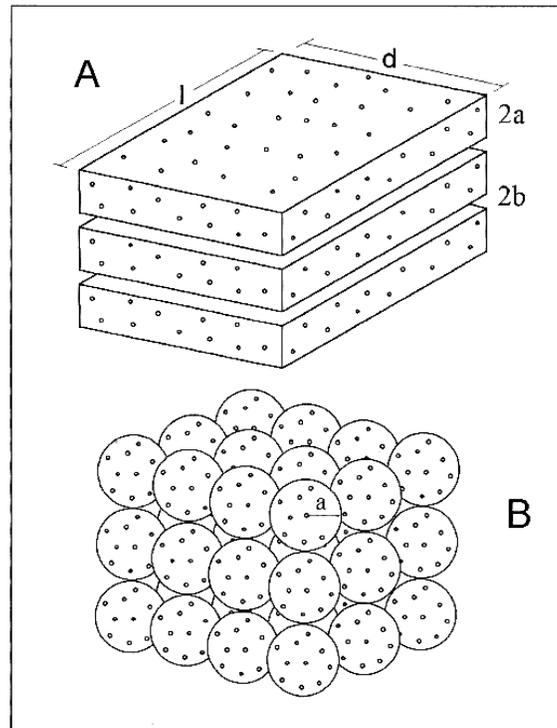


Figura 3.4. Modelos de doble porosidad: a) bloques rectangulares, b) modelo de esferas.

c) Modelo de Múltiples Medios Interactuantes Continuos (MINC)

Un enfoque más general y riguroso respecto del de doble medio continuo descrito en la sección anterior es el MINC (por sus siglas en inglés de *Múltiple Interacting Continua*), desarrollado por Pruess y Narasimhan (1985) que supera las limitaciones respecto a flujo transitorio rápido descrito previamente. Específicamente, el modelo MINC se basa en la noción de que los cambios en las presiones de un fluido, temperatura y composiciones de fase se propagaran rápidamente a través del sistema de fracturas, mientras que invadirán los bloques de matriz porosa con baja permeabilidad más lentamente. Por consiguiente, los cambios en las condiciones de la matriz estarán localmente controlados por la distancia a las fracturas. En el modelo MINC todas las fracturas se agrupan en un medio continuo # 1, todos los materiales de la matriz porosa con cierta distancia (“pequeña”) a las fracturas se agrupan en un medio continuo # 2, los materiales con una mayor distancia a las fracturas en un medio continuo # 3 y así sucesivamente. Por lo tanto, el modelo MINC puede ser

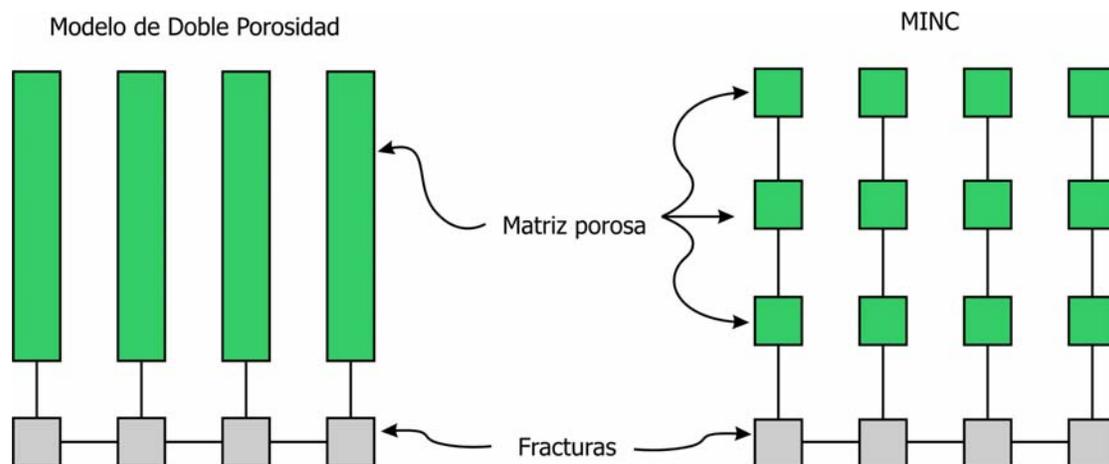


Figura 3.5. Comparación gráfica entre modelo de doble porosidad y el MINC.

considerado como una generalización del modelo de doble medio continuo, como se muestra en la Figura 3.3 (d).

El modelo MINC puede predecir con mayor exactitud que el modelo de doble medio continuo el flujo en un medio fracturado, pero tiene mayores requerimientos computacionales en términos de tiempo y espacio de almacenamiento (NRC, 1996). En la Figura 3.5 se muestra una comparación gráfica entre ambos modelos.

3.2.3. Elección del modelo de flujo para la zona de estudio

En las secciones anteriores se mostraron de forma sucinta los principales enfoques de estudio en el campo de la modelación de procesos de flujo y transporte de la zona vadosa fracturada. Sin embargo, la cuestión fundamental es cuál de éstos ha de aplicarse a un caso de estudio concreto. Si bien es cierto que no hay una respuesta única, hay ciertas directrices generales que se pueden considerar para una elección acertada. Uno de los criterios de selección que se aplican primero es la escala de estudio. En todos los modelos, el número de parámetros considerados es inversamente proporcional a la escala de estudio. Por ejemplo, los modelos de fracturas discretas tienen aplicabilidad en zonas del orden de centímetros; mientras que extensiones del orden de kilómetros son descritas por modelos de medio continuo. Lo que en realidad limita la aplicabilidad de cierto método es precisamente

el segundo criterio de elección y el más determinante, a saber, la cantidad de datos disponibles.

Los modelos que consideran el medio continuo son los más empleados en la práctica debido a su relativa simplicidad. En algunos lugares la cantidad de fracturas es muy grande, como el caso ampliamente estudiado de la zona no saturada de la Montaña de Yuca (NRC, 1996). El orden de fracturas en este sitio es de 10^9 , por lo que sería prácticamente imposible construir y calibrar un modelo de fracturas discretas.

Un estudio comparativo de los resultados obtenidos aplicando tres de los modelos descritos a una misma zona, básicamente arrojan las mismas conclusiones (Selker *et al.*, 1999). Esto ilustra que la obtención de resultados acordes a la realidad, no depende necesariamente de emplear el modelo más robusto y complejo. En particular, cuando no se conoce la geometría exacta de todas las fracturas implicadas, el modelo de fracturas discretas presenta una incertidumbre mayor que la generada por las simplificaciones que hacen los modelos continuos. Por lo tanto, se debe centrar especial atención en la correcta comprensión de los procesos y la estimación de los parámetros implicados. Con base en lo anterior, para evitar desligarse de la realidad en el estudio de una zona en particular, se ha de seleccionar un modelo que integre el mayor número de parámetros que sean posibles determinar, científica y técnicamente, con el menor número de suposiciones posible. Dado el número de variables que se cuantifican en este trabajo de tesis, se emplea un enfoque de medio continuo.

3.3. Limitaciones: Heterogeneidad y Parametrización

Sin importar la escala que se considere, en realidad siempre habrá heterogeneidad en cualquier caso práctico que sea objeto de estudio. La parametrización se refiere al uso de cierto número de parámetros para representar la distribución de dicha heterogeneidad. El tratamiento apropiado de la heterogeneidad del subsuelo y de la parametrización es importante para modelaciones de flujo. El enfoque determinístico geológico se basa en las siguientes consideraciones (Bear *et al.*, 1993; NRC, 1996).

- Es ampliamente aceptado que el comportamiento global del flujo en estudios de gran escala lo determinan principalmente las grandes heterogeneidades asociadas a las estructuras geológicas del área de estudio.
- La complejidad del modelo heterogéneo necesita ser consistente con la disponibilidad de datos. Los modelos más complicados introducen diferentes grados de incertidumbre en las estimaciones de las propiedades de las rocas o de la matriz porosa cuando los datos son limitados. Esto es porque los modelos más complicados consideran un número mayor de variables.
- La consideración de medios relativamente homogéneos por capas se sustenta por observaciones del campo, tales como la distribución de saturación de agua en la matriz porosa. Para una unidad geológica dada, la distribución de la saturación de la matriz medida es muy similar en diferentes pozos en dichas unidades, indicando que el comportamiento de la matriz y de las propiedades efectivas de la matriz son similares en el resto de la unidad.
- La consideración del punto anterior puede ser de relativamente fácil calibración con múltiples conjuntos de datos representativos que provean un significado asociado a la unidad completa.

3.4. Retos y perspectivas del estudio de la zona vadosa fracturada

Se han mostrado varios modelos numéricos que describen el flujo y transporte en medios porosos fracturados. Esta revisión incluyó la descripción de las consideraciones de cada uno, así como sus ventajas y desventajas. Sin embargo, existen otros enfoques numéricos en la literatura (Berkowitz, 2002). Estos modelos adicionales, sin embargo, pueden ser considerados como variaciones y/o combinaciones de los mencionados previamente.

Como se ha mencionado antes, para seleccionar el modelo a emplear en un sitio específico el primer factor que hay que considerar es el de la escala de trabajo y la cantidad de datos que requiere el modelo tentativo. Dada la variedad de métodos para describir estos procesos pudiera parecer que el campo del estudio de la zona vadosa fracturada está en una etapa de

madurez, sin embargo hay aspectos que muestran lo contrario. Se pueden agrupar en dos campos: desarrollo teórico de modelos y obtención de parámetros hidrogeológicos.

En lo que respecta al desarrollo teórico de modelos, el problema consiste en la gran cantidad de condiciones que se asumen a fin de llegar a simplificaciones que permitan la resolución de un modelo numérico determinado. A menudo dichas condiciones omiten o distorsionan procesos relevantes, tales como la relación histéretica del contenido de humedad respecto al potencial de presión (Tindall, *et al.*, 1999).

Otro problema es el desfase entre los modelos y su aplicación práctica. La causa de este problema es la dificultad para obtener los datos que requieren los modelos; esto se debe a su vez a la heterogeneidad mencionada previamente, así como a la aplicación de tecnología para la caracterización y monitoreo de parámetros hidrogeológicos.

Al hacer un análisis comparativo, es importante resaltar que el segundo grupo presenta limitaciones más determinantes en el avance del estudio de la zona vadosa. Los modelos matemáticos tanto en su planteamiento como en su resolución están a un nivel más avanzado. En cuanto a la tecnología para obtener los datos requeridos por los modelos, la principal restricción es el costo. Para tal efecto, el presente trabajo de tesis está orientado a la determinación y monitoreo de parámetros hidrogeológicos empleando equipos y técnicas que pueden ser implementados a costos relativamente bajos. En lo que respecta al modelo empleado, se ha seleccionado el enfoque de medio continuo, esto se debe al desconocimiento de la geometría, ubicación y conectividad de las fracturas de la zona, así como de la escala de estudio puntual. A pesar de estas limitaciones, los parámetros requeridos para esta modelación se pueden obtener a partir de los datos de las impulsiones de la zona de estudio, del nivel freático junto con la caracterización de la estratigrafía de la zona. La metodología empleada para obtener dichos parámetros se describe en el siguiente capítulo.

Capítulo IV

Dispositivos y Métodos para la Caracterización y Modelación de la Zona Vadosa

La caracterización *in situ* de la zona vadosa ha evolucionado en los últimos años para incluir parámetros claves como el contenido de humedad, el potencial de presión, la temperatura, junto con valores de concentración de soluto. El conocimiento del estado de dichas variables es útil para tener un entendimiento más completo de los procesos que ocurren en la zona vadosa; éstos constituyen datos de entrada dinámicos a modelos numéricos para su calibración y verificación (Gee, 2003). Si se relacionan estos parámetros con variables meteorológicas tales como la precipitación, la evapotranspiración así como la infiltración, es posible tener un mejor entendimiento de la dinámica de flujo de la zona vadosa. La selección de los parámetros a emplear está en función del objetivo del estudio, la capacidad técnica, así como de los recursos económicos disponibles.

En concordancia con el enfoque mencionado, en el presente capítulo se describe la metodología seguida en la realización de este trabajo, lo que incluye los distintos equipos diseñados para monitorear cuatro de los parámetros que se utilizan en el modelo conceptual

de la infiltración en la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco. Las secciones dedicadas a la descripción del diseño de cada equipo no se limitan a la estructura y funcionamiento, también incluyen una justificación de su diseño, tanto en el método de medición como en el contexto del proyecto. Más adelante, en el siguiente capítulo, se muestran los resultados que se obtuvieron producto de esta metodología.

4.1. Metodología General

Para lograr el objetivo planteado, la metodología de este trabajo se integra a través de cuatro componentes principales: primero, la colección de información documental de la zona de estudio, incluyendo reportes de agencias gubernamentales y consultores, a fin de tener una descripción hidrogeológica de la zona de estudio y su contexto. Posteriormente, se realizó un programa de medición de parámetros en el campo en dos etapas: la primera, con el objetivo de determinar aspectos geológicos que describen al medio y, en la segunda etapa, la cuantificación de la conductividad hidráulica en la superficie del suelo de la zona de estudio, así como de las entradas y salidas del sistema. Se consideran como impulsiones del sistema, en este contexto, la precipitación, la evaporación, además del caudal del canal de aguas residuales; la salida del sistema, para este caso, se evalúa mediante la fluctuación del nivel freático. Para tal efecto, en la tercera etapa se diseñaron y construyeron cinco dispositivos para obtener los datos necesarios de manera automática. Por último, la cuarta etapa consistió en el empleo de los datos obtenidos para la generación de un modelo hidrogeológico conceptual, cuya información constituye la base de la implementación del modelo numérico que permite simular el flujo y transporte de contaminantes a través de la zona vadosa.

4.2. Colección de información histórica

En esta etapa el objetivo fue la búsqueda de toda la información relativa al medio geológico proveniente de pozos cercanos, construcciones, levantamientos topográficos, sondeos eléctricos verticales, fotografías aéreas, así como de cartas geológicas. Los datos anteriores se recabaron para tener un panorama general de la zona de estudio, en lo que se refiere al marco geológico, además de estimar el tiempo en el que aparecieron las fracturas en superficie. También se emplearon para identificar la ubicación y el costo de la perforación

del pozo de monitoreo, información necesaria para la contratación de los servicios de perforación, además de la búsqueda del financiamiento adecuado. En lo que respecta a datos hidrológicos, se investigó la existencia de estaciones tanto meteorológicas como de aforo que aún estuvieran en operación. Además, incluyó la determinación aquellos parámetros para los cuales se requirió el diseño de instrumentación. Aparte de los datos específicos de la zona, se recopilaron los registros de dos estaciones meteorológicas de monitoreo automáticas para efectos de comparación y validación respecto a los resultados locales.

4.3. Campañas de trabajo de campo en la zona de estudio

Una vez concluida la etapa de análisis de la información histórica, se determinó que no había suficientes datos para llevar a cabo un estudio puntual en la zona de estudio. En consecuencia, se planificaron tres campañas de trabajo de campo de diferente duración. En la primera campaña, durante los meses de enero a abril de 2005, se llevaron a cabo sondeos eléctricos verticales para determinar la estratigrafía de la zona de descarga del canal de aguas residuales y se midió su caudal mínimo. Esta campaña también abarcó mediciones de las tasas, gradiente y caudal de infiltración para determinar la conductividad hidráulica saturada en diferentes puntos de la zona de estudio. La segunda campaña tuvo lugar de agosto a octubre de 2005, meses en los que se realizaron algunas visitas al campo para analizar cualitativamente el canal de aguas residuales junto con la zona de fracturas en época de lluvias con objeto de tomar en cuenta los intervalos máximos de las variables a monitorear durante el siguiente año. Igualmente, en este período, se determinó la ubicación del pozo de monitoreo que se perforó en diciembre de 2005. La siguiente etapa duró nueve meses, comenzando en enero de 2006; en ésta se comenzó a registrar el nivel freático en el pozo de monitoreo perforado. En el período comprendido de marzo hasta octubre del mismo año, se instaló, reparó y monitoreo el equipo instalado a la vez que se transfirieron los datos de los dispositivos a una computadora.

A continuación se mencionan los detalles de estas campañas. La descripción no se hace históricamente, más bien, se adopta una clasificación conceptual de éstas. Desde esta perspectiva, se agrupan en dos partes. La primera tiene que ver con la caracterización

geológica e incluye una justificación de la utilización de los sondeos eléctricos verticales. La segunda implica la obtención de la conductividad hidráulica y otros parámetros hidrológicos de la zona, tales como precipitación, evaporación, caudal del canal de aguas residuales y contenido de humedad en la zona de estudio.

4.3.1. Caracterización geológica mediante sondeos eléctricos verticales y pozo de monitoreo

De acuerdo a lo expuesto en el capítulo tres, uno de los métodos indirectos para la caracterización de un medio geológico es el de sondeos eléctricos verticales. Éste consiste en medir la resistividad superficial, ρ , para lo cual se introduce una corriente eléctrica continua de intensidad conocida entre dos electrodos y se mide la diferencia de potencial entre otros dos. Por su parte, el parámetro ρ , traduce la dificultad con la cual una corriente eléctrica puede atravesar un volumen de terreno dado. La mayoría de los materiales tienen la propiedad de dejar pasar las cargas eléctricas; si lo hacen con facilidad, son conductores y, en el caso opuesto, son resistores. Si un suelo es muy seco o pedregoso, el valor de la resistividad será alto, pero si es un suelo húmedo o salado, su resistividad será baja.

Los elementos que se controlan en una prospección geoelectrica son la corriente inyectada I , así como la separación entre los cuatro electrodos: dos de medición, denotados M y N (donde se obtiene la diferencia de tensión eléctrica, ΔV) y dos de inyección eléctrica A y B , como se muestra en la Figura 4.1. En el dispositivo *Schlumberger* la distancia MN es pequeña en relación con AB , generalmente $AB/5 > MN > AB/20$. En la práctica, MN se mantiene tan pequeño como sea posible siempre que se puedan conseguir lecturas correctas del voltímetro. La profundidad de prospección aproximada de este método es $AB/6$. El objetivo es la medición de la resistividad eléctrica aparente ρ , que se obtiene luego de incluir los parámetros geométricos de la posición de los electrodos de acuerdo con la ecuación 4.1 (Cantos, 1987).

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left(\pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \right) \quad (4.1)$$

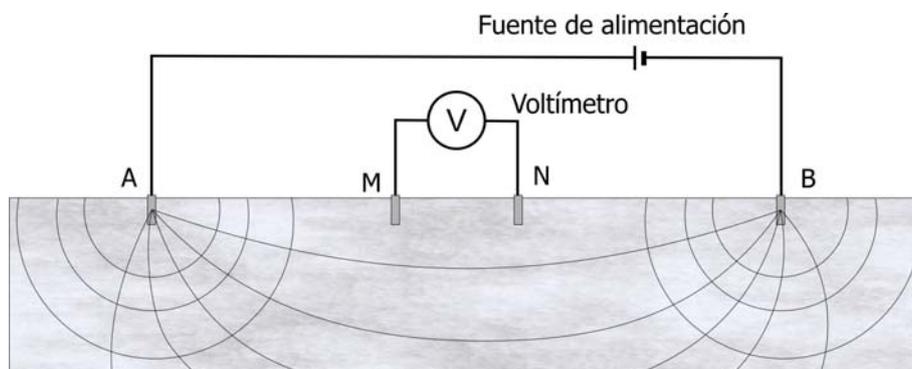


Figura 4.1. Disposición de electrodos y fuente de alimentación en arreglo Schlumberger.

Ahora bien, para determinar la estratigrafía en la zona de estudio se requirió de la prospección más profunda, por lo tanto, con el fin de obtener la longitud AB , se optó por la orientación y ubicación de los sondeos que se muestra en la Figura 4.2.

Posteriormente, las lecturas obtenidas a partir de los sondeos eléctricos verticales se calibraron con el pozo de monitoreo perforado durante diciembre de 2005, en el lugar indicado en la misma figura. El financiamiento para esta perforación se logró gracias a la colaboración de la CONAGUA en el marco del proyecto “Instrumentación piezométrica del Valle de Toluca”. Con los datos mencionados en la sección anterior también se determinó la profundidad de perforación. La calibración se realizó con ayuda del programa *QWSELN*, desarrollado por *C.N.R.S. l'Unité Mixte de Recherche 7619*.

4.3.2. Determinación de parámetros hidrológicos en zona vadosa

La conductividad hidráulica es uno de los parámetros cruciales en la caracterización del flujo. Sin embargo, este parámetro en la zona vadosa está en función del contenido de humedad, por lo que los dos métodos empleados determinan la conductividad hidráulica en

condiciones de saturación, que es la más alta y, por lo tanto, crítica en términos de transporte de contaminantes.

Los dos métodos empleados fueron los siguientes: *i*) mediante permeámetros comerciales marca *Guelph* y *ii*) a través de tensiómetros del mismo fabricante. Los permeámetros mencionados emplean el principio de Marriote para mantener un nivel constante de agua en una perforación en el suelo con dimensiones especificadas por el fabricante del equipo (Sanders, 1998; Wilson, *et al.*, 1994; SEC, 1986).

Se llevaron a cabo 4 mediciones con cada equipo en la zona de descarga del canal de aguas residuales. Estas mediciones se realizaron en marzo de 2005. No fue necesario realizar mediciones adicionales en otros meses porque el valor de este parámetro no es función del contenido de humedad inicial. Sin embargo, cabe aclarar que las mediciones en época de lluvia son más rápidas porque el suelo tiene un contenido de humedad mayor, lo que provoca que tarde menos tiempo en alcanzar el estado estacionario, y por ende, la saturación.

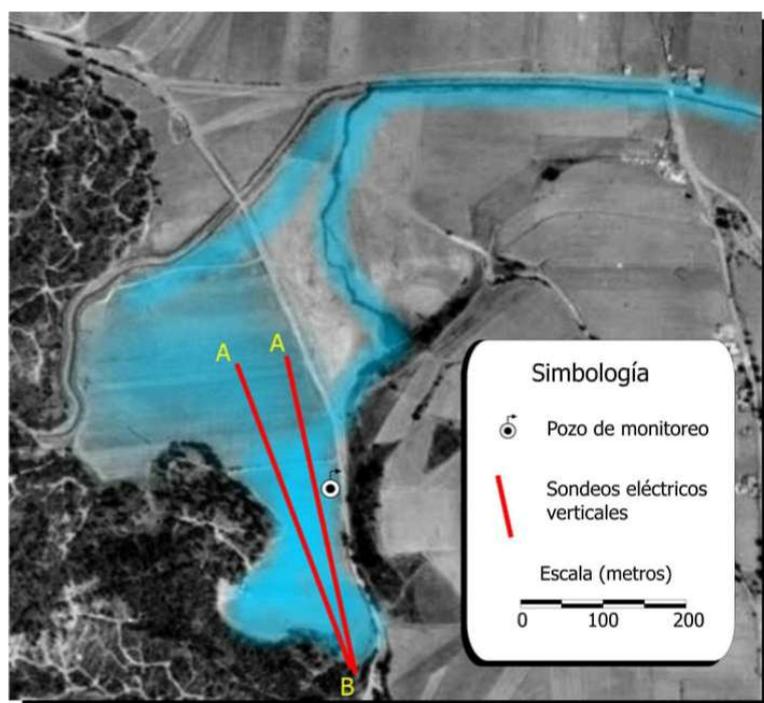


Figura 4.2. Orientación de los sondeos eléctricos verticales en la zona de estudio. Se optó por estas direcciones para obtener una mayor profundidad de prospección.

Posteriormente, en septiembre de 2006, la zona de fracturas estaba completamente anegada. Esta condición permitió aplicar todavía otro método, descrito por Sanders (1998), que consiste en el empleo de minipiezómetros y un infiltrómetro como el que se muestra en la Figura 4.3 para determinar la tasa de infiltración. En este método, mediante los minipiezómetros, se determina el gradiente ($\Delta h/\Delta l$); mientras que con el infiltrómetro se calcula el caudal Q y el área transversal A , por lo que la conductividad hidráulica K del sedimento en saturación se calcula como:

$$K = \frac{Q}{A(\Delta h / \Delta l)} \quad (4.2)$$

Además, se llevaron a cabo seis mediciones del caudal de aguas residuales en época de lluvias y tres en estiaje, a fin de obtener los intervalos máximos y mínimos de los caudales de infiltración en la zona de estudio, lo anterior con objeto de acotar el rango de medición del medidor de caudal descrito más adelante.

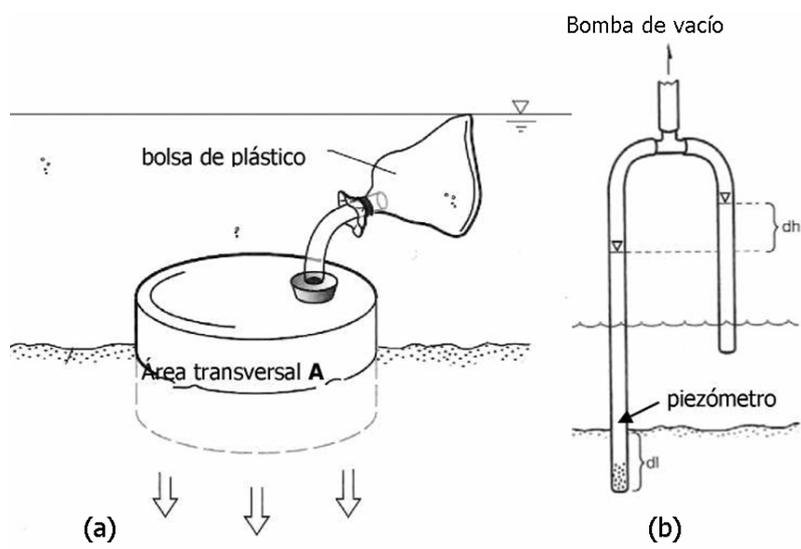


Figura 4.3. (a) Infiltrómetro que permite estimar el caudal Q que atraviesa el área transversal A al medir el volumen de líquido dentro de la bolsa de plástico antes y después de un tiempo t . Con el minipiezómetro mostrado en (b) se obtiene el gradiente dh/dl .

4.4. Diseño, construcción e instalación de equipos de monitoreo hidrológico

Una vez concluida la caracterización del medio a través de los sondeos eléctricos verticales, de la calibración de éstos con el pozo de monitoreo perforado, además de las mediciones de conductividad hidráulica; aún faltaban datos de las impulsiones a la zona vadosa y de los cambios resultantes en ésta. Esto presentó una encrucijada respecto al modo de obtener la información faltante: *i*) obtener la precipitación, la evaporación y el caudal del canal de aguas residuales a partir de formulaciones empíricas de hidrología paramétrica empleando datos de estaciones meteorológicas próximas o *ii*) determinar los datos faltantes con instrumentación instalada localmente. La opción *i*) es la menos costosa, sin embargo, la incertidumbre es mayor. Con el objetivo de tener un mayor número de parámetros con el financiamiento disponible, se optó por diseñar y fabricar los dispositivos necesarios para recabar la información necesaria, de este modo se redujo considerablemente el número de incógnitas y suposiciones. La ventaja principal fue que, con el costo de uno o dos equipos comerciales, se sufragó la fabricación de seis instrumentos. A continuación se menciona el objetivo de cada uno de ellos.

Para determinar los cambios en el contenido de humedad del suelo, se diseñó un medidor de resistividad eléctrica que mide indirectamente el contenido de humedad de forma continua en 2 puntos de la zona de estudio. Para su calibración, se efectuaron pruebas en laboratorio que incluyeron su caracterización en función de la humedad y la temperatura. Posteriormente, se tomaron mediciones *in situ* de resistencia eléctrica del área donde se instalaron, junto con muestras del mismo lugar donde se hicieron las mediciones para, posteriormente, emplear el método gravimétrico con el fin de determinar el contenido de humedad. Los datos de diferentes muestras con distinto contenido de humedad se utilizaron para elaborar una curva de resistencia eléctrica *versus* humedad del suelo (Sanders, 1998). A fin de cuantificar los caudales de entrada de agua a la zona de estudio, se diseñó un pluviógrafo, un evaporímetro y un medidor de nivel. Éste último para determinar indirectamente el caudal del canal de aguas residuales que se descargan en la zona de fracturas.

Los datos de los dispositivos anteriores permiten cuantificar los caudales de entrada a la zona vadosa, mientras que otro medidor de nivel, instalado dentro del pozo, mide el nivel freático a intervalos de tres horas. Los cinco dispositivos descritos en esta sección cuentan con la capacidad de efectuar mediciones continuas a intervalos programables, además de almacenar los datos. Éstos a su vez pueden descargarse en cualquier computadora personal directamente mediante el empleo de un programa desarrollado especialmente para este trabajo; sin embargo, dadas las características inhóspitas del campo, también se construyó una unidad portátil de transferencia de datos. A continuación se describen cada uno de los seis equipos.

