



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

15
Zejem.

" VARIACION HORARIA DE LA CARGA
HIDRAULICA EN EL ACUITARDO LACUSTRE
DEL EX-LAGO DE CHALCO D. F.
Y ESTADO DE MEXICO "

FALLA DE ORIGEN

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

WILFREDO GUSTAVO RAMIREZ ESQUIVEL



CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO

1995

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-030

SR. WILFREDO GUSTAVO RAMIREZ ESQUIVEL
Presente.

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Marcos Adrián Ortega Guerrero, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geólogo:

**VARIACION HORARIA DE LA CARGA HIDRAULICA EN EL ACUITARDO
LACUSTRE DEL EX-LAGO DE CHALCO D.F. Y ESTADO DE MEXICO**

I	INTRODUCCION
II	GEOLOGIA
III	METODOLOGIA
IV	DISCUSION DE RESULTADOS
V	CONCLUSIONES E IMPLICACIONES
VI	RECOMENDACIONES
	BIBLIOGRAFIA
	MAPAS, GRAFICAS Y FIGURAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 8 de junio de 1994
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*ggt*

JM

"VARIACIÓN HORARIA DE LA CARGA HIDRÁULICA EN EL ACUITARDO LACUSTRE DEL EX-LAGO DE CHALCO D.F. Y ESTADO DE MÉXICO"

CONTENIDO

ÍNDICE DE GRÁFICAS Y FIGURAS.....	iv
RESUMEN.....	v
AGRADECIMIENTOS.....	vi
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Introducción.....	2
1.2. Objetivos	7
2 GEOLOGÍA.....	8
2.1. Fisiografía	9
2.2. Marco Geológico	11
3 METODOLOGÍA.....	16
4 DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	19
4.1. Precipitación pluvial.....	20
4.2. Carga hidráulica... ..	21
4.3. Perfiles de la carga hidráulica.....	24
4.4. Variación mensual de la carga hidráulica.....	29
4.5. Variación de la temperatura del agua subterránea	34
5 CONCLUSIONES E IMPLICACIONES.....	38
6 RECOMENDACIONES.....	41
BIBLIOGRAFÍA.....	43
ANEXOS	
Desarrollo teórico e importancia de la carga hidráulica.....	47

ÍNDICE DE GRÁFICAS Y FIGURAS

Figura 1	. Localización de la Cuenca de México.....	3
Figura 2a	. Piezómetros tipo Casa Grande4
Figura 2b	. Piezómetros tipo (WVP).....	5
Figura 3	. Localización de los piezómetros en la Cuenca de Chalco.....	9
Figura 4	. Sección hidrogeológica Cuenca de Chalco.....	13
Figura 5a	. Representación estratigráfica y perfil geofísico de un pozo profundo en el centro de la Cuenca de Chalco.....	14
Figura 5b	. Detalle estratigráfico y perfil de resistencia a la penetración a través de los depósitos lacustres en el centro de la Cuenca de Chalco.....	14
Figura 6	. Espesor del acuitardo lacustre de la Subcuenca de Chalco... ..	17
Figura 7	. Sección del sitio de los piezómetros dentro y fuera de la fractura.....	18
Figura 8	. Precipitación pluvial registrada en la estación climatológica de Chalco....	20
Figura 9a	. Distribución de la carga hidráulica anual en el sitio de la fractura.....	21
Figura 9b	. Distribución de la carga hidráulica anual en el sitio fuera de la fractura....	22
Tabla 1	. Variación máxima de la carga hidráulica	23
Tabla 2	. Gradiente de la carga hidráulica.....	24
Figura 10a	. Carga hidráulica máxima registrada en octubre de 1992.....	25
Figura 10b	. Carga hidráulica mínima registrada en junio de 1993	26
Figura 10c	. Esquema de la carga hidráulica promedio general.....	27

Figura 11 . Sección A-A' en la Subcuenca de Chalco que indica el sentido del flujo subterráneo.....	28
Tabla 3 . Variación promedio anual de la carga hidráulica.....	29
Tabla 4 . Comparación del gradiente hidráulico.....	30
Figura 12a . Promedio mensual de la carga hidráulica en el sitio de la fractura.....	32
Figura 12b . Promedio mensual de la carga hidráulica en el sitio fuera de la fractura.....	33
Tabla 5 . Promedio mensual de la variación de la temperatura	34
Figura 13a. Gradiente de temperatura en el sitio de la fractura.....	35
Figura 13b. Gradiente de temperatura en el sitio fuera de la fractura.....	36
Figura 14 . Aparato de laboratorio de Darcy... ..	47
Figura 15 . Diagrama que muestra la elevación, presión y carga hidráulica para un punto en el flujo de agua en campo.....	51

RESUMEN

Estudiar la relación entre el acuífero y el acuitardo en la subcuenca de Chalco es muy importante, ya que como resultado de la extracción de agua en el acuífero, existe una contribución de agua proveniente del acuitardo que se manifiesta en la consolidación de los sedimentos lacustres. El gradiente hidráulico se ha invertido paulatinamente sin alcanzar el equilibrio y se encuentra en condiciones transitorias por el bombeo en el acuífero. A medida que el gradiente se incrementa, causa el movimiento de contaminantes desde la superficie del terreno hacia el acuífero.

En el pasado se utilizaron piezómetros tradicionales que tomaron hasta varios meses en proporcionar la carga hidráulica de equilibrio; en la actualidad, es imprescindible utilizar métodos rápidos, eficientes y efectivos de medición, que nos ayuden a conocer la evolución inmediata de la respuesta hidráulica y transitoria del acuitardo que ha sido inducida por el bombeo, para evaluar la migración de contaminantes hacia el acuífero subyacente y tomar decisiones con mayor anticipación. Para ello se hizo un análisis de las condiciones hidráulicas en la subcuenca de Chalco, con 15 piezómetros electrónicos del tipo "Drive Point" mejor conocidos como Vibrating Wire Piezometer (VWP), conectados a un lector automatizado que registró lecturas cada una o dos horas, durante el período de septiembre de 1992 a julio de 1993, en dos sitios con condiciones geológicas diferentes dentro y fuera de una fractura regional, a profundidades entre 5 y 54 m.

Para el análisis se hicieron gráficas a detalle con lecturas de un día de medición, promedios mensuales y hasta 4300 datos para cada uno de los piezómetros en todo el período de monitoreo, tanto de la carga hidráulica, perfiles de la carga hidráulica y temperatura, y de precipitación pluvial. En el sitio localizado en la fractura se observó que hay un control importante en el flujo subterráneo de agua hasta 32 m de profundidad, mientras que en el sitio ubicado fuera de la fractura, la actividad hidráulica es hasta 20 m, lo que coincide con otros estudios de migración de solutos y conductividad hidráulica. Se determinó que el movimiento preferencial del agua subterránea en el sistema hidráulico en ambos sitios es descendente. El promedio mensual de la temperatura se mantiene sin variaciones importantes hasta 20 m de profundidad en el sitio localizado fuera de la fractura, en contraste al sitio de la fractura a la misma profundidad.

AGRADECIMIENTOS

A mi madre:

Maria de Jesús

...quien junto a mi padre me ha guiado e impulsado siempre por el camino del bien

A la memoria de mi padre:

Vidal Ramirez y hermanos Francisco Javier y Ariel

... los llevo en mi corazón.

A mis hermanos:

*Vidal, Maria de los Angeles, Vidal Eduardo, Benjamín Angel, Fermín Antonio,
Juan Manuel, Georgina Ivonne y José Alfredo.*

...quienes me han brindado siempre su incondicional e invaluable apoyo.

A María de Jesús

...por todo su apoyo y mas

A Lorena y Jaron

...muy en especial

*A Adriana y Jonathan,
Alejandro,
Benjamín*

...con mucho cariño

El financiamiento para la compra de los piezómetros electrónicos 'data logger', así como la instalación y medición de los mismos fué proporcionado por un proyecto del Dr. John A. Cherry con el National Science and Engineering Research Council of Canada (NSERC), como parte de la tesis doctoral de Adrián Ortega.

Quiero agradecer al Dr. John A. Cherry profesor e investigador de la Universidad de Waterloo, Canadá y al Dr. Garth Van der Kamp del NHRJEC (Saskatoon, Saskatchewan, Canadá) por sus valiosos consejos para la elaboración de esta tesis y al Dr. Adrián Ortega investigador del Instituto de Geología de la UNAM, por la dirección de esta Tesis

Agradezco la beca proporcionada proporcionada por el Instituto de Ingeniería, y al Instituto de Geología por facilitar sus instalaciones, ambas pertenecientes a la UNAM.

A todos mis compañeros becarios del departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM , por su valiosa ayuda y mi gratitud a mis amigos Carlos, Javier, Angel y Margarita quienes siempre me han extendido su mano amiga.

A todos los profesores que desde mi niñez me brindaron sus enseñanzas. Al Ing. Héctor L. Macías, al Ing. Emiliano Campos y al Ing. Fernando Rosique por sus aportaciones a esta tesis.

***"Vivir, no es sólo existir,
sino existir y crear;
saber gozar y sufrir,
y no dormir, sino soñar;
descansar, es empezar a morir "***

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

El abastecimiento de agua potable a las grandes urbes del mundo es una tarea cada vez más difícil de llevar a cabo y la Ciudad de México no es la excepción. Enclavada en una cuenca endorréica, con una extensión de 9600 Km² y localizada en la parte central del eje neovolcánico a una altitud de 2240 m s.n.m. (Fig. 1), la ciudad ha sorteado diversos problemas desde hace más de 600 años para abastecer de agua a sus habitantes. Después de utilizar acueductos hasta el siglo pasado, a principios del siglo XX la aportación de agua comenzó a través de pozos perforados en un acuífero granular regional ubicado debajo de los sedimentos lacustres altamente compresibles que subyacen la Ciudad de México y que aporta en la actualidad 45 m³/s, (Sahad, 1992).

A principios de 1940, Carrillo concluyó que el asentamiento de los depósitos arcillosos de la Ciudad de México era causado por la despresurización del acuitardo inducida por el excesivo bombeo en el acuífero subyacente, lo cual generó cuantiosos problemas a los habitantes como inundaciones y daños muy severos a las edificaciones e infraestructura urbana, (Marsal y Mazari, 1959). En 1985, el asentamiento llegó a ser de 7.5 m en el centro de la ciudad, (GAVM, 1985). Para aminorar el hundimiento del terreno y abastecer la creciente demanda de agua potable a la Ciudad de México, se buscaron zonas alternas y cercanas de aprovechamiento de agua subterránea y una de estas fue la subcuenca de Chalco, localizada a solo unas decenas de kilómetros de distancia hacia el sureste del centro de la ciudad (Fig. 1). En la actualidad, el acuífero de la subcuenca de Chalco aporta alrededor de 8 m³/s, (Huizar, 1989).

El gradiente hidráulico en el acuitardo lacustre de la cuenca de México originalmente era ascendente (Carrillo 1948, Durazo y Farvolden 1989, Ortega y Farvolden 1989), pero se ha invertido en la mayor parte del acuitardo debido al intenso bombeo del acuífero subyacente, (GAVM, 1991).

En la superficie de las diferentes planicies lacustres de la Cuenca de México, existen numerosas fuentes de contaminación que se disponen sin control alguno y que potencialmente pueden migrar hacia el acuífero bajo la influencia del gradiente hidráulico descendente. No se conoce con precisión el grado de protección que los sedimentos arcillosos del acuitardo ofrecen al acuífero.

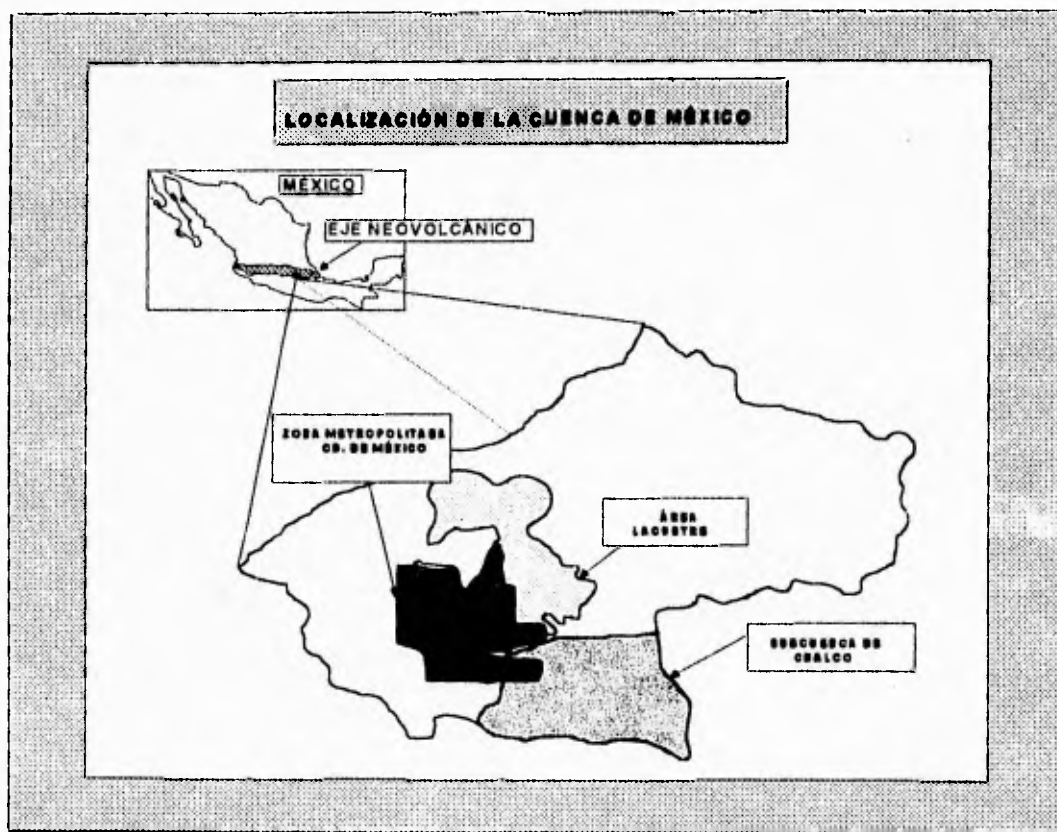


Figura 1. Localización de la Cuenca de México. (Ortega, 1993)

Rudolph et. al., (1991) y Ortega (1993) reportan que el flujo del agua subterránea y migración de solutos en el acuitardo lacustre de Texcoco y Chalco está controlado por fracturas en los primeros 25 m de profundidad. Por otro lado, Keller et. al., (1985) han detectado la presencia de fracturas en sedimentos arcillosos en Canadá, lo que indica que la presencia de fracturas en acuitardos arcillosos es un fenómeno común, lo cual confirman las observaciones que hace Van Der Kamp, (1995) acerca de la existencia de fracturas en materiales arcillosos en Norteamérica.

En los estudios tradicionales del acuitardo lacustre de la Cuenca de México, se utilizaron durante muchos años piezómetros tipo "Casa Grande" (Fig. 2a), para determinar la presión de poro. Los piezómetros fueron instalados solamente en las capas de arena volcánica principales y no en unidades arcillosas dentro de la secuencia lacustre, ya que hacer tales mediciones requiere de mucho tiempo, en ocasiones hasta meses para obtener el equilibrio hidráulico en el piezómetro. Estos instrumentos no son adecuados para identificar la presencia de fracturas en el subsuelo ni monitorear la velocidad de migración de contaminantes.

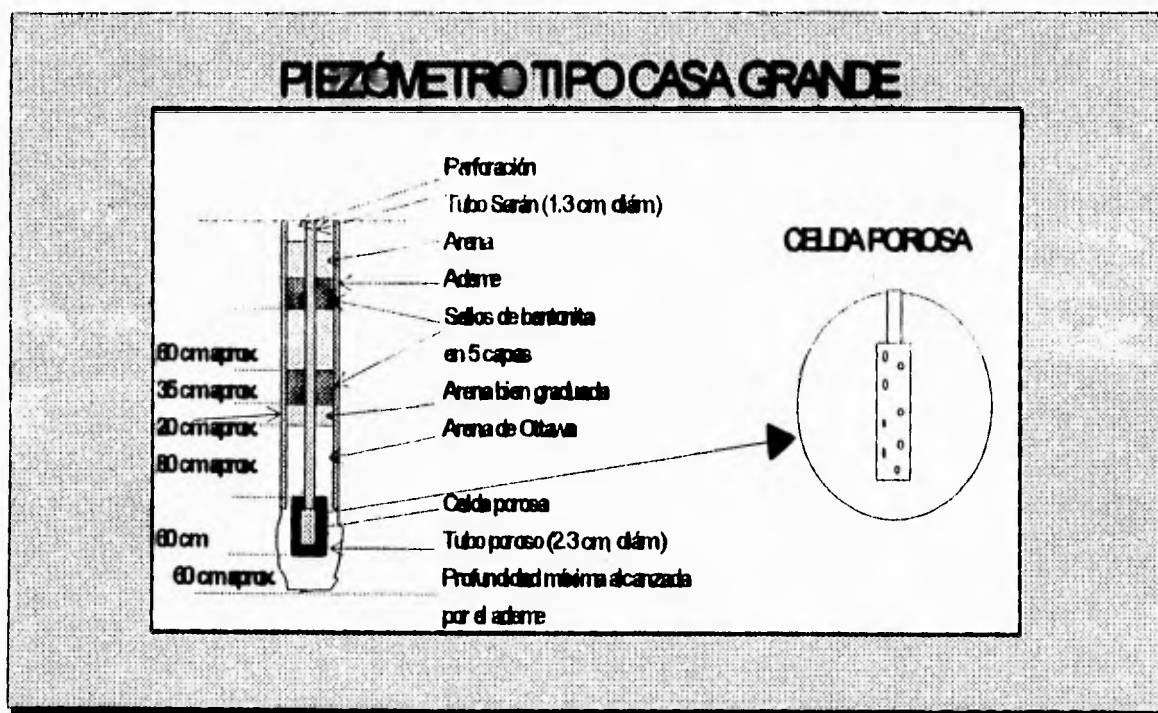


Figura 2a. Piezómetros tipo "Casa Grande".

Ante la posibilidad de transporte de diversos contaminantes hacia el acuífero subyacente, es necesario cuantificar la velocidad de migración de éstos y así predecir el tiempo en que impactarían al acuífero. Por lo anterior, es importante mantener monitoreos continuos y permanentes con sistemas adecuados de medición, de respuesta instantánea y registro automatizado, para conocer en forma inmediata y continua la respuesta hidráulica del sistema acuífero-acuitardo en la Cuenca de México.

Dadas las necesidades actuales de conocer mejor la respuesta hidráulica del acuitardo, en fechas recientes se ha recurrido a sistemas electrónicos para registrar las variaciones hidráulicas. La instrumentación a través de todo el espesor lacustre del acuitardo de Chalco se llevó a cabo en 1989 por el Dr. Adrián Ortega, en una zona donde el espesor total del acuitardo es de 56 m. La instrumentación consistió en 15 piezómetros electrónicos del tipo "Vibrating Wire Piezometer" (Fig. 2b) conectados a un lector automático de registro en dos sitios diferentes, uno en una fractura regional y otro a 20 m de distancia fuera de la fractura, los cuales permitieron evaluar en forma rápida el gradiente hidráulico vertical, que en combinación con la conductividad hidráulica ayuda a determinar la velocidad de infiltración de contaminantes no reactivos hacia el acuífero, ya que estos viajan a la velocidad promedio del agua subterránea. Se registraron además las variaciones de temperatura en el subsuelo. Las mediciones con el equipo descrito se realizaron durante casi un año, entre septiembre de 1992 y julio de 1993.

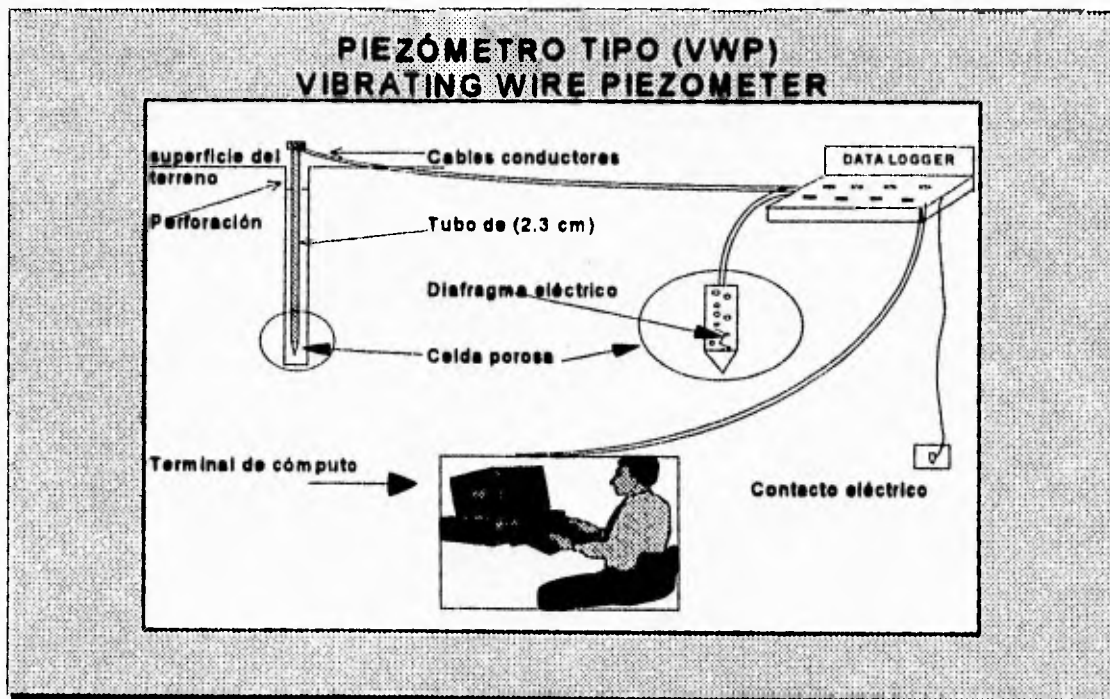


Figura 2b. Piezómetros tipo (VWP) "Vibrating Wire Piezometer."

Esta tesis tiene como finalidad utilizar las lecturas de presión de poro y temperatura tomadas en ese período de monitoreo por los piezómetros electrónicos, para analizar la respuesta hidráulica del acuitardo, identificar la dirección de flujo del agua subterránea, medir el gradiente hidráulico y gradiente de temperatura y determinar cómo y hasta donde influyen las precipitaciones pluviales en el comportamiento del acuitardo en una porción de la subcuenca de Chalco.

1.2. OBJETIVOS

Esta tesis tiene como objetivos:

- 1). Definir la respuesta hidráulica del acuitardo lacustre de Chalco por medio de piezómetros electrónicos instalados en una zona de fractura y en una zona no fracturada, a través de la medición horaria de la presión de poro y temperatura a profundidades entre 5 y 54 m.**
- 2) Obtener la dirección de flujo del agua subterránea en el área de estudio.**
- 3) Establecer la correspondencia de la respuesta hidráulica del acuitardo con la influencia de la precipitación pluvial.**
- 4) Determinar la profundidad de las zonas activas de flujo subterráneo en una fractura regional y en una zona donde no existe fracturamiento evidente.**

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA

2.1. FISIOGRAFÍA

La cuenca de Chalco se localiza en la parte central del eje neovolcánico, en el sureste de la cuenca de México y está limitada al norte por las estribaciones de la Sierra de Santa Catarina, constituida por lavas basálticas principalmente y tobas del Plioceno y Cuaternario, (Demant, 1978).

Al sur se encuentra la Sierra Chichinautzin de edad cuaternaria, constituida por derrames lávicos vesiculares muy extensos, masivos o lajeados de composición andesítica y basáltica de textura fina a media, que pertenecen al grupo Chichinautzin, (Fries, 1960).

En la parte este de la cuenca de Chalco se localiza la Sierra de Río Frío, con orientación N-S y conformada en su mayor parte por derrames riodacíticos; hacia el sur esta prominencia se conoce como Sierra Nevada, con estructuras importantes como el volcán Iztaccíhuatl y Popocatepetl, (Schlaepfer, 1968) (Fig. 3).

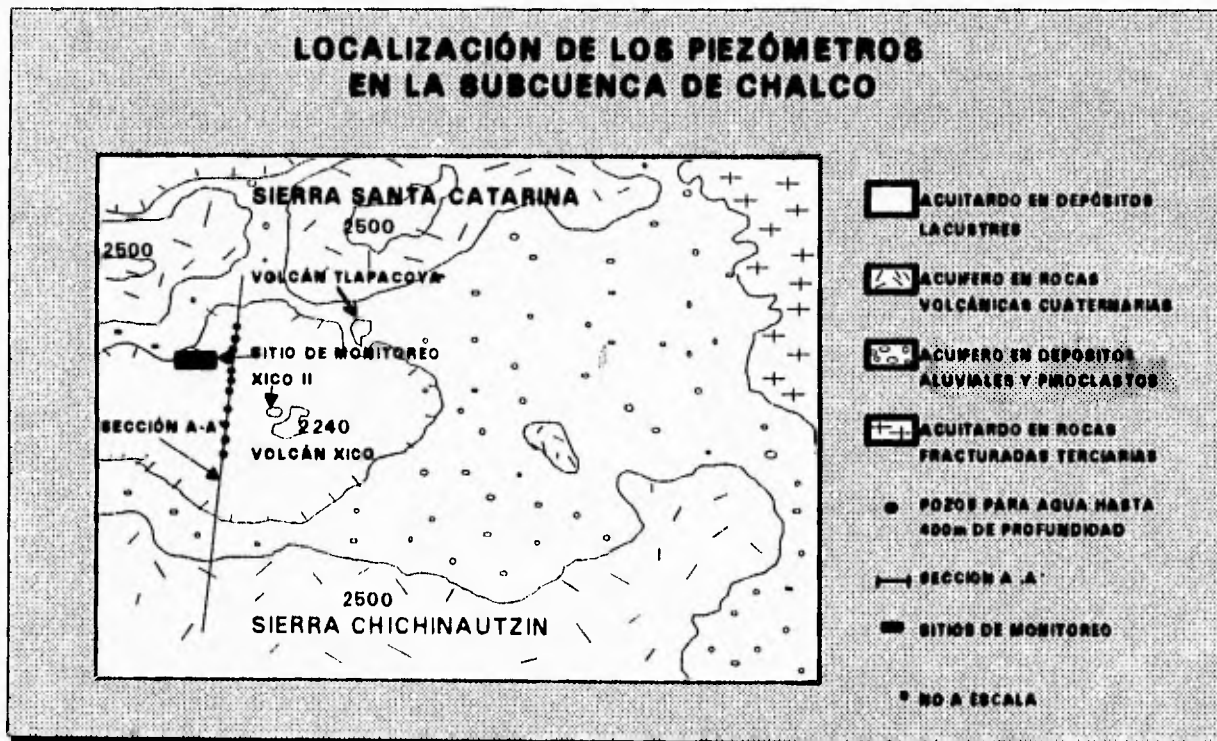


Figura 3. Localización de los piezómetros en la subcuenca de Chalco. (Ortega, 1993)

Hacia el límite oeste se ubica el área chinampera de Tláhuac sobre depósitos lacustres y aluviales, constituidos por cenizas volcánicas, material piroclástico, tobas, brechas y arcillas.

En la parte central se encuentra el área del ex-lago de Chalco que corresponde a una planicie lacustre. A la altura del antiguo nivel de agua del lago, encontramos un anillo de rocas piroclásticas de 100 m de altura y 1500 m de diámetro, resultado de la interacción de magma basáltico con agua, llamado Cerro el Xico que se fusiona con otro semejante conocido como el Xico Viejo, (de Cerna et. al., 1988)

2.2. MARCO GEOLÓGICO

El basamento en la Cuenca de México se compone de una serie de rocas sedimentarias, con estructuras plegadas asimétricas producidas en las rocas cretácicas marinas, que van desde calizas de ambiente marino relativamente profundo, como la Formación Xochicalco reportada como la roca más antigua en la Cuenca de México, a calizas de ambiente somero como la Formación Cuautla, (Fries, 1960). Los pliegues están recostados al oriente y presentan ejes sinuosos con orientación nor-noroeste; las charnelas son irregulares en su geometría y pertenecen al cinturón de deformación de rocas jurásicas y cretácicas plegadas que conforman la Sierra Madre Oriental.

Con base en correlación hacia el sur y norte del Eje Neovolcánico, los pliegues en su mayoría son relativamente cortos, de 2 a 3 Km, a excepción del anticlinal Ticomán que tiene 40 Km de longitud, (Fries, *op cit.*).

Las estructuras geológicas que conforman el paraje de la cuenca de México presentan fallas normales con desplazamiento considerable, que constituyen grabens cenozoicos producidos por eventos de distensión y vulcanismo posterior, (Fries, *op cit.*).

Dos ciclos volcánicos han sido asociados con el origen del Eje Neovolcánico Transmexicano, relacionados con la subducción de la Placa de Cocos con la placa de Norte América, en el Oligoceno-Mioceno y en el Pliocuaternario, reconocidos por Negendak (1972), Mooser et. al., (1974), y Bloomfield (1975). El Eje Neovolcánico guarda una posición oblicua de 20 ° respecto a la trinchera de Acapulco, (Urrutia et. al., 1977).

En el Terciario, importantes depósitos de flujo de lava andesítica y material piroclástico formaron el cordón de sierras al sur de la cuenca de México, como la Formación Ajusco (Mooser, 1962) y el grupo Xochitepec (Mooser, 1974), que son depósitos piroclásticos. Depósitos continentales originaron la Formación Balsas hacia el sur, (Fries, *op cit.*). La Formación Tarango se refiere a los abanicos aluviales con depósitos de ceniza y pómez en la parte superior, (Mooser, 1962). El tronco granítico de Colotepec intrusión la Formación Xochicalco, (Fries, *op cit.*).