4.4.1 Medidor de contenido de humedad en la zona vadosa

A fin de entender la aplicación que tienen los medidores de contenido de humedad, desarrollados en este trabajo, se debe distinguir entre mediciones de contenido de humedad, es decir, el total de agua en un volumen de suelo, y mediciones de la succión o del potencial de agua en los poros, o sea, la presión requerida para extraer dicha agua (MEA, 1997). Dado que en la literatura se mencionan los bloques resistivos para medir ambos parámetros, a continuación se describen los dos casos.

El movimiento del agua a través de un medio no saturado es controlado por gradientes de potencial, consecuencia de la gravedad y la presión hidráulica. Mientras que la determinación del potencial gravitacional es simplemente cuestión de medir una elevación, la medición del potencial de presión del agua en el suelo en un medio no saturado presenta ciertas dificultades prácticas. Para medir este parámetro hay varios enfoques. Se pueden clasificar en: *i*) mediciones directas en un cuerpo de agua aislado del suelo mediante una membrana rígida (tensiómetros), o en *ii*) mediciones indirectas de la presión a través la humedad relativa de la fase de vapor (sicómetro) (Selker, 1999).

El dispositivo descrito en este apartado pertenece al segundo tipo, dado que emplea bloques de yeso en los que se mide la resistencia eléctrica. Esta técnica presenta algunas dificultades, aunque aporta datos útiles para observaciones cualitativas de la humedad del suelo. Esto se debe, fundamentalmente, a que todos los medios capilares están sujetos a histéresis en su relación contenido- presión de agua. Por consiguiente, incluso si es posible

medir el contenido de agua en el instrumento con exactitud, la presión de agua en el dispositivo (y por lo tanto, en el medio circundante) sólo se puede conocer si se tiene la curva de retención histerética del medio (Selker *et al.*, 1999). La dificultad de los bloques de yeso mencionada aplica sólo cuando se pretende medir el potencial de presión de agua en los poros. Cabe señalar que con el dispositivo diseñado no se pretende calcular este potencial.

Por otra parte, la determinación del contenido de agua en el suelo y sedimentos se puede llevar a cabo mediante métodos directos e indirectos. Los métodos directos implican quitar el agua de la muestra de suelo por evaporación, lixiviación, o reacciones químicas y medir (o inferir) el conjunto de agua removida (Gardner, 1958). Un problema clave de la determinación del contenido de agua empleando métodos directos es la dificultad de definir el suelo seco, es decir, determinar cuándo detener la remoción de agua. Este problema no tiene una solución única. Sin embargo, es común el secar a temperaturas entre 100 °C y 110 °C (Looney y Falta, 2000). Entre los métodos indirectos se encuentran las sondas de neutrones, métodos de reflectometría en el dominio del tiempo (TDR, por sus siglas en inglés de Time Domain Reflectometry Methods), de medición de capacitancia, de transmisión de fase, de inducción electromagnética (EMI, por sus siglas en inglés de *Electromagnetic Induction*), sondas térmicas, sensores de fibra óptica y mediciones de resistividad (Looney y Falta, 2000).

El método seleccionado, de entre éstos, para medir el contenido de humedad consiste en la estimación de la resistividad eléctrica en bloques de yeso. Lo anterior en virtud de su bajo costo y a que prácticamente ningún modelo numérico de los expuestos en el capítulo tres considera la histéresis del medio, por lo que sólo se requiere de la determinación semi-cualitativa del contenido de humedad.

Un bloque de yeso básico comprende dos electrodos incrustados, en este caso en un cilindro de yeso (CaSO_4), entre los cuales hay una resistencia eléctrica que aumenta o disminuye de manera inversamente proporcional al contenido de agua del suelo. En presencia de agua, los poros más pequeños del yeso se llenan de agua; en consecuencia, disuelven algo del yeso, lo suficiente para hacer una solución saturada de sulfato de calcio. De ese modo, el agua conduce una corriente eléctrica independientemente de la salinidad

del suelo, excepto en niveles extremos (Richards y Campbell, 1950). En caso contrario, cuando disminuye la humedad, la resistencia decrece. Debido a que el medio circundante contiene menos agua, la que queda en el interior del yeso sale del cilindro para llegar a un equilibrio. Esto ocurre de la siguiente forma: primero se drenan los poros más grandes y gradualmente los menores conforme la succión del medio aumenta. Bajo estas condiciones, la corriente eléctrica que viaja entre los electrodos debe atravesar una distancia mayor a través de los poros pequeños, por lo que la resistencia se incrementa. Así, el yeso proporciona un ambiente estable para los electrodos con relativa independencia del medio en el cual se instalan, dado que la porosidad del medio en contacto con los electrodos permanece igual.

Un problema potencial durante la medición es que al aplicar una corriente por un período prolongado (del orden de un segundo) se pueden producir gases en los electrodos y la resistencia aparente cambia si se repite la medición o si una medición tarda distintos tiempos (MEA, 1997). Para evitar este problema, el equipo diseñado mide la resistencia eléctrica aplicando una corriente alterna. Con este fin, se empleó un circuito integrado con matrícula *NE555* conectado en una configuración de oscilador cuyos pulsos de salida tienen una frecuencia determinada sólo por tres componentes: dos resistores y un capacitor.

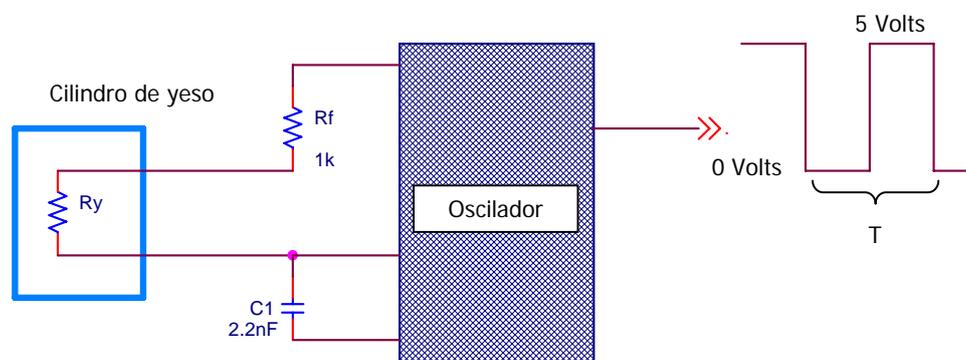
En la Figura 4.4 se muestra un diagrama simplificado del oscilador y las relaciones funcionales entre los componentes que determinan la frecuencia de oscilación. En el equipo de medición se emplean dos de los componentes con valores fijos (R_f y C) y el único componente que tiene valores variables es el resistor R_v .

El medidor se diseñó para monitorear el contenido de humedad de la zona vadosa mediante un conjunto de cinco bloques de yeso, instalados cerca y dentro de la fractura más grande de la zona de estudio, cubriendo así distintas profundidades. El contenido de humedad se determina a partir de la medición de la resistencia eléctrica, misma que se relaciona con el contenido de humedad del sitio de estudio mediante la elaboración de una curva de resistencia-contenido de humedad empleando el método gravimétrico (Sanders, 1998).

El método que emplea el dispositivo es una medida indirecta, dado que la variable realmente medida es la resistencia eléctrica. Parte del hecho de que si un medio estable

poroso se coloca en contacto con un medio poroso natural, la presión de agua de los dos medios llegará a un equilibrio. El contenido de humedad del medio poroso que actúa como elemento de medición se relaciona con el del medio circundante mediante alguna técnica directa aplicada a este último (Selker, 1999). Una de estas técnicas es el método gravimétrico. Consiste básicamente en tomar una muestra del suelo, pesarlo, secarlo en un horno para, finalmente, volverlo a pesar; de ese modo se determina su peso final y, por ende, cuánta agua perdió (Sanders, 1998).

La metodología para la calibración de los bloques de yeso se basó en el estudio realizado por Dela (2001), en donde se calibró la respuesta de cuatro de ellos manufacturados por la empresa *Delmhorst Instruments Corporation*. En esencia, el procedimiento de calibración consiste en evitar la histéresis de los bloques entre pruebas. Para lograrlo, cada bloque se sumerge en agua durante un tiempo suficientemente largo para que se sature por completo (ocho horas para dicho estudio). Partiendo de esa condición inicial, se mide la resistencia eléctrica de los bloques de yeso variando la temperatura o el contenido de humedad. La calibración final de los bloques de yeso empleados en este trabajo se llevó a cabo en el laboratorio de modelos hidráulicos del CIRA antes de su instalación en la zona de estudio.



El periodo del tren de pulsos es $T = 1.386 C (0.5 + R_y)$

La frecuencia $f = 1 / T$

$$\text{Con } C = 22 \text{ nF}, R_f = 1\text{k}\Omega, f = \frac{3.27955 \times 10^8}{500 + R_y}$$

Figura 4.4. Diagrama simplificado de oscilador con frecuencia en función de la resistividad del cilindro de yeso y los tres componentes que determinan la frecuencia de operación del oscilador (R_f , C y R_y), así como los valores de dos de ellos para obtener sólo una variable: la resistividad del cilindro de yeso.

Hubo dos diferencias significativas respecto a la metodología seguida por Dela (2001). La primera consistió en la selección de los bloques. En este trabajo de tesis no se emplearon bloques de yeso al azar, sino que se seleccionaron aquellos que tuvieran una respuesta muy semejante. Para llevar a cabo esta elección, se realizó lo siguiente: después de dejar los bloques sumergidos en agua ocho horas y dejarlos secar durante diez horas en una cámara con tres lámparas de 300 Watts, los cilindros se colocaron en un recipiente con arena secada en la misma cámara y resguardada en una bolsa para impedir la pérdida o ganancia de humedad. Al pasar dos horas, tiempo suficiente para que los bloques y la arena estuvieran a temperatura ambiente, se vertieron 2 litros de agua en el recipiente de arena y se midieron las respuestas. Los bloques cuya respuesta relativa fue mayor al $\pm 5\%$ fueron desechados.

La segunda diferencia en la metodología se relaciona con el modo de compensar el efecto de la temperatura. En el estudio de Dela (2001), la compensación se hizo mediante las curvas de caracterización obtenidas a partir de ensayos en laboratorio. En este trabajo, se empleó un cilindro de yeso impermeabilizado para evitar que respondiera a la humedad y su variación solo estuviera en función de la temperatura. Posteriormente se sustrajo esa variación de los demás bloques instalados en el campo. Lo anterior se puede hacer solo cuando los distintos bloques de yeso son semejantes en términos de su respuesta al contenido de humedad y a la temperatura.

Para la instalación del medidor de contenido de humedad en la zona de estudio y su fuente de alimentación (una batería de automóvil) se recurrió a un tipo especial de estructura de seguridad. En general, consistió en enterrar el dispositivo y su fuente de alimentación a unos tres metros de la fractura principal. Los cuatro sensores se enterraron a una profundidad de 40 cm, de acuerdo a la Figura 4.5: dos dentro de la fractura principal y dos fuera de ésta. A fin de mantener seco este dispositivo, se diseñó una estructura que permitiera capturar y retener un volumen de aire en compresión, el cual consistió en dos contenedores instalados como se muestra en la misma Figura 4.5. El medidor y batería se alojan en un contenedor con su apertura hacia abajo para mantener aire en su interior. Dicho contenedor se introduce en otro cuyas paredes están en contacto directo con la tierra.

La tapa de éste último impide que entre la tierra con la que se cubre todo el sistema. Los cables con los que se conectan los sensores al medidor también se enterraron. De esta forma queda totalmente invisible la ubicación de este dispositivo, lo que proporciona un entorno seguro para evitar el vandalismo y el daño por las inclemencias del tiempo atmosférico.

4.4.2 Medidor de nivel freático

Hay distintas técnicas para medir el nivel de un líquido, sin embargo, ninguno de los métodos existentes hasta ahora miden directamente de forma electrónica el nivel como tal. A fin de medir esta variable física se recurre al uso de dispositivos mecánicos y de transductores, es decir, dispositivos electrónicos que proveen una variación electrónica cuantificable como respuesta a un cambio en una variable física determinada.

La efectividad de los transductores está en función del grado de exactitud y precisión con que midan la variable asociada así como del grado en que dicha variable refleja fielmente el cambio de lo que se mide. Las variables indirectas más usadas para medir nivel son capacitancia, termorresistividad, tiempo de retraso de ondas ultrasónicas y presión (SECI, 2006). Por otra parte, la exactitud inicial de los dispositivos mecánicos generalmente es mayor, sin embargo, su precisión, además de su sensibilidad, son menores o decrecen con el envejecimiento de los componentes.

Al hacer un balance entre desempeño y costo, la mejor opción para este dispositivo es un transductor de presión como elemento de medición. El transductor empleado en particular, modelo *MPXV5004G* de la empresa *Freescale Semiconductor*, tiene un rango de medición de 0 a 3.92 kPa (kilo Pascales), o bien, 40 centímetros (cm) de una columna de agua. La salida de este sensor proporciona una tensión eléctrica que varía entre 1 y 5 Volts.

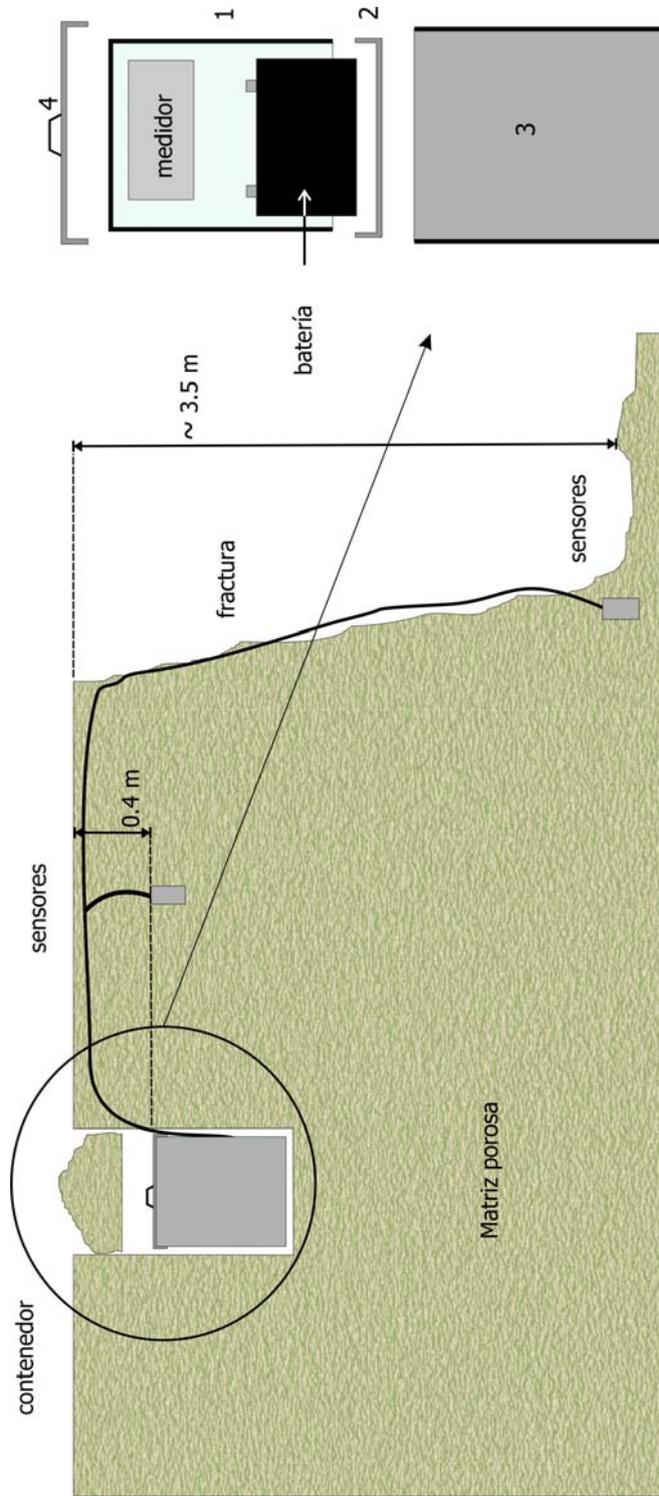


Figura 4.5. Ubicación de medidor de contenido de humedad. El contenedor 1 contiene el medidor y su batería. Dado que la tapa 2 de éste no es hermética, queda en la parte inferior del contenedor 1 para mantener un volumen de aire capturado y de ese modo evitar que se moje el dispositivo. El contenedor 1 con su tapa se introduce en el contenedor 3 y se cierra con la tapa 4 y se cubre con tierra. Para descargar los datos, se retira la tierra de la tapa 4, después ésta y se extrae el contenedor 1 con su tapa.

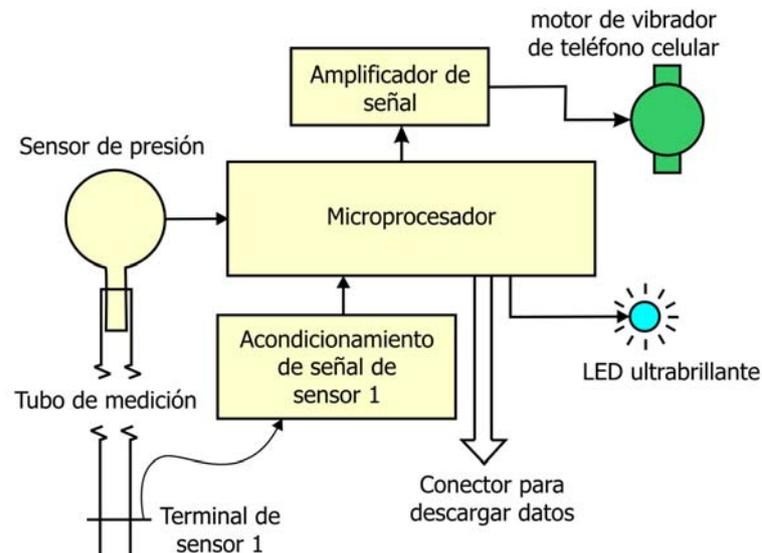


Figura 4.6. Diagrama simplificado del medidor de nivel freático. El tubo de medición es un tubo de cobre que se sumerge en el agua. Cuando la terminal del sensor 1 entra en contacto con el agua, el microprocesador activa el LED y el motor vibrador para indicar al usuario que el dispositivo está en posición. Al mismo tiempo, se almacena la lectura del sensor de presión para efectos de calibración.

El medidor del nivel freático implementado consiste en el sensor de presión descrito acoplado a un microprocesador que mide y almacena los datos a intervalos de seis horas según se ilustra en la Figura 4.6. Las ventajas de este producto respecto a otros similares es su bajo costo, mayor exactitud y que mide presión diferencial en lugar de absoluta. Los medidores de nivel comerciales que trabajan con presión absoluta son susceptibles a cambios en la presión atmosférica y otros errores documentados por Rasmussen y Crawford (1997). Entre sus desventajas están su tamaño mayor, rango limitado y que no se puede sumergir en el agua.

En lo que respecta a su instalación, no fue necesario un acondicionamiento especial del sitio. El dispositivo se colocó un metro por encima del nivel freático al momento de la instalación. Una vez concluido el tiempo de almacenamiento, se descargan los datos del equipo. El tiempo máximo de almacenamiento de todos los equipos es de 21 días, sin

embargo, a partir del 11 de junio y hasta el 3 de septiembre las visitas al campo oscilaban entre los 6 y 9 días para vigilar que todos los equipos estuvieran funcionando bien. En cada visita se actualizaba la posición del medidor cuando era necesario, esto es, que el nivel freático estuviera dentro del rango de medición del sistema.

4.4.3. Medidor de nivel en canal de aguas residuales

El objetivo de este equipo es medir el caudal de aguas residuales que se vierte en la zona de fracturas mediante la medición del nivel de dicho canal. Estas mediciones se requieren para sumarlas a la precipitación diaria neta y con eso obtener el total de agua que se descarga en la zona de fracturas.

Uno de los métodos más empleados para medir el caudal en un río, es a través de la elaboración de una curva calibrada de nivel *versus* caudal, que fue precisamente el método empleado. Para ello, se realizó un aforo en el canal de aguas residuales para obtener la curva mencionada. Una vez aforado el canal, basta con medir el nivel del agua a fin de calcular el caudal asociado.

El medidor de nivel diseñado para este propósito es de tipo electromecánico. Esto se debe a que dicho nivel no es estático además de tener una componente de velocidad, por lo que un transductor de presión como elemento de medición no sería adecuado. La Figura 4.7 ilustra un esquema simplificado del dispositivo utilizado para medir el nivel del canal de aguas residuales. El funcionamiento implica, en esencia, que la posición de la flecha del motor de pasos mueve una transmisión a la que está atada un hilo del que pende un *peso* con dos terminales conductoras que le indican al microprocesador la ausencia o presencia de agua. A intervalos de 15 minutos se mueve verticalmente el *peso*, siguiendo el nivel de agua en el canal, y a cada hora se almacena en la memoria del microprocesador la posición de éste como función del número de pulsos enviados al motor de pasos. La razón por la cual se actualiza la posición a intervalos más cortos es para impedir que quede sumergido en el agua y sea arrastrado por la corriente cuando el caudal del canal se incrementa. Aun cuando el *peso* queda sumergido, la posición sigue actualizándose correctamente. A pesar de que es una condición posible, es poco deseable debido a que pudiera existir un objeto que venga junto con el agua, se atore en el *peso* y rompa el hilo del cual pende.

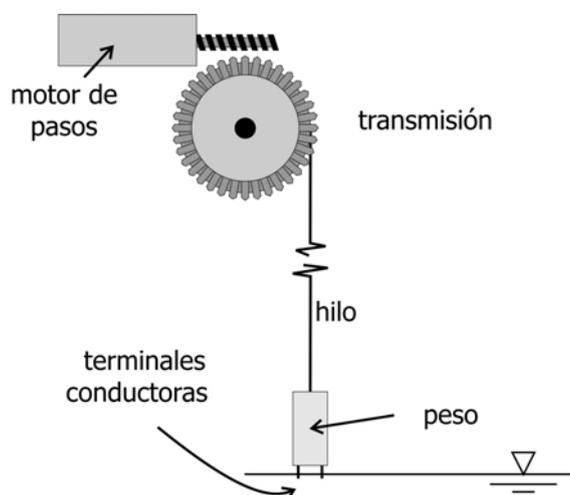


Figura 4.7. Diagrama simplificado del sistema mecánico del medidor de nivel en canal de aguas residuales.

La estructura de soporte para medir el caudal del canal de aguas residuales debía cumplir dos requisitos: tener la suficiente resistencia mecánica para sostener el sistema con su fuente de alimentación, aun cuando el canal se llegue a desbordar y que esté también oculto para evitar que la gente lo averíe. Para evitar el daño o robo del equipo se decidió instalarlo debajo de un puente (Figura 4.8). De este modo está fuera del alcance de las personas y sobre el centro del canal; además, el puente proporciona un techo para protegerlo de la lluvia. Por otra parte, para evitar que el agua del canal dañe el medidor cuando el primero se desborde, tanto el medidor como su fuente de alimentación están protegidos por una tina con el lado descubierto hacia abajo, como se muestra en la Figura 4.8.

El objetivo de que la tina esté orientada de este modo es para mantener aire atrapado en el interior del dispositivo instalado bajo el puente, siguiendo el mismo principio de conservación de aire del medidor de contenido de humedad enterrado. La presión del aire

impide de manera natural que el equipo se moje aun cuando el canal esté a su máxima capacidad.

4.4.4. Pluviógrafo y evaporímetro

Este dispositivo tiene como propósito cuantificar la precipitación y evaporación. El elemento de medición es un transductor de presión con las mismas características que el empleado para el medidor del nivel freático. A fin de disminuir el error en la medición de la evaporación, éste equipo emplea un método análogo al que se emplea para medir la precipitación. En ésta última, los pluviómetros generalmente tienen un área de captación mayor a la sección transversal del recipiente que contiene la lluvia, con la finalidad de coleccionar una mayor cantidad de agua cuya altura pueda ser dividida entre la relación de ambas áreas, la de captura y la del recipiente. El resultado de esta técnica es disminuir el error por efecto de lectura. Para medir la evaporación en este dispositivo se aplica una técnica similar que se explica en los siguientes párrafos.

En la Figura 4.9 se muestra un diagrama simplificado de la estructura del pluviógrafo y evaporímetro. La forma en la que mide la precipitación consiste en trasvasar, del vaso 1 al vaso 2, el agua colectada de la lluvia a intervalos de una hora mediante la bomba 1. En éste último se ubica el transductor de presión.

Para medir el nivel del tanque de evaporación, cada veinticuatro horas se abre la válvula mostrada en la Figura 4.9 y se permite el tiempo suficiente para que ambos niveles se igualen. Cuando esto ocurre, se cierra la válvula, después de lo cual se trasvasa del vaso 3 al vaso 2. El volumen interior del vaso 3 es cinco veces más grande que el del vaso 2. Esto implica que por cada milímetro que aumente el nivel en el vaso 3, en el vaso 2 el nivel aumenta cinco milímetros. De este modo, el error debido a la medición del transductor disminuye un factor de 5. Para llevar a cabo mediciones, con un nivel mayor a la quinta parte del nivel del vaso 3, se requiere el vaciado del vaso 2. En el microprocesador se almacena el número de veces que esto ocurre así como el nivel final medido con el transductor.

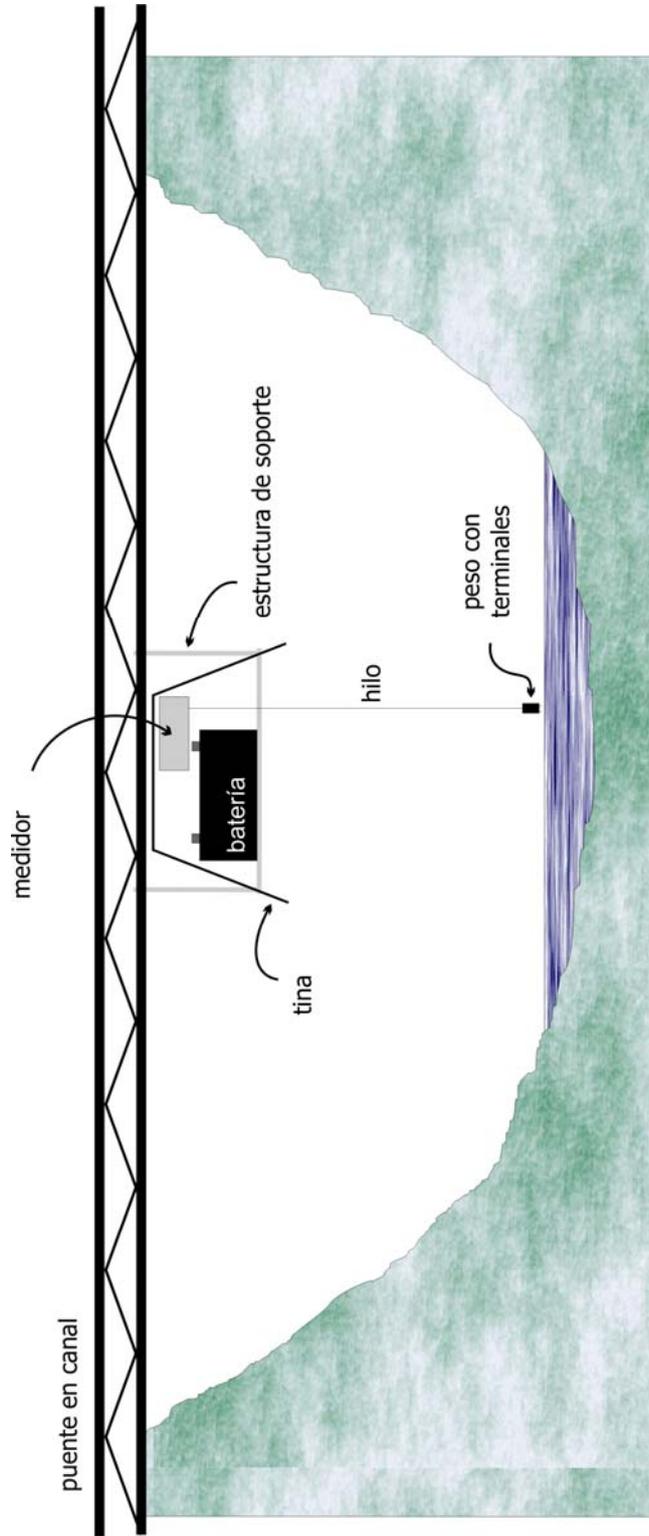


Figura 4.8. Corte transversal de elementos involucrados en la instalación del medidor de nivel en canal de aguas residuales. El medidor y la batería que lo alimenta se encuentran dentro de una tina con el lado descubierto hacia abajo, lo que evita que se moje el medidor al quedar atrapado un volumen de aire. La estructura de soporte sustenta la batería, el medidor y la tina. Se mantiene unida al puente del canal mediante taquetes expansivos.