El fallamiento pliocuaternario y el emplazamiento de derrames lávicos de tipo riodacítico, como la Formación Tláloc que conforma gran parte de la Sierra de Río Frío (Schlaepfer, 1968), Iztaccíhuatl (Mooser, *op cit.*) y Popocatepetl (Carrasco, 1985) controlaron la sedimentación clástica aluvial en la Cuenca de México. Con el cierre de la cuenca se incrementó el espesor de rocas clásticas (Vázquez et. al., 1977) por el Grupo Chichinautzin (Fries, *op cit.*) de composición andesítica y basáltica.

En los depósitos lacustres cuaternarios yacen intercalados los productos piroclásticos depositados en la cuenca de México, constituidos principalmente por arcillas bentoníticas e intercalación de horizontes piroclásticos, (Bryan, 1948 y De Terra, 1948).

En 1962, Fries describió 210 m de espesores de aluvión en el subsuelo de la porción meridional, que se encuentran extensamente distribuidos, rellorando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno, así como depresiones tectónicas como el graben de Chalco. Ortega et. al., (1993) definieron espesores mayores que se detallan en la siguiente sección.

2.3. HIDROGEOLOGÍA

Por su cercanía y dimensiones, el acuífero de la subcuenca de Chalco ha sido muy importante en el abastecimiento de agua potable para la Ciudad de México y diversas empresas, instituciones gubernamentales e investigadores se han dedicado a su observación. Los estudios más recientes de tipo hidrogeológico son los realizados por Huizar, (1989) y Ortega et. al., (1993).

De acuerdo con Ortega *Op cit.*, los depósitos volcánicos cuaternarios forman un acuífero en rocas basálticas fracturadas y en los piroclastos ubicados en las faldas de la Sierra Chichinautzin y Santa Catarina. Los depósitos aluvio-piroclásticos forman también un importante acuífero no confinado más allá de la orilla de la planicie lacustre de la subcuenca de Chalco y un acuífero semiconfinado debajo del acuitardo. Los sedimentos lacustres constituyen un acuitardo de gran espesor al centro de la planicie de Chalco. Las rocas volcánicas terciarias que afloran en la Sierra Nevada, forman el límite inferior del sistema hidrológico o basamento.

En la figura 4 se observa la distribución de las diferentes unidades hidrogeológicas a lo largo de la sección N-S, a través de los pozos de Santa Catarina. El acuitardo lacustre presenta una intercalación con los basaltos cuaternarios en las proximidades de la Sierra Chichinautzin, y una lente de basalto se encuentra en la parte central de la planicie lacustre.

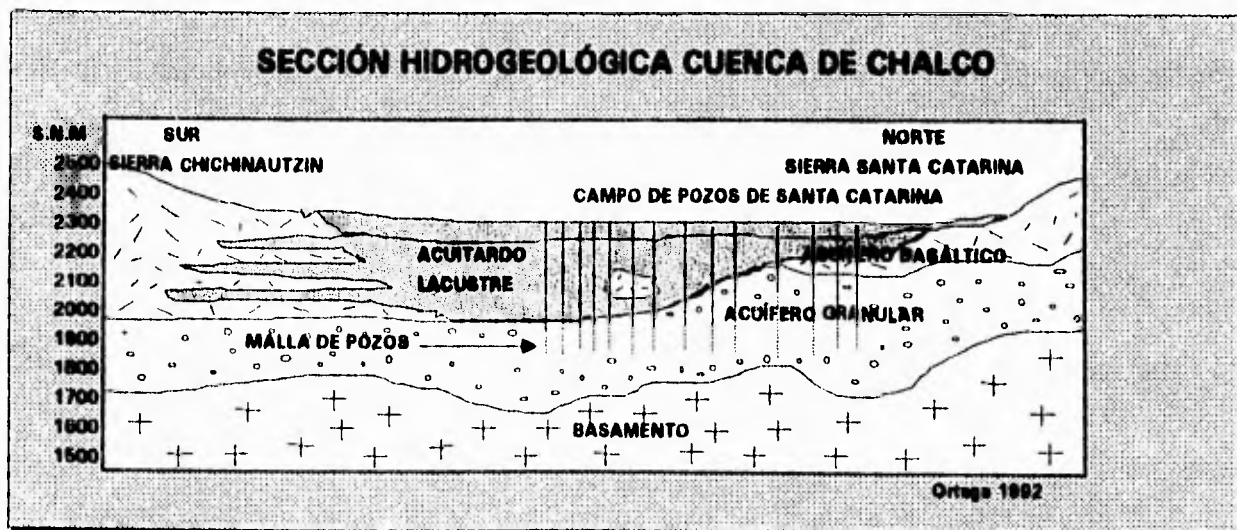


Figura 4. Sección hidrogeológica Cuenca de Chalco.

La figura 5a muestra la distribución de las unidades hidrogeológicas encontradas en el pozo Xico II, cercano a el volcán de Xico. El acuitardo lacustre tiene espesores que varían desde 1 m en la periferia hasta 300 m en su parte central y cubre al acuífero granular regional que tiene un espesor de aproximadamente 200 m y del cual se extrae agua para la Ciudad de México. En la misma figura, se observa la posición del basamento hasta una profundidad aproximada de 300 m.

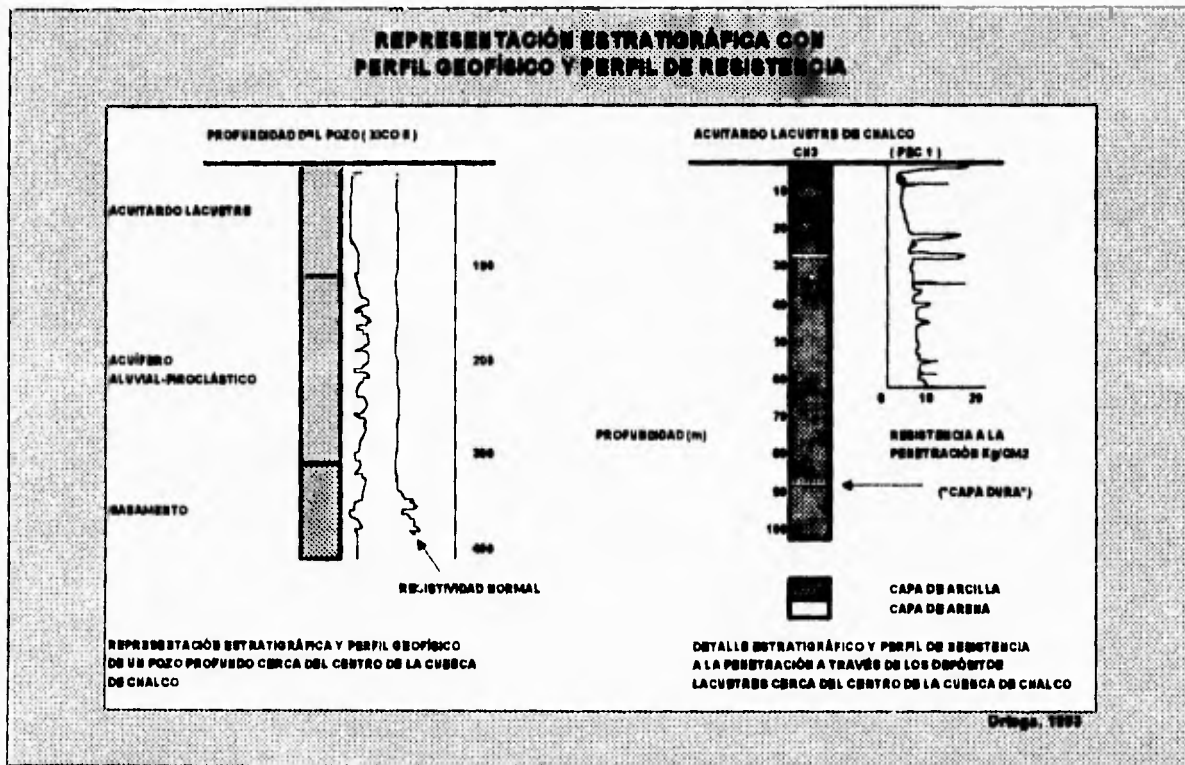


Figura 5a. Representación estratigráfica y perfil geofísico de un pozo profundo en el Centro de la Cuenca de Chalco. (figura a la izquierda)

Figura 5b. Detalle estratigráfico y perfil de resistencia a la penetración a través de los depósitos lacustres en el centro de la cuenca de Chalco. (figura a la derecha)

La figura 5b ilustra las características de los sedimentos lacustres en los primeros 100 m de profundidad en la parte central de la planicie de Chalco. En esta figura se observa la alternancia de sedimentos de grano muy fino (arcillas), intercalados con lentes y estratos de arena volcánica fina; los estratos principales de arena se conocen en la nomenclatura geotécnica como "capas duras".

De acuerdo con los autores mencionados, la evolución hidrogeológica de la subcuenca de Chalco se desarrolló en las siguientes fases:

a) Antes de la explotación del acuífero regional de la subcuenca de Chalco en los años 1950, ésta fue un área de descarga del flujo subterráneo con gradiente hidráulico ascendente en el acuitardo. El bombeo del acuífero regional ha causado que el gradiente se invierta de ascendente a descendente cerca de la periferia del acuitardo donde el espesor es menor a 100 m; mientras que en el centro de la cuenca, donde el acuitardo tiene su máximo espesor de aproximadamente 300 m, el gradiente sigue ligeramente ascendente en un rango de profundidad de 5 a 50 m, que es donde existen los datos de los piezómetros.

b) Aunque la fuerza del gradiente hidráulico ha disminuido, en gran parte del acuitardo, el equilibrio de la presión de poro no se ha llevado a cabo debido a la rápida disminución del nivel piezométrico, a una velocidad de 1.5 m/año como consecuencia del bombeo continuo que sufre el acuífero subyacente. Esto ha causado hundimientos en el centro de la planicie lacustre de Chalco del orden de 40 cm/año, en los últimos diez años con la formación de un lago que se extiende gradualmente a medida que se incrementa el asentamiento.

c) Las actividades agrícolas acompañadas de una rápida urbanización y el establecimiento de fábricas en el municipio de Chalco, Mixquic, Ixtayopan, Ixtapaluca y delegación Tláhuac entre otros, sumados a la falta de drenaje, pavimentación y recolección de basura, han traído consigo problemas de contaminación potencial hacia el acuífero, por los diferentes desechos líquidos que generan y drenan hacia una abundante red de canales a cielo abierto que cortan la planicie lacustre de Chalco.

d) La migración de contaminantes en el acuitardo no ha causado todavía significantes cambios en la calidad del agua en los pozos profundos del acuífero, sin embargo, existe la posibilidad de deterioro, ya que se observa un inevitable incremento en la demanda de agua para el área metropolitana de la Ciudad de México, por lo que se requerirá de una mayor explotación del agua subterránea en la planicie de Chalco. Ante esta situación es necesario entender el comportamiento hidráulico del acuitardo para manejar óptimamente los recursos del agua subterránea y el uso del suelo.

CAPÍTULO 3
METODOLOGÍA

3 METODOLOGÍA

La instalación, calibración y monitoreo de 15 piezómetros electrónicos fueron actividades realizadas por Ortega en 1992; ocho de los piezómetros se colocaron en una fractura regional y siete a 20 metros de distancia fuera de la fractura, ambos a profundidades entre 5 y 54 m (Figs. 6 y 7), por un período de monitoreo efectivo de 11 meses, de septiembre de 1992 a julio de 1993.



Figura 6. Espesor del acuitardo Lacustre de la Subcuenca de Chalco.

Todos los piezómetros se conectaron a un lector automático "data logger", (Fig. 2b) programado para registrar y almacenar las lecturas de presión de poro, presión barométrica y temperatura, cada hora en los primeros meses y cada dos horas a partir de enero de 1993. Para procesar los datos obtenidos por el "data logger" en campo, fue necesario hacer correcciones de calibración a las lecturas del instrumento, previas a la instalación de los piezómetros, a través de una computadora portátil.

Los datos registrados por el "data logger" se ordenaron y clasificaron para su interpretación en bases de datos de computadora como el Quatro Pro versión 4 y Excel versión 5. Una vez calculadas la carga hidráulica, presión de poro y temperatura, se identificó la dirección de flujo del agua subterránea, así como el gradiente hidráulico y de temperatura en el acuitardo. Para el análisis del comportamiento hidráulico se elaboraron dos gráficas de la carga hidráulica con información de alrededor de 17,600 datos por sitio monitoreado. A partir de estos datos y con el empleo de métodos estadísticos incluidos en la paquetería se obtuvieron promedios mensuales; también se graficó el gradiente hidráulico para un día de monitoreo.

Con el fin de identificar la respuesta hidráulica del acuitardo por efectos de la lluvia, fue necesario obtener información de la precipitación pluvial en la zona de Chalco a través de una estación climatológica localizada aproximadamente a 3 Km. del sitio instrumentado. Esta información fue proporcionada por La Comisión Nacional del Agua (CNA) para el mismo período de observaciones del "data logger". Los datos de precipitación se capturaron en la misma base de datos de computadora, para lograr la trasposición en el tiempo con los datos piezométricos.

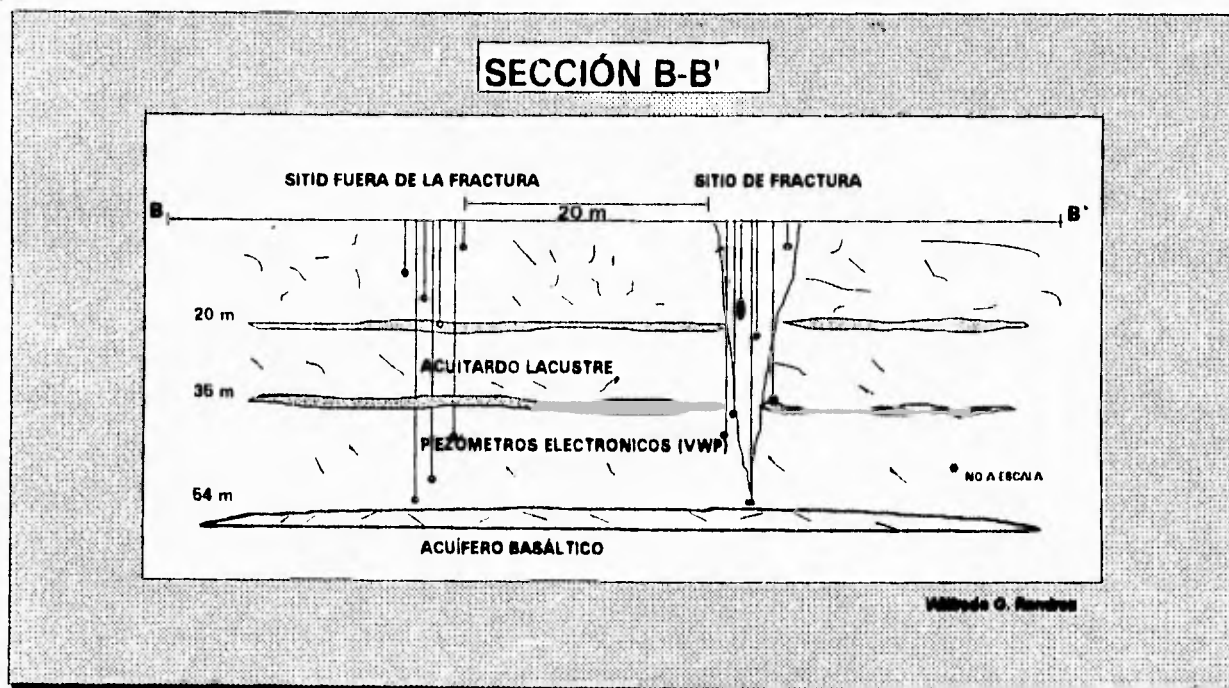


Figura 7. Sección del sitio de los piezómetros dentro y fuera de la fractura.

CAPÍTULO 4
DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. PRECIPITACIÓN PLUVIAL

La figura 8 muestra la precipitación pluvial diaria en la estación de Chalco. En esta figura es posible observar la distribución de la temporada de lluvias, que en la zona de estudio principia a mediados de mayo y termina a finales de octubre, con precipitaciones esporádicas en los otros meses del año. Las lluvias más intensas para este período de monitoreo se presentaron en los meses de junio, julio y agosto y se observan eventos máximos hasta de 40 mm de precipitación.

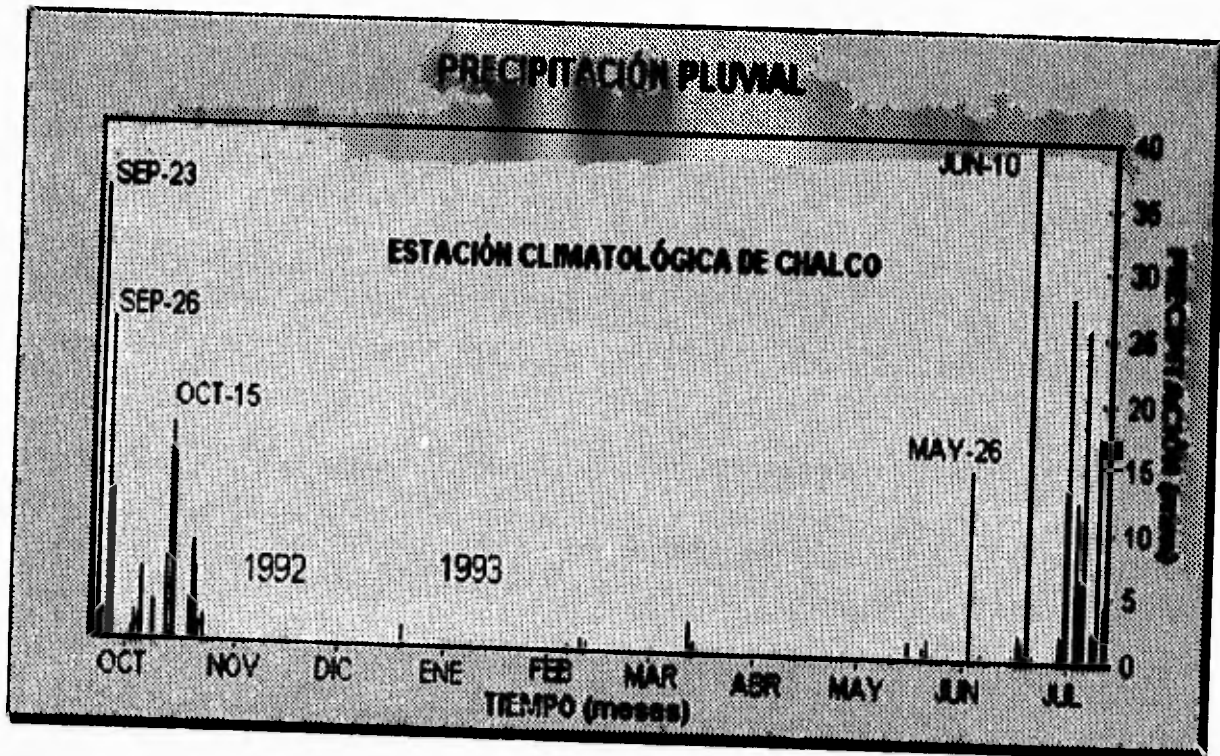


Figura 8. Precipitación pluvial registrada en la Estación Climatológica de Chalco.

4.2. CARGA HIDRÁULICA

A partir de los niveles de agua en los pozos de un acuífero confinado se puede obtener una superficie piezométrica. Este tipo de superficie es un mapa de contorno de la carga hidráulica. Con la representación gráfica obtenida, es posible conocer el nivel piezométrico y la dirección del flujo subterráneo que es de gran utilidad en la determinación de las zonas de recarga y descarga del acuífero

En el anexo 1 se presenta el desarrollo teórico de la carga hidráulica.

La figuras 9a y 9b indican la variación horaria de la carga hidráulica respecto al tiempo para todo el período de mediciones. La primera figura muestra los resultados de los 8 piezómetros localizados en el centro de la fractura y la segunda se refiere a las mediciones de 7 piezómetros ubicados fuera de la fractura.

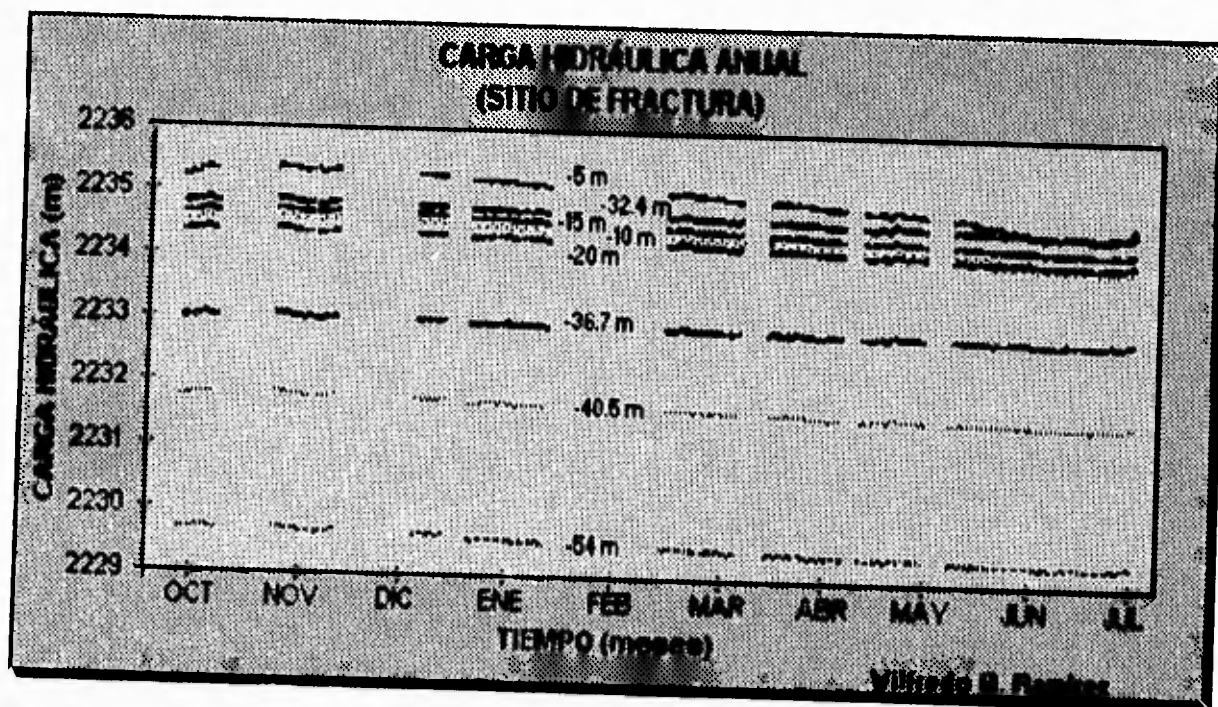


Figura 9a. Distribución de la carga hidráulica anual en el sitio de la fractura.

La variación de la carga hidráulica a lo largo del período de observaciones es mayor en los piezómetros someros que en los profundos, para los dos sitios monitoreados.

La distribución de la carga hidráulica indica que en general, el movimiento vertical del agua subterránea a través de todo el acuitardo lacustre es descendente.

Todos los piezómetros alcanzan su máxima carga hidráulica en el mes de octubre, y a partir de ese tiempo se inicia un decremento continuo hasta llegar a los valores más pequeños en el mes de junio (Los dos períodos en particular serán discutidos en la sección de Perfiles de la Carga Hidráulica). El comportamiento anual de la carga hidráulica puede relacionarse con el período de precipitación pluvial en la zona, y de haberse obtenido mediciones de precipitación pluvial para otros años se observaría que las variaciones son cíclicas, tal como lo muestran las variaciones piezométricas anuales reportadas por Ortega, (1993).

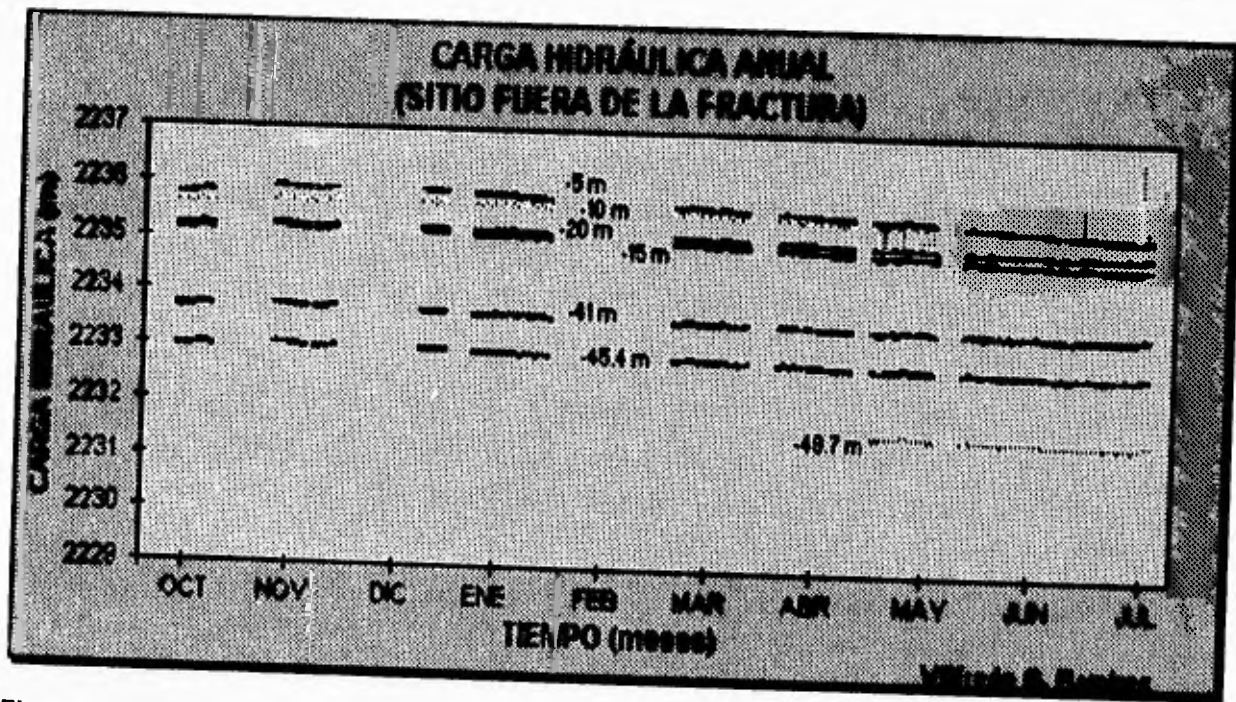


Figura 9b. Distribución de la carga hidráulica anual en el sitio fuera de la fractura.

Las magnitudes máximas de variación de la carga hidráulica que se presentaron en los piezómetros durante todo el período de monitoreo, para ambos sitios se observan en la tabla 1.

La variación anual de la carga hidráulica en el sitio de la fractura es en general mayor que la obtenida fuera de ésta. La variación máxima anual de 68 y 90 cm se presentó en los primeros 10 m de profundidad en el sitio de la fractura, en tanto que en el otro sitio la máxima variación fue de 63 cm a los 5 m.

VARIACIÓN MÁXIMA DE LA CARGA HIDRÁULICA			
SITIO DE FRACTURA		SITIO FUERA DE LA FRACTURA	
PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO	VARIACIÓN MÁXIMA DE LA CARGA HIDRÁULICA	PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO	VARIACIÓN MÁXIMA DE LA CARGA HIDRÁULICA
(m)	(cm)	(m)	(cm)
5	90	5	63
10	68	10	58
15	48	15	52
20	44	20	37
32.4	44	41	43
36.7	36	45.4	57
40.5	39		
54	46		

Tabla 1. Variación máxima de la carga hidráulica.

En los piezómetros localizados dentro de la fractura entre 15 y 54 m de profundidad, la variación anual fue uniforme y fluctuó entre 38 y 46 cm; mientras que fuera de la fractura, la variación de la carga hidráulica anual promedio para los piezómetros localizados entre 10 y 45 m, se mostró más irregular. Los datos anteriores sugieren que existe una mayor actividad hidráulica en los primeros 10 m en el sitio fracturado, probablemente debido a que la infiltración del agua se facilita a través de los materiales que rellenan la fractura; lo que no sucede en el otro sitio, donde la actividad es menor y solo se manifiesta hasta 5 m de profundidad.

4.3. PERFILES DE LA CARGA HIDRÁULICA

En las figuras 10a y 10b se presentan los perfiles de la distribución de la carga hidráulica en ambos sitios, para un día representativo seleccionado de los periodos de máxima y mínima carga hidráulica que ocurrieron en los meses de octubre de 1992 y junio de 1993 respectivamente. El primer perfil pertenece al periodo de máxima carga hidráulica registrada en el mes de octubre de 1992 (Fig. 10a) y el segundo corresponde al periodo de mínima carga hidráulica registrada en el mes de junio de 1993 (Fig. 10b).

La tabla 2 muestra numéricamente la carga hidráulica máxima y mínima; de igual manera se observa el gradiente hidráulico calculado con estos datos.

GRADIENTE DE LA CARGA HIDRÁULICA						
PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO (m)	SITIO DE FRACTURA		GRADIENTE DE LA CARGA HIDRÁULICA (m/m)	SITIO FUERA DE LA FRACTURA		GRADIENTE DE LA CARGA HIDRÁULICA (m/m)
	CARGA HIDRÁULICA (m)			CARGA HIDRÁULICA (m)		
			octubre de 1992			
5	2235.37			5	2235.82	
54	2229.69			45.4	2233.05	
		0.1159				0.0710
			junio de 1993			
5	2234.45			5	2235.22	
54	2229.28			45.5	2231.41	
		0.1057				0.0943

Tabla 2. Gradiente de la carga hidráulica.

De la tabla 2 se observa que el gradiente hidráulico medido a través de todo el acuitardo lacustre en el mes de octubre para el sitio de la fractura es de 0.1159 m/m, y para el sitio ubicado fuera de la fractura es de 0.0710 m/m. Para el mes de junio se obtiene un gradiente hidráulico de 0.10 m/m en la fractura y de 0.094 m/m para el otro sitio, donde el gradiente hidráulico prácticamente es el mismo. De aquí se concluye que la recarga principal en el acuitardo se da al final de la época de lluvias.