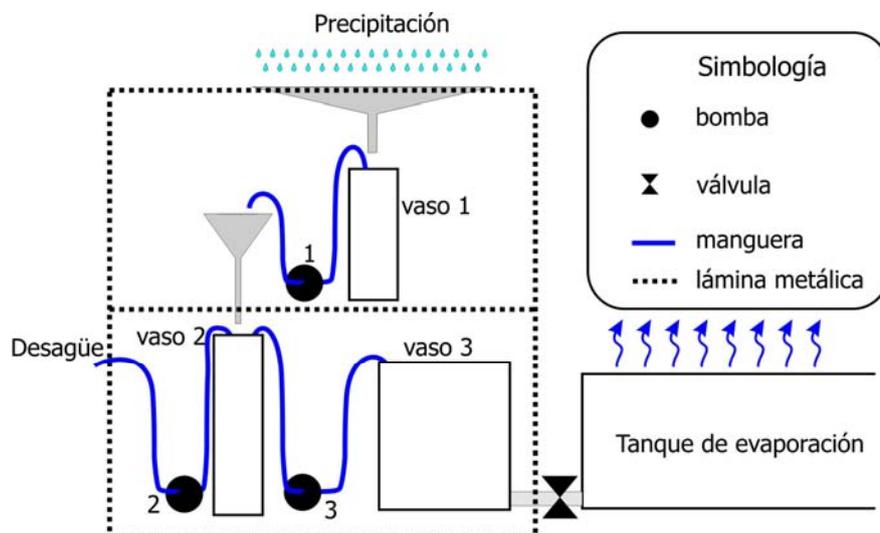


Figura 4.9. Diagrama simplificado de pluviógrafo y evaporímetro. El vaso 2 contiene el transductor de presión. Para medir la precipitación se trasvasa del vaso 1 al vaso 2 mediante la bomba 1. Para medir evaporación, se abre la válvula para que el vaso 3 tenga el mismo nivel que el tanque de evaporación y se trasvasa del vaso 3 al vaso 2 para su medición. Al terminar cada medición, o cuando el vaso dos se llena, se activa la bomba 2 para desaguar hacia el tanque de evaporación.

Es de interés que al tiempo de escribir esta tesis no se encontró esta técnica implementada en ningún equipo comercial, por lo que esta innovación pudiera generar la fabricación de equipos de monitoreo de evaporación con esta técnica.

La ventaja principal de este método es la exactitud en las mediciones. Esto se debe a que cada vez que se vierte agua en el vaso 2, se calibra la altura para tres niveles mediante sensores, uno para cada nivel, colocados a distancias conocidas que se comparan con las lecturas del transductor y se almacenan en la memoria del microprocesador para hacer las correcciones necesarias. Adicionalmente a esta calibración continua, el emplear el vaso 3 con un volumen mayor, disminuye el error en un factor de 5.

La desventaja de este equipo es el consumo de energía relativamente mayor, ya que la válvula y los motores de las bombas requieren una energía de alrededor de 100 veces más que la que emplea el microprocesador y el transductor. A pesar de esto, el consumo total del equipo no supera los 60 Watts en funcionamiento y 0.5 Watt en espera, lo que significa que en un régimen de mediciones de lluvia cada hora y de evaporación cada 24 horas, la

carga de una batería de automóvil tiene una duración de unas 40 horas (esta duración puede variar dependiendo la marca, número de celdas y estado del acumulador), lo que obliga a que el suministro del equipo provenga de una red de energía eléctrica. Esta limitante requirió de un acondicionamiento especial de la tensión de alimentación para su instalación.

El pluviógrafo y evaporímetro se instalaron en la azotea del cuarto de control de una bomba de extracción del pozo de abastecimiento de agua potable más cercano, a 900 metros, de la zona de descarga del canal de aguas residuales. Para su alimentación fue necesaria la reducción del voltaje de la línea de abastecimiento, que es de 500 Volts nominales. Para dicha reducción se requirió de un transformador con una potencia de 100 Volts-Amperes para evitar incrementos de temperatura riesgosos que quemen el equipo. Esta instalación fue una de las partes más riesgosas (en términos de peligro en la integridad física) dada la posibilidad de choque eléctrico e incluso la muerte. Esto no es una desventaja propia del equipo, sino de la tensión de alimentación. De hecho, ningún equipo común, sea de medición o de control, tiene una alimentación de 500 Volts.

4.4.5. Unidad de transferencia de datos

Debido a la inaccesibilidad que tienen algunos lugares en los que se ubican los dispositivos y al riesgo que presentaría para una laptop emplearla en esas zonas, se diseñó una unidad de transferencia de datos. En la Figura 4.10 se ilustra su estructura. Consiste en un microprocesador que se conecta a cualquiera de los dispositivos, descritos en los apartados precedentes, mediante un conector común a todos ellos. Esta unidad establece comunicación con los equipos y transfiere los datos extraídos a memorias que se insertan en un zócalo. Las memorias a su vez se leen con el mismo equipo que se emplea para cargar los programas de la computadora personal al microprocesador de los distintos dispositivos diseñados.

Tanto el programador de los microprocesadores como la unidad de transferencia de datos y el programa para hacer todas estas transferencias fueron construidos y programados en el marco de esta investigación. Una descripción de estos dispositivos y programas está fuera del alcance de este trabajo de tesis, por lo que se omite. Si el lector desea más información al respecto, consúltese la tesis de Salas (2004).

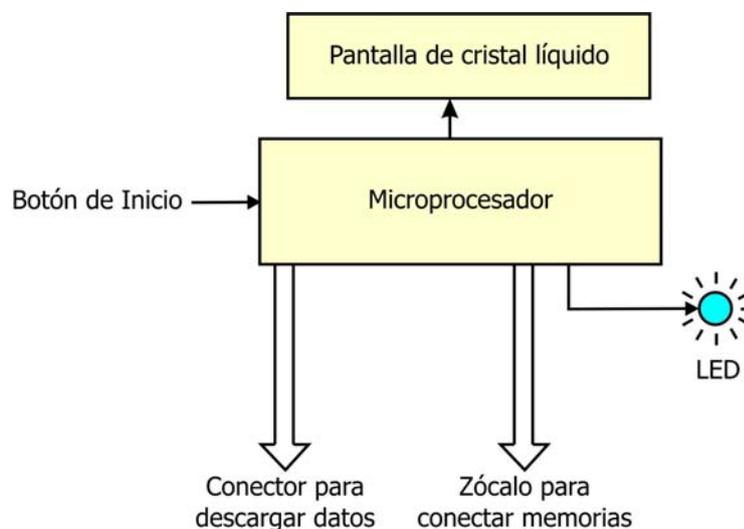


Figura 4.10. Diagrama simplificado de unidad de transferencia de datos. Después conectar la unidad de transferencia y el dispositivo del que se deseen extraer los datos se pulsa el botón de inicio. El microprocesador indica el estado de la transferencia mediante el LED y la pantalla de cristal líquido.

Por otra parte, el protocolo de comunicaciones del programador, denominado I²C, es ampliamente explicada en la literatura (Ángulo, 2000; Microchip, 2005; Salas, 2004).

4.5. Ecuaciones gobernantes para modelar el flujo y transporte en la zona vadosa

La última etapa de la metodología tiene que ver con la implementación del modelo numérico a partir de la integración de los datos obtenidos mediante la instrumentación y las técnicas ya mencionadas. Para comprender con mayor claridad este paso en particular, en el capítulo tres se mostraron distintos enfoques en la modelación orientada a describir el flujo y transporte en la zona vadosa fracturada. Además, se justificó la elección del modelo de medio continuo que se empleó para caracterizar la zona de estudio.

Cabe señalar, que aun concibiendo a la zona vadosa como un medio continuo, hay algunas variantes que hacen distinta su formulación y, por ende, su resolución numérica. Esto obedece a que los procesos que rigen el flujo en la zona vadosa no son lineales, lo que hace

que a menudo los algoritmos de las ecuaciones asociadas a esos procesos sean difíciles de resolver. Para encarar esta dificultad, generalmente se asume que la fase de aire permanece a una presión constante, igual a la atmosférica; de ese modo el sistema se reduce a considerar sólo la fase que concierne al agua. Este enfoque es a menudo llamado la aproximación de Richard y es precisamente la variante de modelos de medio continuo que se emplea en este trabajo.

En la mayoría de las aplicaciones que emplean la ecuación de Richard se obtiene una buena aproximación, sin embargo, hay algunas ocasiones en las que la fase aire puede retardar significativamente el movimiento de la fase líquida, por lo que se debe emplear el modelo de doble fase (Bining, 1994).

Como se ha observado, dado el objetivo de este trabajo, se hace especial énfasis en obtener los datos para la modelación y su efecto ambiental en un sistema acuífero. Sin embargo, para tener un panorama general de las ecuaciones gobernantes que se resuelven en el modelo numérico, que constituye la última etapa de este trabajo, a continuación se hace una revisión concisa de las ecuaciones empleadas en el modelo *VS2DT* desarrollado por la *USGS (United State Geological Survey)*. El *VS2DT* es un programa para resolver problemas de flujo y transporte de soluto para medios con saturación variable en una fase, esto es, el flujo de agua en la zona vadosa mediante el método de diferencias finitas. A continuación se indica la formulación de las principales ecuaciones que resuelve el programa. Primero se describe la ecuación para flujo según Lappala *et al.* (1987) y posteriormente la de transporte con base en los trabajos de Healy (1990).

a) Desarrollo teórico de la ecuación de flujo

La forma convencional de la ley de Darcy no describe adecuadamente el flujo de agua en la zona vadosa, debido al rápido decremento tanto de la conductividad hidráulica, cuando el contenido de agua disminuye, como del área transversal disponible para el flujo de agua en medios no saturados. En consecuencia, esta ley se ha extendido, asumiendo que la conductividad (K) es una función del potencial de presión (h) y/o contenido volumétrico de agua (θ) (Tindall *et al.*, 1999). La ecuación que describe el flujo de agua a igual temperatura se

desarrolla mediante la combinación de la ecuación de conservación de masa para agua asociada a la ecuación de flujo y almacenamiento de un líquido.

Ecuación de conservación de masa

Dado un volumen de medio poroso, v , delimitado por una superficie \bar{s} como se muestra en la Figura 4.11, la conservación de masa para un fluido requiere que se satisfaga la siguiente ecuación:

$$\int_v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} dv + \int_{\bar{s}} \rho \hat{u}_n d\bar{s} - \int_v \rho q dv = 0, \quad (4.3)$$

donde:

- ρ = densidad del líquido, $[\text{ML}^{-3}]$;
- s = saturación del líquido, $[\text{L}^0]$;
- ϕ = porosidad, $[\text{L}^0]$;
- t = tiempo, $[\text{T}]$;
- \hat{u}_n = flujo del líquido por unidad de área en la dirección n , la cual es normal a \bar{s} , $[\text{LT}^{-1}]$ y
- q = término que indica el contenido volumétrico añadido o extraído del volumen v , por unidad de volumen por unidad de tiempo, $[\text{T}^{-1}]$.

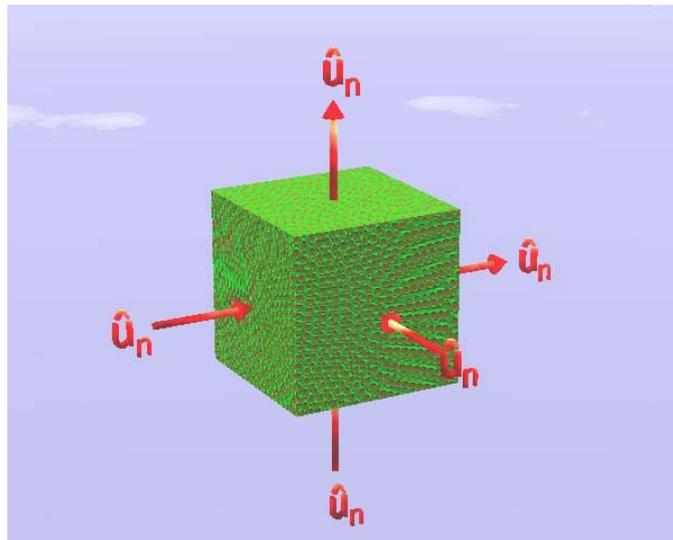


Figura 4.11. Elemento general de volumen, v , usado para el desarrollo del balance de masa del fluido. Se denota por \hat{u}_n el flujo del fluido normal a cada cara.

La ecuación 4.3 establece que la tasa de cambio de la masa almacenada en v se debe balancear mediante la suma del flujo del líquido a través de las fronteras de la superficie de v y del líquido añadido o removido del sistema.

Para esta conceptualización se asume que el volumen v es suficientemente pequeño de tal modo que la densidad (ρ), la saturación (s) y la porosidad (ϕ) se pueden considerar valores constantes representativos, de manera que el primer término de la ecuación 4.3 se puede expresar como:

$$\int_v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} dv = v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t}. \quad (4.4)$$

Así mismo, el tercer término toma la siguiente forma:

$$\int_v \rho q dv = \rho q v. \quad (4.5)$$

Al sustituir las dos últimas equivalencias en la ecuación 4.3, se obtiene que:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} + \int_{\bar{s}} \rho \hat{u}_n d\bar{s} - \rho q v = 0. \quad (4.6)$$

Ecuación de flujo

El flujo de un fluido normal a la superficie \bar{s} delimitando un volumen v está descrito por la ley de Darcy extendida a condiciones de saturación variable según lo expresa la siguiente ecuación:

$$\hat{u}_n = - \frac{\overline{K} K_r(h) \rho g}{\mu} \frac{\partial H}{\partial n}, \quad (4.7)$$

donde:

- \overline{K} = permeabilidad intrínseca del medio, $[L^2]$;
- $K_r(h)$ = conductividad hidráulica relativa como una función de la carga de presión, $[L^0]$;
- h = carga hidráulica de presión, $[L]$;
- g = aceleración gravitacional, $[LT^{-2}]$;

- μ = viscosidad dinámica del líquido, $[\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}]$ y
 H = potencial total del líquido, expresado como altura de una columna de éste, $[\text{L}]$.

Por otra parte, la relación entre la conductividad hidráulica en saturación (K_s), y la permeabilidad intrínseca relativa (\bar{K}), se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$K_s = \frac{\bar{K} \rho g}{\mu}, [\text{LT}^{-1}]. \quad (4.8)$$

Cabe señalar que la densidad y la viscosidad se consideran constantes en el programa, por lo que la conductividad hidráulica en saturación se emplea como una propiedad del medio.

Bajo condiciones de saturación variable, el potencial hidráulico total (H), involucra dos componentes:

$$H = h + h_z, \quad (4.9)$$

donde: h_z = potencial de elevación, $[\text{L}]$.

Debajo del nivel freático, el potencial de presión, h , es proporcional al peso del agua a partir de dicho nivel y, por tanto, incrementa con la profundidad. Sin embargo, por encima de éste el medio poroso retiene el agua mediante fuerzas de adsorción y capilaridad.

El modelo emplea el potencial hidráulico total (H) como la principal variable independiente porque esto permite un tratamiento unificado para ambos casos en el medio: saturación y no saturación. Las interfaces entre ambas condiciones son superficies donde el potencial de presión (h) es igual a la presión atmosférica, o cero. A lo largo de esas interfases, el potencial total (H) es igual al potencial de elevación (h_z) como se indica en la Figura 4.12.

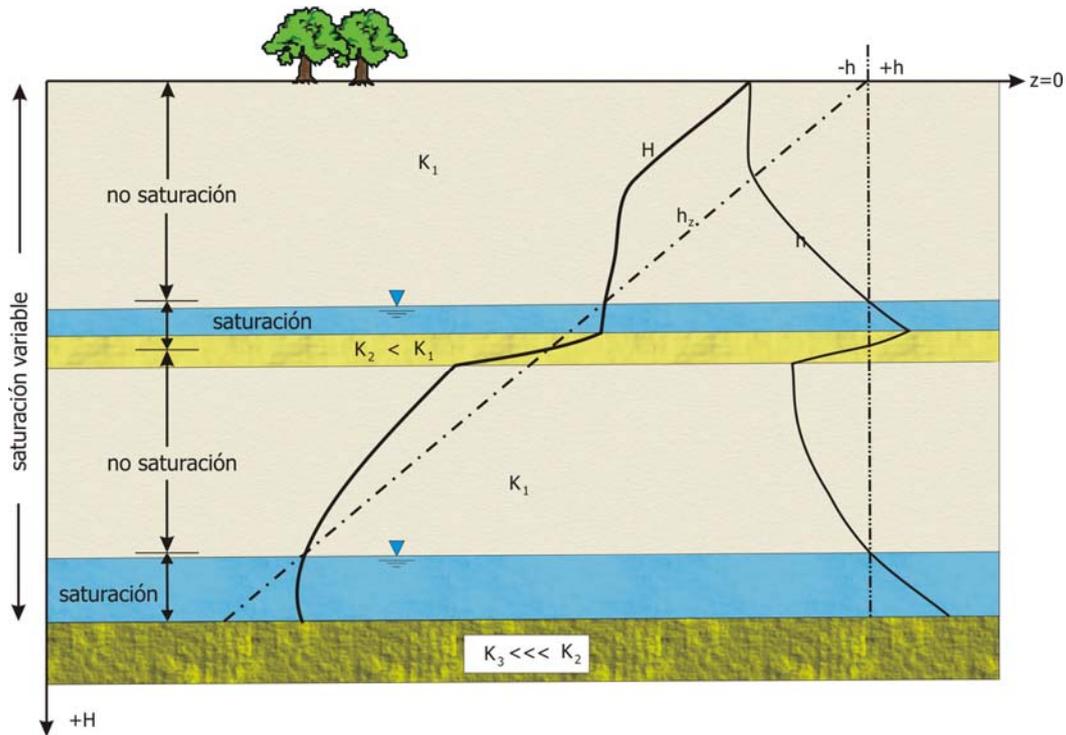


Figura 4.12. Relación entre elevación (z), potencial de elevación (h_z), potencial de presión (h) y potencial total (H) en función de distintos niveles de saturación (modificado de Lappala et al., 1987).

Al sustituir la ecuación 4.7 en 4.6 se obtiene:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} + \int_{\bar{s}} \rho \left(-\frac{\bar{K} K_r(h) \rho g}{\mu} \frac{\partial H}{\partial n} \right) d\bar{s} - \rho q v = 0, \quad (4.10)$$

y al sustituir la ecuación 4.8 en la 4.10 se reduce a:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} - \int_{\bar{s}} \rho K_s K_r(h) \frac{\partial H}{\partial n} d\bar{s} - \rho q v = 0, \quad (4.11)$$

donde todos los términos se tienen unidades de masa por unidad de tiempo [MT^{-1}].

Si todas las cantidades dentro de la integral se consideran constantes en cada una de las \bar{m} caras de un volumen curvilíneo poligonal, v , como un cubo o un cilindro, la ecuación 4.11 se puede aproximar mediante:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} - \sum_{k=1}^{\bar{m}} \left(\rho K_s K_r(h) A_k \frac{\partial H}{\partial n_k} \right) - \rho q v = 0, \quad (4.12)$$

donde A_k es el área de la k -ésima cara en la cual n_k es ortogonal.

El primer término de la ecuación 4.12 expresa el agua que se retiene. Derivando parcialmente, se tiene que:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} = v \left[\rho \phi \left(\frac{\partial s}{\partial t} \right) + \rho s \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + s \phi \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right) \right]. \quad (4.13)$$

Los tres términos entre paréntesis del lado derecho de la ecuación 4.13 aluden a distintas causas de almacenamiento en el volumen v . El primero indica cambios en la saturación del líquido, el segundo a la compresión o expansión del espacio de los poros del medio y el último a la compresión o expansión del líquido.

Debido a que la principal variable dependiente en el modelo es el potencial hidráulico total, H , los términos de almacenamiento se pueden escribir en términos de H mediante el uso de la regla de la cadena, que al ser aplicada resulta en:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} = v \left[\rho \phi \left(\frac{\partial s}{\partial H} \right) + \rho s \left(\frac{\partial \phi}{\partial H} \right) + s \phi \left(\frac{\partial \rho}{\partial H} \right) \right] \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (4.14)$$

Si se tiene en cuenta que el contenido volumétrico de agua, θ se puede expresar como:

$$\theta = \phi s, \quad (4.15)$$

y si se define a la capacidad de humedad específica, c_m de la siguiente manera:

$$c_m = \frac{\phi \partial s}{\partial H} = \frac{\partial(\phi s)}{\partial H} = \frac{\partial \theta}{\partial H}, \quad (4.16)$$

entonces el primer término del lado derecho de la ecuación 4.14 toma la forma:

$$v \rho \phi \frac{\partial s}{\partial H} = v \rho c_m. \quad (4.17)$$

Por otra parte, para reducir los demás términos de la ecuación 4.13, se definen α y β como se indica a continuación:

$$\alpha = \frac{\partial \phi}{\partial p}, \quad (4.18)$$

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p}. \quad (4.19)$$

Con las dos últimas ecuaciones, se pueden expresar del siguiente modo las derivadas parciales de los dos últimos términos del lado derecho de la ecuación 4.13:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial \phi}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial t} = \alpha \frac{\partial p}{\partial t}, \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial t} = \rho \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{1}{\rho} \right) \frac{\partial p}{\partial t} = \rho \beta \frac{\partial p}{\partial t}. \quad (4.21)$$

Al emplear las últimas dos ecuaciones, se puede obtener la siguiente relación:

$$\rho \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \frac{\partial \rho}{\partial t} = \rho \alpha \frac{\partial p}{\partial t} + \rho \phi \beta \frac{\partial p}{\partial t} = \rho (\alpha + \phi \beta) \frac{\partial p}{\partial t}. \quad (4.22)$$

Por otra parte, se tiene que:

$$h = z + \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho(p) g}. \quad (4.23)$$

Si el fluido es incompresible, es decir $\rho = \text{constante}$,

$$(4.24)$$

$$h = z + \frac{p}{\rho g}.$$

Al derivar parcialmente ambos miembros de la ecuación 4.24 resulta lo siguiente:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \rho g \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (4.25)$$

Si se sustituye la ecuación 4.25 en la 4.22, se tiene que:

$$\rho \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \frac{\partial \rho}{\partial t} = \rho \alpha \frac{\partial p}{\partial t} + \rho \phi \beta \frac{\partial p}{\partial t} = \rho \rho g (\alpha + \phi \beta) \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (4.26)$$

Y, si además se define el almacenamiento específico, S_s , como

$$S_s = \rho g (\alpha + \phi \beta), \quad (4.27)$$

se tiene que al sustituir las ecuaciones 4.17, 4.26 y 4.27 en la ecuación 4.14, la expresión para el primer término de la ecuación 4.11, toma la forma:

$$v \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} = v [\rho (c_m + s S_s)] \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (4.28)$$

De esta manera, al sustituir la ecuación 4.28 en la 4.11, y, al considerar que la dependencia funcional de s , ϕ y ρ respecto a H es nula, excepto para el potencial de presión, h , se obtiene la siguiente forma equivalente de la ecuación de Richard para medios variablemente saturados:

$$v [\rho (c_m + s S_s)] \frac{\partial H}{\partial t} - \int_{\bar{s}} \rho K_s K_r(h) \frac{\partial H}{\partial n} d\bar{s} - \rho q v = 0. \quad (4.29)$$

Ahora bien, la ecuación anterior se puede aproximar mediante:

$$v [\rho (c_m + s S_s)] \frac{\partial H}{\partial t} - \sum_{k=1}^{\bar{m}} \left(\rho K_s K_r(h) A_k \frac{\partial H}{\partial n_k} \right) - \rho q v = 0. \quad (4.30)$$

Esta es la forma de la ecuación no lineal de flujo que se resuelve por el código del programa *V2SDT*. La solución de la ecuación 4.30 requiere que se especifiquen valores iniciales de H en cualquier parte del dominio de la solución. Esas condiciones iniciales generalmente representan algún tipo de estado estacionario o de equilibrio, por ejemplo, en el nivel freático. Por otra parte, el almacenamiento específico, S_s , generalmente se considera sólo en condiciones de saturación variable (Figura 4.12) y se desprecia en condiciones de no saturación, que es precisamente el caso que se empleó para modelar la zona de estudio.

El último parámetro por definir en la ecuación 4.30 es la conductividad hidráulica relativa, $K_r(h)$. Sin embargo, no hay relaciones universales para este parámetro. A lo largo de la historia, se han propuesto diversas relaciones empíricas. En la Tabla 4.1 se muestra un resumen de algunas de las expresiones que la definen. Las ecuaciones anteriores (4.3-4.30) son relativamente conocidas y no han tenido cambios sustanciales en las últimas décadas; sólo se han empleado con algunas variantes, simplificaciones o extensiones. Algunos ejemplos de estas últimas son su uso en dos o tres dimensiones (Šimůnek *et al.*, 1995; Zyvolosky *et al.*, 1997; Pruess *et al.*, 1999), la inclusión de la fase de transporte mediante vapor y volatilización (Scanlon *et al.*, 2003), extensión a flujo de múltiples fases, tales como agua, aire y/o aceite (Pruess y Battistelli, 2002), entre muchas otras. A pesar de la amplia gama de posibles inclusiones, aún es reducido el campo de aplicabilidad de estas formulaciones en casos fuera del laboratorio debido a la necesidad de definir los diferentes parámetros que constituyen las condiciones iniciales y de frontera.

Como se ha mencionado antes, este trabajo de tesis se circunscribe al flujo unidimensional de agua en estado líquido sin incluir otras fases, por lo que es suficiente emplear la ecuación 4.30 con alguna de las formulaciones de la Tabla 4.1. El modelo de van Genuchten (1980) es uno de las más recientes. Esa fue una razón por la cual se empleó esta aproximación en la implementación del modelo numérico asociado a la zona de estudio. Por tal motivo, a continuación se indican otras relaciones funcionales dentro de esa misma formulación.

Tabla 4.1

Expresiones que definen la conductividad hidráulica K en función del contenido de humedad o del potencial de presión

Expresión	Autor
$K(h) = \frac{a}{h}$	Baver y Gardner, 1972
$K(h) = a(b + h^n)^{-1}$	Childs y Collins-George, 1950a
$K(h) = \frac{K_s}{\left[1 + \left(\frac{h}{h_c}\right)^n\right]}$	Gardner, 1958
$K(h) = \frac{K_s}{b + h^n}$	Childs y Collins-George, 1950b
$K(\theta) = a(\theta)^n$	Marshall y Colmes, 1979
$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^n$	Brooks y Corey, 1964
$K(\theta) = K_s \exp(ah)$	Mualem, 1976
$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{1/\delta} \right)^\delta \right]^2$	van Genuchten, 1980

$$K(\theta) = K_s K_r = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{1/\delta} \right)^\gamma \right]^2 \quad (4.31)$$

$$s = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^n)^\gamma} \quad (4.32)$$

$$K_r = \frac{(1 - C D^{-\gamma})^2}{D^{\gamma/2}} \quad (4.33)$$

$$C = (\alpha h)^{n-1} \quad (4.34)$$

$$D = 1 + |\alpha h|^n \quad (4.35)$$

en donde:

$$\begin{aligned} \delta &= 1 - 1/n \\ \alpha, n, \delta &= \text{constantes} \\ \theta &= \text{contenido volumétrico de humedad, [L}^0\text{]} \text{ y} \\ \theta_r &= \text{contenido volumétrico de humedad residual, [L}^0\text{]}. \end{aligned}$$

En el Apéndice A se muestran diferentes tipos de terrenos así como sus respectivos parámetros para su inclusión en la ecuación 4.30 y en la formulación de van Genuchten. Estos valores son ampliamente mostrados y comparados en la literatura, por lo que aquí no se considerará análisis alguno de dichos valores. Dicha tabla es sólo como referencia.

Las condiciones de frontera pueden ser de flujo de líquido a través de la frontera, de potencial total a través de la frontera, o de la combinación de ambas. El programa *VS2DT* tiene subrutinas que permiten la introducción de la evaporación y la precipitación de forma independiente.