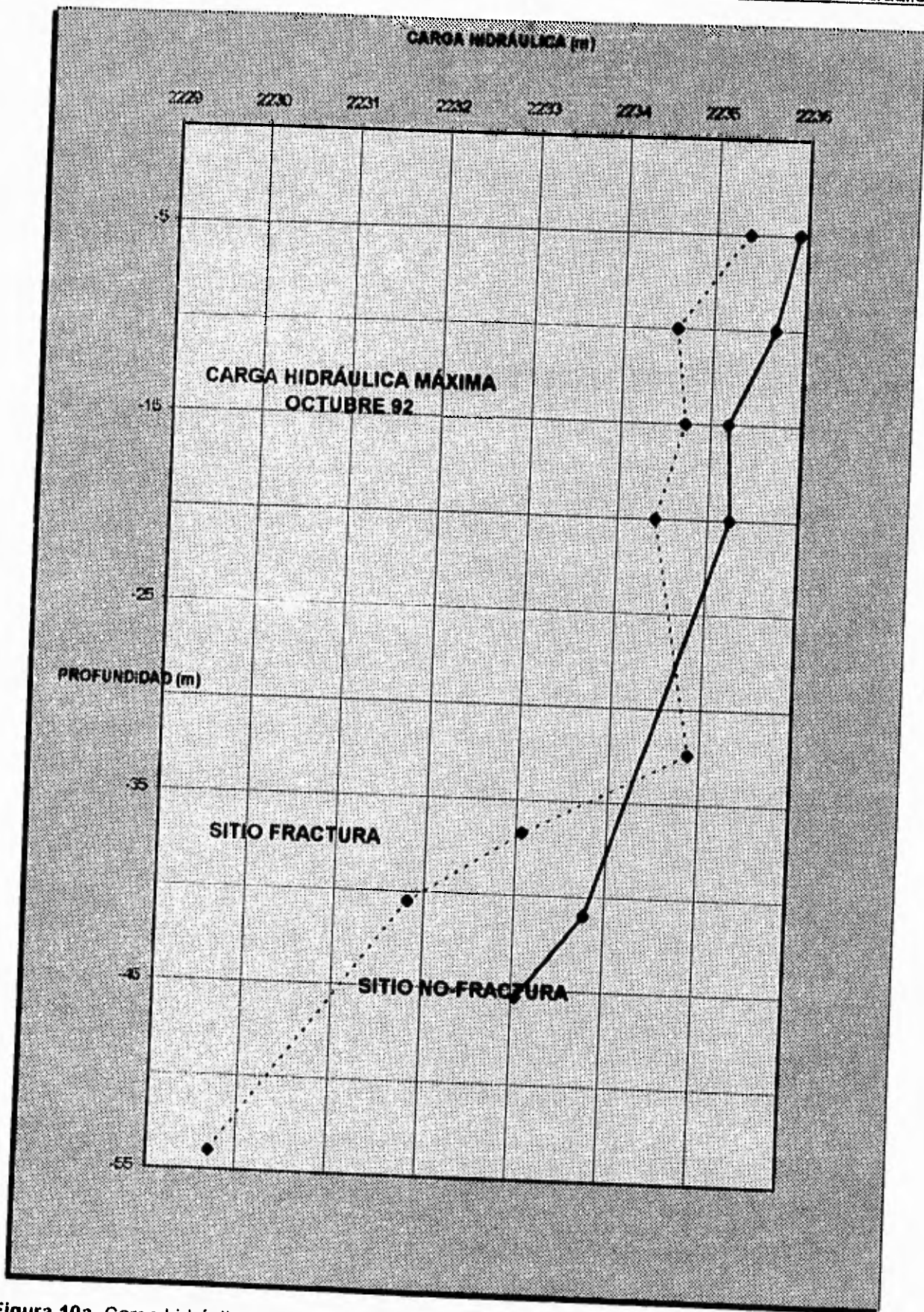


Figura 10a. Carga hidráulica máxima registrada en octubre de 1992. (Wilfredo G. Ramirez)

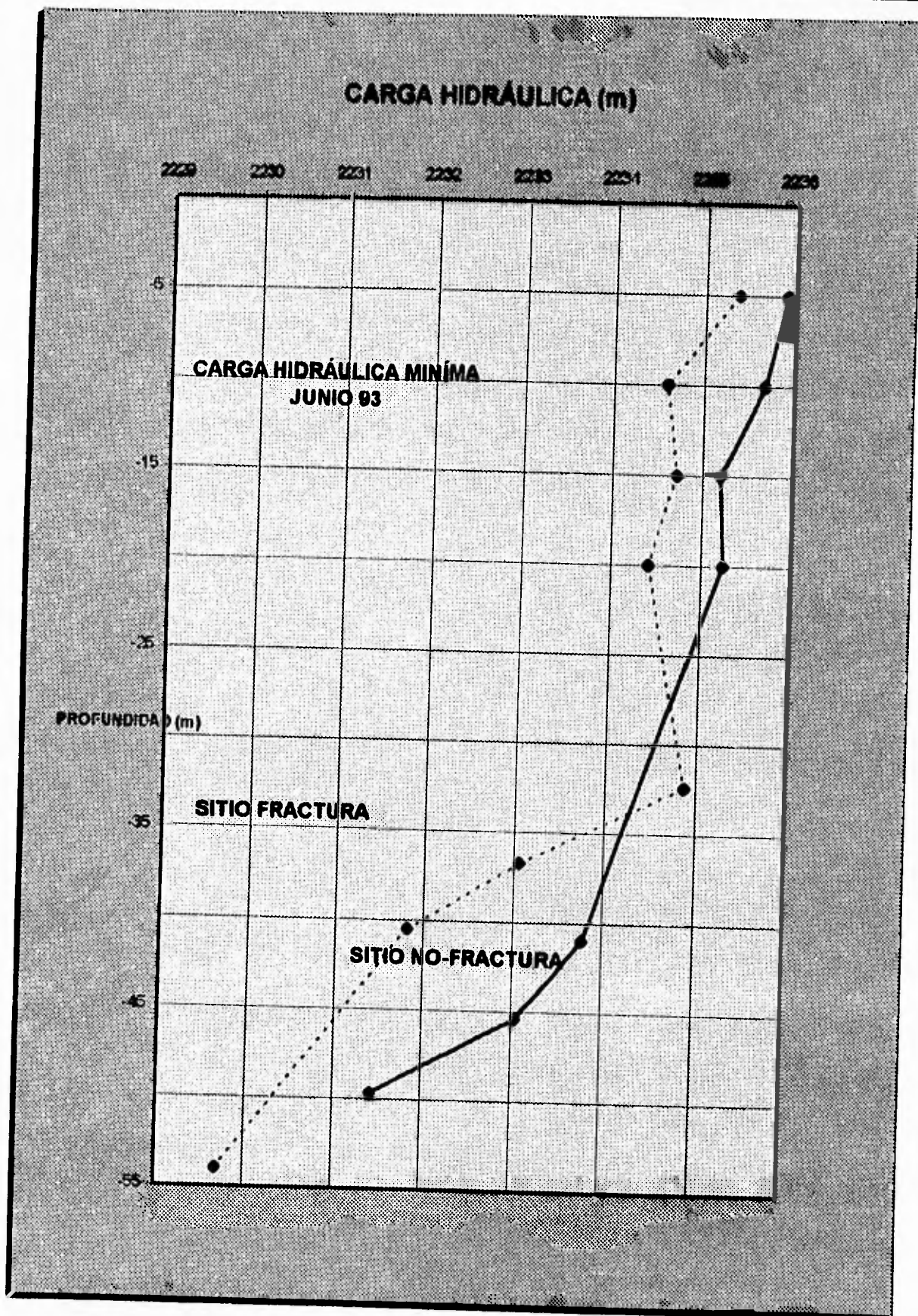


Figura 10b. Carga hidráulica mínima registrada en junio de 1993. (Wilfredo G. Ramirez)

La figura 10c muestra la posición de los niveles piezométricos promedio para todo el período de observaciones. Debido a que el movimiento del agua subterránea se lleva a cabo desde zonas de mayor a menor carga hidráulica, la tendencia general del flujo subterráneo en el acuitardo es descendente, tal como puede apreciarse en las figuras 9a, 9b, 10a y 10b; sin embargo, hay zonas donde existe una ligera componente de flujo ascendente local como es el caso de los piezómetros ubicados a 15 y a 32.4 m en el sitio de la fractura, y a 20 m de profundidad para el sitio localizado fuera de la fractura, con un gradiente hidráulico de 0.033, 0.064 y 0.023 m/m respectivamente; se manifiesta flujo ascendente en ambos sitios.

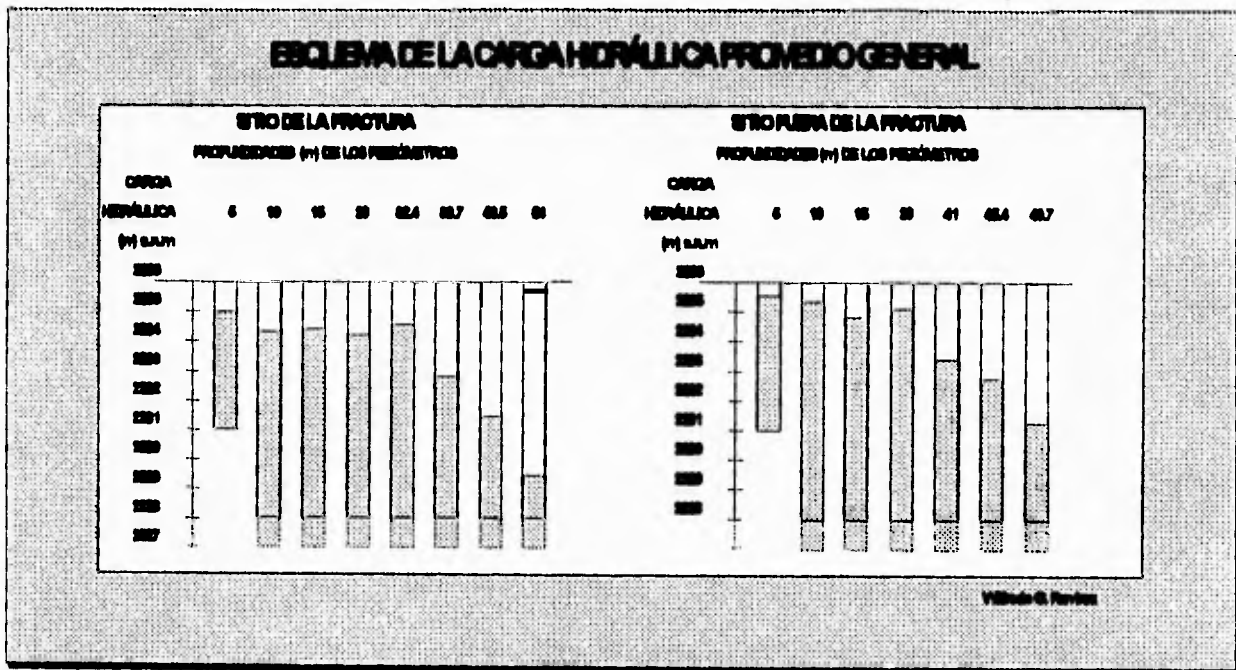


Figura 10c. Esquema de la carga hidráulica promedio general.

El comportamiento del gradiente hidráulico antes descrito, puede explicarse si se considera la presencia de fracturas abajo del canal ubicado a 50 m de distancia, que están comunicadas a lentes de arena volcánica localizadas a profundidades de 20 y 35 m lo que facilita el movimiento lateral del agua subterránea (Fig. 11); ó bien a la conexión de estas capas con las zonas perimetrales de la planicie lacustre.

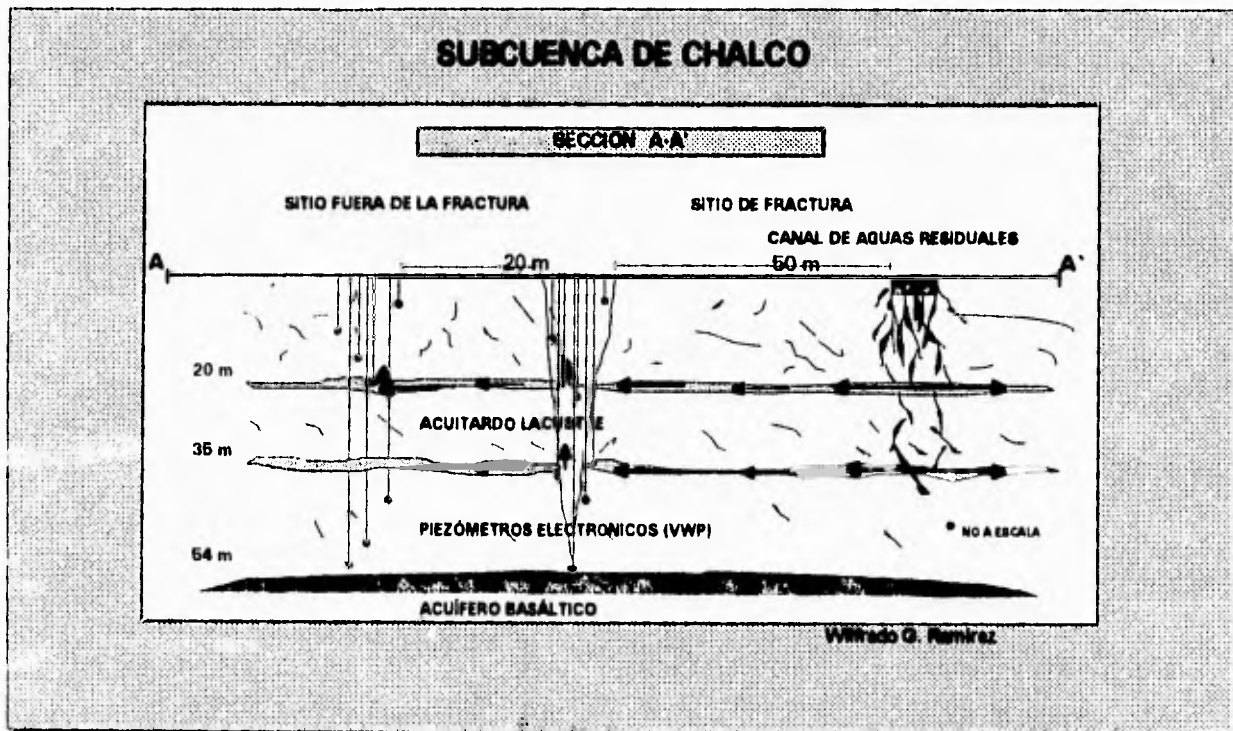


Figura 11. Sección A-A' en la Subcuenca de Chalco que indica el sentido del flujo subterráneo.

4.4. VARIACIÓN MENSUAL DE LA CARGA HIDRÁULICA

En las figuras 12a y 12b se observa que las variaciones de la carga hidráulica mantienen la misma tendencia a lo largo del año.

El rango de variación de la carga hidráulica mensual promedio para todo el período, dentro y fuera de la fractura se presenta en la tabla 3.

PROMEDIO ANUAL DE LA CARGA HIDRÁULICA			
SITO DE FRACTURA		SITO FUERA DE LA FRACTURA	
PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO	VARIACIÓN PROMEDIO DE LA CARGA HIDRÁULICA	PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO	VARIACIÓN PROMEDIO DE LA CARGA HIDRÁULICA
(m)	(cm)	(m)	(cm)
5	63.3	5	64.7
10	61.7	10	29.8
15	45.9	15	48.8
20	36.0	20	31.9
32.4	33.6	41	35.6
36.7	24.1	45.4	33.9
40.5	31.1		
54	38.7		

Villredo G. Ramírez

Tabla 3. Variación promedio anual de la carga hidráulica.

De la tabla 3 se observa que la variación de la carga hidráulica tomada de los promedios mensuales para los piezómetros localizados en ambos sitios, es mayor a 40 cm. hasta 15 m de profundidad; y menor de 40 cm. abajo de esa profundidad.

Nótese que los valores de la tabla 3 representan la variación promedio anual de la carga hidráulica y la tabla 1 muestra la variación máxima de la carga hidráulica alcanzada en todo el período de estudio y en general, estos valores aproximadamente llevan la misma tendencia.

Por otro lado, la tendencia obtenida para un día de monitoreo de la carga hidráulica y gradiente hidráulico, es similar al promedio mensual de la carga hidráulica y al promedio anual del gradiente hidráulico, lo que manifiesta que las lecturas tomadas para cualquier día de monitoreo con piezómetros electrónicos, son representativas del comportamiento hidráulico anual de esta zona en particular .

COMPARACIÓN DEL GRADIENTE HIDRÁULICO		
	SITIO DE LA FRACTURA	SITIO FUERA DE LA FRACTURA
Día de mínima carga hidráulica (oct-1992)	Q.1159 (m/m)	Q.0710 (m/m)
Día de mínima carga hidráulica (jun-1993)	Q.1057 (m/m)	Q.0943 (m/m)
Promedio anual del gradiente hidráulico	Q.1123 (m/m)	Q.0928 (m/m)

Wlfrido G. Rivas

Tabla 4. Comparación del gradiente hidráulico para los días de máxima y mínima carga hidráulica con el promedio del gradiente hidráulico anual a través de todo el espesor lacustre.

A partir de la distribución del gradiente hidráulico (Figs. 10a, 10b, 12a y 12b) puede concluirse que la fractura regional controla el movimiento del agua subterránea hasta una profundidad de por lo menos 32 m. Para el sitio ubicado fuera de la fractura, la distribución del gradiente sugiere que la zona activa de flujo subterráneo se encuentra hasta 20 m de profundidad. Esto es consistente con resultados de migración de trazadores en períodos largos de tiempo (Ortega et. al., 1993) y pruebas de permeabilidad, (Vargas, 1995). Los resultados obtenidos tienen implicaciones importantes desde el punto de vista del movimiento de contaminantes dispuestos en la superficie lacustre, ya que la franja cuyo espesor es de aproximadamente 20 m, no representa una buena protección al acuífero, debido a la presencia de microfracturas a lo largo de las cuales los contaminantes pueden trasladarse a mayor velocidad.

En el sitio de la fractura regional, el acuitardo no ofrece ninguna protección aparente sobre el acuífero basáltico, ya que la fractura puede cruzar toda la zona ocupada por el acuitardo, hasta 56 m (profundidad máxima del acuitardo en el área de estudio) y el acuífero prácticamente puede quedar expuesto a situaciones de contingencia.

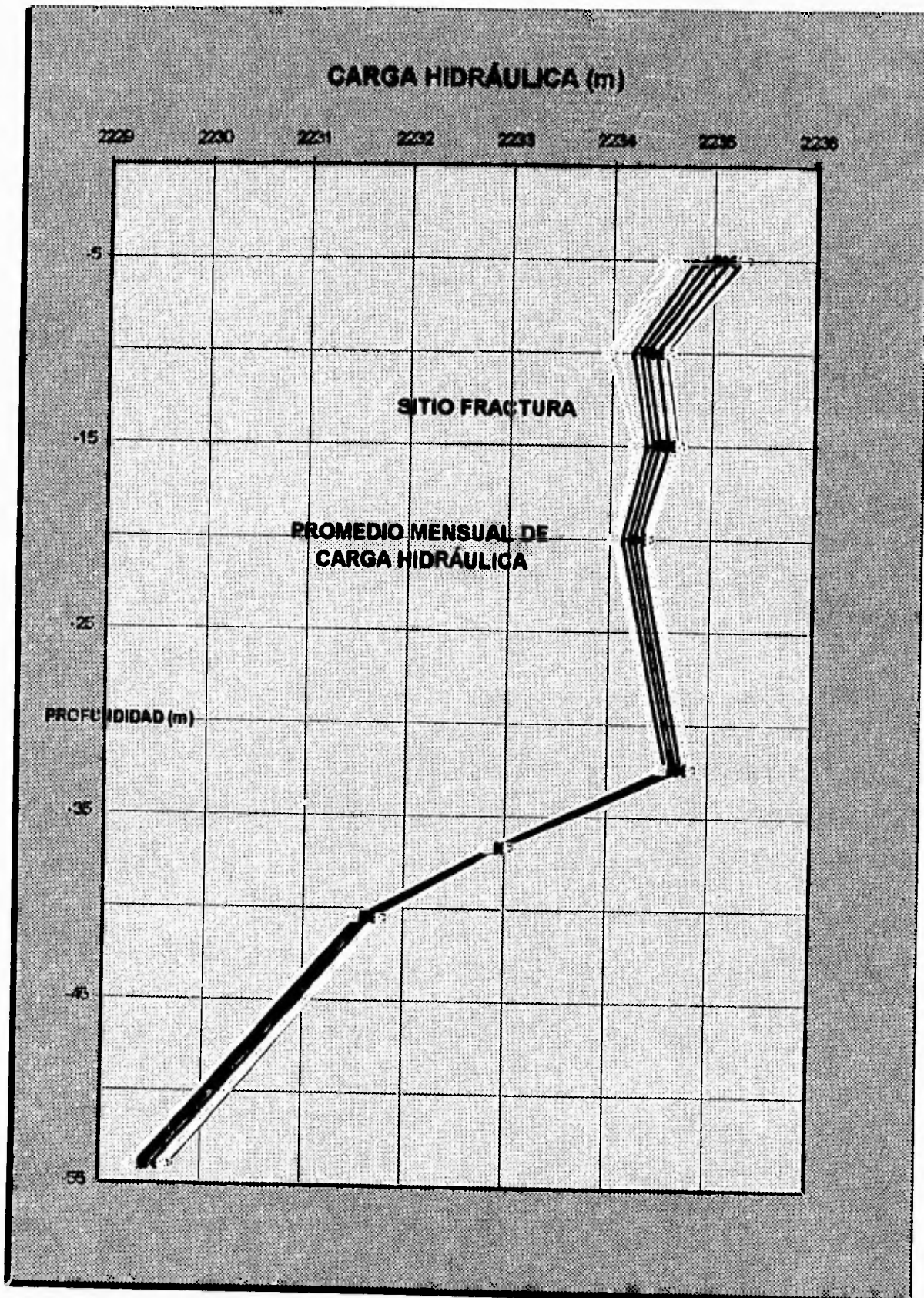


Figura 12a. Promedio mensual de la carga hidráulica en el sitio de la fractura.

(Wilfredo G. Ramirez)

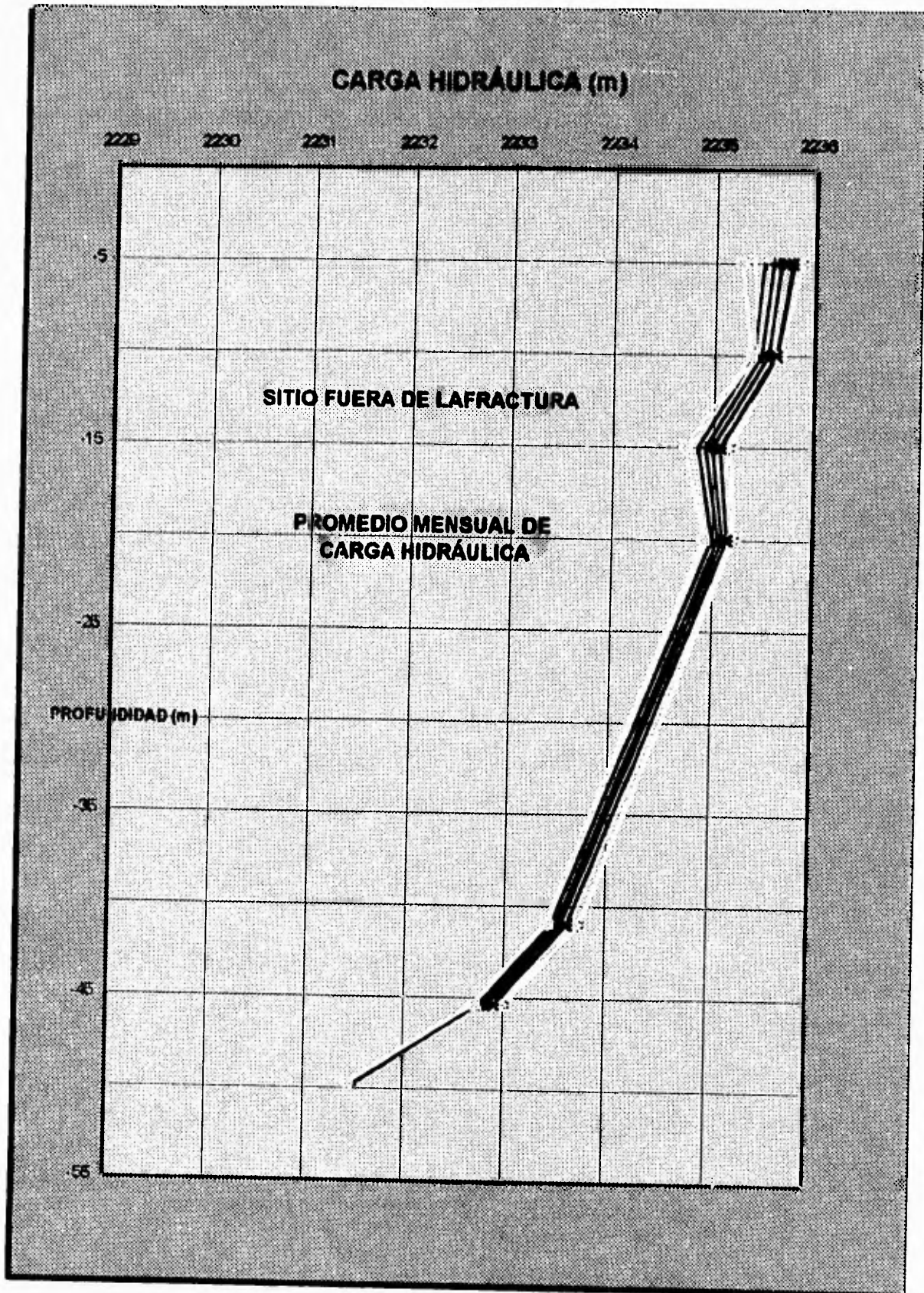


Figura 12b. Promedio mensual de la carga hidráulica en el sitio fuera de la fractura.
(Wilfredo G. Ramirez)

4.5. VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La variación de la temperatura mensual promedio calculada a partir de los datos registrados en el "data logger" se presenta en las figuras 13a y 13b y los valores de las variaciones a profundidad para ambos sitios se muestran en la tabla 5.

PROMEDIO MENSUAL DE LA VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA			
SITIO DE FRACTURA		SITIO FUERA DE LA FRACTURA	
PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO	VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA	PROFUNDIDAD DEL PIEZÓMETRO	VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA
(m)	(° C)	(m)	(° C)
5	0.22	5	0.35
10	0.12	10	0.06
15	0.06	15	0.05
20	0.06	20	0.05
32.4	0.04	41	0.09
36.7	0.06	45.4	0.02
40.5	0.06	49.7	0.41

Wilfredo G. Ramírez

Tabla 5. Promedio mensual de la variación de la temperatura.

Según los datos de la tabla 5, el rango de la variación de temperatura dentro de la fractura es de 0.04 a 0.22 °C y para el sitio fuera de la fractura de 0.02 a 0.41 °C. La máxima variación de la temperatura mensual para ambos sitios fue de 1.56 °C, registrada en el mes de julio y la mínima de 1.38 °C en diciembre y enero.

La diferencia de la temperatura entre 5 y 54 m de profundidad es de 1.5 °C para el sitio de la fractura y de 1 °C para el otro sitio (Figs. 13a y 13b). Como puede observarse, la variación de la temperatura con la profundidad es diferente para cada sitio; en la fractura se presenta un incremento desde 17.4 °C cerca de la superficie hasta 19.7 °C en la base. En el sitio fuera de la fractura, se observa un incremento irregular donde se definen tres zonas principales: superior hasta 5 m, media entre 10 y 40 m e inferior que va 45 a 56 m; la superior e inferior presentan variaciones hasta de 1 °C; y la zona media se mantiene constante a 18.20 °C.