Una vez establecida la ecuación 4.30, además de la aproximación de conductividad seleccionada (Tabla 4.1), el siguiente paso radica en resolverla numéricamente. El algoritmo de resolución de este esquema está fuera de los alcances de este trabajo de tesis.

Por su parte, el programa *VS2DT* tiene distintos módulos que integran algunas de las funciones de la Tabla 4.1.

b) Desarrollo teórico de la ecuación de transporte

Para los propósitos de este trabajo, el transporte de soluto queda descrito por la ecuación de advección-dispersión. El desarrollo que lleva a dicha ecuación se basa en el principio de conservación de masa y en la ley de Fick. Los detalles de su derivación están fuera de los alcances de esta tesis, pero se pueden analizar en textos como Bear (1972).

Básicamente, hay tres mecanismos que afectan el movimiento de soluto bajo condiciones de saturación variable: (1) transporte advectivo, en el cual los solutos se mueven con el flujo de agua; (2) dispersión hidrodinámica, en la cual la difusión molecular y la variabilidad de la velocidad del fluido causan la propagación del soluto en torno a la dirección del flujo de agua y (3) fuentes y extracciones, incluyendo aquellas donde agua de una determinada concentración química se introducen en el sistema, así como reacciones químicas tales como decaimiento radioactivo o adsorción hacia la fase sólida. La ecuación de advección-dispersión que describe el transporte de soluto bajo condiciones de saturación variable se puede escribir como (Bear, 1972):

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \nabla \cdot \theta \overline{\overline{D_h}} \nabla c - \theta \bar{v} c + SS, \quad (4.36)$$

donde:

θ	=	contenido volumétrico de agua, adimensional;
c	=	concentración del constituyente químico, $[ML^{-3}]$ (masa por unidad de volumen de agua;
t	=	tiempo, [T];
$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$	=	operador, $[L^{-1}]$;
$\overline{\overline{D_h}}$	=	tensor de dispersión hidrodinámica, $[L^2T^{-1}]$;
\bar{v}	=	vector de velocidad de flujo, $[LT^{-1}]$ y
SS	=	fuente/sumidero, $[ML^{-3}T^{-1}]$.

El primer término en el lado derecho de la ecuación 4.36 alude a la divergencia del flujo de soluto debido a la dispersión hidrodinámica. A diferencia de lo que ocurre en la zona saturada, cuando el contenido de agua decrece, la velocidad de poro también disminuye y la geometría de la fase líquida en los poros que conducen agua cambia, lo que ocasiona una menor oportunidad de mezcla e incrementa la tortuosidad (Toride *et al.*, 2003).

La dispersión hidrodinámica incluye la difusión molecular y la dispersión mecánica. La difusión molecular es un proceso que ocurre principalmente por el movimiento aleatorio de moléculas en un fluido y por variaciones en las concentraciones de soluto. En ausencia de flujo de agua, las moléculas de soluto se mueven desde zonas con alta concentración hasta otras con una menor, con una tendencia a que la concentración se iguale. La dispersión mecánica, por otra parte, se debe a variaciones en los campos de velocidades a un nivel microscópico. Éstas se relacionan con la naturaleza tortuosa de las vías de flujo a través de medios porosos y las diferencias de velocidad que ocurren a lo largo de un solo poro. El segundo término en el lado derecho de la ecuación 4.36 representa la divergencia del flujo advectivo. Este término considera el cambio en las concentraciones de soluto debido al movimiento y arrastre del soluto asociado al movimiento del agua.

Matemáticamente, la dispersión hidrodinámica ($\overline{\overline{D_h}}$) se puede expresar como la suma del tensor de dispersión mecánica ($\overline{\overline{D_m}}$) y del tensor de difusión molecular ($\overline{\overline{D}}$), es decir:

$$\overline{\overline{D_h}} = \overline{\overline{D}} + \overline{\overline{D_m}}. \quad (4.37)$$

Las componentes i, j de ambos tensores se definen como sigue. Para el tensor de difusión molecular ($\overline{\overline{D}}$):

$$\overline{\overline{D_{ij}}} = \alpha_T |v_i| \delta_{ij} + \frac{\alpha_L - \alpha_T}{|v|}. \quad (4.38)$$

Y para el tensor de dispersión mecánica ($\overline{\overline{D_m}}$):

$$\overline{\overline{\overline{D_{mij}}}} = D_d |v| \delta_{ij} \tau_{ij}, \quad (4.39)$$

donde:

$$\begin{aligned}
 \alpha_T &= \text{dispersividad transversal del medio poroso, [L]}; \\
 |v| &= \text{magnitud del vector de velocidad, [LT}^{-1}\text{]}; \\
 \delta_{ij} &= \text{delta Kronecker, adimensional, definido como:} \\
 &= 1 \quad \text{si} \quad i = j \\
 &= 0 \quad \text{si} \quad i \neq j; \\
 \alpha_L &= \text{dispersividad longitudinal del medio poroso, [L]}; \\
 v_i &= i\text{-ésima componente del vector velocidad, [LT}^{-1}\text{]}; \\
 D_d &= \text{coeficiente de difusión molecular del soluto en} \\
 &\quad \text{agua, [L}^2\text{T}^{-1}\text{]} \text{ y} \\
 \tau_{ij} &= \text{tortuosidad, adimensional.}
 \end{aligned}$$

Por otra parte, en el programa *VS2DT*, α_T y α_L son tratadas como parámetros con un valor constante. Para el desarrollo del algoritmo, se asume que la tortuosidad es constante y uniformemente alineada con los ejes x , y y z , así que $\tau_{xx} = \tau_{zz} = \tau$ y $\tau_{xz} = \tau_{zx} = 0$. Entonces, al establecer:

$$D_m = D_d \tau, \quad (4.40)$$

se cancelan las componentes en xz y en zx . Además, si se considera que para este trabajo sólo se realiza la modelación en una dimensión (z), cualesquier otras componentes en x y en y se cancelan. De este modo, se tiene que el tensor de dispersión hidrodinámica puede escribirse como:

$$D_{hzz} = \alpha_L \frac{v_z^2}{|v|} + D_m. \quad (4.41)$$

De acuerdo a la ecuación 4.40, para determinar la dispersión mecánica (D_m) se requieren establecer los valores de la tortuosidad (τ) y del coeficiente de difusión molecular (D_d). La tortuosidad (τ) es un factor adimensional, en un rango de 0.3 a ~ 0.7 para la mayoría de los suelos (van Genuchten y Wierenga, 1976). A partir de una revisión de los datos procedentes de medios no consolidados obtenidos por varios investigadores, Perkins y

Johnson (1963) sugieren que un valor τ de aproximadamente 0.7070, al igual que Gillham y Cherry (1982). Por su parte, Bear (1972), sugiere que el valor de 0.67 es el mejor para materiales granulares. Dada la naturaleza de los materiales que se integran en el programa *VS2DT*, se emplea el último valor de forma interna, es decir, dentro del código y no puede ser modificado por el usuario. Lo anterior se debe a que la mayor parte de su formulación se basó en el texto de Bear (1972). Por otra parte, el valor del coeficiente de difusión molecular (D_d) se puede determinar a partir de la literatura.

En medios porosos saturados, la dispersividad es en teoría una propiedad de la geometría de la matriz porosa. Sin embargo, datos experimentales muestran diferencias de varios órdenes de magnitud, dependiendo la escala de estudio. Así, para experimentos en laboratorio, la dispersividad tiene valores del orden de centímetros, mientras que para casos en el campo son de varios metros.

Además de las diferencias mencionadas, hay muchas interrogantes todavía en lo que respecta a condiciones de no saturación. Aun considerando las diferencias existentes de la dispersividad en condiciones de saturación, varios autores concuerdan en el empleo de los estudios de Gelhar (1992) como criterio de comparación para sus investigaciones. Debido a la dependencia de este parámetro con el contenido de humedad, distintos investigadores tienden a considerar que el valor máximo de dispersión ocurre para valores de θ cercanos a 1; siguiendo un criterio semejante al de la conductividad hidráulica, en la que, en condiciones de no saturación, es menor a la que tiene lugar en saturación. Sin embargo, actualmente los estudios en zonas variablemente saturadas no son concluyentes, como lo indica Toride *et al.*, (2003).

Debido a la incertidumbre en la determinación de este parámetro aun en estudios especialmente dedicados a su obtención, para este trabajo se empleó el coeficiente de difusión a partir de la Figura 4.13, como lo hacen la mayoría de los estudios en la zona saturada y algunos de la zona vadosa.

El último término de la ecuación 4.36, SS , se puede dividir en dos categorías generales: (1) masa de soluto que es introducida por fuentes o removida por sumideros y (2) masa de soluto que se introduce o remueve a partir de reacciones químicas que ocurren en el agua dentro del sistema o que tienen lugar entre el agua y la fase sólida. Para la metodología de este trabajo sólo se consideró la primera categoría, ya que no se incluyó ningún tipo de reacción química en el agua del canal de aguas residuales o con el medio circundante. Para la modelación de transporte, se simuló una fuente de contaminación constante en superficie para expresar los resultados en términos de concentración relativa. Al tratarse de un contaminante conservativo (sin reacciones químicas), se empleó el coeficiente de difusión del Cloruro (Cl^-).

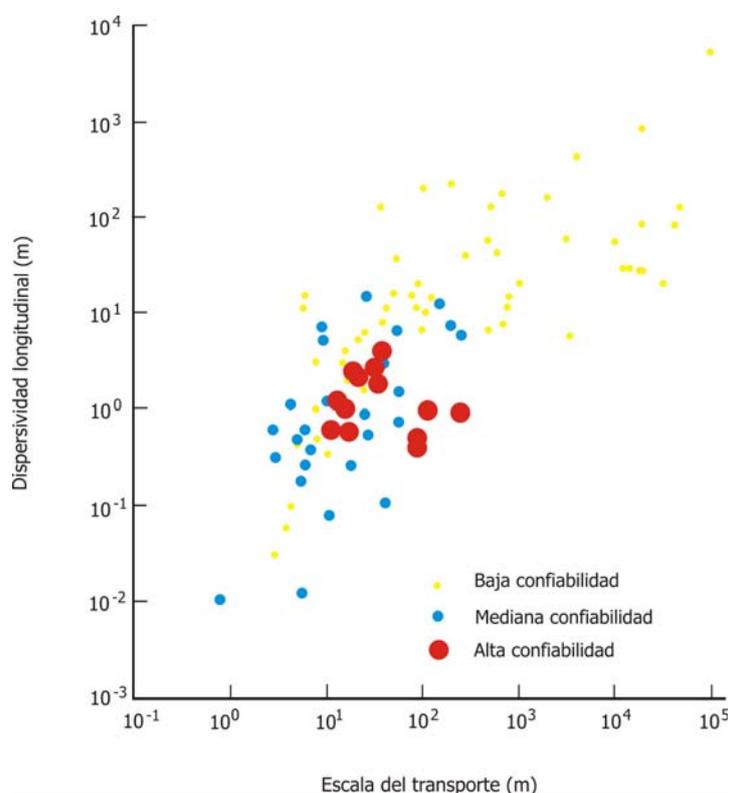


Figura 4.13. Dispersividad longitudinal versus escala del transporte modelado. (Gelhar et al., 1992).

Cabe señalar que cuando en el programa se selecciona la opción de transporte sin reacciones, éste incorpora automáticamente tanto el valor del coeficiente de difusión del cloruro como de la tortuosidad sin que el usuario pueda cambiarlos. Sin embargo, al seleccionar el transporte con reacciones, se pueden introducir otros parámetros.

Con base en las relaciones funcionales mostradas, se obtuvieron los resultados de los distintos escenarios que se presentarán en el próximo capítulo. Primero se muestran los datos obtenidos a partir de la instrumentación y técnicas ya expuestas para concluir con la integración de esos resultados en el modelo numérico.

Capítulo V

Resultados y Discusión

En este capítulo se dividen los resultados en tres partes principales. La primera involucra la caracterización geológica e hidrológica de la zona de estudio. En la segunda se indica el desempeño del equipo de monitoreo instalado. En la última se describen las condiciones asumidas para el modelo y la integración de los datos previos en la modelación. Además, se enumeran las condiciones de frontera y los resultados comparativos de cuatro modelos de infiltración en la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco, así como tres escenarios con el objeto de mostrar la dinámica del sistema como resultado del comportamiento de las fracturas.

5.1. Campañas de trabajo de campo en zona de estudio

Según se indicó en la sección 4.1, esta parte se divide conceptualmente en 1) la obtención de los parámetros geológicos y 2) determinación de parámetros hidrológicos en la zona vadosa. A continuación se presentan los resultados obtenidos en ambas categorías.

5.1.1. Caracterización geológica mediante sondeos eléctricos verticales y el pozo de monitoreo

Para la caracterización del medio geológico se recurrió a sondeos eléctricos verticales, un método indirecto, según se indicó en la sección 4.3.1. Se empleó la configuración *Schlumberger*. En la Figura 5.1 (a) se muestra la ubicación y orientación de los sondeos eléctricos verticales. Los resultados se muestran en la Figura 5.1 (b). Éstos se realizaron en febrero de 2005, antes de la época de lluvias para evitar alteraciones por efecto del contenido de humedad resultante. Posteriormente, en enero de 2006, se perforó un pozo de monitoreo con una profundidad de 80.35 metros con el fin de monitorear el nivel freático local y determinar la estratigrafía del terreno. El diámetro del ademe es de 12 pulgadas y la rejilla de 40 metros.

En la Figura 5.2 se muestra la máquina empleada en las obras de perforación en la zona de estudio. Por ser ésta de tipo rotatorio, no se obtuvieron los testigos de la perforación para hacer un análisis detallado del grado y orientación del fracturamiento del basalto, que es básicamente el material encontrado a partir de los doce metros. A partir de las obras de perforación, se determinó por inspección visual y táctil que la primera capa a partir de la superficie del suelo es de arcilla, con un espesor de unos doce metros. Estos dos materiales coinciden con los cortes litológicos de dos pozos perforados en Coatepec, uno a 0.9 km (donde se instaló el pluviógrafo y evaporímetro) y otro a 2 km. La clasificación mencionada anteriormente la determinó también la empresa que perforó los pozos. Más adelante se especifica por qué es más exacta la denominación franco-arcilloso, sin embargo, por simplicidad en la redacción, se seguirá empleando el término “arcilloso” o “arcilla” para referirse a la zona comprendida en los primeros doce metros. Parte de las secciones de dichos pozos se muestran en la Figura 5.3 (b) y (c), respectivamente, mientras que su ubicación se muestra en la Figura 5.4.

A pesar de que en las obras de perforación se encontraron dos tipos de materiales principales, para un estudio más detallado, al hacer la relación de los datos de los sondeos con los de la estratigrafía del pozo perforado y los otros dos ya mencionados, se determinaron cinco estratos correspondientes sólo a la zona vadosa.

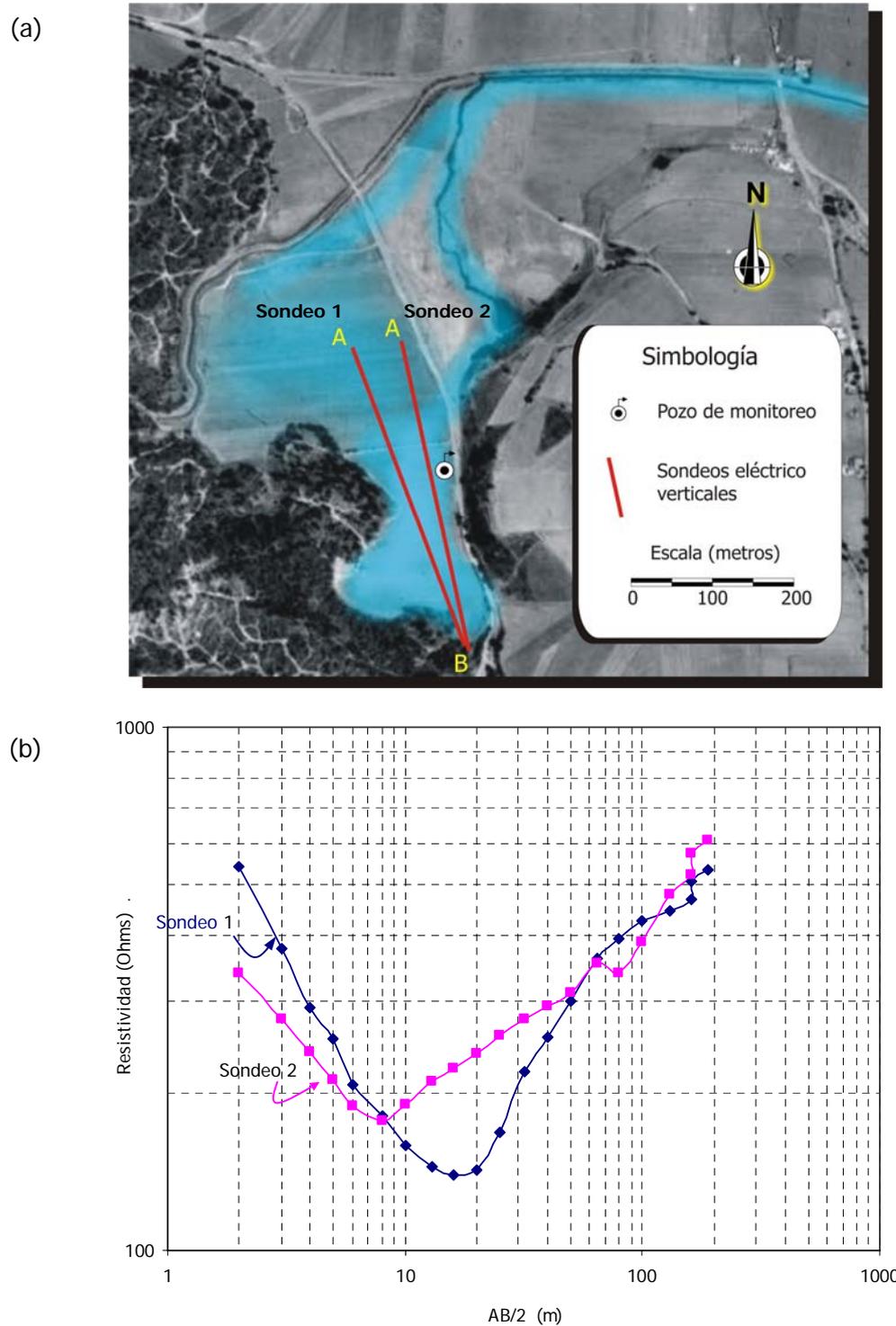


Figura 5.1. (a) Ubicación y orientación de los sondeos eléctricos verticales. La longitud AB de dichas líneas es de 390 metros. (b) Resistividad para los dos sondeos eléctricos verticales.

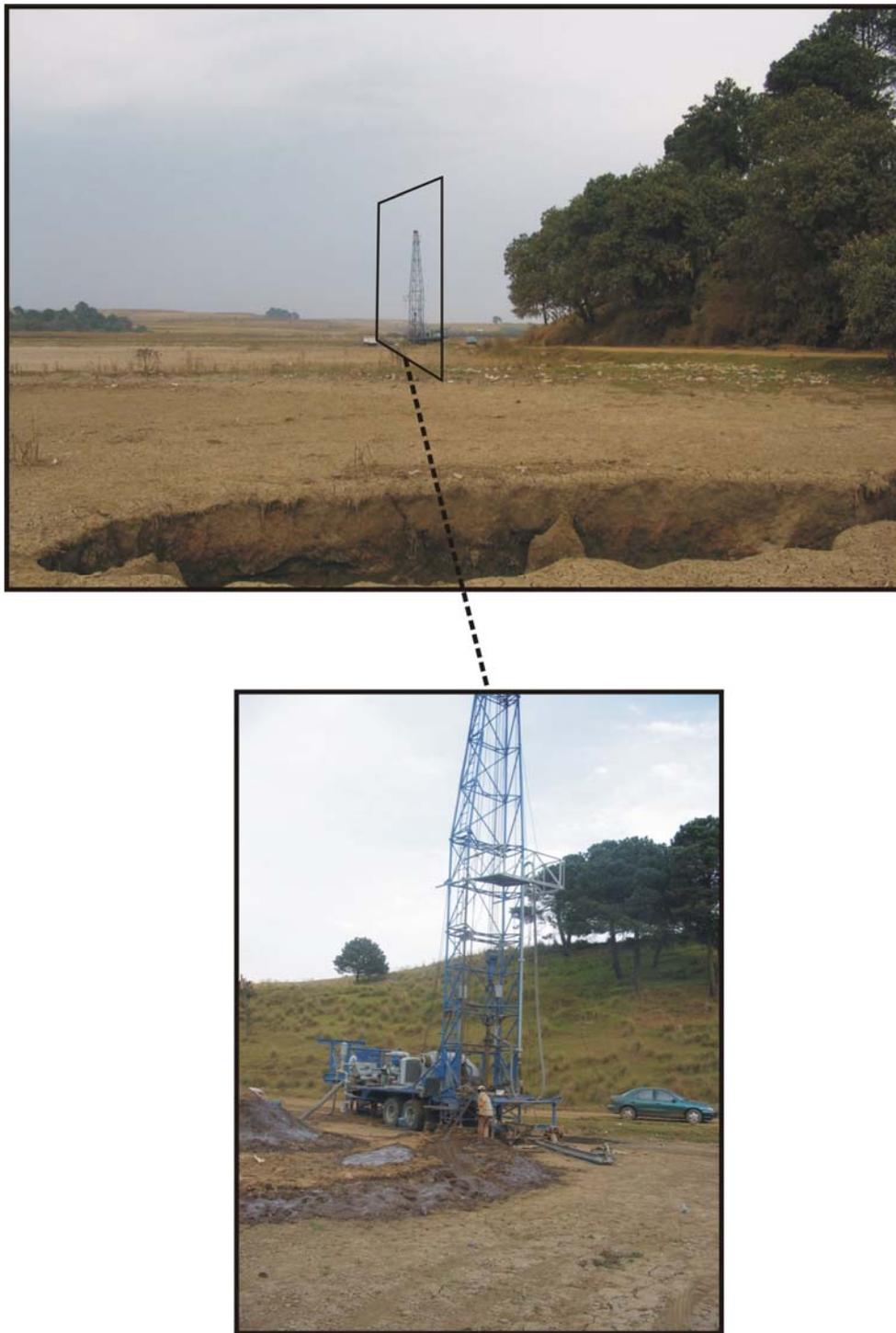


Figura 5.2. Obras del perforación de pozo de monitoreo en la zona de estudio durante diciembre de 2005. Su profundidad es de 80.35 metros. La localización en el plano del área se mostró en la Figura 5.1 (a).

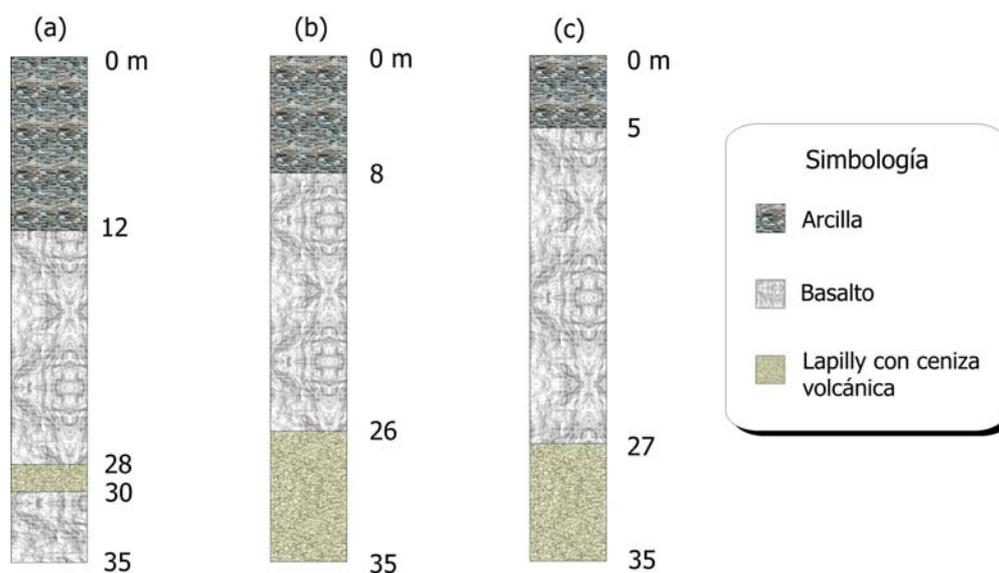


Figura 5.3. Cortes litológicos proporcionales verticalmente de los primeros 35 metros de: (a) pozo de monitoreo perforado en zona de estudio, (b) y (c) pozo de extracción de agua potable a 900 m y 2 km de la zona de fracturas, respectivamente.

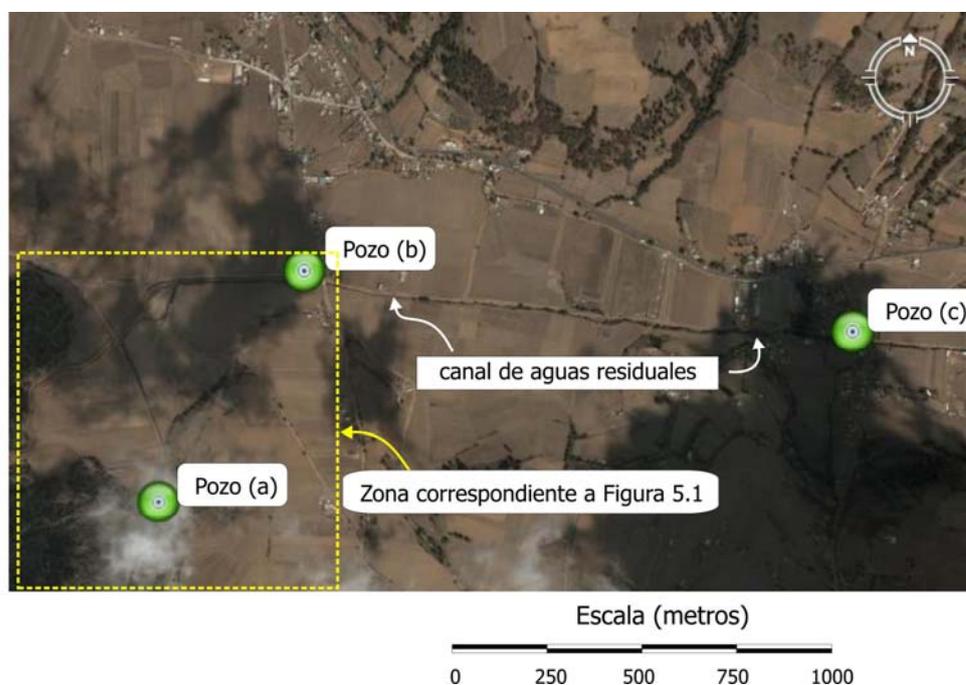


Figura 5.4. Ubicación de los pozos cuyo corte litológico aparece en la Figura 5.3. Los tres pozos siguen la trayectoria del canal de aguas residuales.

Las primeras dos capas asociadas a la arcilla y los otros tres al basalto. La calibración de los sondeos eléctricos verticales se llevó a cabo mediante el programa *Qwseln*. Las líneas continuas de la Figura 5.5 son el resultado de la calibración del sistema. Las mediciones en campo están marcadas con rombos para el sondeo 1 y con cuadros para el sondeo 2. Como se puede apreciar, la aproximación tiene un porcentaje de error de 8.2% y de 3.7 % para los sondeos 1 y 2, respectivamente. En las gráficas de la Figura 5.5 en la primera columna se indica la resistividad del estrato cuyo espesor está indicado en la segunda columna. Nótese que el último valor de la segunda columna no está determinado porque la prospección del sondeo detecta el cambio de material, es decir, las fronteras intermedias.

5.1.2. Determinación de parámetros hidrológicos en la zona vadosa

En la Figura 5.6 se indican las distintas regiones consideradas en la determinación de datos hidrológicos de la zona de estudio. El objetivo de dividir las áreas de ese modo es mostrar lo representativa que es la medición del caudal de aguas residuales en el punto seleccionado. En la parte (a) de esta figura, la *zona A* corresponde al área que aporta agua al canal de aguas residuales, misma que se cuantifica en el *punto A*. Dentro de dicha zona hay un manantial y descargas de drenajes de varias comunidades aguas arriba. Tiene una superficie de unos 6.5 km². El medidor de nivel del canal de aguas residuales se halla exactamente en dicho punto y el pluviógrafo y evaporímetro se localizan a 15 metros al noroeste del *punto A*. El medidor de contenido de humedad se encuentra a 120 metros al sureste del pozo de monitoreo.

En las ocho pruebas realizadas con el permeámetro *Guelph* y con el tensiómetro del mismo fabricante en la *zona de inundación* (Figura 5.6), cuatro con cada uno, se encontró un promedio de conductividad hidráulica saturada de 32.71 m/año, el valor más alto fue de 37.23 m/año y el menor de 30.46 m/año. Lo anterior corresponde, de acuerdo a Clapp y Homberger (1978), con un material franco-arcilloso, lo que a su vez concuerda con los materiales descritos en la sección anterior (Figura 5.3).

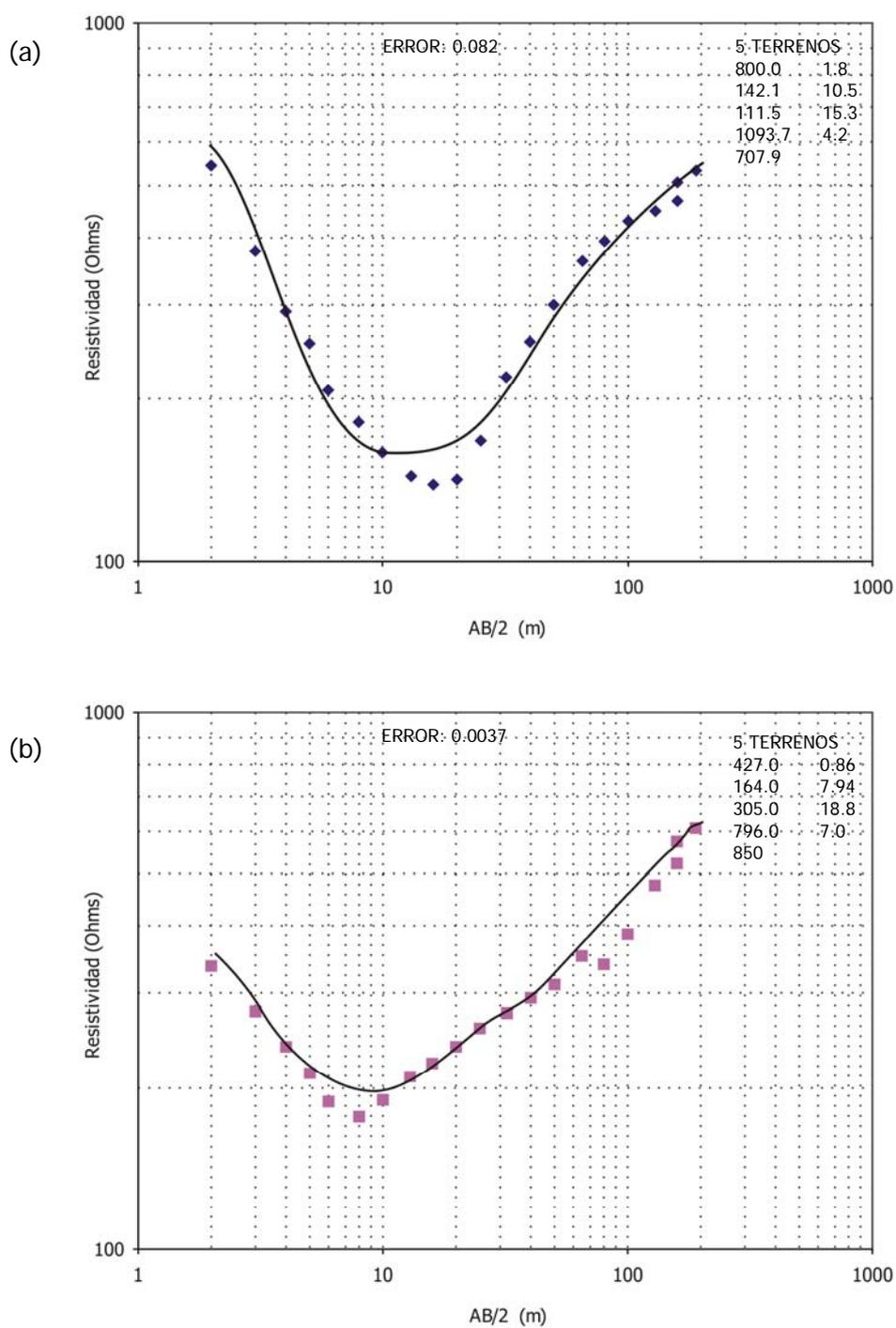


Figura 5.5. Calibración de sondeos eléctricos verticales generados por el programa Qwseln. (a) Sondeo 1 y (b) Sondeo 2. Nótese el bajo error en ambas aproximaciones (8.2% y 3.7% respectivamente). Las líneas continuas son resultado de la calibración y los rombos y cuadrados son las mediciones del campo.

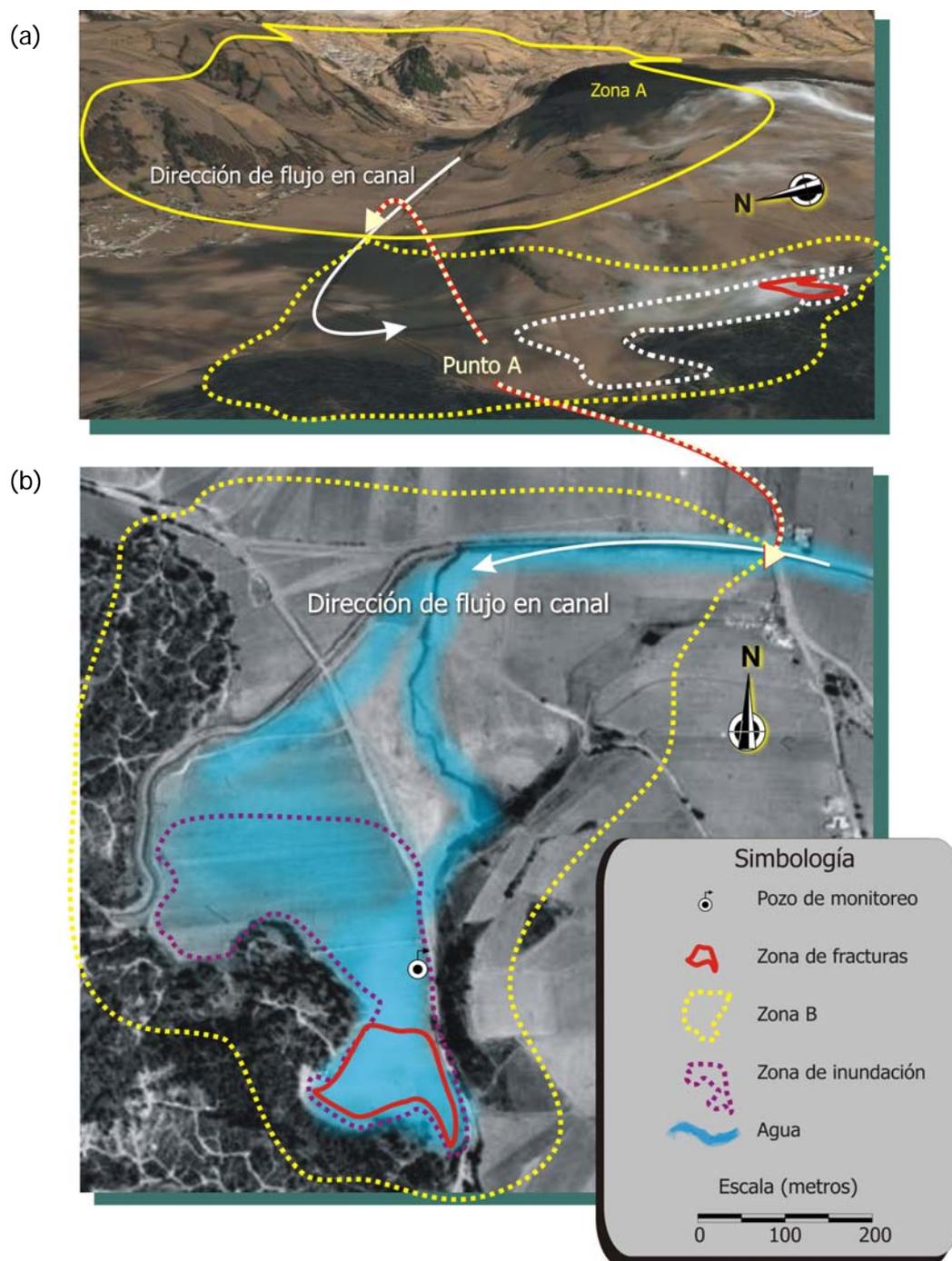


Figura 5.6. En (a) se muestra la “zona A”, que representa el área de 6.5 km^2 que contribuye al canal de aguas residuales antes del “punto A”. En (b) se muestra la “zona B” de 0.464 km^2 , junto con otras regiones de la zona de estudio. La zona máxima de inundación tiene un área de 0.156 km^2 .

Como se indicó en la sección 4.3.2, en septiembre de 2006 se midió en la *zona de inundación* (Figura 5.6) mediante los minipiezómetros, con lo que se determinó una conductividad hidráulica saturada de 29.5 m/año. La diferencia respecto al promedio anterior puede ser el resultado de la saturación del suelo previa a la segunda prueba.

En este punto es necesario indicar que no se realizó un análisis exhaustivo del tipo de suelo (composición química, granulometría, etcétera) porque, como se ha mencionado antes, el esquema con el que se representó este medio fracturado es un modelo de medio continuo. Esto implica que para simular la contribución de las fracturas hay que emplear parámetros de un medio con mayor conductividad hidráulica que el real para su inclusión en el modelo conceptual. Si se determina con exactitud la naturaleza de un medio y este se emplea en el modelo, se estaría despreciando el efecto de las fracturas.

5.2. Desempeño de equipo de monitoreo empleado para la caracterización de la zona de estudio

Para la evaluación del desempeño de los distintos equipos, en esta sección se considera su respuesta en laboratorio. Se incluye una breve descripción de los principales problemas encontrados en su diseño, construcción, pruebas e instalación así como su modo de sortearlos. Además, se incluyen los resultados de estos dispositivos en el campo. Cabe mencionar que se hizo un esfuerzo especial para incluir el menor número posible de conceptos técnicos del área de electrónica para no oscurecer el tema central de la tesis.

5.2.1. Pluviógrafo y evaporímetro

Según se describió en la sección 4.4, el pluviógrafo y evaporímetro emplean un mismo transductor de presión como elemento de medición, esto asegura una mayor precisión al efectuar las mediciones.

Una de las limitaciones del equipo es su incapacidad de medir correctamente la evaporación cuando el agua está congelada. Tampoco se puede estimar adecuadamente este parámetro cuando el tanque se desborda. En cuanto a la primer limitante, el período de mediciones no incluyó el invierno, por lo que no tuvieron lugar temperaturas tan bajas que congelaran el agua. En lo que respecta al segundo problema, hubo algunos días en los que

efectivamente se desbordó el tanque. Para esos casos, la evaporación se consideró igual al día más cercano con el mismo régimen de lluvia.

En la Figura 5.7 se muestra una fotografía de los equipos para medir evaporación y precipitación que se instalaron en la azotea de una estación de un pozo de extracción de agua potable en la zona de estudio (Figura 5.4, *pozo (b)*). Uno de los problemas en la instalación de este equipo fue el suministro de electricidad. En la estación mencionada no hay una toma de corriente de 127 Volts, que es la tensión nominal de alimentación del equipo diseñado. Como sólo hay un transformador de alta tensión (500 Volts) que alimenta la bomba del pozo, fue necesario retirar el aislamiento de los cables de alta tensión (Figura 5.7 (b)) y conectar un transformador reductor de tensión para obtener los 120 Volts que requiere el sistema.

Durante la instalación de esta derivación de alta tensión no hubo ningún incidente grave, sólo una explosión de mediana intensidad por un corto, pero un fusible de seguridad del equipo evitó un mayor percance. Además, para evitar la suspensión de las mediciones por fallas en la red eléctrica, se instaló un UPS (por sus siglas en inglés de fuente ininterrumpible de energía).

En la Figura 5.8 se grafica la respuesta del transductor de presión empleado. La curva teórica se basa en las hojas de especificaciones del fabricante. Se puede apreciar la alta linealidad de la respuesta del sistema así como un error despreciable respecto a la curva teórica.

En la Figura 5.9 (a) se muestra la precipitación medida mediante el pluviógrafo, mientras que en la Figura 5.9 (b) se grafica la evapotranspiración (ETP). Ésta se obtuvo al multiplicar la evaporación del tanque instalado por un factor de 0.7, valor típico para este tipo de tanque, y luego por 0.8 debido a la cubierta vegetal, de acuerdo al método de Penman (1948). Como una medida comparativa para comprobar la validez de estos datos, se hizo el cálculo de la ETP con los datos de una estación automática de muestreo según los datos del Servicio Meteorológico Nacional para el mismo período que abarcan las mediciones de los equipos instalados.

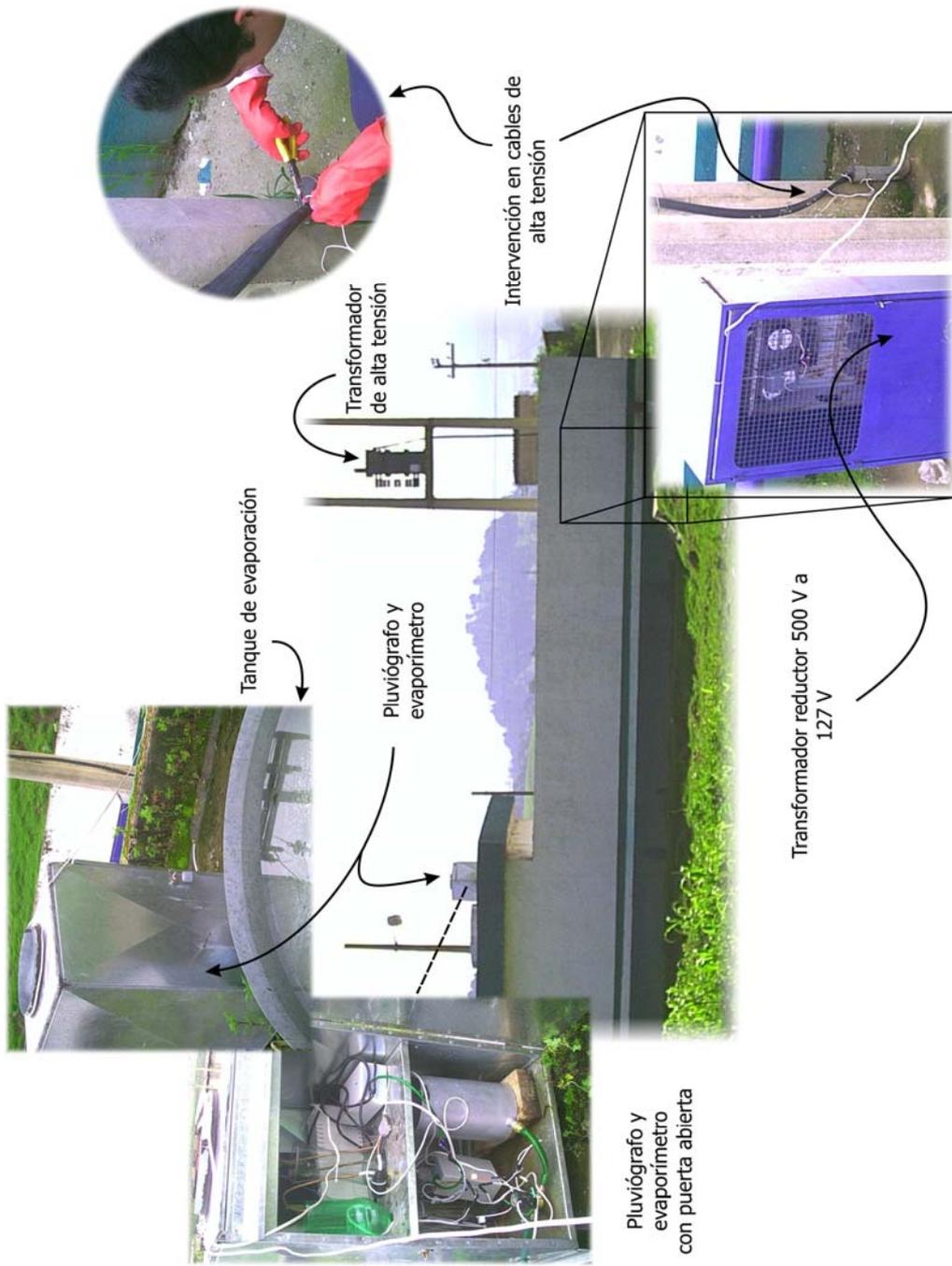


Figura 5.7. Instalación de los aparatos de medición de la precipitación y evaporación en la zona de estudio: (a) pluviómetro y tanque de evaporación y (b) derivación que se realizó en los cables de alta tensión para alimentar el sistema.

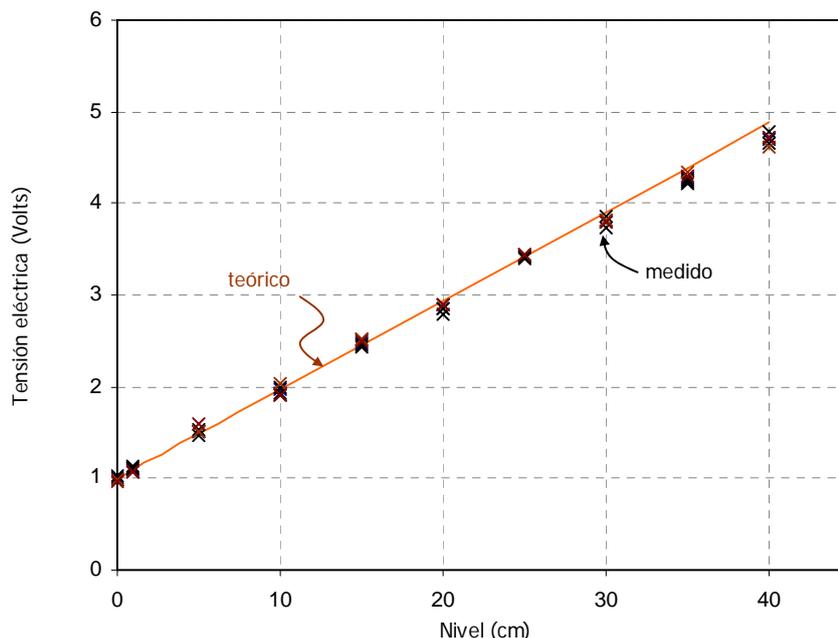


Figura 5.8. En la gráfica se muestra la calibración del sensor de presión empleado en el evaporímetro y en el pluviógrafo. Como se indicó en la sección 4.4.4, el error al medir la evaporación se reduce en un factor de 5 debido al sistema de medición empleado. Se puede apreciar el alto grado de linealidad para los primeros 15 centímetros.

En la Tabla 5.1 se resumen los parámetros en el cálculo de la ETP por el método de Penman (1948) para la Estación Tacubaya, que es la estación meteorológica automática más cercana con una altitud semejante a la de la zona de estudio. En la Tabla 5.2 se comparan los valores de ETP entre la Estación Tacubaya y la zona de estudio, obteniéndose resultados similares. Dado que en la estación automática no se proporcionan datos de las horas de insolación diarias, se consideraron arbitrariamente 7 horas de insolación para el cálculo de la ETP. Considerando este hecho, puede verse que los porcentajes de diferencia que oscilan entre el 5% y 12 % respecto a la Estación Tacubaya, que son aceptables, considerando los factores mencionados.

En lo que respecta a la verificación de la validez de los datos de precipitación, en la Figura 5.10 se pueden apreciar las curvas de precipitación acumulada de dos estaciones automáticas, para efecto de comparar la diferencia entre las tres. Como se puede apreciar en dicha figura, hay una diferencia casi cuatro veces mayor entre la Estación Tacubaya respecto a la Nevado de Toluca que de ésta respecto a la zona de estudio, por lo que el

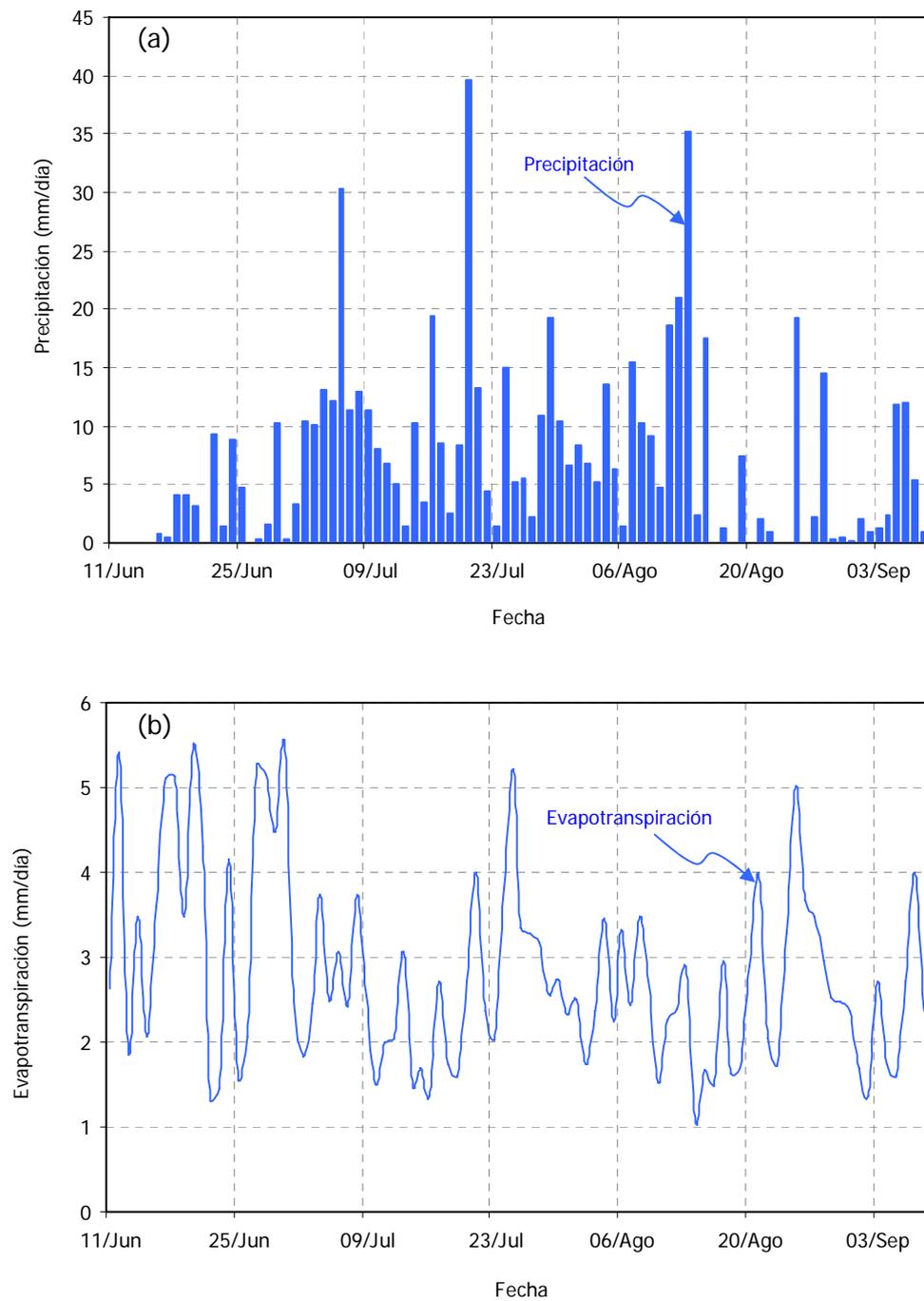


Figura 5.9. (a) Precipitación medida mediante pluviógrafo instalado en la zona de estudio en “punto A” de Figura 5.6. (b) Evapotranspiración obtenida en el mismo punto al multiplicar la evaporación del tanque instalado por un factor de 0.56 (=0.7 debido al tanque para obtener evaporación y luego por 0.8 debido a la cubierta vegetal).

Tabla 5.1

Parámetros en cálculo de ETP por el método de Penman para la Estación Tacubaya

Mes	Velocidad (m/s)	Temperatura (°C)	Humedad R. (%)	ETP*
Junio	1.81	18.03	54.89	103.02
Julio	0.67	17.05	65.86	89.97
Agosto	0.98	16.89	67.65	89.88
Septiembre	1.13	16.73	68.72	72.12

* Se consideraron arbitrariamente 7 horas de insolación y como superficie arcilla húmeda

Tabla 5.2

Comparación de valores de ETP entre la Estación Tacubaya y la zona de estudio

Mes	ETP (mm / día)		% de diferencia
	Estación Tacubaya	Zona de Estudio	
Junio	3.43	3.68	7
Julio	2.90	2.63	10
Agosto	2.90	2.59	12
Septiembre	2.40	2.28	5

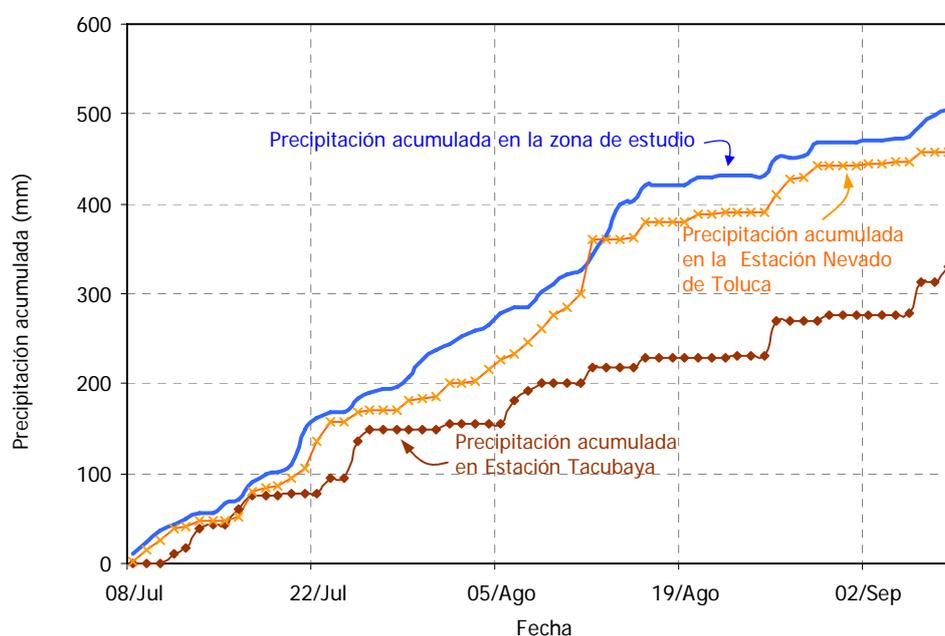


Figura 5.10. Comparación entre la precipitación en la zona de estudio y en dos estaciones meteorológicas cercanas a ésta. Si bien es cierto que los valores son distintos, se encuentran en el mismo orden de magnitud y son cualitativamente similares. Esto se debe a la heterogeneidad en las precipitaciones en diferentes puntos.

rango de valores proporcionados por el equipo instalado en el campo concuerda con la realidad. Además, cabe aclarar que las estaciones automáticas carecen de datos en algunos días, por lo que en realidad la precipitación acumulada de dichas estaciones es mayor. Eso resulta probablemente en un mejor ajuste.

5.2.2. Medidor de contenido de humedad en la zona vadosa

De acuerdo a los valores mostrados en la Figura 4.4, se tiene que la frecuencia de oscilación varía de acuerdo a la resistencia del bloque de yeso como se muestra en la Figura 5.11. En el inciso (a) se ilustra un ejemplo de las pruebas realizadas para la selección de los bloques de yeso. Se hicieron un total de 42 de estos hasta que se encontraron 4 con una respuesta menor al $\pm 5\%$. Se pudo observar que siempre había una variación mayor entre el primer y el último bloque de cada serie aun cuando eran hechos con la misma mezcla de yeso y agua, por lo que el tiempo de vaciado del yeso fresco en los moldes es un factor determinante, puesto que los mejores resultados se obtuvieron al verter al mismo tiempo la mezcla.

Los pulsos del oscilador corresponden a tiempos de muestreo de dos milisegundos. Se determinó ese tiempo de muestreo principalmente para evitar la polarización. En la Figura 5.11 (b) se puede apreciar el rango de operación del oscilador, que para los valores de resistividad de los cilindros, es el de mayor sensibilidad.