Variación de la temperatura del agua subterránea

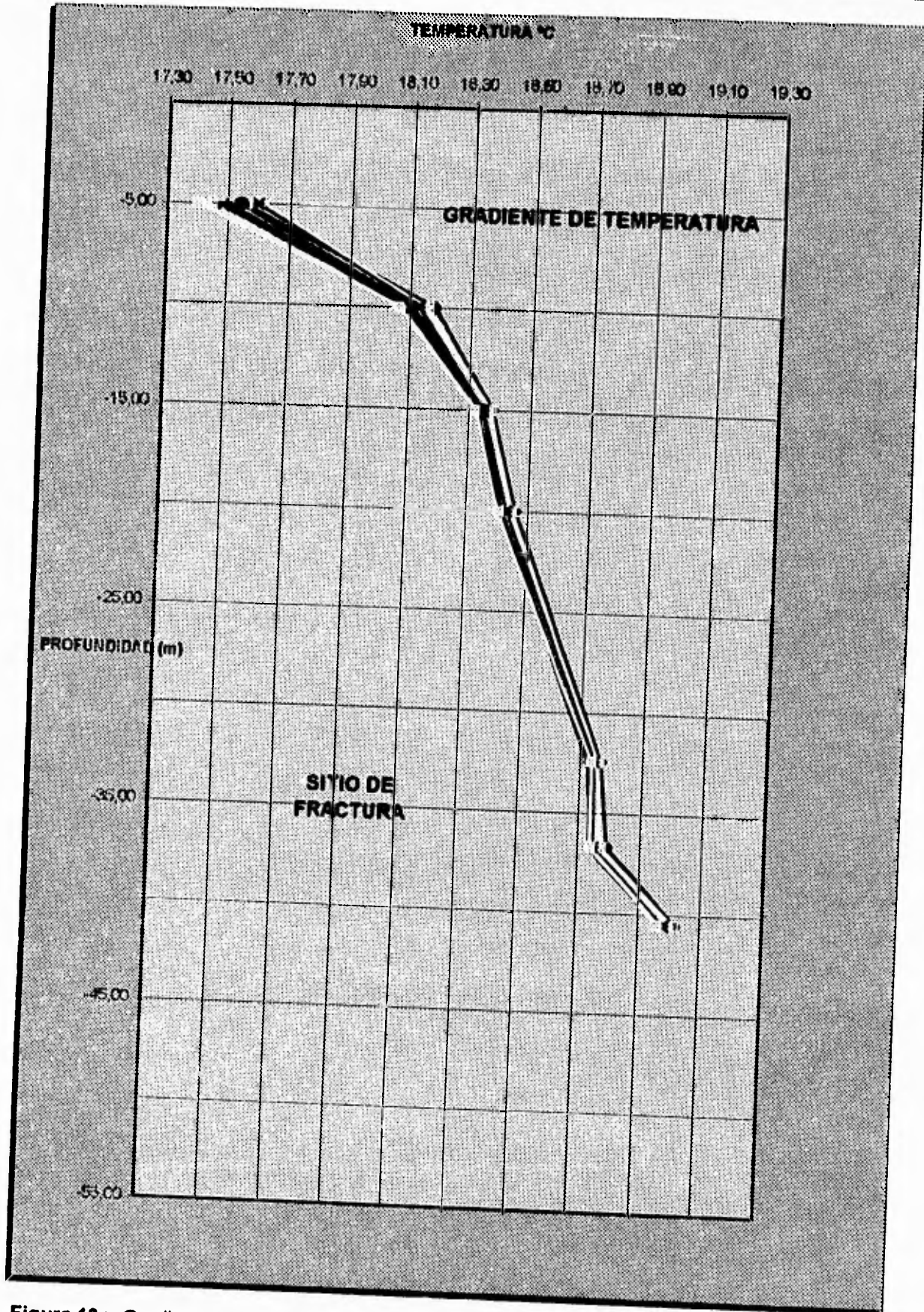


Figura 13a. Gradiente de temperatura en el sitio de la fractura. (Wilfredo G. Ramirez)

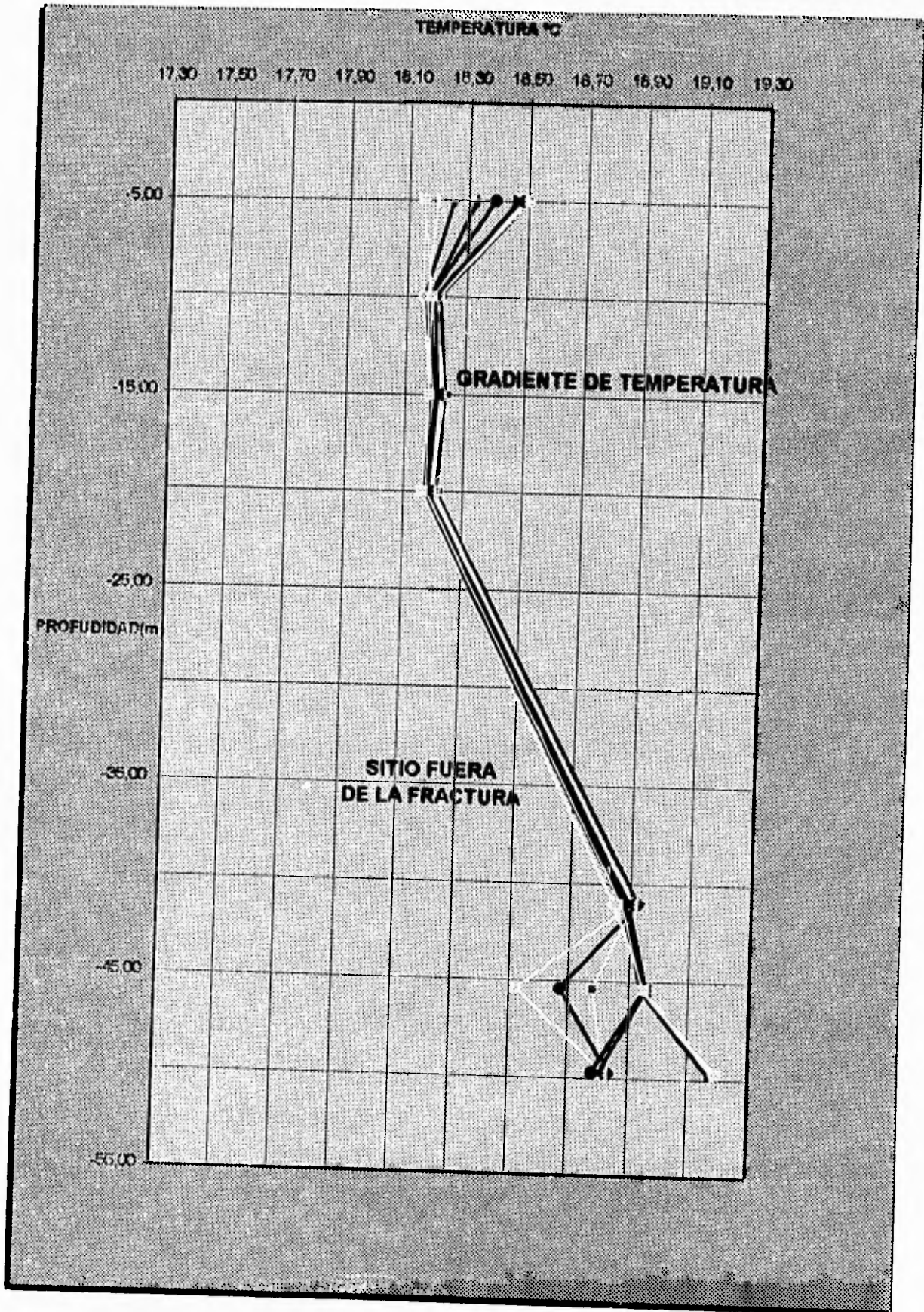


Figura 13b. Gradiente de temperatura en el sitio fuera de la fractura. (Wilfredo G. Ramirez)

Variación de la temperatura del agua subterránea

El análisis de los procesos físicos que involucran flujo, generalmente requieren el reconocimiento de un gradiente potencial; por ejemplo, se sabe que el flujo de calor viaja a través de cuerpos sólidos de mayor a menor temperatura y que el flujo de la corriente eléctrica va de altos a bajos voltajes, (Ley cero de termodinámica). Por esos procesos, la temperatura y el voltaje son cantidades potenciales y los promedios de flujo de calor y electricidad son proporcionales a esos gradientes potenciales, (Hubbert, 1940).

Evidencias experimentales y teóricas muestran que el movimiento del agua puede ser inducida a través de un medio poroso bajo la influencia de otros gradientes además de la carga hidráulica; por ejemplo, la presencia de un gradiente de temperatura o un gradiente químico puede originar flujo subterráneo, así como flujo calorífico aún cuando el gradiente hidráulico no exista, (Gurr et. al., 1952; Philip y de Vries, 1957, Hem, 1970 y Stumm y Morgan, 1970).

La distribución de temperatura a lo largo de estos perfiles se manifiesta de diferente manera en ambos sitios. Posiblemente la variación de la temperatura en el sitio fuera de la fractura sea ocasionado por el movimiento del agua subterránea cerca de la superficie y del basamento, y un análisis detallado de este comportamiento requerirá de estudios posteriores que no se incluyen en los objetivos de esta tesis.

CAPÍTULO 5
CONCLUSIONES E IMPLICACIONES

5 CONCLUSIONES E IMPLICACIONES

- 1) A través de los piezómetros electrónicos puede obtenerse la respuesta hidráulica de equilibrio en todo el acuitardo lacustre en tan sólo un día, como representativa del comportamiento hidráulico de esta zona en particular, a diferencia de los piezómetros convencionales que pueden tomar hasta meses en alcanzar el equilibrio hidráulico.**

- 2) La máxima variación de la carga hidráulica obtenida durante el año se presentó en octubre de 1992, mientras que la mínima fue en junio de 1993 para ambos sitios dentro y fuera de la fractura. A partir de esta información es posible definir que, el ciclo anual de la carga hidráulica en esta zona tiene un desfase de 4 meses con respecto a la temporada de lluvias que inicia en mayo y termina en septiembre.**

- 3) La profundidad de la zona más activa de flujo subterráneo en el acuitardo, para el sitio de la fractura regional es hasta 32 m, lo que indica que la fractura posiblemente corta la primera capa dura y además puede extender potencialmente su efecto hasta la base del acuitardo. La profundidad de la zona activa de flujo subterráneo en el acuitardo fuera de la fractura llega hasta 20 m de profundidad, ésto es consistente con los resultados de estudios de distribución de conductividad hidráulica y transporte de solutos realizados en el acuitardo de Chalco, donde se interpreta la presencia de micro fracturas hasta dicha profundidad y por encima de la primer capa dura.**

- 4) Se determinó que el movimiento preferencial del agua subterránea en el sistema hidráulico, para ambos sitios es descendente. El gradiente hidráulico medido a través de 54 m del espesor lacustre fue de 0.0170 en el sitio de la fractura y 0.01159 en el sitio localizado fuera de la fractura. Existen dos puntos con flujo ligeramente ascendente a 15 y 32.4 m para el sitio de la fractura y uno a 20 m de profundidad para el otro sitio, esto puede deberse a la presencia de lentes de arena volcánica a esas profundidades y que están conectadas con alguna fuente de agua superficial o de recarga en las márgenes lacustres.**

- 5) La variación de la temperatura con la profundidad en ambos sitios es entre 1 y 1.5 °C, con una distribución diferente para cada sitio.**

Conclusiones e implicaciones

Este trabajo muestra la eficiencia de los piezómetros electrónicos para medir las variaciones hidráulicas y obtener resultados en cuestión de horas después de la instalación, lo que representa una herramienta de gran utilidad práctica en estudios hidrogeológicos y de migración de contaminantes en materiales de baja permeabilidad, que en combinación con la variación de la temperatura, puede ser utilizada para registrar fugas de sustancias peligrosas que generan incremento de calor en el subsuelo. Este método es también una buena opción para el conocimiento de la variación de la presión de poro en el acuitardo, generado por estructuras pesadas en los sedimentos lacustres de la Ciudad de México.

CAPÍTULO 6
RECOMENDACIONES

6 RECOMENDACIONES

- 1) Es importante que existan acuerdos entre instituciones de educación superior, empresas de gobierno y particulares, para realizar investigaciones a través de programas a largo plazo y continuar con monitoreos electrónicos para hacer estudios más detallados de la relación acuífero-acuitardo, migración de contaminantes y observar sus tendencias en forma tridimensional para cuantificar el verdadero potencial del acuífero de donde se abastece de agua potable a la ciudad más grande del mundo.**

- 2) Económicamente, éste tipo de estudios realizados con piezómetros electrónicos es aproximadamente 10 veces más costoso que con los piezómetros convencionales, pero si se consideran los beneficios que puede causar en términos de calidad, eficiencia y en tiempo de respuesta, puede resultar más económico a largo plazo.**

- 3) Para lograr un mejor estudio de la repuesta hidráulica del acuitardo con la precipitación pluvial, es conveniente que se instale una estación climatológica en el mismo sitio de los piezómetros electrónicos, y obtener registros confiables durante los 365 días del año.**

- 4) Esta técnica puede ser aplicada en las variaciones de presión de poro durante sismos ocurridos en la Cuenca de México u otras áreas de interés, que tengan relación con la estabilidad de edificios.**

BIBLIOGRAFÍA

- BLOOMFIELD, K. 1975. *A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico.*, Geol. Rundschau, 64 (2), pp. 476-497.**
- CARRILLO, N. 1947, *Influence of artesian wells in the sinking of Mexico City.*, Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica. anuario 47, en el volumen Nabor Carrillo, Secretaría de Hacienda y Crédito Público., pp.7-14., Mexico City, 1969.**
- CASAGRANDE, A., 1946, *Piezometers for pore pressure Measurements in clay.*, Harvard University, Cambridge, Mass.**
- CNA-GAVM. 1991, *Boletín de Mecánica de Suelos.*, v. 10, 281 pp. México.**
- CSERNA, Z., DE LA FUENTE-DUCH, M., PALACIOS-NIETO, M., TRIAY, L., MITRE-SALAZAR, L.M., y MOTA-PALOMINO, R., 1988, *Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México.*, Bol. 104, pp. 71., Instituto de Geología, UNAM, México.**
- DEMANT, A., 1978, *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación.* Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 2, No. 2, 172 pp. 70-83.**
- DOMENICO, P.A., SCHWARTZ, F. E., 1976, *Physical and Chemical Hidrogeology*, Hamilton Printing Company.**
- DURAZO, J. y FARVOLDEN, R:N., 1989, *The Groundwater Regime of the Valley of Mexico, from historic evidence and field observations.* J. Hydrol., v. 112 pp. 171-190.**
- FREEZE, R. A. Y CHERRY, J. A., 1979, *Groundwater.* Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey., 604 pp.**

- FRIES, C. Jr., 1960, *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México.*, Bol. del Instituto de Geología, No. 60, UNAM.
- FRIES, C. Jr., 1962, *Resumen de la Geología de la hoja Pachuca E 2 de Hidalgo y México*, Hoja Pachuca 14Q-c(11), con , Carta Geológica de México. Instituto de Geología, UNAM.
- GURR, C.G., MARSAL, R.J. Y HUTTON, J.T., 1952, *Water movement in soil due to a temperature gradient.* Soil Sci., 24, pp. 335-344.
- JAIME, A.P. y ROMO, M.P., 1987, *Sondeos de cono eléctrico en los sitios de Chalco, Chalco II y Cuemanco.* Inst. Ing. UNAM, Mexico City 8 pp.
- JUÁREZ-BADILLO, E. y RICO-RODRIGUEZ, A., 1984, *Mecánica de suelos.*, T.1, Ed. Limusa, México.
- KELLER, C.K., KAMP, G.V. DER, CHERRY, J. A., Nov. 1989, *A Multiscale Study of the Permeability of a Thick Clayey Till.* Water Resources Research. Vol. 25. No. 11. pp. 2299-2317.
- MARSAL, R.J. y MAZARI, M., 1959, *The subsoil of Mexico City.* Facultad de Ingeniería, UNAM, México, v. 1 y 2.
- MOOSER, F., 1962, *Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México.* XX Cong. Geol. Internal-, México libreto-guía, Exc. c-9, pp. 9-16.
- MOOSER, F., NAIRN, M.E.A. y NEGENDANK, F.W.J., 1974, *Paleomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VIII A Paleomagnetic and Petrologic Study of the Valley of Mex.*, Geol. Rundschau, 63 pp. 451-483.
- NEGENDANK, J. F. W., 1972, *Volcanics of the Valley of Mexico.*, Pz. 1: Petrography of the volcanics. N. Jb. Miner. Abh., 116 pp. 308-320.

Bibliografía

ORTEGA-GUERRERO, M.A. y FARVOLDEN, R. N., 1989, *Computer Analysis of Regional Groundwater Flow and Boundary Conditions in the Basin of Mexico*. J. Hydrol. v. 110 ,pp. 271-294.

ORTEGA-GUERRERO, M.A., CHERRY, J. A. y RUDOLPH, D.L., sep-oct., 1993, *Large Scale Aquitard Consolidation Near Mexico City*. Ground Water Vol. 31, No 5.

ORTEGA-GUERRERO, M.A., 1993, *Origin and Migration of pore Water and Salinity in the Consolidating Chalco Aquitard, Near Mexico City.*, Tesis Doctoral, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canadá, 294 pp.