En la Figura 5.12 (a) se muestran los resultados de los trabajos efectuados por Dela (2001) para calibrar distintos bloques de yeso comerciales. En esa metodología la compensación se hizo mediante las curvas de caracterización mostradas. La Figura 5.12 (b) se generó a partir de pruebas en la unidad de simulación hidrológica del CIRA. Se pueden comparar las respuestas de los bloques de yeso seleccionados para este trabajo de tesis respecto a los resultados procedentes del estudio de Dela (2001). Los primeros presentan dos ventajas respecto a los del estudio citado. La primera ventaja tiene que ver con la diferencia en la resistividad, de unos 100Ω entre los distintos bloques. Esta variación es menor respecto a la de los comerciales, de unos $13 \text{ k}\Omega$ para $0 \text{ }^\circ\text{C}$ y $5 \text{ k}\Omega$ para $25 \text{ }^\circ\text{C}$. Idealmente, una variación de 0Ω respecto a los demás bloques en todo el rango de temperatura implica que todos ellos son idénticos.

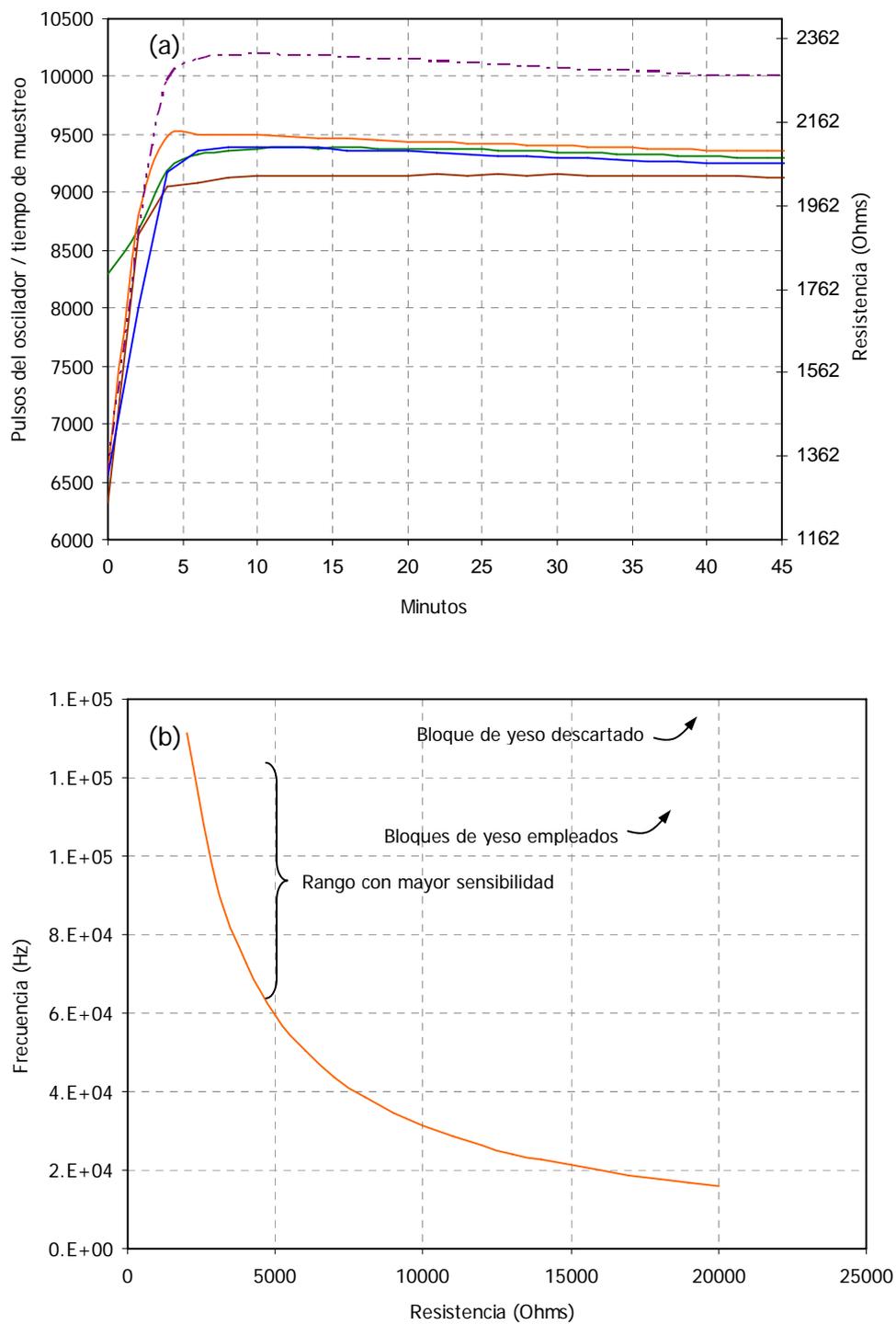


Figura 5.11. Respuesta de bloques de yeso. En (a) se muestran algunas de las curvas empleadas para selección y calibración de bloques de yeso. (b) Respuesta del oscilador en función de la resistividad de los bloques de yeso.

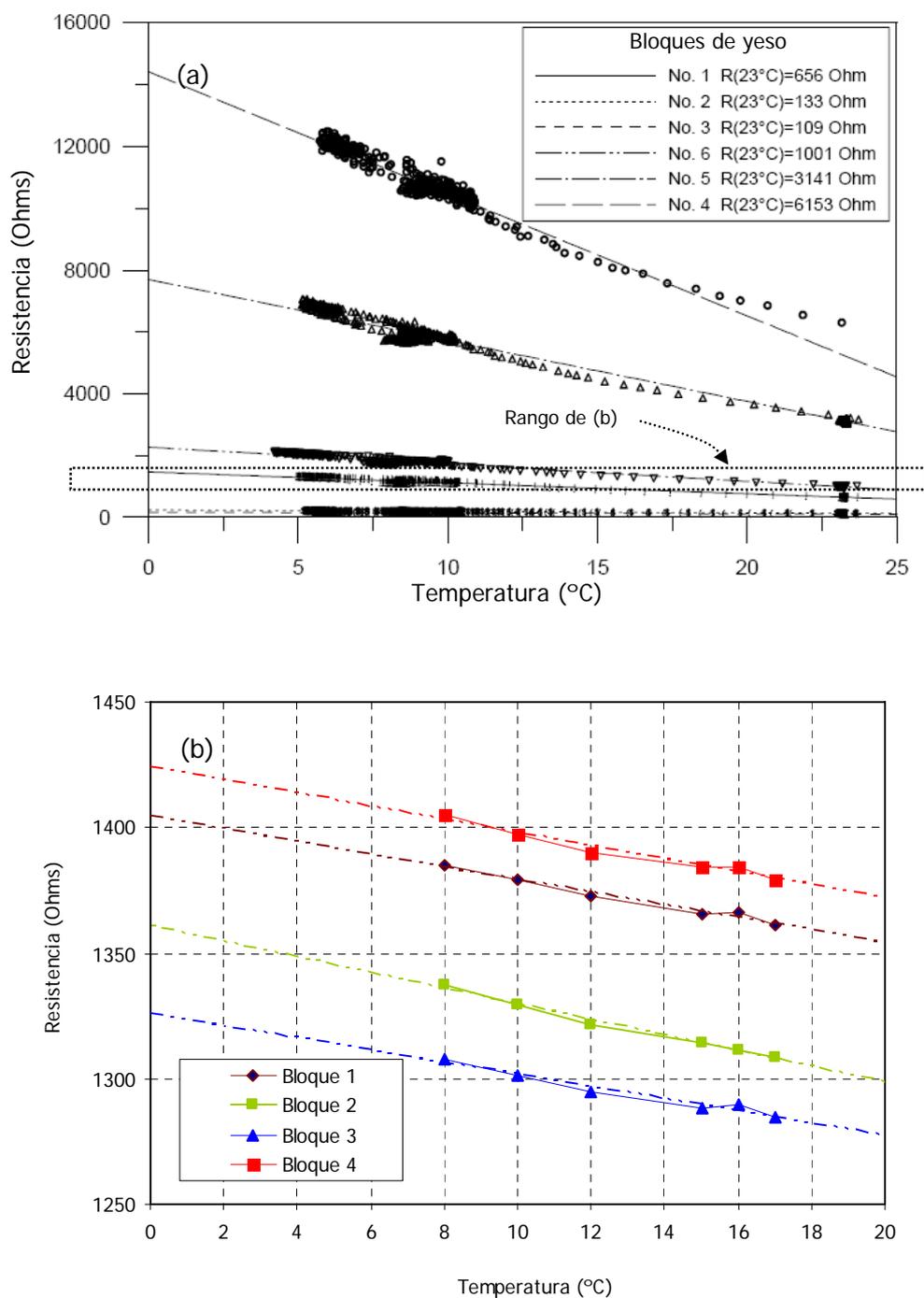


Figura 5.12. Influencia de la temperatura en la resistencia de bloques de yeso: (a) cinco bloques de yeso de la empresa Delmhorst Instruments Co. (Dela, 2001) y (b) los que se emplearon en la zona de estudio. En (a) se puede ver el amplio rango de valores que pueden tener bloques de yeso tomados al azar y que los cilindros construidos para este proyecto están en un rango de variación entre ellos mucho menor, lo que proporciona una mejor respuesta.

En lo que concierne a la segunda ventaja de los bloques de yeso de esta tesis, la variación relativa en la resistencia entre diferentes bloques es independiente de la temperatura, es decir, sólo hay errores de corrimiento (más comúnmente encontrado, incluso en la literatura hispana, como *offset*), es decir, para los bloques comerciales la diferencia a temperaturas cercanas a 0 °C es poco más de dos veces que a 25 °C, mientras que para los de esta investigación la diferencia mayor se mantiene aproximadamente constante e igual a 100Ω en el mismo rango.

Las dos ventajas mencionadas permitieron eliminar el error sin medir directamente la temperatura (lo que haría al equipo más costoso). Para lograrlo, se impermeabilizó uno de los bloques de yeso para que su respuesta sólo fuera función de la temperatura y no de la humedad. La variación registrada en este bloque se restó de las demás lecturas. En consecuencia, a la lectura de cada bloque se le aumentó o restó su respectivo corrimiento.

En la Figura 5.13 se muestra la instalación del equipo en el campo. Como se puede ver en (d), se empleó bentonita en una proporción de 30 % con la tierra de cada perforación para que los bloques de yeso estuvieran en estrecho contacto con la matriz porosa (MEA, 1998); de ese modo la respuesta es más rápida. Por otra parte, el consumo de energía de este equipo es muy bajo, de 5mA (mili Amperes) en reposo y 20 mA mientras mide. En todo el período de mediciones no se requirió reemplazar ni una sola vez su batería (Figura 5.13 (a)). Adicionalmente, la unidad de medición permaneció seca aun cuando la zona estuvo parcialmente inundada durante algunos días, por lo que la estructura de protección funcionó como se esperaba. Al momento de redactar esta tesis la zona todavía está inundada, por lo que el medidor de contenido de humedad sigue enterrado en la vecindad de las fracturas.

En la Figura 5.14 se muestra la variación del contenido de humedad del suelo en función del tiempo a partir de los medidores instalados en la vecindad de la fractura principal. Cada uno de los puntos representa el promedio de los cuatro bloques de yeso instalados dentro y cerca de las fracturas.



Figura 5.13. *Instalación de medidor de contenido de humedad en el campo. En (a) se muestra la unidad con el primer cilindro contenedor. Después de cerrarse, se introduce en el segundo contenedor que ya está enterrado (para los detalles véase Figura 4.5). En (b) se ven tres de los bloques de yeso enterrados. Ambas, (c) y (d), son fotografías de la instalación en la fractura más grande y en superficie, respectivamente. En (d) se puede apreciar la bentonita empleada para que haya buen contacto entre el bloque de yeso y la matriz porosa.*

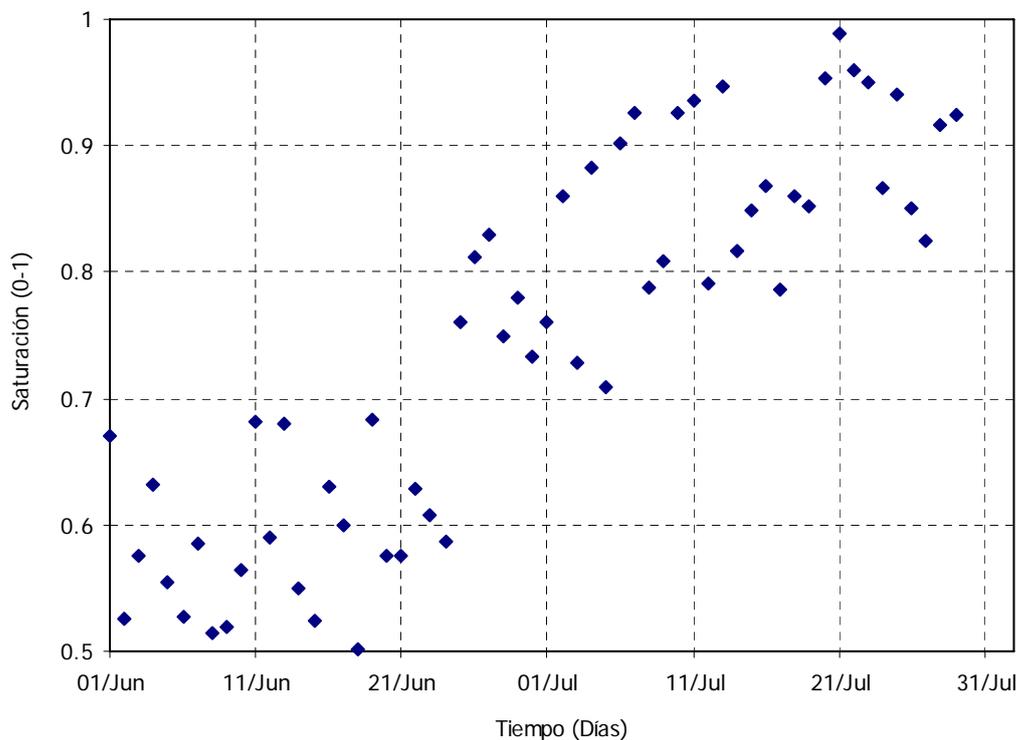


Figura 5.14. Variación del contenido de humedad en función del tiempo obtenida a partir del medidor instalado en la vecindad de la fractura principal.

Además de lo expuesto, hubo un criterio adicional para la selección de los datos: cuando la saturación era muy alta, por efecto de inundación temporal de la fractura donde se instaló el equipo, se descartaban las lecturas de ese día durante y algunas horas después de la lluvia. Esto era posible porque los datos se registraban cada hora, tanto los del pluviógrafo como los de contenido de humedad. Con los registros de inicio de operación de cada dispositivo era posible sincronizar las lecturas y de ese modo eliminar aquellas que correspondieran a las horas de lluvias intensas. Por otro lado, aunque las mediciones comenzaron desde que se instaló el equipo, a comienzos de mayo de 2006, se muestran a partir del 1 de junio del mismo año para compararlo con las mediciones de los demás equipos.

5.2.3. Medidor del nivel freático

El medidor de nivel freático no tiene elementos que hayan sido construidas por el tesista. Consiste en partes ensambladas y programadas de tal modo que cumplan su propósito, dado

que todas las partes han sido fabricadas comercialmente y las respuestas de cada elemento están dentro de un rango garantizado por el fabricante, no se realizaron pruebas de desempeño en función de la temperatura u otras circunstancias. El medidor de nivel freático consiste en dos componentes principales: un transductor de presión modelo *MPXV5004G* con un rango de 0 a 40 cm de la marca *Freescale Semiconductors* y un microprocesador *PIC16F877* de la empresa *Microchip*. Puesto que es el mismo tipo y modelo de sensor que el empleado para el pluviógrafo y el evaporímetro, su respuesta es la misma que la mostrada previamente en la Figura 5.8.

En la Figura 5.15 se muestra el medidor del nivel freático y su instalación en la zona de estudio. La forma de instalarlo consiste en bajarlo mediante un cable de acero hasta que el *sensor 1* de la figura mencionada entra en contacto con el agua. En ese momento el medidor emite señales luminosas con un *LED* ultra brillante y al mismo tiempo vibra como lo hace un teléfono celular. Ambas señales indican que ya se alcanzó el nivel freático y así se referencia su posición. Al momento de tocar el agua, el microprocesador almacena la lectura del sensor de presión y con esto se hace una calibración *in-situ* del transductor. Se optó por emplear un cable de acero para evitar el error producido en la distancia medida en una cuerda por efecto de la elasticidad de ésta al soportar un peso.

Originalmente, se instaló un registrador de presión automático comercial, sin embargo, el pozo fue abierto y el equipo robado, por lo que se construyó una tapa de acero inoxidable con un sistema mecánico y un contrapeso que abren la tapa del pozo cuando se coloca un imán sobre la tapa y se hace una serie de movimientos con el imán sobre la tapa, obteniéndose así mayor seguridad.

Con la instalación de este tipo de tapa se ha evitado que se produzcan robos del equipo. Cabe mencionar que después de que sustrajeron el medidor de nivel comercial, el pozo de monitoreo fue obstruido por varias piedras (el peso de éstas es de un promedio de 6 Newtons), por lo que fue necesario removerlas con cemento, ganchos, redes de alambre y un cable de acero.

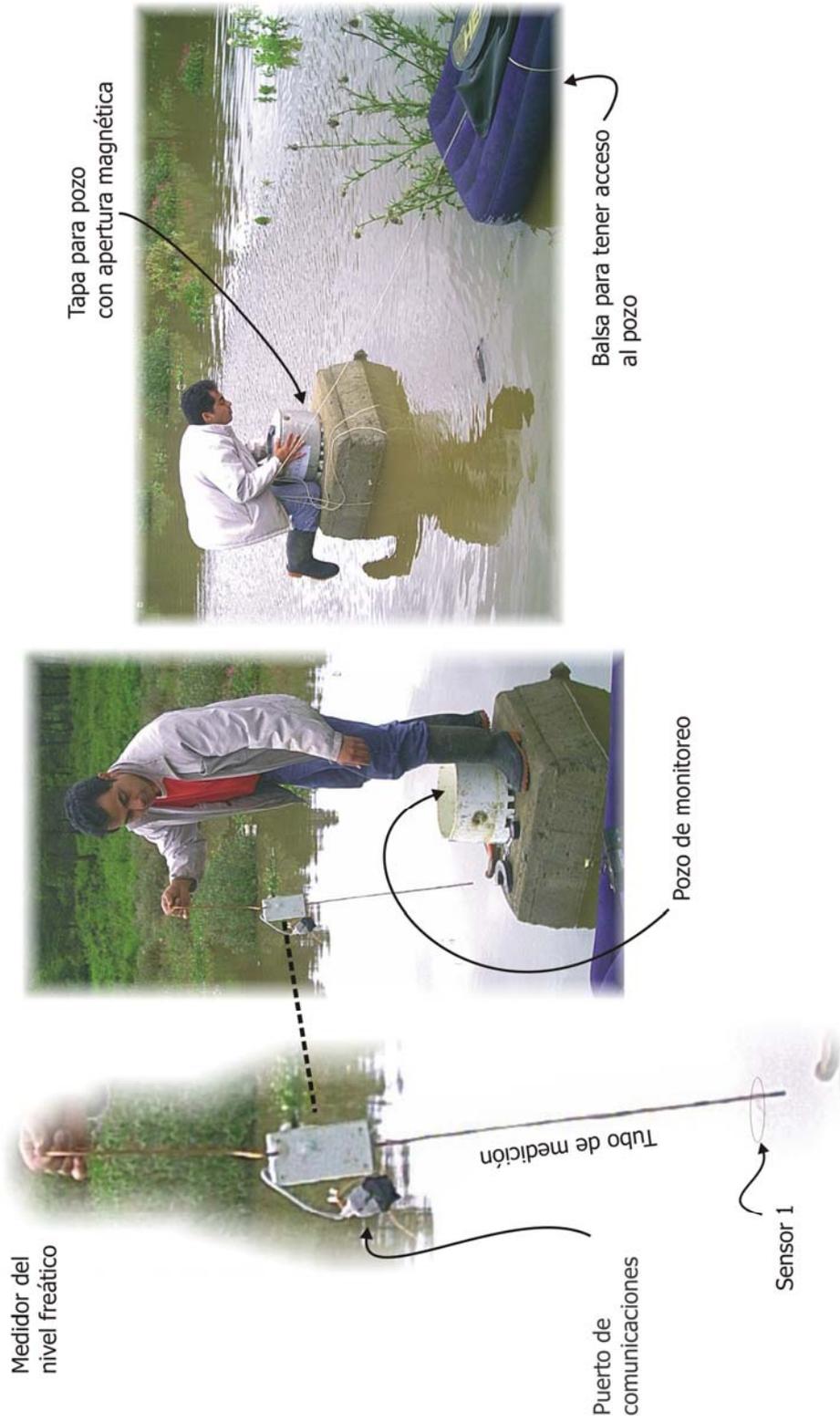


Figura 5.15. Instalación de medidor del nivel freático en el campo. A la izquierda se muestra el medidor y sus partes principales (para los detalles, refiérase a la Figura 4.6). En el centro su tamaño comparativo en el pozo. A la derecha se puede ver la tapa del pozo de monitoreo y un colchón inflable que se empleó como balsa para descargar los datos del medidor de monitoreo regularmente. La “balsa” se comenzó a usar a partir de agosto, cuando la zona se inundó por completo.

Además de las piedras, se arrojó basura de todo tipo al interior del pozo de monitoreo, por lo que se fabricaron algunas herramientas para su limpieza. Entre estas estuvieron una cámara de video acuática con luz para ver el tipo de desechos y verificar las tareas realizadas. Con el tipo de basura determinada se diseñaron tres herramientas adicionales: la primera empleó un imán para remover objetos metálicos, la segunda con puntas en forma de anzuelos para remover plásticos y la tercera consistió en una especie de red plegable para remover el resto de los materiales arrojados.

En la Figura 5.16 se muestra el comportamiento del nivel freático durante un período de poco más de cuatro meses, a partir del 11 de junio de 2006. En esta misma gráfica se indica la precipitación para efectos de comparación. Como se puede apreciar, el nivel freático aumenta conforme transcurre el período de lluvias; sin embargo, después del 4 de agosto de 2006, éste nivel desciende, a pesar de que las lluvias continúan. En este punto es de interés notar que la respuesta del nivel freático necesariamente tiene que estar retrasada respecto a la infiltración, debido al tiempo que debe transcurrir para que el frente de agua atraviese la zona vadosa y se incorpore al acuífero.

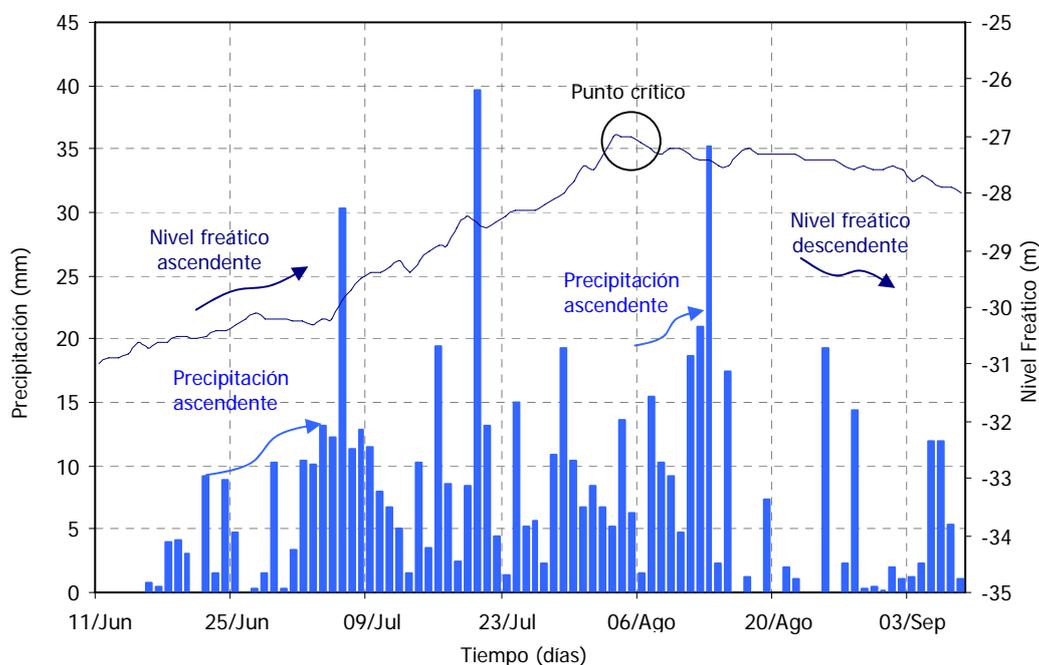


Figura 5.16. Respuesta del nivel freático comparado con la precipitación. Nótese que al principio ambos comportamientos tienen tendencia ascendente, sin embargo, después del 4 de agosto el nivel freático desciende, a pesar de que la precipitación continúa y de que la recarga tiene un retraso debido al tránsito por la zona vadosa.

El análisis de la Figura 5.16 muestra que en un período tan relativamente corto de tres meses no hay una correspondencia inmediata del nivel freático respecto a la precipitación. En otras palabras, no hay un sistema de fracturas con la conectividad necesaria para que el nivel freático responda a los eventos de precipitación en un orden temporal de meses. Por lo tanto, es muy probable que la respuesta del nivel freático obedezca a eventos de infiltración que ocurrieron en uno o más años anteriores.

5.2.4. Medidor de nivel en canal de aguas residuales

En la Figura 4.7 se mostró la estructura de este medidor. Para el motor al que se hace referencia en esa figura, se empleó uno de pasos marca *Mitsu* procedente de una impresora *Hewlett Packard 670C* con una precisión de giro de 7° de la flecha principal por cada pulso. La transmisión, que está incluida en la impresora, consiste en un engrane de 42 dientes. Esta combinación ofrece una gran precisión en el posicionamiento del *peso* que porta el sensor de presencia de agua descrito en la sección 4.4.3.

En conformidad con ese diseño, el dispositivo construido no requirió ninguna modificación respecto a su planteamiento en la metodología. Respecto a su respuesta, la Figura 5.17 indica un comportamiento altamente lineal para el rango empleado. A medida que el hilo se enrolla en el eje de la transmisión, el diámetro de ésta aumenta de forma irregular, por lo que comienza a apartarse del comportamiento lineal. Esto se debe a que la configuración en que se enrolla el hilo no es idéntica en cada ciclo, lo que origina un error. Sin embargo, para la aplicación empleada, estas variaciones son aceptables y menores al 5% en las pruebas realizadas.

Por otra parte, en la Figura 4.8 se encuentra un esquema de su instalación en el campo. Tampoco en este planteamiento fue necesario hacer ninguna modificación. En la Figura 5.18 se muestra una fotografía tanto del equipo como de su ubicación en el puente sobre el canal de aguas residuales. La ubicación exacta de este puente se puede ver en la Figura 5.6 en el denominado *punto A*.

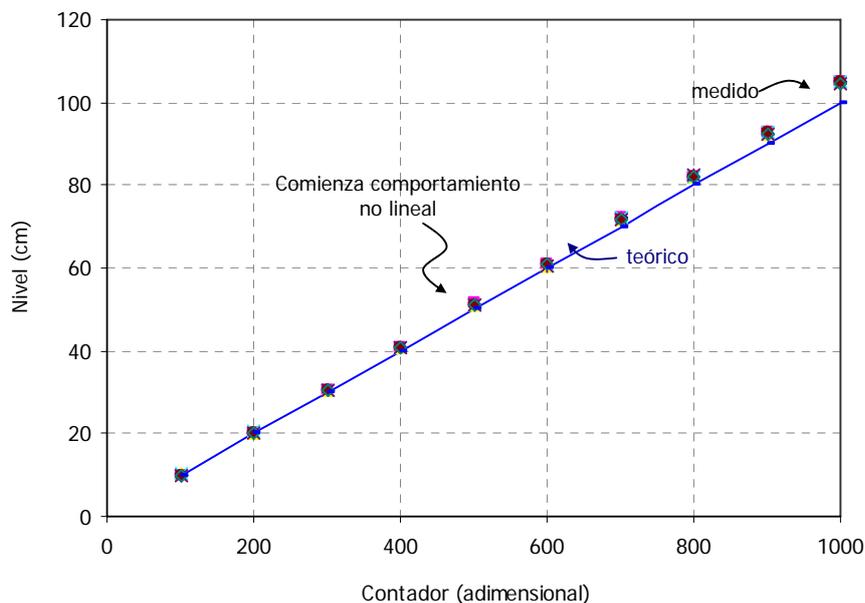


Figura 5.17. Curva de respuesta del medidor de nivel en el canal de aguas residuales. La no linealidad se debe a que al subir el “peso” del sistema el enrollamiento del hilo provoca un incremento en el diámetro del eje de la transmisión (en la Figura 4.7 se muestra un esquema con las partes del dispositivo).

Las ventajas principales de este medidor son su amplio rango de medición y exactitud. Como desventajas están el relativamente alto consumo de energía. Para su alimentación se requiere una batería de automóvil que debe ser recargada aproximadamente cada 15 días.

En lo que respecta al caudal del canal de aguas residuales, en la Figura 5.19 (a) se grafica en función del tiempo y en (b) se compara con los datos de precipitación de la Figura 5.9 (a). Se puede observar que la respuesta del caudal en el canal es rápida, en el sentido de que, después de una precipitación intensa, el canal drena el agua resultante en ese día y parte del siguiente, después de lo cual regresa a su caudal base de alrededor de $3.5 \text{ m}^3/\text{min}$.

5.2.5. Unidad de transferencia de datos

En los períodos en que se requerían transferir los datos almacenados en los equipos supracitados, era necesario llevar una computadora portátil hasta el sitio donde estaban instalados. Debido a la incomodidad y riesgo que implica el uso de una Laptop en estas circunstancias, se diseñó y construyó una unidad de transferencia que emula el puerto paralelo de una computadora y almacena los datos en memorias seriales EEPROM, según



Figura 5.18. Instalación de medidor de nivel en canal de aguas residuales. A la izquierda se muestra su ubicación debajo del puente mostrado a la derecha. En el extremo inferior derecho se muestran las partes principales del medidor.

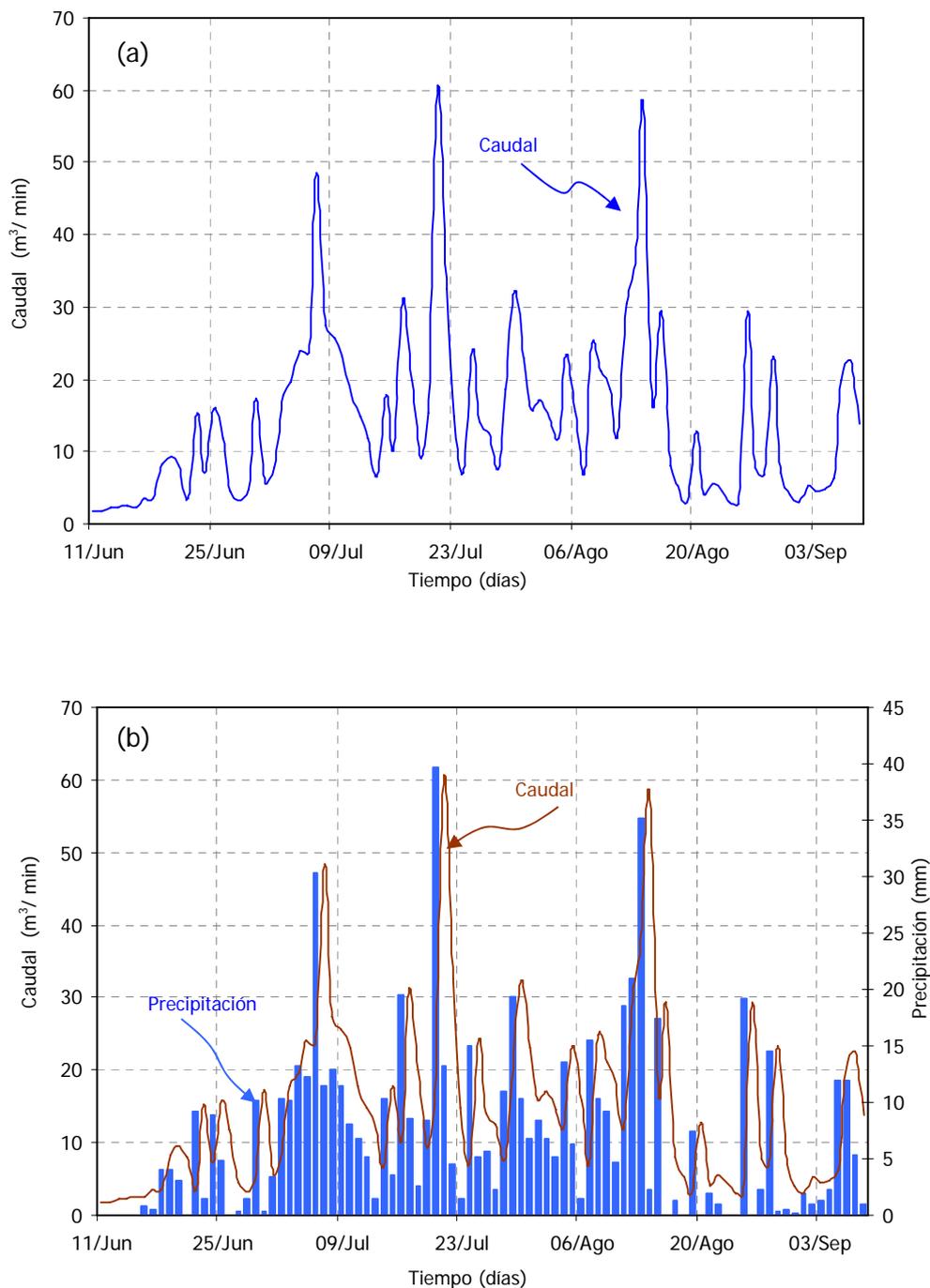


Figura 5.19. (a) Caudal del canal de aguas residuales medido en el punto A de la Figura 5.6 (b) Comparación de caudal con la precipitación. Se puede apreciar la consistencia de las mediciones entre ambas variables, dada la evidencia de un caudal proporcional a la precipitación, cuya respuesta tiene una duración menor a 24 horas.

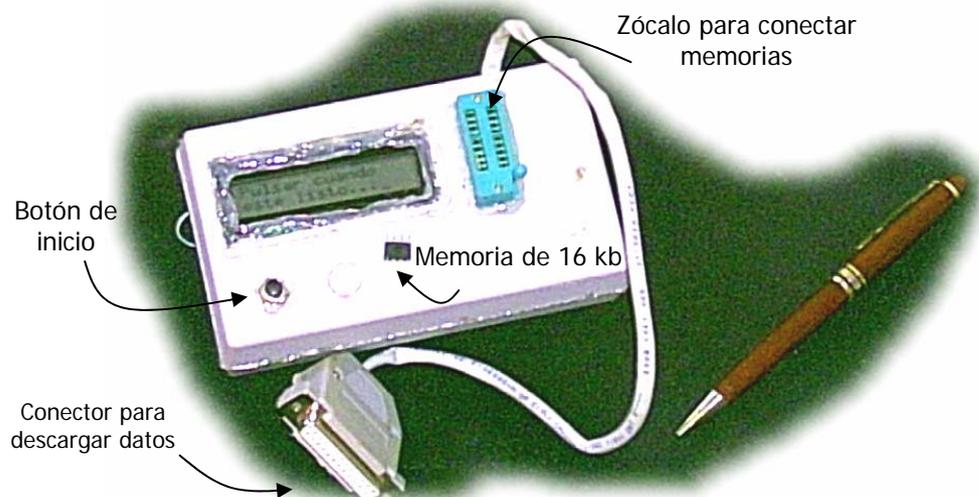


Figura 5.20. Unidad de transferencia de datos. El peso de esta unidad es de 230 gramos y se alimenta con una pila cuadrada de 9 Volts (para un diagrama simplificado de sus componentes, véase la Figura 4.10). Esta unidad es compatible con el medidor de contenido de humedad, de nivel freático, de nivel en canal de aguas residuales, así como el pluviógrafo y evaporímetro.

el protocolo de comunicaciones mencionado en la sección 4.4.5. En la Figura 5.20 se muestra una fotografía de esta unidad. Con un peso de apenas 230 gramos y una tasa de transferencia cinco veces mayor que la computadora portátil empleada, satisfizo los requerimientos de diseño.

5.3. Modelo conceptual de la infiltración en la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco

Con los datos mostrados en las secciones precedentes se puede generar un modelo conceptual de la zona de estudio. En la Figura 5.21 se muestra un esquema representativo de éste. De acuerdo con lo expuesto en la sección 5.1.1, la estratigrafía del terreno se puede dividir en cinco capas. Las primeras dos con características similares a la arcilla y las otras tres principalmente de basalto fracturado. Dada la naturaleza dinámica de las fracturas, es necesario indicar qué estrato o estratos rigen dicha dinámica, a fin de modelar los distintos escenarios asociados a cada comportamiento observado o simulado.

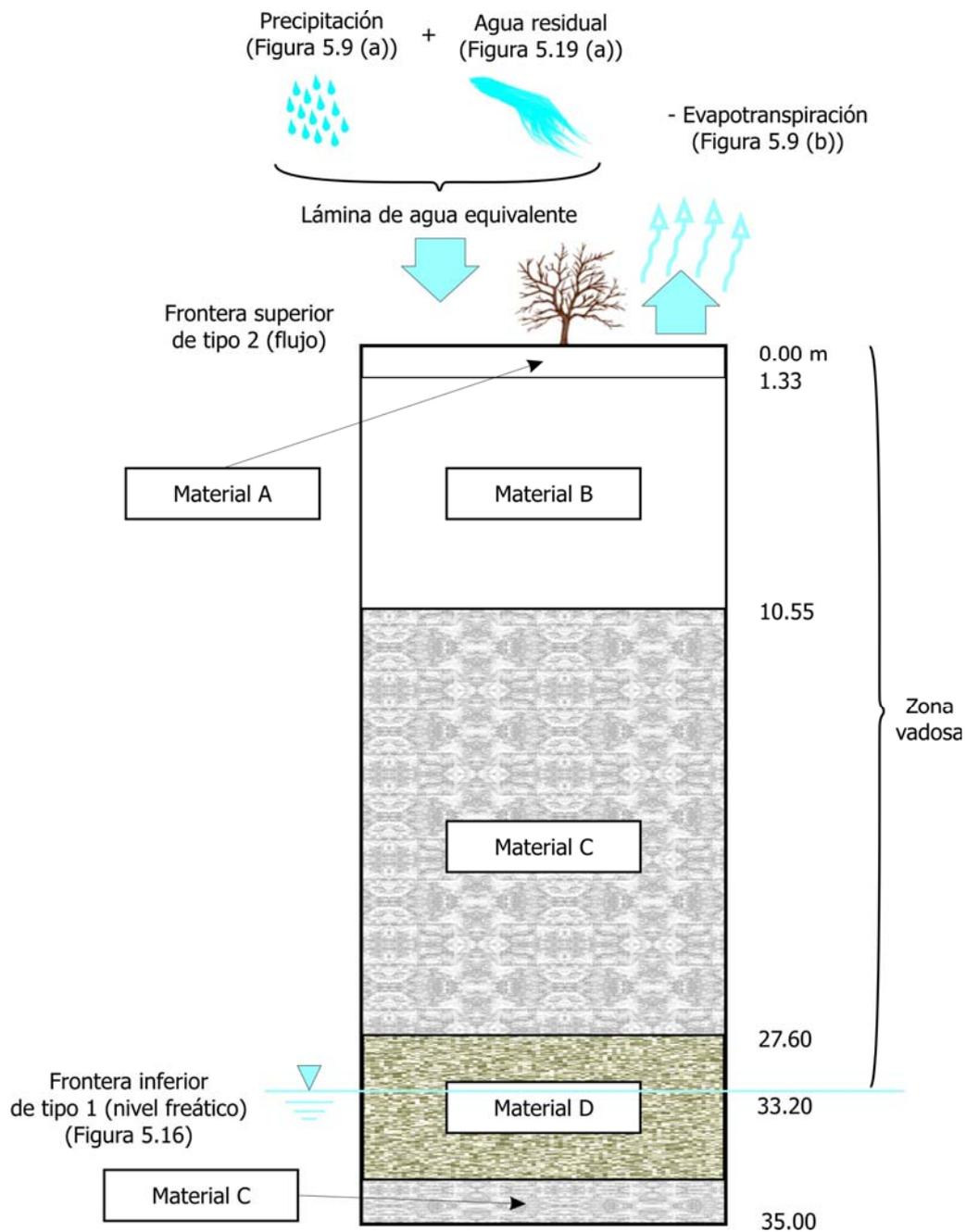


Figura 5.21. Representación del modelo conceptual de la zona de estudio. Las figuras referidas contienen las gráficas de los valores de los distintos parámetros medidos en la zona de estudio empleados para la calibración del modelo numérico. Los materiales indicados se pueden ver en la Tabla 5.4 y sus respectivos parámetros en la Tabla A.1.

Las observaciones de las fracturas en superficie durante más de dos años indican que en época de estiaje aumentan en número y apertura, mientras que en época de lluvias tienden a reducirse. Puesto que no hay fallas u otro tipo de accidente geológico cercano, el fracturamiento se puede asociar principalmente al proceso de desecación de los primeros dos estratos. Esto se debe a la capacidad de hinchamiento y contracción que tienen determinadas arcillas de los suelos. En los períodos húmedos, se hidratan y aumentan de volumen, mientras que durante los períodos secos se deshidratan y disminuyen de volumen y desarrollan un amplio sistema de anchas grietas (Delgado, 1986).

Al mismo tiempo, no parece haber razones que indiquen que los colapsos se originen en cambios en la estructura del basalto fracturado por efecto de subsidencia, dado que su integridad estructural no es tan dependiente del contenido de humedad como las primeras dos capas. Es por esto que en el modelo conceptual de la Figura 5.21 los primeros dos estratos aparecen en blanco, con objeto de asociarlos a distintos medios continuos equivalentes de tal modo que representen un mayor o menor número de fracturas. Debido a la naturaleza relativamente estable del basalto fracturado, en el modelo conceptual los tres estratos inferiores permanecen sin cambios.

Como se puede observar en la Figura 5.21, en la parte superior del modelo conceptual se tienen como variables de entrada la precipitación (Figura 5.9 (a)), así como el caudal del canal de aguas residuales (Figura 5.19 (a)), mientras que se le resta la contribución de la ETP (Figura 5.9 (b)). Las primeras dos variables se introdujeron al modelo como una lámina de agua conformada por la altura de la precipitación (en mm) sumada a la altura equivalente del caudal del canal distribuido en la zona de inundación. La ETP se introduce por separado en el programa *VS2DT*. Las tres variables mencionadas determinan las condiciones de frontera superiores y todas ellas se establecieron como de segundo orden (flujo).

Las condiciones iniciales y de frontera inferiores están relacionadas con el nivel freático. Sin embargo, cabe aclarar que es difícil cuantificar y discriminar la contribución a los cambios de este nivel por efecto de la infiltración en la periferia de la zona de estudio o por contribuciones horizontales.

A pesar de lo anterior, es posible determinar intuitivamente que área contribuye con mayor rapidez a sus cambios. Si se toma en cuenta que los afloramientos circundantes a la zona de inundación (región oscura comprendida entre la *zona de inundación* y la *zona B* de la Figura 5.6) son de basalto fracturado y que éste tiene una mayor conductividad hidráulica que los primeros dos estratos de la zona de inundación, se puede inferir que la infiltración procedente de la zona de inundación es más lenta y, por tanto, menos determinante en la dinámica de respuesta del nivel freático. En virtud de lo anterior, la condición de frontera inferior del modelo conceptual se consideró como de primer orden (nivel).

Sin embargo, se requieren más estudios para cuantificar las contribuciones horizontales, dado que esta cuestión pudiera reducirse a un asunto de velocidades y no de áreas; es decir, aunque es cierto que el área de basalto fracturado que aflora tiene un área comparativamente menor, si tiene una conductividad muy elevada, el aporte neto de esta zona pudiera tener más influencia en el nivel freático que la componente por efecto de la infiltración vertical. Sea cual fuera el caso, es necesario puntualizar que los contaminantes que ponen en riesgo la calidad del acuífero subyacente nunca están en contacto con los afloramientos de basalto, de tal modo que la única forma en que pueden ser transportados al subsuelo es a través de la zona de fracturas, donde la componente principal de flujo es vertical.

En lo que respecta a las condiciones iniciales y de frontera del transporte, el canal de aguas residuales se concibió como una fuente de contaminación puntual constante en la frontera superior del modelo (Figura 5.21) a fin de expresar los resultados en términos de concentración relativa.

5.5. Resultados del modelo numérico de la infiltración en la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco

La modelación se llevó a cabo en tres etapas. Para tener una primera aproximación de cuál de los distintos modelos de medio continuo pudiera dar un mejor ajuste a los datos obtenidos, en la primera se conceptualizó a la zona vadosa como un solo medio continuo equivalente empleando los modelos de van Genuchten (1980) y el de Brooks-Corey (1964). Posteriormente, se seleccionó la aproximación que tuvo el mejor ajuste y con esta se realizó

la modelación final, con los cinco estratos definidos a partir de los sondeos eléctricos verticales calibrados con el pozo de monitoreo. Por último, la tercera etapa consistió en la presentación de diversos escenarios bajo condiciones extremas del medio.

En la Figura 5.22 se muestran los resultados de los modelos de van Genuchten (1980) y el de Brooks-Corey (1964) para una y cinco capas cada uno. Al modelar el sistema con un solo estrato, se puede apreciar que, en particular después de 30 días, ambos resultados son muy similares; sin embargo, después de ese período no se ajustan a los datos medidos en el campo, marcados con rombos, obtenidos mediante el medidor de contenido de humedad instalado en la zona de fracturas (Figura 5.14).

A pesar de la convergencia hacia el estado estacionario, los resultados de los modelos para una capa no dieron una buena aproximación. Esto concuerda con la realidad dado que no se trata de un medio homogéneo en profundidad. Sin embargo, de las dos formulaciones empleadas, la que aporta un ajuste relativamente mejor es el de van Genuchten (1980).

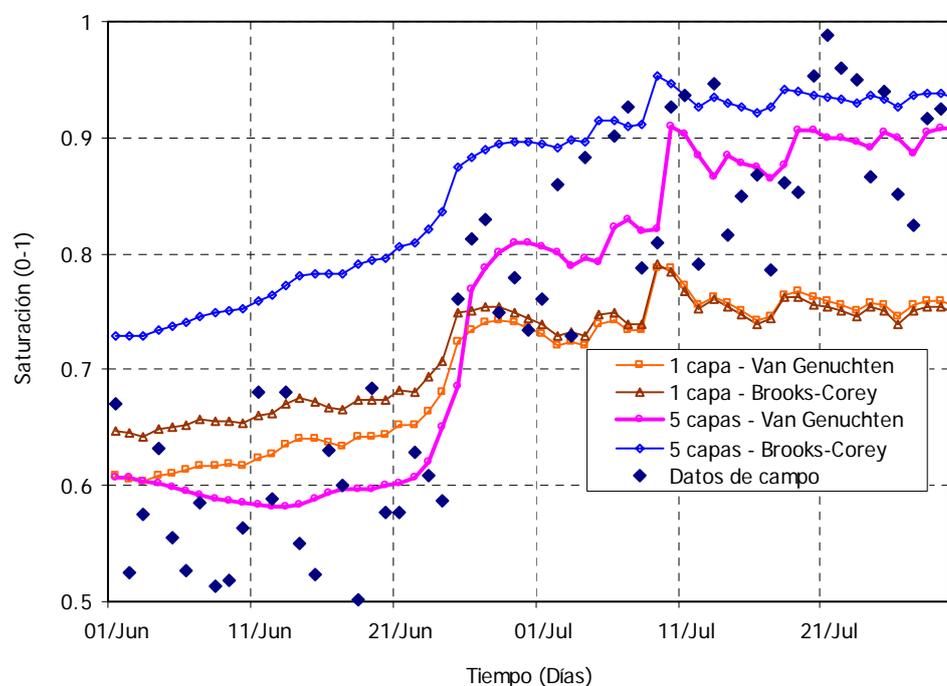


Figura 5.22. Comparación de datos del medidor de humedad instalado en la zona de fracturas respecto a la respuesta de las simulaciones. Se modeló para 1 y 5 capas empleando el modelo de van Genuchten (1980) y el de Brooks-Corey (1964).

Como se ha mencionado previamente, el medio de la zona de estudio se puede concebir como un conjunto de cinco capas de distintos materiales. En la misma Figura 5.22 se grafica la respuesta de ambas formulaciones, de van Genuchten (1980) y de Brooks-Corey (1964). Al igual que en el caso anterior, la formulación de van Genuchten es la que mejor se ajusta a los datos procedentes del campo. Para efectos de claridad, en la Figura 5.23 se muestra solo el ajuste de la formulación de van Genuchten con los datos de campo para la modelación realizada considerando al medio como un conjunto de cinco capas. De aquí en adelante los resultados estarán solo referidos a esta última conceptualización.

En la Figura 5.24 se grafica la saturación a 40 cm de profundidad. A comienzos de agosto, se puede ver un decremento en la saturación del suelo. Este comportamiento puede ocurrir siempre y cuando no haya agua almacenada en superficie o si ocurre un cambio en la conductividad del medio. Paradójicamente, la zona de estudio se inundó desde principios de agosto, por lo que esta aparente contradicción probablemente se deba a un cambio en la conductividad del medio.

Los datos del campo mostrados en la sección anterior sirvieron para la calibración del sistema. Las simulaciones descritas comenzaron con los datos recogidos desde comienzos de junio de 2006. Una vez calibrado el sistema, particularmente en lo que tiene que ver con el medio geológico, es posible cambiar las impulsiones del sistema con el fin de determinar su comportamiento no sólo en los meses de observación, sino en un período que abarque varios años. Considerando este hecho, se procedió con las simulaciones que se presentan más adelante.

Para las demás simulaciones, los datos hidrológicos del campo se han sustituido por promedios de precipitación y evaporación mensuales de un período de 15 años de la estación climatológica de Santiago Tianguistenco, ubicada a 3.5 km de la zona de fracturas. Los promedios de precipitación empleados se muestran en el Apéndice B. Es necesario aclarar que no se consideraron los datos de esa estación para el modelo ya expuesto porque dejó de operar en 1990 (SMN, 2000) y se requerían los datos del año 2006 para relacionar la precipitación con las otras variables monitoreadas. Las simulaciones que se presentan más adelante tienen como tiempo de origen, enero de 2002, tiempo en el cual se desviaron las aguas del canal a la zona de fracturas.

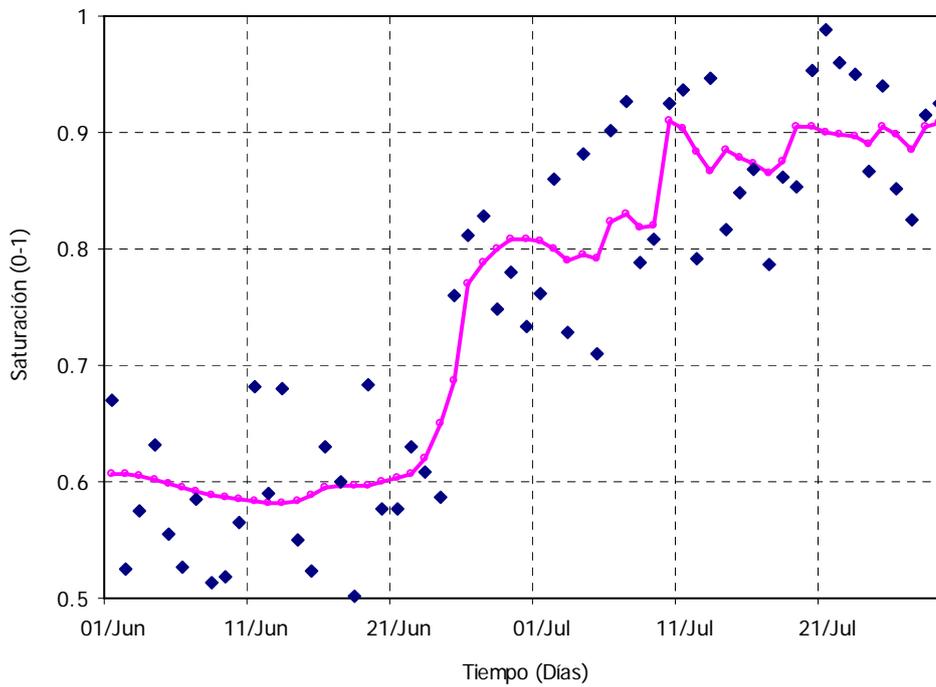


Figura 5.23. Calibración del modelo en la zona vadosa empleado el modelo de van Genuchten (1980). Los rombos indican las lecturas medidas y la línea continua representa la respuesta del modelo calibrado.

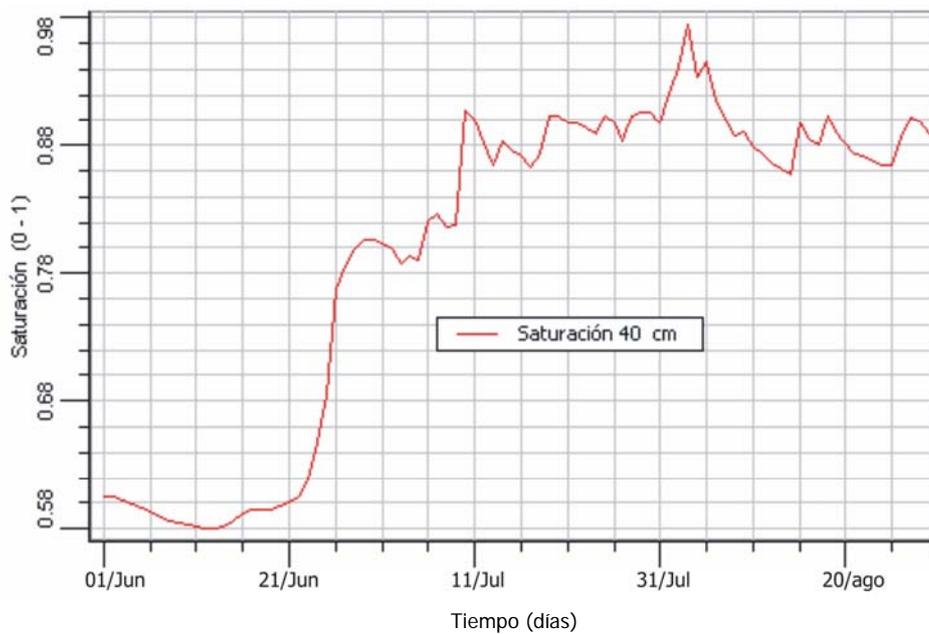


Figura 5.24. Saturación a 40 cm de profundidad. A comienzos de agosto el modelo indica un descenso en la saturación después de alcanzar su punto máximo.

Antes de mostrar los resultados de los distintos escenarios planteados, a continuación se indican los criterios empleados para la inclusión de los valores de los distintos parámetros empleados a partir de la formulación descrita en la sección 4.5. Es necesario advertir que no se van a describir opciones muy detalladas tales como el espaciamiento del mallado ni aquellos valores que calcula el programa a partir de los datos que introduce el usuario o de los que tiene definidos internamente, una descripción de este tipo se encuentra en Lappala *et al.* (1987), junto con el manual de referencia del *VS2DT*.

Los valores que se requieren para resolver la ecuación de flujo (4.30) en condiciones de no saturación son la conductividad en saturación (K_s), la conductividad hidráulica relativa ($K_r(h)$) y el contenido volumétrico añadido o extraído (q) del volumen de control. En la Tabla 5.3 se muestran algunos valores de conductividad hidráulica en saturación, K_s . En la misma tabla, se hace una comparación entre materiales consolidados y no consolidados. Por otra parte, los valores de la conductividad hidráulica relativa, $K_r(h)$, depende de otros parámetros, tales como α , β , ϕ , θ_s y θ_r . En la Tabla A.1 del Apéndice A se muestran los valores de éstos parámetros asociados a diferentes medios.

Para simplificar la enumeración de los parámetros, cada vez que se indique que se modeló un estrato como cierto material, el lector habrá de referirse a la Tabla A.1 y a la Tabla 5.3 para conocer los valores asociados. Puesto que esos valores están ampliamente difundidos en la literatura, la validación de éstos está fuera del alcance de esta tesis.

En lo que concierne al transporte, a partir de lo expuesto en la sección 4.5, la ecuación 4.36 depende principalmente de cuatro parámetros: el contenido volumétrico de agua (θ), el vector de velocidad de flujo (\bar{v}), el término fuente/sumidero (SS) y el tensor de dispersión hidrodinámica (\bar{D}_h). Los primeros dos se obtienen a partir de la solución de la ecuación de flujo para cada caso. El tercero se incluyó en el modelo como una fuente puntual de contaminación en términos de concentración relativa. En cuanto al coeficiente de dispersión hidrodinámica y el término de fuente/sumidero, en la sección ya mencionada se justifica la elección de los valores de los términos que los conforman, siendo los mismos en todos los casos.