RUDOLPH, D.L., CHERRY, J.A. y FARVOLDEN, R.N., 1991, *Field Investigations and solute transport in a lacustrine aquitard near Mexico City*. Water Resources Res. v. 27, no 9, pp. 2187-2201.

PEMEX., 1988, *Cortes litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1 y Copilco-1*. Información consultada en la Fundación J. Barros Sierra, A.C. México, D.F.

PHILIP, J.R. Y DE VRIES, D.A., 1957, *Moisture movement in porous materials under temperature gradients*. Trans. Amer. Geophys. Union, 38, pp. 222-232.

SAHAB-HADAD, E., 1992, *Acciones de la Gerencia de Aguas del Valle de México dentro del Programa Nacional de Agua Potable y Alcantarillado*. Agua Potable. Vol. 8.

SARH-CAVM., 1984, *Niveles piezométricos de los pozos de Mixquic-Santa Catarina, en el Valle de Chalco*. Registro Interno, México D. F.

SCHLAEPFER, C.J., 1968, *Hoja México 14Q-h (5), Con resumen de la geología de la hoja México, D.F., y Edos. de México y Morelos.*, UNAM Inst. de Geol., Carta Geológica de México y Morelos. UNAM. Inst. Geol., Carta Geológica de México, Serie 1:100,000.

Bibliografía

URRUTIA, J., y CASTILLO, L. DEL, 1977, *Un modelo del eje volcánico mexicano*, Bol. de la Soc. Geol. Mex., v.38 pp. 18-28.

VAN DER KAMP, G. Nov., 19 de 1994, *Contaminant Transport in Clays, . Detection of Open Fractures by Means of Permeability Tests*. The Twentieth Nabor Carrillo Lectures of the Mexican Society for Soil Mechanics. Jalapa, Veracruz, México.

VARGAS-CABRERA, C., 1995, *Conductividad de Hidráulica de la subcuenca de Chalco D.F. y Edo. de México.*, Tesis de Licenciatura (en prensa), Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

A DESARROLLO TEÓRICO DE LA CARGA HIDRÁULICA

A través de los experimentos hechos por el Ingeniero Civil Henry Darcy publicados en 1856 en Dijon Francia, cuando quiso mejorar el diseño de filtros con arena para purificación de agua, se establecieron las leyes de flujo de agua a través de arena. El aparato experimental empleado por Darcy se muestra en la figura 13, y consta de un cilindro circular de sección transversal A lleno de arena, con tubos de entrada y de salida además de un par de manómetros. A través del cilindro se hace fluir agua hasta saturar todos los poros y obtener un gasto de flujo a la salida igual que el gasto de entrada.

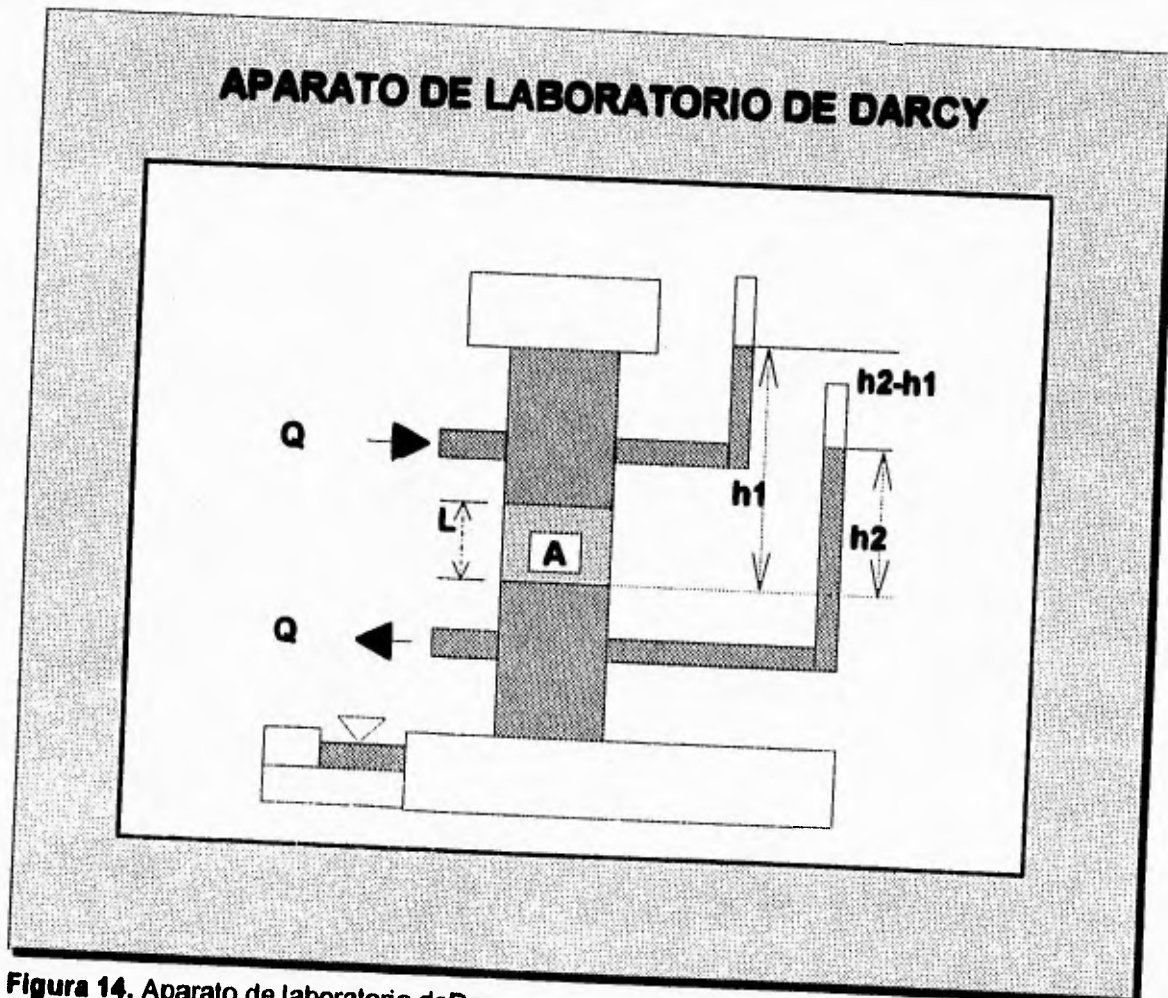


Figura 14. Aparato de laboratorio de Darcy

Se fija un nivel de referencia arbitrario (generalmente el nivel del mar) donde $z = 0$, las elevaciones a la entrada de los manómetros son z_1 y z_2 y las elevaciones de los niveles de fluido son h_1 y h_2 . Δl es la distancia entre las entradas de los manómetros.

La descarga específica v a través del cilindro se define como:

$$v = \frac{Q}{A} \dots\dots\dots(1.1)$$

donde:

$$Q \quad [L^3/T]$$
$$A \quad [L^2]$$
$$v \quad [L/T]$$

Trabajando con dispositivos de diseño especial, Darcy encontró que v es directamente proporcional a $(h_1 - h_2)$ cuando l se mantiene constante, e inversamente proporcional a l cuando $(h_1 - h_2)$ es la que se mantiene constante.

Si $\Delta h = h_2 - h_1$ (se toma el signo arbitrario por convención para facilitar los cálculos), entonces la ecuación de Darcy queda expresada como:

$$v = -K \left(\frac{l}{h} \right) \dots\dots\dots(1.2)$$

o en forma diferencial ,

$$v = -K \left(\frac{dh}{dl} \right) \dots\dots\dots(1.3)$$

Donde h es la carga hidráulica y dh/dl es el gradiente hidráulico. K es una constante de proporcionalidad que es propiedad del medio poroso, y además está en función del tipo de fluidos que pasan a través de dicho medio.

Si dh/dl se mantiene constante, entonces v es directamente proporcional a K . El parámetro K es conocido como *conductividad hidráulica*. Para arenas y gravas, los valores de la conductividad hidráulica son altos, mientras que las arcillas y otros tipos de rocas tienen valores bajos de K .

l y h tienen unidades de longitud $[L]$, por lo tanto, al hacer un análisis dimensional, la Ec. (1.2) muestra que K tiene las mismas dimensiones que la velocidad $[L/T]$.

La ley de Darcy también se expresa de la siguiente forma:

$$Q = -K \left(\frac{dh}{dl} \right) A \quad \dots\dots\dots(1.4)$$

y haciendo $i = \frac{dh}{dl}$, entonces:

$$Q = -KiA \quad \dots\dots\dots(1.5)$$

donde i es el gradiente hidráulico.

Los experimentos de Darcy mostraron que para el análisis de procesos físicos que involucran flujo, generalmente se requiere conocer el gradiente de potencial que controla el flujo de agua a través de un medio poroso.

Hubbert en 1940, demostró que los términos de elevación, presión y carga total pueden ser explicados en términos de la ecuación convencional de Bernuolli.

El trabajo puede calcularse a partir de tres componentes:

- 1) El trabajo que se requiere para levantar la masa de $z = 0$ a z , entonces:

$$w_1 = mgz \quad \dots\dots\dots(1.6)$$

- 2) El trabajo requerido para acelerar el fluido de $v = 0$ a v .

$$w_2 = m \frac{v^2}{2} \quad \dots\dots\dots(1.7)$$

- 3) El trabajo realizado sobre el fluido para incrementar la presión de $p = 0$ a p , entonces:

$$w_3 = m \int_{p_0}^p \frac{V}{m} = m \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} \quad \dots\dots\dots(1.8)$$

El flujo potencial ϕ (la energía mecánica por unidad de masa) es la suma de w_1 , w_2 y w_3 por unidad de masa del fluido m , entonces :

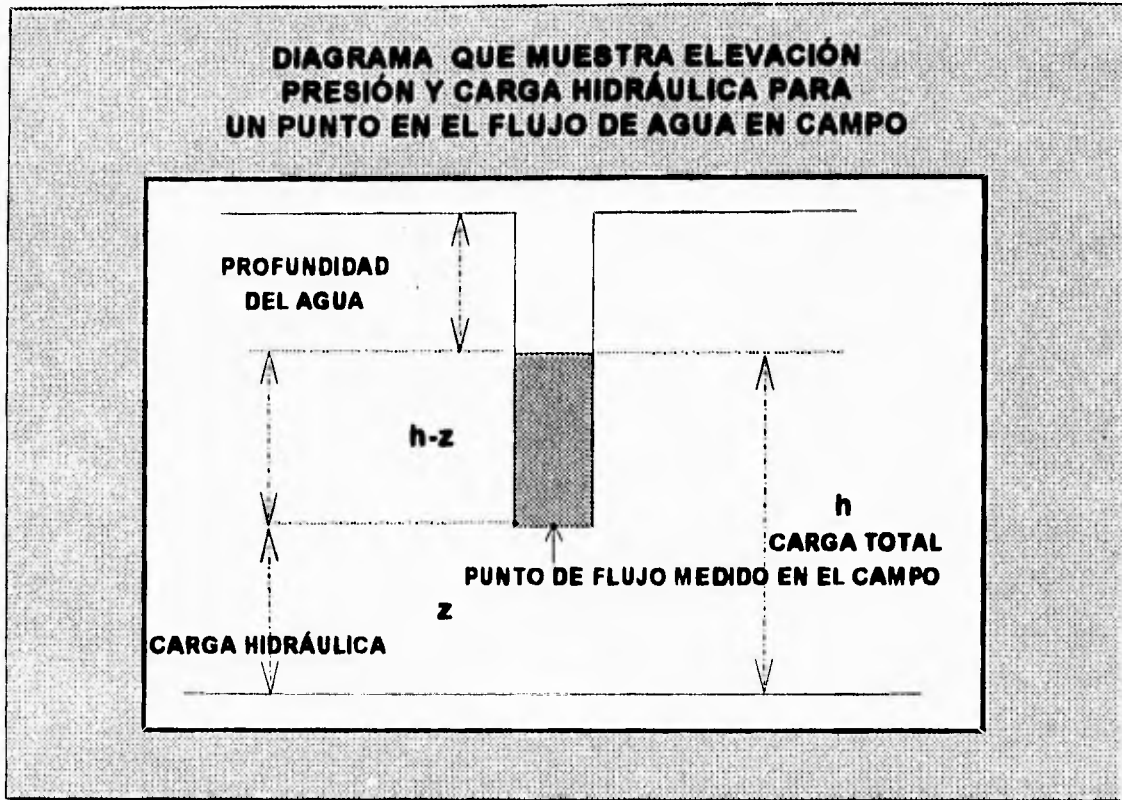
$$\phi = mgz + \frac{V^2}{2} + m \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} \quad \dots\dots\dots(1.9)$$

Donde g es la aceleración gravitacional, z es la elevación de la base del piezómetro, p es la presión ejercida por la columna del agua, ρ es la densidad del fluido y v es la velocidad, y mg es igual a la unidad de peso de agua, entonces esta ecuación describe la energía total contenida por el fluido, donde el primer término es la energía de posición, el segundo término es la energía dado el movimiento del fluido y el tercer término es la energía dada la presión continua del flujo.

En el flujo de un medio poroso, las velocidades son extremadamente bajas, así que el segundo término casi siempre puede despreciarse para fluidos incompresibles (fluidos con una densidad constante, ρ no es función de p), por lo que la ecuación puede simplificarse de la siguiente manera.

$$\phi = gz + \frac{(p_2 - p_1)}{\rho} \quad \dots\dots\dots(1.10)$$

El primer término involucra la elevación y el segundo la presión, como ambos términos se relacionan con la carga hidráulica, puede emplearse nuevamente el análisis de Darcy (Fig 14).



En el punto p , la presión del fluido está dada por:

$$p = \rho g \phi + p_0 \quad \dots\dots\dots(1.11)$$

donde ϕ es la altura de la columna del líquido arriba de p y p_0 es la presión atmosférica ó presión a condiciones estándar entonces:

$$p = \rho g(h - z) + p_0 \quad \dots\dots\dots(1.12)$$

donde $(h - z)$ es la columna de agua, h la carga hidráulica, ϕ la presión de poro y z la elevación.

Para un manómetro de laboratorio, al sustituir (1.12) en (1.10), queda la ecuación siguiente:

$$\phi = gz + \frac{[\rho g(h-z) + p_0]}{\rho} = gh \quad \dots\dots\dots(1.13)$$

El flujo potencial ϕ en cualquier punto p en un medio poroso es simplemente la carga hidráulica en el punto, multiplicada por la aceleración de la gravedad. Ya que g es una constante sin mucha variación en la vecindad de la superficie terrestre, ϕ y h casi son directamente proporcionales.

El instrumento básico para medir la carga hidráulica es un tubo en el cual puede ser determinada la elevación del nivel del agua; en el laboratorio, el tubo es un manómetro y en el campo esa tubería se conoce como piezómetro. Los piezómetros generalmente son instalados en grupos para que a través de ellos se puedan determinar el flujo subterráneo. Recientemente esta simple tubería ha sido reemplazada para algunas aplicaciones por diseños más complejos que utilizan transmisores de presión, aparatos con neumáticos y componentes eléctricos.