En la Tabla 5.4 se muestran los distintos medios para cada escenario. Por las razones expuestas en la sección anterior, para los distintos casos lo único que se modificó fue el tipo de medio de las primeras dos capas, para efecto de simular un mayor o menor número de fracturas. El primero de éstos, denominado “actual”, tiene los distintos estratos sin cambio alguno respecto a las simulaciones que dieron una mejor aproximación en la calibración del modelo.

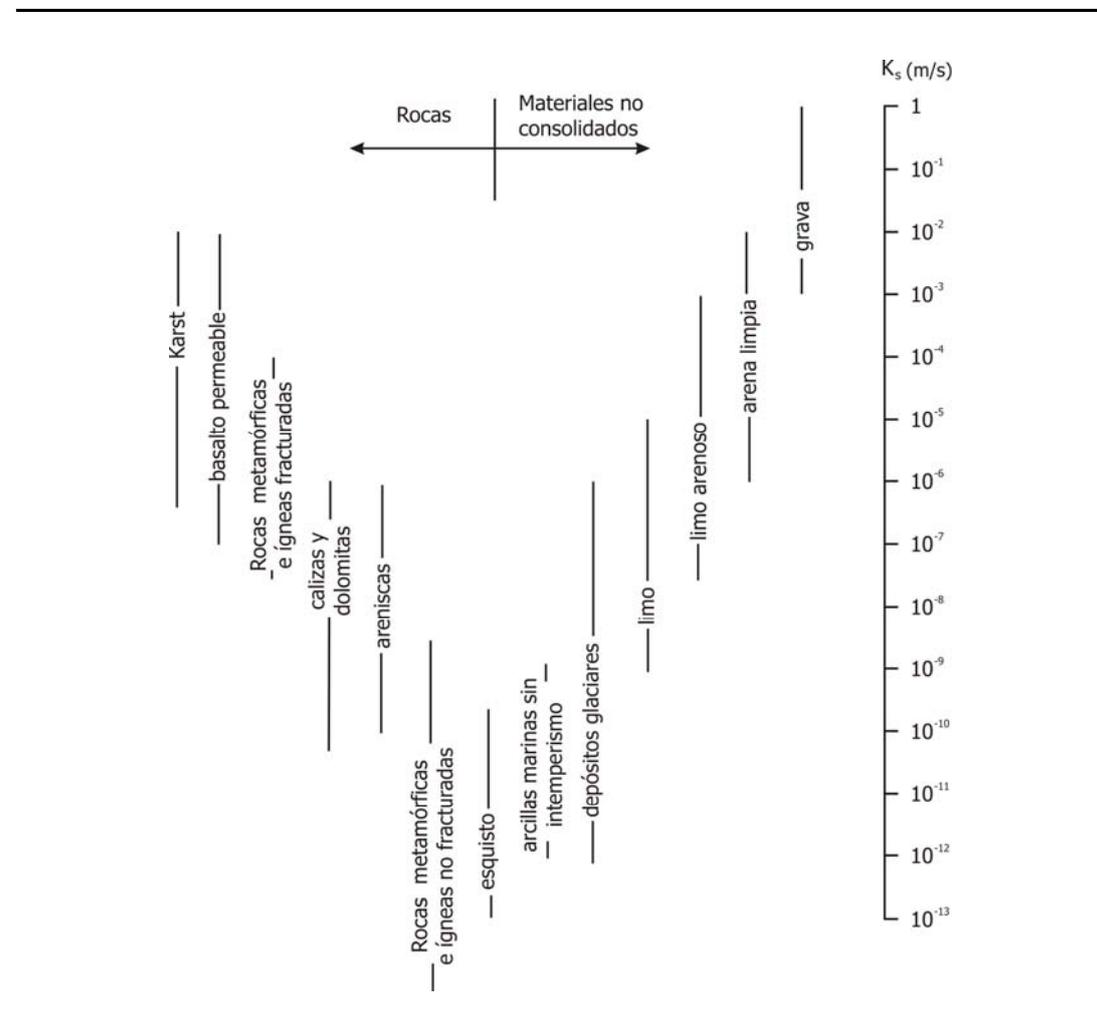
El segundo escenario, denominado “alto riesgo”, presenta medios con una conductividad hidráulica mayor. Este límite superior se basó en las observaciones de la cantidad de agua acumulada durante la época de lluvia en la zona de fracturas referente a los dos años anteriores, 2004 y 2005, mismos en los que dicha área no se inundó. La mecánica para llegar a ese límite fue la siguiente: a partir del modelo “actual” se sustituyeron progresivamente los dos primeros estratos por aquellos medios que resultaran en un almacenamiento de agua en superficie igual a cero, tratando de reproducir las condiciones mencionadas, donde no se inundó la zona por períodos de más de tres días independientemente de la intensidad de las lluvias.

De este modo, con las consideraciones de los párrafos precedentes, los medios seleccionados fueron la combinación de estratos cuya conductividad hidráulica mínima satisficiera dicha condición.

El tercer escenario considera que no hay fracturas en el medio, por eso se le denomina “bajo riesgo”. Para este caso, la elección del material se hizo con base en los datos de la sección 5.2.2, en la que mediante distintos métodos se determinó que la conductividad hidráulica en saturación correspondía con un material franco-arcilloso. Puesto que esta determinación se realizó en superficie, a partir del modelo calibrado se sustituyó la primera capa por un material franco arcilloso. Al incluir este material, se está despreciando el efecto de las fracturas, como si toda la primera capa estuviera conformada por el medio en el que se hicieron las pruebas. Este escenario trata de reproducir las condiciones en las que, ya sea porque las autoridades locales rellenan las fracturas con el suelo de la misma zona, o porque los arrastres sellan las fracturas en superficie, el efecto neto es la desaparición de las fracturas en la primera capa.

Tabla 5.3.

Comparación de conductividad hidráulica para materiales consolidados y no consolidados

**Tabla 5.4.**

Materiales de los estratos para las tres simulaciones de la zona vadosa fracturada de Santiago Tianguistenco.

Escenario	Material A	Material B	Material C	Material D
1. Actual	Franco-arenoso	Franco-arcilloso	limoso	Franco-arenoso
2. Alto riesgo	Franco-arenoso	Franco-arenoso	limoso	Franco-arenoso
3. Bajo Riesgo	Franco-arcilloso	Franco-arcilloso	limoso	Franco-arenoso

En lo que respecta a la segunda capa, ésta se dejó sin cambio alguno respecto al material del escenario “actual” cuando se modeló el escenario denominado “bajo riesgo”. En contraste con esto, bajo el escenario “alto riesgo” se modeló como un medio de mayor conductividad hidráulica como resultado de la aproximación sucesiva al comportamiento observado en años anteriores.

En la Figura 5.25 se muestran los resultados del primer escenario, “actual”. Incluye la saturación de la zona vadosa en función de la profundidad a diferentes tiempos (a), junto con la simulación de transporte (b) y su perfil estratigráfico asociado (c). Se puede apreciar en (a) que los valores más altos de saturación en la zona vadosa se alcanzan en los primeros dos estratos correspondientes a materiales no consolidados con una conductividad hidráulica mucho menor respecto de los inferiores. Además, el considerar sólo la componente advectiva y difusiva del frente de contaminación presenta el caso más crítico, cuando el medio ya no tiene capacidad de retrasar o atenuar los contaminantes.

En las curvas de saturación correspondientes a los meses de enero y marzo de la misma figura (a) se puede apreciar la saturación de los diversos estratos en función de la profundidad. Para dichos meses, la saturación es producto, principalmente, del agua que no drena por gravedad y que queda retenida en el medio. De este modo, los primeros estratos presentan un alto grado de saturación respecto de los inferiores. La baja saturación de éstos últimos para los meses mencionados indica que esos estratos son capaces de drenar con suficiente rapidez el agua procedente de los superiores de tal modo que su saturación no se incrementa sustancialmente.

Ahora bien, de los datos mostrados en la sección 5.1.2, se determinó que la tasa de infiltración máxima del suelo es de alrededor de 32 m/año (≈ 8.8 cm/d). Cuando la precipitación y las descargas del canal de aguas residuales menos la evapotranspiración aportan un flujo unitario mayor a ese valor, comienza a acumularse el agua en la superficie. Esto ocurre aun cuando los tres estratos inferiores tienen una baja saturación en relación con la superficie. De este modo, los índices de saturación diferentes indican que los primeros dos estratos determinan la tasa de infiltración a través de la zona vadosa con relativa independencia de los inferiores.

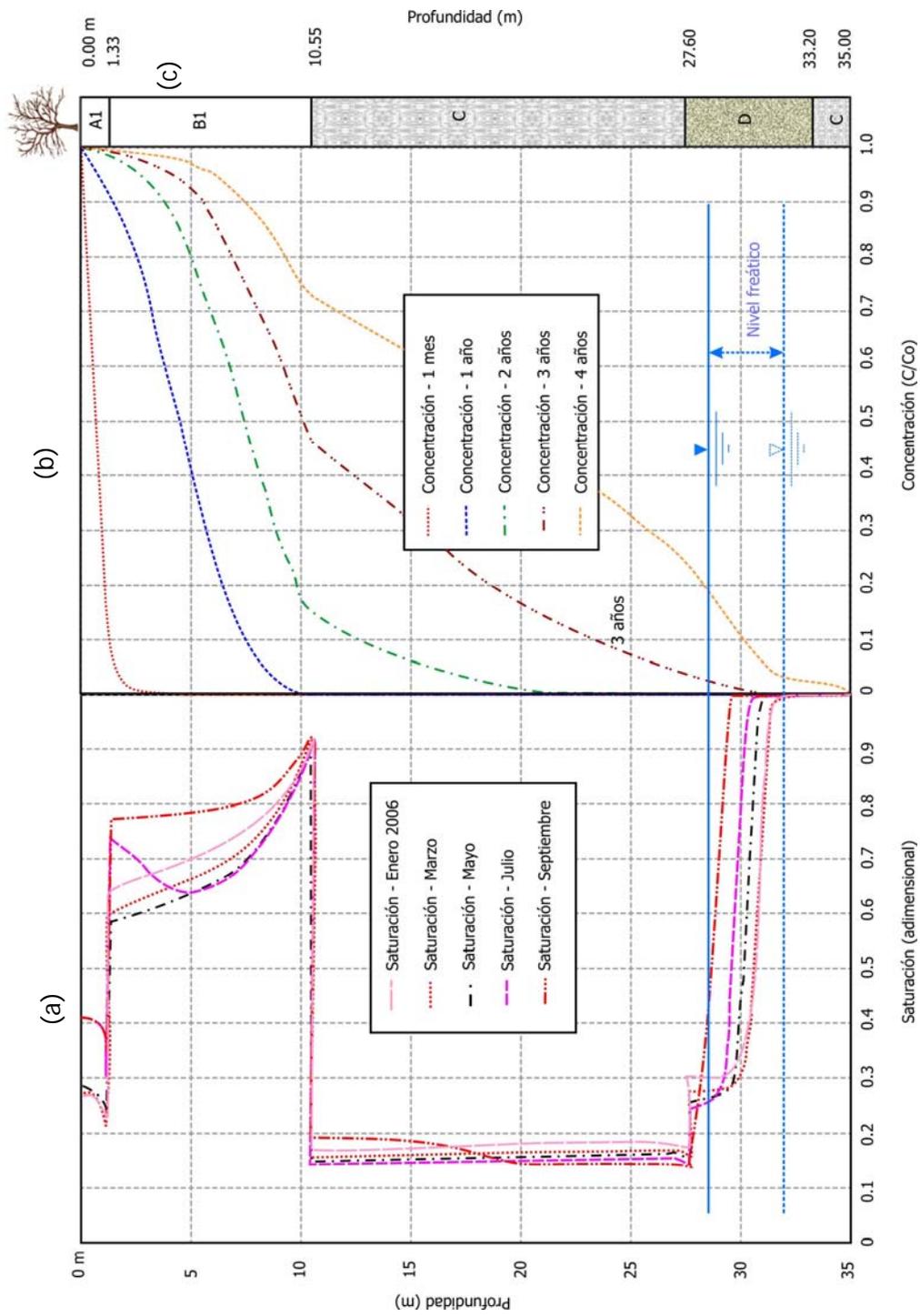


Figura 5.25. Resultados de modelación de (a) flujo y (b) transporte del escenario denominado “actual”, donde se indica cómo el contaminante alcanza el nivel freático en tres años. La columna de la derecha (c) representa el corte estratigráfico asociado.

En la Figura 5.25 (a) también se puede apreciar un decremento en la saturación del medio para los estratos inferiores. Dicho decremento no quiere decir que haya ingresado menos agua en el medio, más bien, indica que el agua pasa más rápido por esa capa, de tal modo que impide que la matriz porosa alcance un grado mayor de saturación. Ese incremento en la velocidad tiene implicaciones en lo que respecta al transporte de contaminantes, según se indica en la misma figura en (b), donde se muestra la concentración relativa del contaminante que es transportado por efecto de la advección y dispersión. Al comparar ambas se puede visualizar mejor el comportamiento dinámico del transporte en función de la estratigrafía de la zona vadosa.

En lo que respecta a las implicaciones de esta estructura en términos del impacto que podrían ocasionar los contaminantes, cuando el flujo es alto, ocurre preferencialmente por las fracturas, lo que implica que los contaminantes tienen menor contacto con la matriz porosa y esto a su vez ocasiona que éstos no sean filtrados, absorbidos o atenuados por el medio. Por lo anterior, la zona que presenta un mayor riesgo de permitir el paso de contaminantes es la que comprende los primeros dos estratos, dado su alto contenido de humedad. Una vez que los contaminantes atraviesan las dos primeras capas, podrían viajar con mayor velocidad en los otros tres a través de la matriz porosa, debido a la mayor conductividad hidráulica de este medio, alcanzando el nivel freático en un plazo de tres años.

En las figuras 5.26 y 5.27 se muestran los resultados para los escenarios de “alto riesgo” y “bajo riesgo”, respectivamente. Dado que ya se han explicado qué condiciones cambian y cuáles se mantienen constantes en cada uno de los casos, sólo resta indicar las implicaciones que cada escenario tiene en lo que concierne a la calidad del acuífero subyacente.

En lo que respecta al flujo, al comparar las figuras 5.25 (a) y 5.26 (a), se puede apreciar que en la segunda hay una menor saturación. En este escenario, de “alto riesgo”, el que se presente una menor saturación, con un mismo régimen de infiltración, implica que el flujo ocurre más rápido, lo que a su vez ocasiona que la concentración de un contaminante se incremente con mayor rapidez en un punto dado. Si se compara la Figura 5.25 (b) con la Figura 5.26 (b), es notorio que el contaminante atraviesa los primeros diez metros en un año para el primer caso y en tan solo ocho meses en el segundo. Esa misma comparación

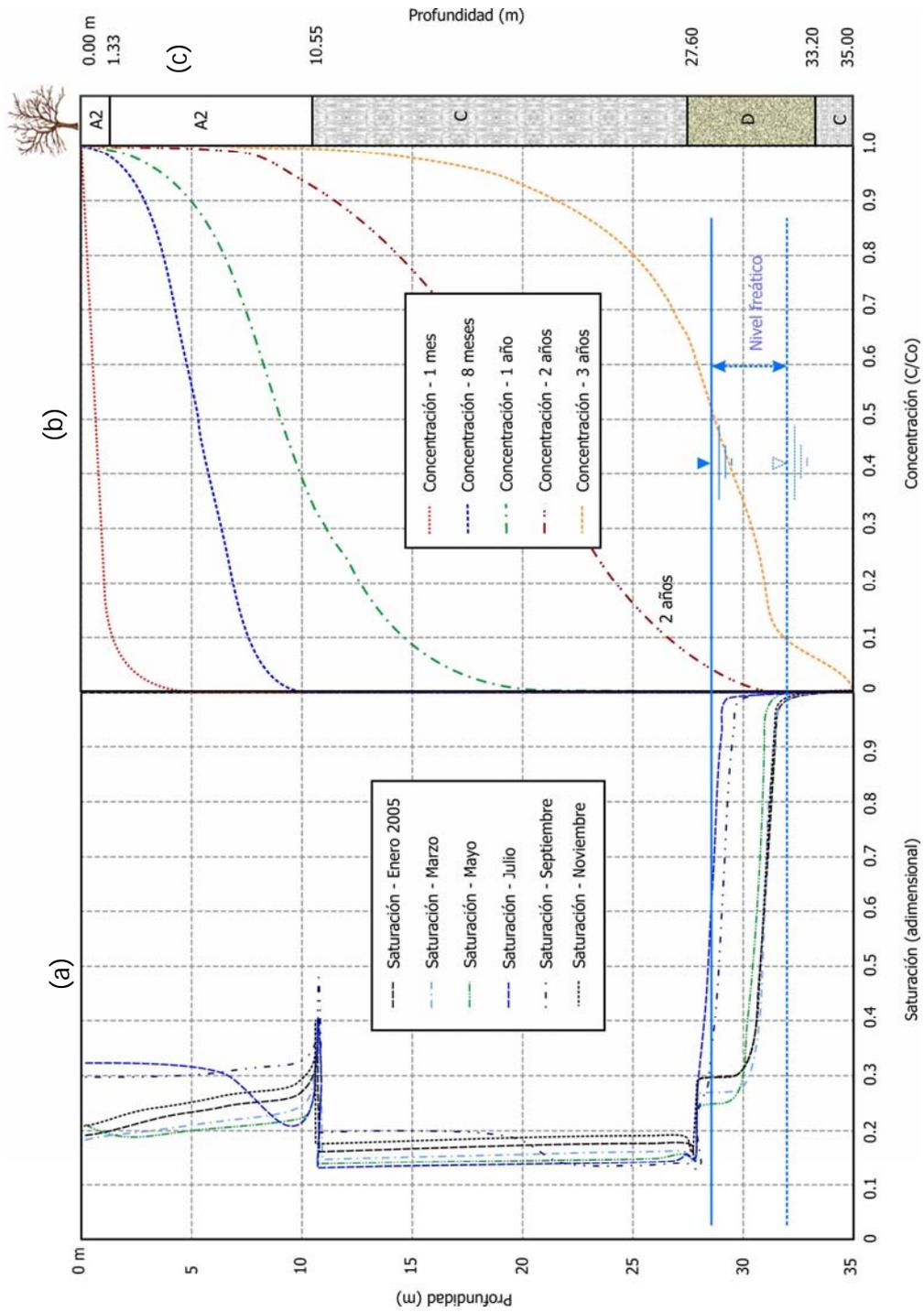


Figura 5.26. Resultados de modelación de (a) flujo y (b) transporte del escenario denominado "alto riesgo", donde se indica cómo el contaminante alcanza el nivel freático en dos años. La columna de la derecha (c) representa el corte estratigráfico asociado.

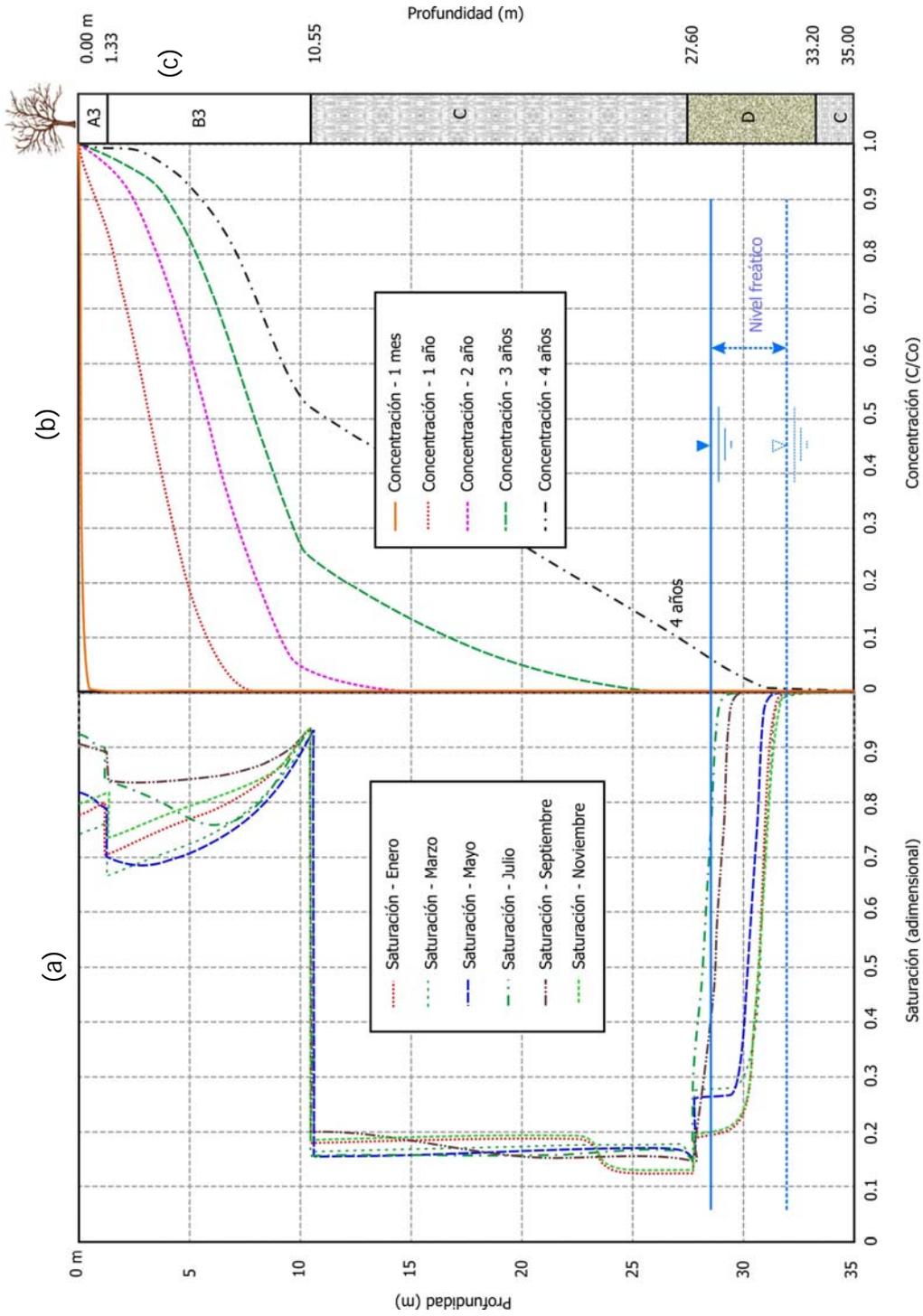


Figura 5.27. Resultados de modelación de (a) flujo y (b) transporte del escenario denominado "bajo riesgo", donde se indica cómo el contaminante alcanza el nivel freático en cuatro años. La columna de la derecha (c) representa el corte estratigráfico asociado.

muestra que el contaminante tarda en llegar al nivel freático solo dos años, un año más rápido que en el escenario denominado “actual”.

Al efectuar un análisis semejante para las figuras 5.25 y 5.27, se puede apreciar que en el escenario “bajo riesgo”, los primeros metros de la zona vadosa presentan una saturación alta, lo que va de la mano con la ralentización del avance del contaminante. Bajo estas circunstancias, el contaminante tardará en llegar al nivel freático alrededor de cuatro años.

Las situaciones anteriores muestran, por tanto, que el tiempo de tránsito para un contaminante conservativo oscila entre dos y cuatro años. Considerando que las fracturas en superficie se observaron a partir del año 2002, se puede inferir que a finales del año 2006 comenzarían a manifestarse señales de contaminación en muy bajas concentraciones en el nivel freático, sin embargo, según se ha mostrado en las figuras 5.25 a 5.27, los frentes de contaminación están presentes dentro de la zona vadosa, aun cuando no se hayan manifestado en el acuífero. Además, es necesario puntualizar que las simulaciones mostradas indican el transporte de un contaminante sin reacciones, por lo que, si se tienen en mente fenómenos de atenuación y retardo, el tiempo podría ser mayor.

Capítulo VI

Conclusiones

La contaminación del acuífero subyacente a una zona fracturada de descarga de un canal de aguas residuales en el municipio de Santiago Tiaguistenco, México, puede estar intuitivamente asociada al caudal de agua que se vierte en dicha zona. Los principales factores pueden incluir la época del año, el tipo de medio fracturado, la apertura y conectividad de las fracturas y si las características del medio evolucionan en el tiempo. El presente estudio centró su atención en la caracterización la zona vadosa fracturada para determinar bajo qué condiciones el acuífero subyacente tiene un mayor riesgo de contaminarse. En virtud de lo anterior, se obtuvieron las siguientes conclusiones:

Desde un punto de vista tecnológico, los seis dispositivos empleados para este trabajo se fabricaron con componentes nacionales, lo que hizo posible su fabricación a un costo de alrededor del 20% respecto a los equipos comerciales. El diseño propio de estos equipos permitió la cuantificación continua de los parámetros necesarios para implementar un modelo numérico mediante cuantificar los volúmenes de infiltración en diferentes épocas del año. Al mismo tiempo disminuyó la incertidumbre, al menos en lo que respecta a los parámetros hidrológicos, inherente a la modelación de la infiltración.

El análisis histórico de fotografías aéreas de la zona de estudio reveló que las fracturas en superficie se generaron alrededor del año 2001. Sin embargo, la cantidad y apertura de éstas ha disminuido en el año 2006, lo que apunta a un comportamiento dinámico y posiblemente cíclico en el futuro.

Respecto a la naturaleza y origen de las fracturas, las observaciones de campo indican una apertura mayor en estiaje, mientras que la combinación de niveles de alta saturación así como la presencia de sólidos en suspensión disminuye la cantidad y conectividad de éstas. En lo que respecta al origen, se atribuye principalmente a la desecación del medio para los primeros doce metros a partir de la superficie del suelo, aunado a la influencia de las fracturas del basalto que subyace a la zona de infiltración. A su vez, el origen de estas últimas está asociado a movimientos tectónicos. Por otra parte, en el estudio realizado no hay evidencia de que las fracturas hayan sido originadas por la subsidencia del terreno, dado que en las últimas décadas no ha tenido lugar un descenso significativo de los niveles piezométricos en la zona.

En lo que concierne a la dinámica de la infiltración, las simulaciones de flujo indican que el medio de los primeros doce metros a partir de la superficie del suelo son determinantes en la tasa de infiltración. Por otra parte, en las simulaciones de transporte, se consideró una fuente de contaminación puntual constante en la superficie del suelo. De acuerdo con éstas, el tiempo que tarda dicho contaminante conservativo en llegar al acuífero sin procesos de absorción o retardo oscila entre dos y cuatro años. Considerando que las fracturas en superficie aparecieron alrededor del año 2001, actualmente los contaminantes de las aguas residuales deben estar próximos a ingresar en el acuífero subyacente.

6.1. Recomendaciones

A partir de los resultados expuestos, se recomienda terminar las obras de canal de aguas residuales, haciendo especial énfasis en evitar el uso intermitentemente la zona de estudio para descargas, dado que esto podría ocasionar una tasa de infiltración mayor debido a la naturaleza de las fracturas en superficie. Así mismo, una medida temporal para disminuir la tasa de infiltración en lo que se termina la construcción y rehabilitación del canal de

aguas residuales es rellenar las fracturas en superficie con el mismo material franco-arcilloso de la zona de estudio.

Por otra parte, es de interés señalar que la topografía local favorece el escurrimiento hacia la zona de fracturas como una cuenca cerrada, lo que posibilita su aprovechamiento para la instalación de un sistema de recarga artificial. La principal ventaja que presenta es el bajo costo de la infraestructura necesaria para la captación y conducción del agua, mientras que la principal desventaja es el costo del tratamiento previo del agua que llega a la zona para reducir tanto la concentración de contaminantes como el alto contenido de sólidos arrastrados por el agua de tal modo que la calidad de ésta se encuentre dentro de la norma.

En lo que toca a las posibles líneas de investigación a las que puede dar lugar esta investigación, tecnológicamente, una pudiera ser la optimización de los equipos diseñados en este trabajo así como el desarrollo de otros para caracterizar parámetros críticos del subsuelo tales como la recarga a los acuíferos, así como las características críticas de los medios fracturados tales como densidad, apertura y conectividad entre fracturas.

Lo anterior permitiría una modelación más precisa, lo que a su vez posibilita planear políticas de desarrollo sustentable, con miras a la atenuación de uno de los problemas ambientales más graves de la cuenca del valle de Toluca y de muchas partes del mundo: la escasez de agua de buena calidad.